

Beitrag zur Kenntnis des oststeirischen Pliocäns.

Von Artur Winkler.

Mit 4 Textfiguren.

Vorbemerkung.

In meiner Studie über das Miocän von Mittelsteiermark (Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1913, 63. Bd., S. 403—503) habe ich auf Grund meiner geologischen Aufnahmen im oststeirischen Eruptivgebiet und auf Grund kürzerer Begehungen in angrenzenden Teilen des steirischen Beckens ein Bild über den Werdegang der mittelsteirischen Miocänbucht entworfen. Ich hatte damals die Hoffnung, auch die Pliocängebiete von Mittelsteiermark bald hinreichend studiert zu haben, um über ihre Genesis einige wesentliche Mitteilungen machen zu können. Der Krieg unterbrach meine dahin zielenden Bemühungen. Erst in den letztvergangenen zwei Jahren hatte ich Gelegenheit, meine Untersuchungen wieder aufzunehmen. Mit genauerer Einsicht in die geologischen Verhältnisse wuchs die Zahl der zu lösenden Probleme. Neue Fragen tauchten auf und es entstand das Bestreben, noch genauere und weiter ausgreifende Begehungen zur Klärung der jugendlichen Geschichte der Bucht durchzuführen. Ich betone daher gleich eingangs, daß meine Studien in Oststeiermark noch lange nicht abgeschlossen sind, daß vielmehr der Hauptteil der Arbeit noch zu leisten ist. Jedoch halte ich es in Anbetracht der bereits aufgewendeten Zeit und Mühe und in Ansehung der gesicherten Ergebnisse für berechtigt und wünschenswert, die bisherigen Resultate zu veröffentlichen, die ich aber unbeschadet ihrer auf detaillierten Begehungen beruhenden Herkunft doch nur als vorläufige betrachtet haben möchte.

Einteilung der Arbeit, Vorstudien.

Meine Mitteilungen beziehen sich der Hauptsache nach auf die Umgebung der Orte Gleichenberg, Feldbach, Febring, Fürstenfeld, Mureck und Radkersburg, also auf den beiderseits der Raab und nördlich der unteren Mur gelegenen Teil der Oststeiermark.

Außer den limnischen und fluviatilen Bildungen des Pliocäns sind hier jugendliche Eruptivgesteine und ihre Tuffe weit verbreitet.

Das Gebiet wurde insbesondere in den letzten Jahrzehnten wenig studiert. Sowohl die geologische als auch die geomorphologische Vorarbeit ist nicht sehr bedeutend.

Die ersten Grundlagen für das Pliocängebiet gab K. J. Andrá (1) ¹⁾. Einige Ergänzungen hat Stnr in der „Geologie der Steiermark“ mitgeteilt (1 a). Die pliocänen Sedimente Oststeiermarks wurden seither nur mehr in der Umgebung von Feldbach von Stiny besprochen (2, 3). Eingehender wurden die vulkanischen Bildungen, speziell bezüglich ihrer petrographischen Zusammensetzung studiert. (Untjch 4, Hussak 5, Penck 6, Preiß 7, insbesondere Sigmund 8—12, nebst älteren Autoren wie Sedgwick und Murchison 13, L. v. Buch 14, K. J. Andrá 1, Clar 15, P. Partsch 16 etc.)

Ueber die Vulkantektonik liegen außer den in Sigmunds Arbeiten enthaltenen Angaben noch eine Detailbeschreibung des Kapfensteiner Tuffberges durch Heritsch (17) und Mitteilungen über die Tuffe und Basalte von Neuhaus (Vas Dobra), Ober-Limbach (Felső Lendva), Güssing (Nemet-Ujvar) und Tobaj vor, die zuerst von F. Stoliczka (18) und teilweise von Mattyasovsky (19) aufgenommen, neuerdings, nachdem ich einige kurze Bemerkungen darüber veröffentlicht hatte (28), von Jugovics (20, 21, 22) detaillierter beschrieben wurden. Sie liegen bereits auf westungarischem Boden, schließen sich aber vollständig an die Gleichenberger Basaltzone an.

Mit petrographischen Details beschäftigen sich außer Sigmunds Studien die Arbeiten von Heritsch (23), Schädler (24), Stiny (25) und Becke (26).

Der Raum zwischen dem Kurorte Gleichenberg und der Mur ebene bei Radkersburg wurde von mir in den Jahren 1911—1913 im Maßstabe 1:25.000 geologisch aufgenommen und die Resultate in einer größeren Arbeit unter dem Titel „Das Eruptivgebiet von Gleichenberg“ publiziert (27). Meine vulkanologischen, speziell vultantektonischen Ergebnisse habe ich in zusammenfassender Form 1914 veröffentlicht (28). Angaben über die Verbreitung und Tektonik des Pliocäns finden sich schließlich in meiner Miocänstudie (29), in meiner Arbeit über „Jungtertiäre Tektonik und Sedimentation am Ost-rande der Zentralalpen“ (30) und in drei weiteren kleineren Mitteilungen (31, 32, 33).

Drei jüngst erschienene, größer angelegte, geologische und geomorphologische Werke: L. v. Loczys „Die geologischen Formationen der Balatonegegend und ihre regionale Tektonik“ (34), A. Aigners „Geomorphologische Studien über die Alpen am Rande der Grazer Bucht“ (35) und J. Sölchs „Beiträge zur eiszeitlichen Talgeschichte des steirischen Randgebirges und seiner Nachbarschaft“ (36) haben auch die oststeirischen Pliocängebiete in den Kreis ihrer Betrachtungen gezogen. Auf sie wird im speziellen noch öfters zurückgekommen werden. Ihnen schließen sich endlich zwei neuere Studien V. Hilbers an, die sich allerdings nur auf die weitere Umgebung von Graz beziehen (37, 38).

¹⁾ Die in Klammern gesetzten Ziffern beziehen sich auf das Literaturverzeichnis am Schlusse der Arbeit.

Vorliegende Arbeit wird der Reihe nach behandeln:

1. Die Grenzschichten zwischen Miocän und Pliocän.
2. Die pontische Schichtfolge und ihre Gliederung.
3. Die eruptiven Bildungen.
4. Die postpontischen (levantinischen?) Niveauflächen.
5. Die höher(ober)-pliocänen - quartären Schotterterrassen im Raabgebiet.
6. Die höherpliocänen-quartären Terrassen des unteren Murgebietes.
7. Die höherpliocänen-quartären Terrassen des Feistritz—Lafnitzgebietes.
8. Die Tektonik der Pliocänablagerungen.
9. Zusammenfassende Darstellung der Entwicklungsgeschichte der steirischen Bucht seit Beginn des Pliocäns.
10. Vergleich der Ergebnisse mit jenen, die in den Nachbargebieten gewonnen wurden (Loczy, Hassinger, Sölich, Aigner etc.) und allgemeine Schlußfolgerungen.

Die Darlegungen sollen durch eine größere Anzahl von Profilen (Figur 1—3) und durch eine Kartenskizze (Fig. 4) erläutert werden.

Wie ich im Jahre 1913 (29—31) gezeigt habe, wird der südwestliche Teil der steirischen Bucht zwischen Raab und Mur hauptsächlich von den Bildungen der sarmatischen Stufe aufgebaut, während die pontisch-pliocänen Ablagerungen im allgemeinen nördlich der Linie Fernitz bei Graz—Gnas—Gleichenberg—St. Anna sich bis zum nördlichen Beckenrande Graz—Weiz—Hartberg ausbreiten. Die oststeirische Bucht wird daher in ihrem südlichen und südwestlichen Teil hauptsächlich von sarmatischen Ablagerungen, in ihrem nördlichen und nordöstlichen Teil besonders von pontischen Bildungen eingenommen.

Die untere Mur und ihre zahlreichen N—S zustrebenden Nebenbäche (Stiefing, Schwarza, Saß, Gnas, Sulzbach, Steinbach, Lendva etc.) zerschneiden besonders das sarmatische Hügelland, die Raab und ihre vereinigten Seitenflüsse (Lafnitz, Feistritz, Safenbach, Strem) die pontisch-pliocäne Region.

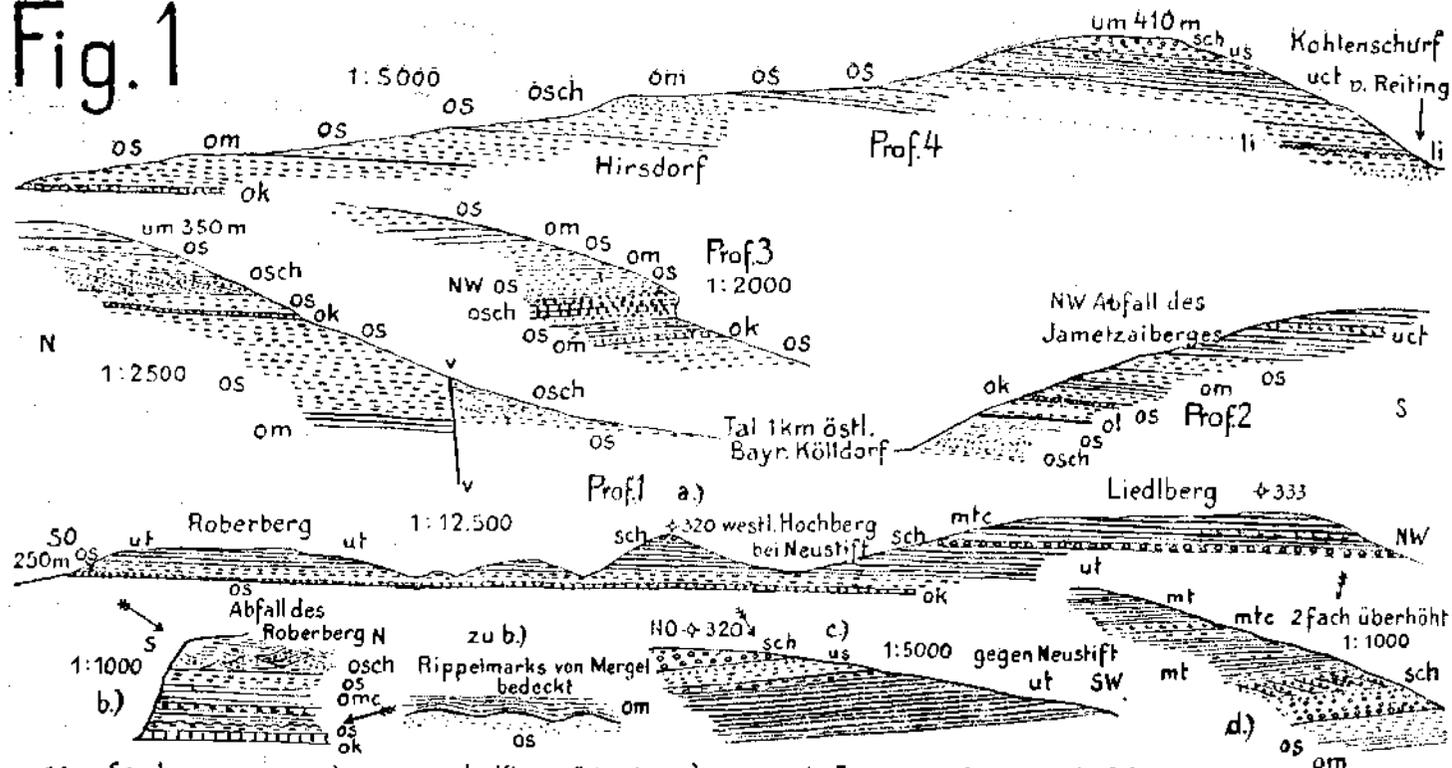
1. Die Grenzschichten zwischen Miocän und Pliocän.

Wohl in Uebereinstimmung mit der Mehrzahl der österreichischen Geologen und einigen ungarischen Forschern (Loczy) folge ich dem Grundsatz, der auch in dem Kartenwerk der österreichischen Geologischen Staatsanstalt zum Ausdruck gelangt ist, wonach die Ablagerungen der sarmatischen Stufe noch dem Miocän, jene der pontischen Stufe bereits dem Pliocän zugezählt werden. Die sarmatische Stufe betrachte ich daher als obermiocän.

In meinen 1913 erschienenen Arbeiten (29—31) habe ich den Versuch unternommen, eine Dreigliederung der sarmatischen Schichten Oststeiermarks durchzuführen, die sich, soweit es sich bisher ergab, bei den Begehungen der letzten Jahre bestätigt hat (33).

Fig. 1

Artur Winkler.



- | | | | | | | | |
|------------------------------|--------------------|-----------------------------|-----------------|------------------|----------------|------------------|---------------|
| os - Sand | } Ober- sarmat. li | osch - Kies u. Feinschotter | } Ober- sarmat. | ut Ton | } Unter- pont. | sch - Schotter | } Mittelpont. |
| om - Mergel | | omc - Cerithienmergel | | uct Congerienton | | mt - Ton | |
| ok - Kalk | | li - Lignit | | us Sand | | v - v Verwerfung | |
| ol - Mergel mit Kohleschmitz | | | | | | | |

Die obersarmatischen Bildungen sind charakteristische Seichtwasserablagerungen. Die Beweise hierfür ergaben sich aus ihrer Fauna (dickschalige Formen, Sande mit Lidofauna), aus den vielen Blattreste führenden Lagen und aus dem Vorherrschen der sandigen Fazies. Eine Bekräftigung für den Seichtwassercharakter bot die Auffindung von Bänken mit prächtigen Rippelmarks (Wellenfurchen) im Steinbruch von Jamm und jenem der Haselmühle bei Neustift in sandigen Lagen, welche die dort abgebauten fossilreichen obersarmatischen Kalkbänke bedecken (Fig. 1, Prof. 1 b).

Besonderes Augenmerk wendete ich der Frage zu, in welcher Weise der Uebergang aus der sarmatischen in die pontische Stufe sich vollzieht. Dies erscheint von Interesse mit Hinblick auf Hörnes' Mitteilung aus dem Oedenburger Komitate (39, 40) und die aus seinen Beobachtungen gezogenen Schlußfolgerungen, welche in der Annahme einer selbständigen, regressiven mäotischen Stufe zwischen sarmatischen und pontischen Ablagerungen hestehen. Tatsächlich ist an den allerdings seltenen Profilen, wo der Uebergang von Miocän zum Pliocän halbwegs erschlossen ist, eine deutliche Regression im höheren Teile der von mir als obersarmatisch bezeichneten Schichtserie, aber nicht in den allerhöchsten Lagen derselben zu beobachten.

In der Umgebung von Feldbach und Gleichenberg, wo sich nämlich die obersarmatischen Bildungen unter der pontischen Decke ausbreiten, zeigt sich die Einschaltung eines Schotter- oder Konglomeratlagers, dessen durchschnittlich haselnuß- bis nußgroße Gerölle das sehr nahe gelegene Mündungsgebiet eines Flusses anzeigen (33).

Hieraus ergibt sich eine wichtige Folgerung:

Am Ende der sarmatischen Zeit war die steirische Bucht bis nach Oststeiermark — also weithin — trocken gelegt. Sie stand unter der Herrschaft der einmündenden Flüsse. In der Gegend von Feldbach (Aufschlüsse bei Oedt und bei Mühldorf) deuten die schotterig-grobsandigen, diagonalgeschichteten Sedimente mit ihren pflanzenreste führenden Lagen auf eine unmittelbar an der Küste (Laguna) oder schon am Lande erfolgte Bildungsweise hin. Südwärts (Prädiberg, Hirsdorf) gehen sie in Kiese über.

Oestlich von Gleichenberg ist das gleiche Niveau durch Konglomeratbänke vertreten, welche auf dem Höhenrücken nördlich Bayr.-Kölddorf als kleine Felswände zutage treten (Fig. 1, Prof. 3). Wie der Charakter der Ablagerung und die brackisch-marinen Fossilreste, welche unmittelbar unter den Konglomeratbänken aufgesammelt werden können (*Cardium plicatum* und *obsoletum*, *Tapes gregaria* etc.) zeigen, liegt hier eine Stelle vor, an welcher Kleinschotter und Kiese deltaartig ins sarmatische Meeresbecken hineingeschüttet wurden. Oestlich Bayr.-Kölddorf sind die Ablagerungen nur mehr als Kiese und Grobsande (Fig. 1, Prof. 2), bei Jamm, Wind.-Kölddorf und Neustift (Fig. 1, Prof. 1 b) als grobe, resche Sande mit Conchylienlagen entwickelt. Die Kiese und Schotter gehen also mit Annäherung an die ungarische Grenze gegen Osten und Süden hin in sarmatische grobsandige Meeresbildungen über. Derselben Schichtfolge gehören zweifelsohne zum Teil die von Stiny (2, 3) aus der

Umgebung von Feldbach genau beschriebenen Lignite an, die über den Grobsanden, Kiesen und Schottern lagern (zum Beispiel Flöze des Gütlergraben bei Feldbach, von Reiting, Prädiberg). Wie die Profile bei Feldbach (Reiting, Fig. 1, Prof. 4) und Kölldorf (Fig. 1, Prof. 2) klar erkennen ließen, sind über der Kohle noch etwa 20—30 m mächtige, durch sarmatische Fossilien gekennzeichnete sandig-mergelig-tonige Ablagerungen darübergebreitet, die nach ihrer Faziesausbildung auf ein schwaches Ansteigen des Meeresspiegels zur Zeit ihrer Entstehung hindeuten¹⁾.

Wie ich meinen Beobachtungen am Hochstraden (27, S. 462) und an anderen Punkten (zum Beispiel Bayr.-Kölldorf, Ost [Fig. 1, Prof. 2] und Feldbach etc.) entnehme, findet in Oststeiermark aus dieser höchstarmatischen Schichtfolge ein regelmäßiger, durch keinerlei Diskordanz oder Diskontinuität gekennzeichneteter Übergang in die Bildungen des Pontikums statt.

Ich kann daher in diesen allerdings nur vorläufigen, lokalen Beobachtungen eine Stütze für Hörnes' Annahme eines Rückzuges des Meeres an der Wende von sarmatisch und pontisch erkennen, ohne daß aber Anzeichen für eine Schichtlücke und für eine Erosion tiefer Täler an der Wende von Sarmatikum und Pontikum vorliegen. Die Profile, die ich bisher in Oststeiermark kennen zu lernen Gelegenheit hatte, deuten nur auf ein Zurückweichen des Meeres und auf die Aufschüttung eines Deltas, sodann aber auf ein nachfolgendes geringes Ansteigen des Wasserspiegels noch innerhalb der durch brackische Fossilien gekennzeichneten höchsten sarmatischen Sedimentlagen²⁾. Es ist klar, daß an der Grundgebirgsküste des sarmatischen Meeres, wie sie nach Hörnes bei Oedenburg (Wiesen) erkennbar ist, eine geringe Senkung des Spiegels eine Abtragung und Zerstörung der vorher geblühten Strandablagerungen zur Folge haben mußte, wobei bei neuerlichem Vordringen des Meeres eine Einlagerung der durch eine sarmatisch-pontische Mischfauna gekennzeichneten Grenzbildungen in kleine Erosionskerben und Taschen Platz greifen konnte. (Hörnes loc. cit.) Anders lagen die Verhältnisse im Hauptteil der seichten, steirischen Bucht. Sie stand unter dem Zeichen mariu-fluviatiler Zuschüttung. Eine schwache Regression des Meeres auf ihrem flachen Grunde mußte, um für die Flüsse im Innern der Bucht das nötige Gefälle zu erhalten,

¹⁾ Ich vermute, daß bei Rückzug des Meeres am Ende der sarmatischen Zeit, der die Deltaaufschüttung bedingt hat, in den inneren Teilen der steirischen Bucht ausgedehnte Auen und Moore mit reichlicher Waldvegetation entstanden sind. Das wieder vordringende Meer überflutete diese Waldlandschaften und schwemmte große Mengen von Treibholz ins Marinbecken hinein, die den Lignithorizont gebildet haben mögen. Die raschen Mächtigkeitschwankungen des Flötzes, sein häufiges Auskeilen, ferner die Begleitung der Kohle durch Tone mit Laubblättern und zweifellos eingeschwemmten Holzstücken legt mir eine allochthone Entstehung der Lignite nahe, die übrigens mit Marinschichten wechsellagern. Stiny befürwortet (2) eine teilweise Allochthonie der Flötze.

²⁾ Ähnlich fand Hörnes über der Geschiebebank mit Congerien und Melanopsis bei der Station Wiesen—Sigles abermals Sande mit einer sarmatischen Fauna. Beide werden als mäotische zusammengefaßt. Ihnen entspricht vielfach eine Schichtlücke. (Hörnes 40, S. 2.)

die Ausbildung einer fluviatilen Ausgleichsfläche durch Aufschüttung eines Schuttkegels hervorrufen, wie er sich aus der Beobachtung zu erkennen gibt. Den Verhältnissen im Oedenburger Becken¹⁾ analoge Diskontinuitäten in der Ablagerungsfolge fanden aber auch hier an dem vom Meer überfluteten Gebirgsrande statt.

Ein charakteristisches Beispiel hierfür habe ich schon vor acht Jahren aus der Gegend von Grafendorf (nördlich Hartberg) beschrieben und in obzittierter Arbeit (29, S. 601 und 602) abgebildet. Die ober-sarmatischen Sedimente werden hier diskonform von pontischen Sanden überdeckt, die sich an einer ausgeprägten Erosionskerbe an die sarmatischen Bildungen anlagern.

Was nun die Abtrennung einer eigenen mäotischen Stufe von den sarmatisch-pontischen Bildungen anbelangt, so steht es wohl frei, für die beschriebenen Seichtwasserbildungen (Schotter, Kieshorizont, Lignite) und ihr noch durch sarmatische Fossilien gekennzeichnetes Hangend, oder für die ihre Stelle einnehmende Schichtlücke (Hartborger Gegend, Oedenburg)²⁾ eine eigene Bezeichnung zu gebrauchen. Es müßte hiebei nur beachtet werden, daß diese Uebergangsbildungen nach der Mächtigkeit und Art ihrer Sedimente nicht als der sarmatischen und pontischen Stufe zeitlich gleichwertige Schichtgruppe gegenübergestellt werden können, und daß die Aequivalenz mit der mäotischen Stufe Rußland, wie wohl nach Hörnes Darlegungen möglich oder wahrscheinlich, denn doch erst genauer erwiesen werden müßte.

2. Die pontische Schichtfolge und ihre Gliederung.

a) Die tiefpontischen Bildungen.

Die untere Abteilung der pontischen Schichten ist in Oststeiermark durch eine überwiegend mergelig-sandige Schichtfolge gekennzeichnet, die Reste limnischer Conchylien (Congerien, Cardien, Melanopsiden, Nerituen etc.) in sich birgt.

Erst in letzter Zeit sind den spärlichen, bisher bekannten Fundorten limnischer Versteinerungen (Hochstraden, Prädißberg zwischen Feldbach und Guas, Sattel westlich Windisch-Kölldorf, Petersdorf bei Fehring, Altenmarkt bei Fürstenfeld, Windisch-Hartmannsdorf, Windisch-Pöllau, St. Ruprecht etc.)³⁾ einige neue hinzugefügt worden (mehrere Fundpunkte bei Feldbach [Stiny 2], Gniebing, Hirsdorf westlich Schloß Gleichenberg, Lammichl bei Kölldorf, Windisch-Kölldorf, Waldra, östl. St. Stefan etc., letztere sechs Fundpunkte von mir aufgefunden). Nur einen Teil derselben rechne ich aber zum Unterpontikum.

Soweit die bisher beobachteten Aufschlüsse ein Urteil gestatten, entwickeln sich aus den obersten noch durch sarmatische Fossilien

¹⁾ Auch Wiener Becken.

²⁾ Auf die Bedeutung eines tieferen Wasserstandes am Ende des Miocäns hat E. Sueß mehrfach Gewicht gelegt. (Anlitz der Erde. I. S. 423 etc.)

³⁾ Erwähnt von D. Stur (1a), E. Hörnes (16b und Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1878, S. 304) und V. Hilber, Das Tertiärgebiet von Graz, Köflach und Gleisdorf. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1890 sowie in den Joanneumsberichten verschiedener Jahrgänge. (Graz.)

gekennzeichneten Sand- und Mergelbänken (mit Kalkföszchen) fossil-leere Sande, die von Congerientegel oder Mergel bedeckt sind. In der Teufelsmühle am Hochstraden (27) ist diese Schichtfolge gut erschlossen.

Bezüglich der sarmatisch-pontischen Grenzschichten vgl. auch Fig. 1. Prof. 1, 2, 4.

Die an mehreren Punkten aufgefundenen Reste von *Congeria ornithopsis* bekräftigen die Annahme vom unterpontischen Alter dieser Schichten. *Congeria ornithopsis* ist ein Fossil, welches im Wiener Becken stets an der Basis der pontischen Stufe angetroffen wurde.

Das Auftreten des mächtigeren Congerientegels und Mergels, eines feinkörnigen Sedimentes, deutet auf ein Ansteigen des Wasserspiegels und auf die Entstehung in einem etwas tieferen, der unmittelbaren Küstennähe entrückten Ablagerungsbecken hin. Es liegt die Annahme nahe, diese Erscheinung jener großen unterpliocänen Transgressionsphase einzuordnen, die bereits in großer Verbreitung (Südalpen, Apennin, Rhonebucht etc.) nachgewiesen ist.

Den vorgenannten Schichtkomplex, Sande an der Basis, Congerientegel und Mergel in der Mitte, Sande und Tone im Hangenden, der etwa eine Mächtigkeit von 50 m besitzt, fasse ich als Tiefpontikum zusammen. Er ist durch das Vorherrschen limnischer Bildungsverhältnisse und dem Obersarmat gegenüber der Fazies nach zu urteilen, durch einen etwas höheren Wasserspiegel gekennzeichnet.

b) Die mittleren Lagen des oststeirischen Pontikums.

Wenn man die unterpontischen Schichten als Seebildung charakterisieren konnte, so möchte ich die mittlere pontische Abteilung als Uebergang von limnischer zu fluviatiler Entstehung kennzeichnen. In der Gegend von Feldbach und Gleichenberg bis zur ungarischen Grenze leitet ein ca. 10—15 m mächtiger Schotterkomplex die Schichtfolge ein. An ihrer Basis macht sich somit ein Rückzug des pontischen Sees bis über die Grenzen Steiermarks hinaus geltend. Denn anders ist es wohl nicht zu deuten, daß grobe, selbst faustgroße Geschiebe enthaltende, vielfach rostbraungefärbte, eisenschüssige Schotter sich über die feineren Sedimente der Basis auflegen. Die Bänke zeigen Kreuzschichtung nach Art fluvialer Kiesbänke. (Fig. 1, Prof. 1 a, c, d, Prof. 4; Fig. 2, Prof. 1, 2, 4, 8, 9.)

Ich hatte Gelegenheit, diesen Schotterzug aus der Gegend von Paldau, Feldbach und Gleichenberg über Gossendorf und Kapfenstein bis zur ungarischen Grenze unterhalb Neustift zu verfolgen. Er ist noch an letzterem Punkte in grobklastischer, fluvialer Fazies entwickelt¹⁾. Fossilien sind außer verdrückten Schalen von Landconchylien, die ich bei Gossendorf²⁾ fand, daraus bisher hier nicht bekannt. Wohl aber aus den von mir ins selbe Niveau gestellten fluvialen Schotter, den

¹⁾ Ich vermute, daß dieser Schotter in der Umrandung des Gleichenberger Trachyts sich diskordant direkt über sarmatische Bildungen legt, infolge Abtragung der am Strand höher ansteigenden unterpontischen Ablagerungen (Tegeleinschlüsse im Schotter am Weinkogel!).

²⁾ Schottergrube bei der Schule.

ich vorläufig von Riegersburg bis nach Tiefenbach verfolgt habe. Aus ihm stammt der bekannte Fund von *Dinotherium giganteum*.

Diesem Rückzug des pontischen Sees folgte aber, wie sich aus meinen Aufnahmen ergab, ein neuerliches Ansteigen des Wasserspiegels nach. Ueber die fluviatilen Schotterbänke legt sich allenthalben eine mächtige Serie feinerer Sedimente, die vorherrschend als Sande (mit Grobsandlagen), untergeordnet als Tone oder Letten und als sandige Tone entwickelt sind. Der Mächtigkeit dieser Schichtfolge kann in Oststeiermark auf 120—150 m Mächtigkeit geschätzt werden. Bei Riegersburg lagern prächtig deltageschichtete Sande über dem Flußschotter (Fig. 2, Prof. 9). Bei Petersdorf (bei Mühlendorf) bildet eine Lage tonigen Sandes, von Stengelresten (Gräser?) durchsetzt — vermutlich eine Bildung im Inundationsgebiet eines Flusses — die Basis der überliegenden limnischen Schichtfolge.

Die oberflächliche Ausbreitung der Schichten ist eine bedeutende. Das Hügelland zwischen Raab und Feistritz sowie die Höhen unmittelbar südlich der Raab (zwischen Feldbach und Fehring) werden zum großen Teil aus dieser einförmigen Schichtfolge aufgebaut.

Nach meinen vorläufigen Begehungen nehme ich an, daß auch das zwischen Lafnitz und Strembach, bereits auf westungarischem Boden gelegene Gebiet von dieser feinsandigen Ablagerung (am Weingartberg westlich Stegersbach mit konkretionären Sandsteinlagen) gebildet wird. Es ist zu vermuten, daß die in der Literatur schon mehrfach erwähnten Melanopsiden-Sande von Stegersbach (Szt. Elek) demselben Niveau zugehören (= Horizont der Lyrcaensande der ungarischen Geologen). [41, S. 75.]

In welcher faziellen Ausbildung die gleichalterigen Sedimente im Innern der steirischen Bucht zu erwarten sind, läßt sich aus der allmählichen Aenderung, die sie beim Vordringen gegen West aufzeigen, mutmaßen. Die Kieslager werden ebendort hier häufiger und gröber. Schon halbwegs zwischen Kapfenstein und Feldbach entwickelt sich aus einem solchen Kieslager (Fig. 2, Prof. 1) ein regelrechter „höherer“ Schotterzug. Denken wir uns die Tone und Sande auf Kosten der Schotter noch mehr zurücktretend, so dürften wohl die Schichtbilder entstehen, wie sie mehr gegen das Innere der steirischen Bucht zwischen Graz und Gleisdorf im „Belvedereschotter“ beobachtet werden können. Die limnischen Bildungen gehen nach dieser Richtung allmählich in Landbildungen über, die sich auch durch die Reste von Landsäugetern, die sie bergen, als solche kennzeichnen. V. Hilber (47) hat sie dort als thracische Stufe ausgeschieden, aber ihre nahe Beziehung zu den pontischen Bildungen gewürdigt. Daß aber die hier als mittelpontisch bezeichneten Ablagerungen wenigstens in der östlichsten Steiermark limnischer Entstehung sind, beweist das Schichtbild im allgemeinen, die Deltaschichtung von Riegersburg und insbesondere einige Fossilfunde. So fand ich bei Neustift in einem Tegel in zahlreichen, gut erhaltenen Exemplaren Reste von *Cardien* (Liedlberg) und große *Congerien* (*Cong. cf. Hörnesi Brus.*) am Hochberg, Stiny (2) *Congerien* und *Cardien* bei Raabau (Fig. 2, Prof. 8) im Hangenden des Flußschotters.

Diese Funde bestärken mich in der Auffassung, daß dem Rückzug, der den Schotter erzeugt hat, ein geringes Ansteigen des mittelpontischen Wasserspiegels nachgefolgt ist. Die mittelsteirische Bucht veranschauliche ich mir im Mittelpontikum unter dem Bilde eines seichten, an den Randteilen in Zuschüttung begriffenen, zeitweise mehr oder minder ausgetrockneten und dann vom Flußschotter bedeckten Seebeckens. Damit steht auch der Nachweis einer Tonschichte, sehr reich an Blattresten von Laubbäumen in Einklang, die ich von Gossendorf über Kapfenstein verfolgt habe, und das gelegentliche Auftreten von, wenn auch meist kaum abbauwürdigen Lignitflözchen (Kapfenstein (Fig. 2, Prof. 1), Kohlgrub bei Fehring, Schiefer, Gniebing, Raabau (Fig. 2, Prof. 8), Ilz etc.), die in den Schichten über dem Flußschotter vorkommen.

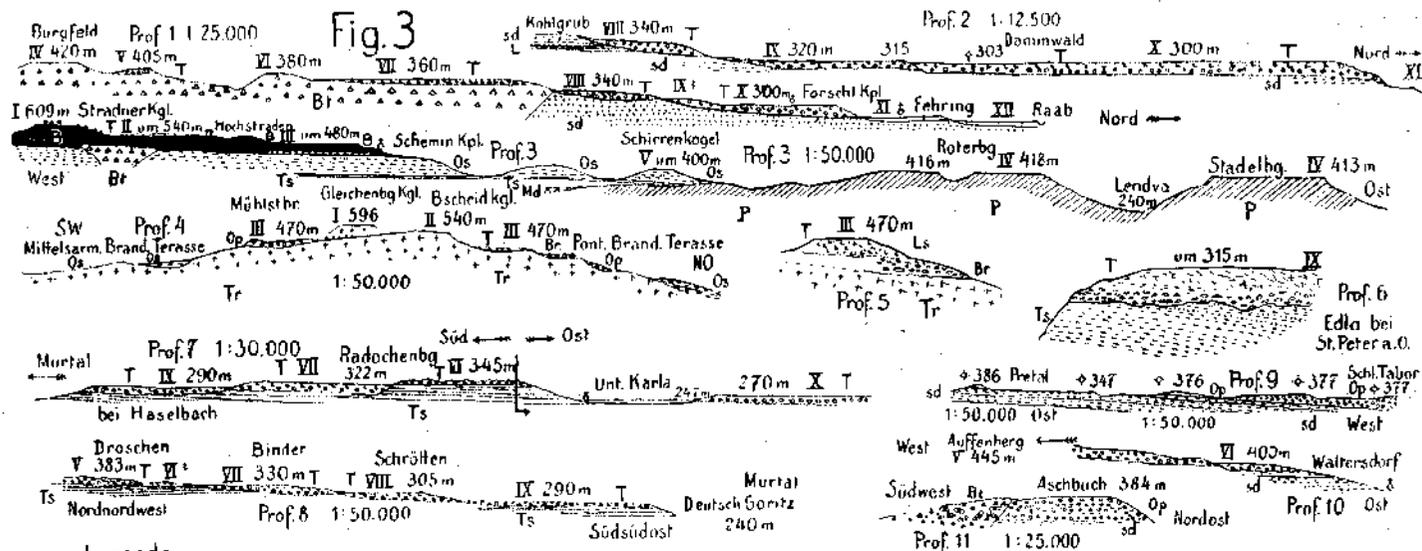
c) Sarmatisch-Pontische Abrasionsterrassen am Gleichenberger Trachyt-Andesitmassiv.

Das Trachyt-Andesitmassiv von Gleichenberg hat sowohl während des sarmatischen Meers als auch während des pontischen Sees teilweise über den Spiegel emporgeragt, so daß an seinem Felsgerüst Strandkerben zur Ausbildung gelangen konnten. Infolge der Verhüllung durch junge Sedimente sind sie zwar weniger morphologisch, so doch vom geologischen Standpunkte aus gut erkennbar. Fast allseitig wird der Eruptivkörper an seinem tieferen Gehänge von höher-sarmatischen Bildungen umsäumt, die einer stellenweise über 1 km breiten Abrasionsplattform aufgelagert erscheinen. Die Terrasse bildet das Felsgerüst des Plateaus von Bärnreith nördlich des Kurortes Gleichenberg und tritt ebenso, der alten Brandungsplattform entsprechend, in der von obersarmatischen Sanden zugedeckten Liparitunterlage an der Ostseite des Massivs hervor. Diese Terrassen sind vermutlich schon bei dem mittelsarmatischen Anstiege des Wasserspiegels angelegt, in obersarmatischer Zeit weiter ausgearbeitet und mit deren Ablagerungen überschüttet worden. (Fig. 3, Prof. 4.) Auf der Ost- und Südostseite des Massivs ist die Höhe der sarmatischen Brandungsterrasse knapp unter 300 m gelegen¹⁾.

Bedeutend höher müssen die Strandmarken des unterpontischen Sees vermutet werden. Erreichen doch an der Westflanke des Eruptivkörpers selbst die obersarmatischen Ablagerungen Höhen von 400 m. Deutlich und sicher läßt sich hier eine hochgelegene Brandungsterrasse erkennen. Auf einer kleinen Kuppe (○ 470 der Aufnahme-sektion) westlich ober dem Weinkogel (○ 404) sind prächtige Brandungskonglomerate entwickelt (Fig. 3, Prof. 5). Es sind faust- bis kopfgroße, prächtig gerundete oder walzenförmig ausgebildete Gerölle der im Untergrunde anstehenden Eruptivgesteine, ohne jegliche Beimischung irgendeines sonstigen Materials. (Fig. 3, Prof. 4, 5.)

¹⁾ An der West- und SW-Seite infolge jüngerer Störungen vermutlich über 300 m.

²⁾ Auch die fossilreichen Congerienmergel von Gniebing (Fig. 2, Prof. 5) und jene von Altenmarkt bei Fürstenfeld (Fig. 2, Prof. 7) gehören, wie ich vermute, demselben mittelpontischen Niveau an.



Legende

- | | | | | |
|---|----------------------|--------------------------------------|------------------------|--|
| P - Paläozoikum (Silur-Devon ²) | Ts - Tieferes Sarmat | Br - Brandungsschotter Unt. Pontisch | Op - Schotter u. Kiese | T - Terrassenlehme, Kiese und Schotter des höheren Pliocäns und älteren Quartärs |
| Tr - Trachyt u. Andesit (Unter miozän) | Os - Oberes Sarmat | sd - Sand, Grobsd. u. Tone | B - Basalt | |
| Md - 2. Mediterranstufe | | l - Lignit | Br - Basalttuff | |

Dieselben Brandungskonglomerate fanden sich ferner $\frac{1}{2}$ km nördlich auf derselben Plattform (Grube am Karrenwege westlich Pichla) und schließlich einige 100 Meter westlich davon am Ostgehänge des Bscheidkogels unmittelbar dem steilen Trachytgehänge angelagert in einer Seehöhe von etwa 480 m. Ich sehe in dieser durch jüngere Erosion zerstückelten Terrasse die Reste einer etwa $\frac{1}{2}$ km breiten Abrasionsplattform, auf welcher durch die Brandung des unter-pontischen Sees die losgebrochenen Eruptivgesteinsblöcke zu walzenförmigen oder kugeligen Geröllen geformt wurden. Sie zeigt eine Spiegelhöhe von mindest 480 m Seehöhe an.

Auf der Südseite wird eine analog ausgebildete Terrasse (in etwa 460 m Höhe) von jüngeren oberpontischen Schottern überdeckt, ist also vorher (unter-mittelpontisch) entstanden. Wir können daher in der Umrandung des miocänen Eruptivkörpers sarmatische und pontische (unterpontische) Brandungsterrassen erkennen.

d) Die oberpontischen Lagen.

An dem steirisch-westungarischen Grenzüücken südöstlich Fehring und in dem angrenzenden Hügelgelände Westungarns breitet sich eine mächtige schottrig-kiesige Formation aus. Das vor ihr gebildete Hügel-land kulminiert im Silberberg in 404 m Seehöhe. Es ist zunächst eine überraschende Tatsache, daß man vom Gleichenberger Eruptivgebiet ostwärts wandernd, an der ungarischen Grenze aus ziemlich feinkörnigen pontischen Bildungen in grobkörnige, schottrig-kiesige Ablagerungen gelangt, obwohl doch viel natürlicher dort feinere Sedimente zu erwarten wären. Die Begehungen auf dem Höhenrücken, der von Kapfenstein nach Schloß Tabor (bei Neuhaus) führt, ergaben, daß die mittelpontischen Bildungen mit flachen Ost-, beziehungsweise Nordost gerichtetem Einfallen unter die oberpontischen Ablagerungen hinabtauchen (Fig. 3, Prof. 9) und daß somit die Erhaltung dieses jüngeren Schotterkomplexes einer tektonischen Verbiegung zu danken ist. Ich bezeichne diese Schotterserie, die einen weiteren Fortschritt im Verlandungsprozeß der steirischen Bucht anzeigt, als oberpontisch. Den besten Einblick in die Zusammensetzung dieser Schichten gewährt ein tiefer Einriß am Hirzenriegel unmittelbar an der steirisch-ungarischen Grenze (Fig. 2, Prof. 6).

Die Unregelmäßigkeiten der Ablagerung, das bank- und linsenartig ausgehende Auftreten der Schotter, ihre muldenförmige Einlagerung in die Liegendsande, die grobkörnige Beschaffenheit der Geröllmasse (Haselnuß-, Nußgröße und darüber), und die Kreuzschichtung sprechen für eine Bildung in fließendem Wasser. Die Schotter des Silberberg erwähnt auch Loczy, er war sich aber über ihre stratigraphische Position (pontisch? höheres Pliocän?) nicht klar. (34, S. 503.)

Wo liegt die westliche Fortsetzung der oberpontischen Schotter auf steirischem Boden?

¹⁾ Sie muß in oberpontischer Zeit überschottert und erst danach wieder aus ihrer Hülle herausgeschält worden sein.

Infolge der an der steirisch-westungarischen Grenze erfolgenden Aufbiegung der Ablagerungen gelangten die oberpontischen Schichten in der steirischen Bucht in größere Höhenlage und sind hier als die jüngst-pontische Bedeckung größtenteils der Denudation zum Opfer gefallen. Ihre Reste treten aber im Zusammenhang mit den Eruptivkörpern noch in einzelnen Relikten hervor. Auf der Südseite des Gleichenberger Trachytmassivs sind über der erwähnten (pontischen) Terrasse zum Teil verkieselte Kleinschotter und Kiese entwickelt. (Mächtigkeit im „Mühlsteinbruch“ etwa 15 m). (Fig. 3, Prof. 4.)

Durch ihr isoliertes Auftreten am Eruptivkörper und durch ihren Reichtum an fossilen Holzresten (Koniferenzapfen etc.) haben sie schon seit langem die Aufmerksamkeit der Forscher auf sich gezogen und mehrfache Beschreibung erfahren. (Unger 43, Fridau 44). Leopold von Buch (14) schloß in Anlehnung an seine Auffassung der Erhebungskratere auf eine Emporwölbung der Schotter durch den Trachytdom. (Vgl. auch Stur [1a, 45], Hörnes [16a], Clar 13.) Die Schotterbänke enthalten überwiegend Quarzgerölle, also aus den Alpen auf fluvialem Wege herbeigebrachtes Material, untergeordnet aber auch Brocken aus dem Eruptivgestein, dem sie unmittelbar anlagern. Außer zahlreichem phytopaläontologischem Material von gutem Erhaltungszustand, das ich Herrn Univ.-Prof. Dr. Bruno Kuhart in Graz zur Bestimmung übergab, sammelte ich dort den „Oberarmknochen eines Wiederkäuers, etwa von der Größe eines sehr starken Steinbockes Entweder Antilope oder Ziege“, welche Bestimmung Herr Dr. Julius von Pia (Wien) durchzuführen die Freundlichkeit hatte, wofür ihm auch an dieser Stelle herzlich gedankt sei.

Ob diese nach Höhenlage und Beschaffenheit etwa der Basis des Oberpontikums entsprechenden Bildungen als rein fluviaile Ablagerungen anzusehen sind oder in unmittelbarer Küstennähe als Kiesdelta ins Seebecken vorgebaut wurden, ist nicht leicht zu entscheiden. Doch sprechen die gut erhaltenen Holz- und Fruchtreste (43, 45), der Wiederkäuerknochen und der von Stur erwähnte *Uro atavus* wohl sehr für eine echte Landbildung.

Noch interessanter sind jene ausgedehnten Schottervorkommnisse, welche sich unter der großen Basaltdecke des Hochstraden (hessonders in deren südlichem Teil) ausbreiten, die ich 1913 bereits eingehend beschrieben habe. (28, S. 463—46). Siehe dort Fig. 2.) Sie lagern diskordant teils über mittel-, teils über oberarmatischen, teils über unterpontischen Bildungen. Ihrer Entstehung ist daher eine Zeit langdauernder Abtragung vorangegangen, was ich seinerzeit mit folgenden Worten hervorhob (28, S. 465): „Weil eine einheitliche Schotterbildung doch vielleicht besser als zeitlich einheitliche Bildung betrachtet wird, möchte ich im großen und ganzen eine spätsarmatische und alpontische Abtragung und eine darauf folgende, noch innerhalb der Congerenschichten eingetretene fluviaile Aufschüttung annehmen, welche bereits die untersten pontischen Sedimente überdeckte und ihrerseits wieder von Basaltdecken überlagert wird.“ Ich stelle diese Schotter jetzt ins Oberpontikum.

Das genannte südliche „Gleichenberger Eruptivgebiet“ und die angrenzende Region der „Gräben“ (nördlich der unteren Mur = süd-

licher Teil der mittelsteirischen Bucht) entsprach während des Pontikums einer breiten Aufwölbungszone, welche einer langdauernden Abtragung unterlag. (Bloslegung mittelsarmatischer Schichten durch Denudation der obersarmatisch-oberpontischen Bildungen!)

Die mittelpontischen und der Hauptsache nach auch die oberpontischen Ablagerungen sind dagegen nur in dem nördlich und nordöstlich gelegenen Teil der steirischen Bucht mächtig zur Ablagerung gelangt. Erst im Verlaufe der oberpontischen Zeit griff die Flußaufschüttung beim Emporwachsen der Schuttkegel über den Senkungsraum hinaus und „transgredierte“, Erosioustaschen in der Unterlage auskleidend, auch über die gehobene Wölbungszone.

Am Hochstradenzug nehmen die vorbasaltischen Flußschotter, die im Norden unter der Basaltdecke ganz fehlen, gegen Süden an Mächtigkeit zu (bis ca. 15—20 m).

Auch in der Umrandung des Klöchermassivs (Basaltmasse) treten sie hervor. In dem Einschnitte eines Hohlwegs nordöstlich von Tischen (am Fuße des Kindberg-Kogels) lagert der oberpontische fluviatile Schotter deutlich unregelmäßig über den mittelsarmatischen Mergeln und wird von feinen, basaltischen Tuffen überdeckt, welche ihrerseits an dem mit grobem vulkanischem Detritus erfüllten Explosionstrichter des Kindberg-Kraters, der sich erst hernach gebildet hat, abstoßen. Viele Reste oberpontischer Schichten finden sich als Einschlüsse in den Basalttuffen, speziell jener von Fehring, Kapfenstein, Pertlstein und Neuhaus.

Alle Basalt- und Tuffdurchbrüche Oststeiermarks sind spätpontischer Entstehung. Ihr vorquartäres, beziehungsweise vormittel-(ober-)pliocänes Alter¹⁾ ergibt sich aus der Unabhängigkeit der vulkanischen Ausbruchsmassen von dem quartären und jungpliocänen Talrelief, aus der Höhenlage ihrer Aufschüttungsflächen, aus dem Uebergreifen der mittel-oberpliocänen Terrassen (Verebnungen) über die Vulkanberge und schließlich aus der engen Beziehung zur oberpontischen Akkumulation. Daß die Ausbrüche andererseits zur Gänze jünger sind als das Mittelpontikum und wahrscheinlich auch jünger als etwa die Hälfte der oberpontischen Aufschüttung, ergibt sich aus der Beobachtung, daß sie überall auch die mittelpontischen Schichten durchbrochen haben und daß ganze Schollen und Fetzen von Gesteinen letzteren und auch oberpontischen Alters weitverbreitet in den Tuffen als Einschlüsse zu bemerken sind. Ein von mir (33) aufgefundenen Tuff (Fig. 3, Prof. 11) bei Aschbich (südöstlich Fehring), hart an der ungarischen Grenze gelegen, ist von Wichtigkeit für die Altersfrage der vulkanischen Bildungen. Er durchsetzt als Eruptionsschlot die oberpontische Schichtfolge und enthält Einschlüsse aller Dimensionen (bis zu hausgroßen Schollen) aus dem unmittelbar anstoßenden Sediment, durch welches er sich einen Weg gebahnt hat. (Schotterschollen und Fetzen.)

In den Tuffen von Kapfenstein und Gleichenberg fand ich Schollen an, die aus einer scheinbar primären Wechsellagerung von Basalttuff und Schotterbänken bestehen.

¹⁾ Nur beim Klöchermassiv wäre eine Andauer der Eruption etwa noch im Mittelpliocän möglich. Die oberpliocänen und quartären Terrassen schneiden aber bereits ungestört über die vulkanische Höhe hinweg.

Sie stammten vermutlich von der damaligen Oberfläche und sind bei einer jüngeren Explosion, welche den Trichter erweitert oder seitlich verlegt hat, in den Schlot hineingezogen worden. Auf eine ähnliche, ursprüngliche Wechsellagerung von Tuff und Schotterbänken deuten auch die Aufschlüsse am Zahrerberg (Zamberg der Aufnahme-sektion) westlich Klöch hin. Auch daraus schließe ich, daß die Eruptionszeit der Basaltvulkane Oststeiermarks mit dem Abschluß der großen pontischen Akkumulation zusammenfiel und daß auf der heute fast ganz abgetragenen Landoberfläche damals eine Wechsellagerung von Tuffen und Schotterbildungen stattgefunden hat.

Vergegenwärtigen wir uns das Bild der oberpontischen Landschaft in der Oststeiermark.

Am Ende des Mittelpontikums tritt der See zurück. Die limnische Depression des Oberpontikums verschiebt sich weit nach dem Osten in das Gebiet des Zalaflusses, der unteren Raab und des Bakouy (Balaton), wo die durch die Untersuchungen der ungarischen Geologen (34, 41, 42, 48) so genau studierten oberpontischen Seeablagerungen verbreitet sind.

Die ganze steirische Bucht lag während des höheren Pontikums trocken.

Welche Mächtigkeit der oberpontischen fluviatilen Zuschüttung in Oststeiermark zukam und bis zu welchen Seeböhen sie emporgereicht hat, ergibt sich aus meinen Beobachtungen am Hochstraden. Ich fand hier nicht nur auf der ausgedehnten Plateaufläche dieses Berges (in 550—570 *m* Seeböhe) Reste einer quarzschotterführenden Lehmdecke¹⁾, sondern auch noch auf der von Basalt gebildeten „eingebneten“ Kuppe (609 *m*) und an deren Abfall²⁾ Quarzkiesel, ja selbst faustgroße Geschiebe, welche es zweifellos erscheinen lassen, daß die oberpontische Akkumulation auch noch die Basalthöhe des Hochstraden vollständig eingehüllt hatte (Fig. 3, Prof. 3). Daraus folgt, daß die Höhe der oberpontischen Aufschüttung in Oststeiermark mit mindestens 610 *m* anzusetzen ist.

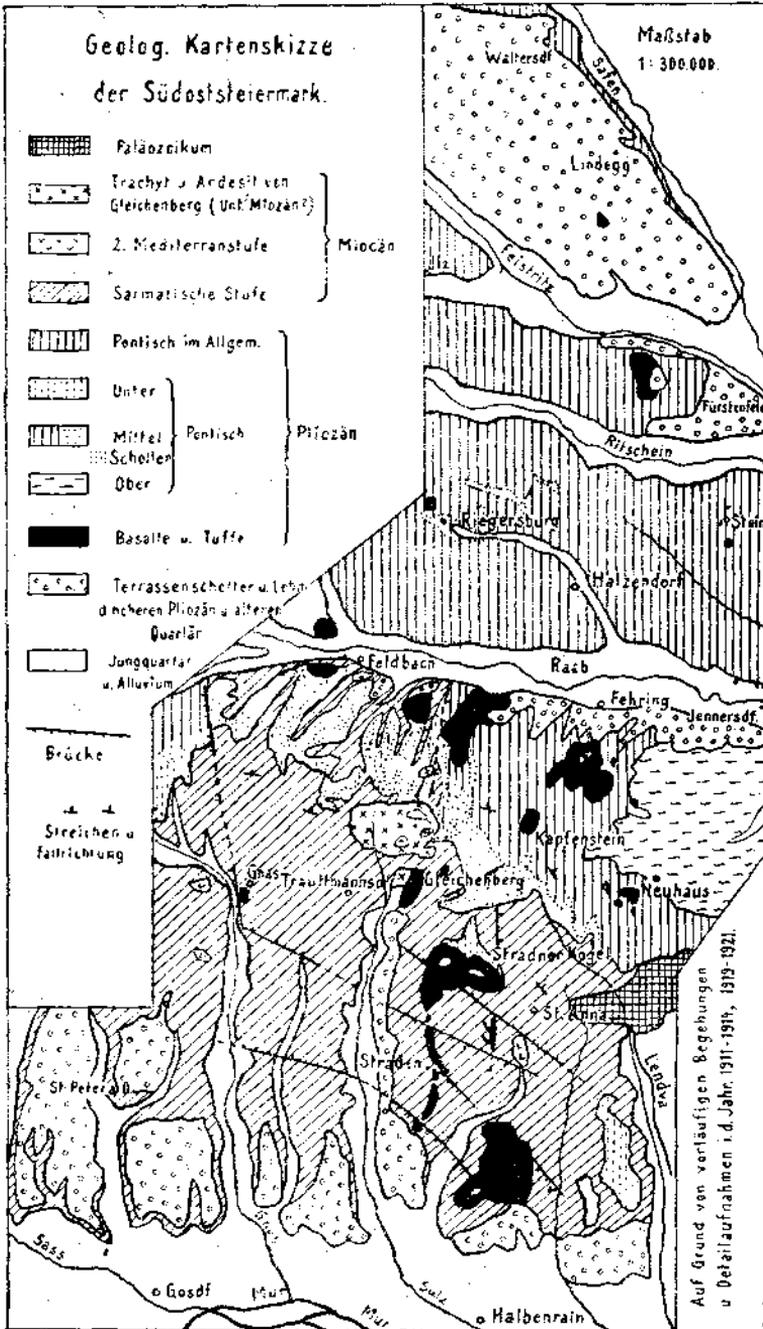
Am Hochstraden muß die nachbasaltische Schotterüberdeckung eine Mächtigkeit von mindestens 100 *m* besessen haben. Damit erscheint das spätpontische Alter der Eruptionen hinreichend fixiert.

3. Einige Bemerkungen über die Eruptivbildungen.

Es ist nicht möglich, an dieser Stelle das reiche Beobachtungsmaterial, das ich über die Vulkantektonik der oststeirischen Basalteryptionen gesammelt habe, vorzubringen. Einige wesentliche Resultate habe ich bereits 1914 in der Zeitschrift für Vulkanologie (28) mitgeteilt. Nur einzelne, neu erkannte wichtigere Momente sollen hier hervorgehoben werden, während die Gesamtdarstellung später geschehen soll. Die Eruptionen erfolgten, wie nicht anders zu erwarten, nicht vollkommen gleichzeitig. Die Ausbrüche des Hochstraden halte ich für

¹⁾ Vermutlich schon postpontischen Alters.

²⁾ Vermutlich herabgeschwemmt.



älter als jene des Klöchermassivs¹⁾; innerhalb des letzteren Eruptivkörpers deutete ich den Aufschüttungskegel des Kindberg mit gutem Grunde für älter als die Caldera des Seindl²⁾.

In Kapfenstein hat bereits Heritsch (17) zwei Eruptionsphasen unterschieden. Ich vermag deren drei zu erkennen, die jeweils durch eine größere Eruption, einen vulkanischen Paroxysmus eingeleitet wurden.

Das große Tuffbecken (Maar) von Fehring zeigt deutlich in seinem östlichen Teil zwei durch eine größere vulkanische Störung (Explosion) getrennte Eruptionsphasen an.

Aehnliche Wiederholungen von Ausbrüchen finden sich in dem Maarbecken von Gleichenberg in großer Klarheit erschlossen. Aus diesen hier nur kurz angedeuteten Resultaten ergibt sich, daß die Eruptionen weder gleichzeitig begonnen, noch sich in einem Ausbruch erschöpft haben, sondern in einem größeren Zeitraum tätig gewesen waren, welcher der Akkumulation des höheren Teils der oberpontischen Schichtfolge entspricht.

Die Ausbrüche erfolgten ausschließlich am Lande³⁾, worauf nicht nur das Fehlen von limnischen Versteinerungen in den Tuffen, sondern auch deren subaerile Schichtung (keine Saigerung durch Wasserbewegung, lokal sogar Dünenbildung) und insbesondere die darin allverbreiteten Holzreste hinweisen. Große Holzscheiter fanden sich in den Tuffen von Kapfenstein (Stammstücke), Fehring und Unt.-Weißenbach bei Felzbach, von welchem letzterem Punkte Dr. Stiny viel Material aufgesammelt hat, das Prof. Kubart bearbeitet (46). Dergleichen fanden sich Holzreste im Tuff von Klöch, Gnas etc. Besonders holzreich sind nach Jugovics die Tuffe von Tobay (20) in Westungarn. All dies bekräftigt die Annahme der Bildung der Tuffe am Lande, wie sie übrigens schon aus dem Verbands derselben mit den Flußschottern gezogen wurde.

Die meisten Eruptivvorkommnisse entsprechen nur mehr den Ruinen ihrer einstigen Essen, vor allem aber den durch die Erosion bloßgelegten, aus der weniger widerstandsfähigen, pontisch-sarmatischen Umhüllung herauspräparierten eruptiven Schlotfüllungen. So sind die aufragenden steilen Kuppen, der Riegersburg, des Steinbergs bei Felzbach, des Schloßberges von Kapfenstein und Neuhaus, jenes von Güssing u. a. entstanden. Ihre Tuffbildungen entsprechen den alten Durchschlagsröhren und ihren trichterförmigen, teilweise auch mit Basalt erfüllten Erweiterungen. (Siehe Fig. 2, Prof. 1 und Fig. 3, Prof. 1, 11.)

Oberflächengebilde liegen hingegen noch in den Basaltdecken des Hochstraden (Fig. 3, Prof. 3) und in Teilen des Klöchermassivs,

¹⁾ Hauptsächlich deswegen, weil unter der Basaltdecke des Hochstraden keine Tuffe zutage treten, was bei der Nähe des Klöcher (Kindberg-) Aschenkegel doch zu erwarten wäre, falls seine Eruption vor jener des Hochstraden begonnen hätte. Dagegen sind unter den groben Schlacken und Agglomeraten des Kindberg feine Aschentuffe, die ganz wohl von den Ausbrüchen des Hochstraden (lokale Tufftrichter unter Basalt) abstammen können.

²⁾ Die Caldera erscheint in die Tuffe des Kindberg eingesenkt.

³⁾ Natürlich mit Ausnahme der in die Maarseen primär eingeschütteten Aschenmassen.

eines aus einem „Cindercone“ (mit Basalt erfüllten Radialspalten) und aus einer Caldera zusammengesetzten Vulkans vor. (Siehe Profile in 27.)

Einige andere Eruptivvorkommnisse nehmen eine etwas abweichende Stellung ein. Sie sind alte Maare, teilweise aus mehreren erkennbar an- und ineinandergeschalteten, also nacheinander entstandenen Tuffbecken gebildet. Die Explosionbecken füllten sich teils mit den vulkanischen Detriten, teils mit den aus deren Umlagerung im Maarsee hervorgegangenen limnischen Sedimenten.

Die Eruptionen hatten in der pontischen Landoberfläche breite Trichter geschaffen, in welchen sich beim Aufhören oder Abflauen der Ausbrüche das Grundwasser ansammelte und Seebecken erzeugte.

Ein gelegentlich zu beobachtender, mehrfacher Wechsel typisch explosiver Trümmerbreccien und vulkanischer Aschen mit feinen, limnischen Sedimenten zeigt die Fortdauer der Eruptionen, wohl mit kleinen Verschiebungen der Eruptionskanäle verbunden und ihre Unterbrechungen durch Zeiten relativer vulkanischer Inaktivität an.

Bei vier Eruptivvorkommnissen (Gleichenberg, Fehring, Perlstein und Gnas) konnte der Maarcharakter festgestellt werden. Bei Gnas, einem einfach gebauten Maar, weisen die zahlreich im Sediment eingebetteten, eingeschwemten, verkieselten Holzreste auf eine reiche Waldvegetation in seiner Umrandung hin.

Eine erfreuliche Stütze für das angenommene oberpontische Alter der Eruptionen gewähren die Resultate der ungarischen Forscher bezüglich der benachbarten und zweifelsohne einer einheitlichen Eruptionszone angehörigen Plattensee-(Balaton-)Basalte.

Nach den Studien von Vitalis (48) fällt die Eruption der Basalte an das Ende der pontischen Zeit, beginnend in dem Horizonte der *Cong. balatonica-triangularis*-Schichten, fortdauernd in der Ablagerungszeit der Schichten mit *Unio Wetzleri*, der obersten pontischen Lagen, also genau wie in Steiermark im dem höheren Teil des Oberpontikums¹⁾. Halavats km vorher zu derselben Altersdeutung (41, S. 66), Loezy (34) stimmt ihr bezüglich des Beginns der Eruptionen im *Cong. balatonica-triangularis*-Horizont bei, hält aber eine Fortdauer der Ausbrüche in levantinischer oder jüngerer Zeit für wahrscheinlich²⁾. Auf jeden Fall sind nunmehr in Steiermark und Westungarn oberpontische Basalteruptionen nachgewiesen.

4. Die postpontischen Niveauflächen.

Der mächtigen oberpontischen Akkumulation folgte eine Zeit der Tiefenerosion nach, welche, wenn man von den noch zu erwähnenden Unterbrechungen absieht, bis ins Quartär angedauert hat. Vorherrschende Phasen der Tiefennagung wechselten mit untergeordneten Zeiten der Akkumulation und Seitennagung ab. Letztere markieren sich

¹⁾ Bei Annahme der Gliederung in Unter- und Oberpontikum, wie sie Lörently (4) vorschlägt, während Halavats den tieferen Teil des Oberpontikums als Mittelpontikum abtrennt.

²⁾ Lörently (4) will die Eruption im Levantin ansetzen, was aber durch die Darlegungen Vitalis widerlegt erscheint (48).

teils in der Entstehung breiter Böden von Grundstufen (V. Hilber [37] = Felsterrassen anderer Autoren), teils in dem Auftreten der einem Talrelief eingelagerten Baustufen (= Akkumulationsterrassen). Erstere herrschen in den älteren, letztere in jüngeren (oberpliocänen-quartären) Zeiten vor.

Unter den Grundstufen treten drei Niveaus deutlicher hervor. Das erste ist mit Sicherheit nur am Hochstraden in etwa 550 *m* Seehöhe bekannt, das zweite kehrt an mehreren Vulkanbergen und an dem Gleichenberger Massiv wieder (470—480 *m*), das dritte Niveau schließlich kann für die östlichste Steiermark und für die angrenzenden westungarischen Höhen geradezu als Fastebene mit aufgesetzten Kuppen (Mosore), also als morphologische Ausgangsform für den gegenwärtigen geographischen Zyklus¹⁾ angesprochen werden (etwa 410—420 *m*).

Die oberpontische Akkumulationsfläche bildet naturgemäß den Ausgangspunkt bei der geologischen Betrachtung der jüngsten Entwicklungsgeschichte Oststeiermarks. Ihr Höhenniveau sei mit I bezeichnet. Die oberwähnten drei Stufen schließe ich als Niveau II—IV zeitlich daran an.

Niveau II.

Ich habe bereits in meinen Studien über das Eruptivgebiet von Gleichenberg (27, S. 495) auf die morphologische Bedeutung des Plateaus am Hochstraden (550—560 *m*) hingewiesen, über welches sich die Kuppenhöhe als Rest einer älteren Landschaft (Mosor) mit 609 *m* erhebt. Aigner pflichtete meiner Auffassung bei (35). Durch neuere Begehungen konnte ich an mehreren Stellen Reste von quarzschotterführenden Lehmen erkennen, welche stellenweise das Basaltplateau in Form einer mächtigeren Kruste überziehen. (Fig. 3, Prof. 3.)

Ich halte die Plateaufläche des Hochstraden (560 *m*) für einen Talbodenrest, eingesenkt in die Basaltdecke und die sie ummantelnde pontische Akkumulation und überdeckt mit deren Verwitterungs- und Abschwemmungsprodukten. Dafür spricht auch der Umstand, daß der Abfall, der sich von der Kuppe des Hochstraden (609 *m*) bis zur Ebenheit (560 *m*) herabzieht, von Quarzgeröllen und Lehmen überzogen erscheint.

Im Gleichenberger Trachytmassiv ist auf dessen Nordseite (Vorstufe des Gleichenberger Kogels an der Birkblöße²⁾ und östlich an gelegenen Bscheidkogel) in über 500 *m* ein Niveau zu erkennen, das vielleicht dem Hochstradenplateau gleichzusetzen ist. (Fig. 3, Prof. 4.)

Niveau III.

Nach der Ausbildung von II setzte Tiefenerosion ein, die zur Zeit der Entstehung des etwa 80 *m* tiefer gelegenen Niveaus III wieder durch Seitennagung der Flüsse und Bäche unterbrochen wurde. Niveau III kann mit 470—480 *m* Höhe angegeben werden. Mehrere Basalt- oder Tuffberge (Steinberg bei Feldbach (470 *m*), Kapfenstein

¹⁾ Wohlgemerkt mit obiger räumlicher Beschränkung.

²⁾ Hier fand ich Quarzgerölle, die aber möglicherweise beim Bau der Aussichtswarte verschleppt wurden.

(471 m) und Riegersburg (481 m) erscheinen in nahezu gleichem Niveau abgeplattet. Ohne Rücksicht auf die innere Struktur schneidet die Plateaufläche über die Schichtflächen hinweg. Am Steinberg bei Feldbach fand ich an der Kante der Hochfläche über dem Basalt zahlreiche Quarzschottergerölle.

Es obliegt wohl keinem Zweifel, daß die genannten Höhen ihre Abhobelung der fluviatilen Erosion verdanken. Dasselbe Niveau findet sich an den Gleichenberger Kogeln wieder. Am Ostgehänge des Massivs (östlich des Bscheidkogels) zeigen mehrere Kuppen, die den Eichgraben umsäumen, eine Seehöhe von etwa 470 m, an einer derselben¹⁾ fand ich die Oberfläche von einer sandig-lehmigen Schicht mit zahlreichen kleinen Quarzgeröllen bedeckt. (Fig. 3, Prof. 4.)

Am Hochstraden vermute ich das Niveau III in der breiten, Plateaufläche in der Umgebung von Waldra bei Kornschober und in dem Basaltplateau oberhalb der Scheminkapelle. (Fig. 3, Prof. 3.)

Alter von Niveau II und III.

Hatten wir die Akkumulationsfläche des Niveau I ans Ende der pontischen Zeit versetzt, so müssen wir Niveau II und III entweder in unmittelbarem Anschluß an ersteres an die Wende von Pontisch und Levantinisch setzen oder schon in letztere Stufe einreihen, etwa vergleichbar den älteren levantinischen Terrassen, die H. Hassinger (49, 52) im Wiener Becken nachzuweisen vermochte. Da zwischen die Entstehung von Niveau I und II zweifellos ein deutlicher Schnitt in der geologischen Geschichte Oststeiermarks anzusetzen ist — Ende der Akkumulation, Beginn der Tiefenerosion —, so möchte ich die beiden zuletzt besprochenen Terrassen näher an die levantinische Stufe anreihen.

Die deutlichste und wichtigste morphologische Marke wird in Oststeiermark durch

Niveau IV

repräsentiert. Es kann für das steirisch-westungarische Grenzgebiet als morphologische Ausgangsform (für den letzten geographischen Zyklus) betrachtet werden. Wohl ist das aus wenig widerstandsfähigen Bildungen (vorwiegend sarmatisch-pontische Sande und Tone) aufgebaute Hügelland auch an seiner flachen Kämme meist bereits um 20—30 m unter das Niveau IV abgetragen, jedoch weist die Konstanz der Kammhöhe trotz verschiedener geologischer Zusammensetzung, noch mehr aber die gleichhohen Marken an den Eruptiv- und paläozoischen Bergen auf eine einfache und einheitliche Ausgangsform hin.

In geradezu idealer Form ist das Niveau an den beiden paläozoischen Höhen, die am gegenwärtigen steirisch-westungarisch-jugoslavischen Grenzpunkt östlich St. Anna am Aigen gelegen sind, am Stadel- und Roterberg (413, 418 m) erhalten. Die beiden Rücken erscheinen in gleicher Höhe vollkommen abgestutzt und durch die

¹⁾ Kuppe oberhalb Absetz, auf welcher die Brandungskonglomerate liegen.

junge, epigenetische Talfurche der Lendva entzweigesägt. An den basaltischen Tuffhöhen der Umgebung von Fehring ist dasselbe Niveau am Hassberg (Kuruzenkogel) (420 m) östlich Schlittenau (⊙ 414) und Burgfeld (420 m) wiederzuerkennen.

Auch hier zeigen sich längere Kammrücken von Plateaucharakter. In der Umrandung der Gleichenberger Kogeln finden sich hierhergehörige Niveaus an der Nordostseite (Plateau des Weinkogels [404 m], hier bereits etwas abgebösch, etwa 420 m hoch am Sattel oberhalb des Eichgrabens mit quarzführenden Lehmen über dem Trachyt), an der Ostseite bei Absetz (420 m) und an der Westseite in dem Plateau am Schloß Gleichenberg (zirka 420 m).

Schließlich rechne ich im südlichen Gleichenberger Eruptivgebiet die Plateaufläche des aus Basaltschlacke aufgebauten Seindls (424 m), an dessen Westgehänge Quarzgerölle führende Lehme sich vorfinden und die Ebenheiten am Kindbergkogel (über 400 m Höhe gelegen) demselben Niveau zu.

Die Zeit des Niveau IV bedeutet also eine Epoche weitgehender Abtragung der östlichen Randteile der steirischen Bucht, welche nach den morphologischen Resten zu schließen in einer allerdings räumlich auf die östlichste Steiermark und das angrenzende Westungarn beschränkten Fastebene zum Ausdruck kam. Einzelne vulkanische Kuppen (Hochstraden etc.) erhoben sich darüber bis zu einer Maximalhöhe von kaum 200 m. Wenn auch eine präzise Altersbestimmung dieses Niveaus bisher nicht möglich ist, so liegt es doch nahe, anzunehmen, daß sich in seiner Entstehung der langandauernde Stillstand des levantinischen Sees ausprägt, dessen Strand im benachbarten pannonischen Becken (Gr.-Alföld, Kroatien) nicht allzuweit entfernt lag. Ist diese Annahme richtig, so wäre das Niveau IV als mittelpliocäne Leitform anzusehen. Zur Erklärung der Entstehung der „Fastebene“ wäre folgendes zu beachten:

1. Daß die Rumpfebene nur in der östlichsten Steiermark an der Abdachung der Tertiärbucht gegen das pannonische Becken entwickelt ist.

2. Daß die Maximaltiefe der damals entstandenen Erosionskerben in der pontischen Landschaft kaum 200 m betragen hat, und daß übrigens ein großer Teil der Abtragung schon sukzessive bei Bildung der Niveaus II und III vor sich gegangen war. Daher hatte die seitliche Erosion der Bäche und Flüsse bei endlicher Herausbildung der Verebnung IV nicht mehr so bedeutende Sedimentmassen wegzuräumen.

3. Daß die wegzuschaffenden Materialien ganz überwiegend aus sehr weichen, wenig widerstandsfähigen Gesteinsmassen bestanden haben und daß dort, wo größere Massen härterer Gesteine vorhanden waren, diese als oft „Härtlinge“ (Gleichenberger Kegel, Hochstraden, Kapfenstein, Riegersburg, Steinberg etc.) aus ihrer Umgebung herauspräpariert, erhalten blieben.

Die Bildung dieser Verebnung (spätrefle Landschaft) kann daher, eine längere Konstanz der Erosionsbasis vorausgesetzt, nicht wundernehmen.

Fortsetzung des Niveaus IV gegen das Innere der Bucht.

Zwischen Feldbach und Gleisdorf ist das Hügelland beiderseits der Raab zumeist schon unter Niveau IV abgetragen¹⁾. Zwischen Gleisdorf—Weiz—Graz hebt sich das Hügelland höher empor. Hier hat V. Hilber (37) in der interessanten Studie „Taltreppe“ eine morphologische Gliederung der jüngeren, bei der Zertalung der pliocänen Akkumulation entstandenen Niveaus (Grund- und Baustufen usw.) versucht. Er unterscheidet 12 Niveaus, die kürzeren Phasen der Seitennagung (mit oder ohne Aufschüttung) während der allgemeinen jungpliocänen und quartären Tieferlegung der Erosionsbasis entsprechen. „Die in der Taltreppe niedergelegte Talgeschichte zeigt einen vielfachen Wechsel aufwärts und abwärts gerichteter Verschiebungen der Flurhöhen. Die ersteren zeigen sich als vorübergehende Störungen in einem überwältigenden Vorgange der Abwärtsverschiebung der Flurhöhen, der Eintiefung.“ (Loc. cit. S. 20.) Für den Vergleich mit der oststeirischen Verebnung IV scheinen Hilbers Fluren „3“ oder noch eher „4“, erstere 570—575 m hoch, letztere 544—551 m hoch gelegen, geeignet. „4“ entspricht nach Hilber einer „durch nachträgliche Erosion sanft welligen, ausgedehnten Hochflur.“

Bei Gleichstellung letzterer mit dem oststeirischen Niveau IV ergäbe sich ein Gefälle der „Fluren“ aus der Gegend von Graz bis zur westungarischen Grenze von etwa 130 m. Der Zusammenhang beider wäre aber erst durch kontinuierliche Verfolgung zu erweisen.

5. Die höher(ober-?)pliocänen und quartären Schotterterrassen im Raabgebiet.

(Niveau V, VI, VII, VIII, IX, X, XI)

Könte seit dem Ende der pontischen Zeit ein dreifacher Wechsel von Phasen mit ausgesprochener Tiefennagung und vorwiegender Lateralerosion angenommen werden, so zeigt nun die Geschichte des jüngeren Pliocäns und des Quartärs das Schwanken zwischen Tiefenerosion und Akkumulation. Es bilden sich sowohl an der Raab und besonders an ihren Zuflüssen der Lafnitz, Feistritz, Safen und Strem als auch an der Mur Systeme ausgedehnter Terrassen aus, von welchen die jüngeren jeweils in die älteren eingeschachtelt oder in die Unterlage (Sarmatikum, Pontikum) eingeschnitten sind.

Wenn man zum Beispiel im pontischen Hügelland südlich Fehring zur Raab hinabsteigt, so gelangt man, wie auf den Stufen einer Treppe von der Verebnung (IV) in ca. 420 m Höhe auf die Terrasse V (405 m), auf die Grundstufe VI (390 m), über die ausgeprägten Baustufen VII (370 m) und VIII (340 m) und die Zwischenstufe IX (320 m) auf die ausgeprägte Baustufe in 300 m Höhe (X), von dieser auf die jungquartäre Terrasse (XI), auf der der Markt Fehring in 270 m Höhe steht und schließlich auf den breiten Aluvialhoden der Raab in ca. 260 m Seehöhe (XII).

¹⁾ Das Plateau des Hocheck (450 m) bei Kirchberg an der Raab rechne ich zu Niveau IV.

Betrachten wir zuerst den Aufbau der Schotterterrassen im Raabgebiet, wobei ich das Profil südl. von Fehring heranziehe. (Fig. 3, Prof. 1.)

Ueber den Tuffen der Fehring Maare lassen sich bei Burgfeld, etwas eingesenkt in das Niveau IV, Reste einer schotterbedeckten (mittelgrober Schotter!) Flur¹⁾ erkennen, etwa 405 m hoch gelegen (V). Mehrere Tuffhöhen (Zinsberg 403 m, Wachsenack 407 m, Beilstein etc.) weisen auf dasselbe Niveau. Ich vermute auch das Vorhandensein gleichalteriger Ebenheiten an dem Kammrücken des angrenzenden oststeirisch-westungarischen Hügellandes.

Als Felsterrasse erkennbar ist das nächstfolgende Niveau VI (390 m), wie Fig. 3, Prof. 1 zeigt, in die Tuffe eingeschnitten. Bei Niveau VII wurde ein breiter Talboden mit einer 10—15 m mächtigen Decke fluviatilen Schotters überdeckt. Die Oberkante der Ablagerung liegt in dem besprochenen Profilschnitt in 370 m Höhe, also ca. 50 m unter der Fastebene des Niveau IV. Die diskordant unregelmäßige Lagerung über dem Grundgebirge ist in einem Hohlwege südlich Fehring erschlossen, wo grobe, fast ausschließlich aus Quarz bestehende Schotter dem Basaltuff aufliegen. Die starke Auslese des Materials (Quarze!) und die Größe der Geschiebe (bis über Faustgröße) ist ein Kennzeichen dieser Ablagerungen. Sie wechsellagern mit lehmig-sandigen Lagen, welche gegen oben hin überhandnehmen. Die Oberkante der breiten Terrasse (375 m) entspricht zweifelsohne der Oberfläche der einstigen Akkumulation. In ganz analoger Ausbildung tritt die nächstjüngere Terrasse (VIII) hervor, welche ich südlich der Raab aufwärts bis in die Gegend von Feldbach verfolgt habe. Die Aufschlüsse südlich Fehring (Fig. 3, Prof. 1) zeigen mehrere Meter mächtige, selbst kindeskopfgroße Gerölle führende Quarzschotter mit rostigem, braunem, sandig-lehmigem Bindemittel und mit fluviatiler Kreuzschichtung, überdeckt von etwa 5 m Lehm mit einzelnen Lagen von Kies. Lehm bildet auch in 340 m die Terrassenoberfläche.

Diese Beobachtungen lassen nur den Schluß zu, daß zwischen der morphologischen Form der Terrasse und ihren Baustoffen ein enger Zusammenhang besteht, daß also eine echte Baustufe (Akkumulations-terrasse) vorliegt.

Die deutlichste und ausgeprägteste Terrasse des Raabtals ist durch Niveau X dargestellt. Ihrer Aufschüttung ging eine bedeutende Tiefenerosion der Raab voran, ein Einschneiden des Flusses, welches nahezu bis zur Höhe des heutigen Alluvialbodens gereicht hat. Eine mächtige (ca. 25—30 m) Zuschüttung des alten Tals mit sehr grobem Flußschotter folgte nach. Die Höhe der Aufschüttung erreicht bei Fehring 300 m, ihre Basis ist etwa bei 270 m gelegen. Der tiefere Teil der Ablagerung erweist sich aus groben (bis kindeskopfgroßen) Quarzschottern, der obere Teil aus Lehmen mit Kiesen aufgebaut. Die Terrassenform ist oft noch sehr gut erhalten (zum Beispiel Dammwald, südöstlich Fehring). Ein Zweifel an der Zugehörigkeit der Terrassenoberfläche zur Akkumulation ist hier ausgeschlossen. (Fig. 3, Prof. 1.)

¹⁾ Die Schotter scheinen über dem Tuff zu liegen. Ich bin mir aber hier über die Lagerung nicht ganz klar geworden.

Alter der Niveau V—XI.

Die genaue Altersbestimmung der einzelnen Terrassen begegnet hier ähnlichen Schwierigkeiten, wie sie längere Zeit für die analogen Stufen im Wiener Becken bestanden haben, wo zwar durch Hassingers (53) und Schaffers (50, 51) Untersuchungen die Einreihung der Terrassen in die stratigraphische Zeittabelle beiläufig vorgenommen wurde, aber eine genauere, zeitliche Einordnung derselben erst durch die in letzter Zeit von G. Schlesinger (53, 54) bearbeiteten Fossilfunde angebahnt erscheint. Danach ist die Laaerbergterrasse noch ins Mittelpliocän, die Arsenalterrasse wahrscheinlich schon ins Oberpliocän einzureihen. Hassinger (52) schaltet zwischen beide noch die Höbersdorfer Terrasse ein. Drei weitere Terrassen (27—35 m Terrasse, Stadt- und Niederterrasse) gelten als quartär (52). In Oststeiermark sind meines Wissens bisher keine tierischen Fossilreste aus diesen Schichten bekannt.

Doch hat es viel Wahrscheinlichkeit für sich, daß unsere Niveaus V—VIII den mittel-oberpliocänen Terrassen des Wiener Beckens (Laaerberg-Arsenalterrassen) zu parallelisieren sind, mit deren Erscheinungsform sie viel gemein haben. (Siehe Tabelle auf S. 45.) Niveau IX—X ist dagegen vermutlich schon ins ältere Quartär einzureihen. Zu dieser Annahme führt die Beobachtung, daß zur Zeit, als sich diese mächtigen Akkumulationsterrassen zu bilden hegannen, die Raab und ihre Zuflüsse sich schon sehr bedeutend eingetieft hatten und ihre Sohle damals nur wenig höher lag als die gegenwärtige. Ein ähnliches Verhalten zeigen in den Alpen und ihrem Rande vor allem die Absätze die Quartärzeit. Die Annahme, daß bereits im jüngsten Pliocän die Talsohle nahezu bis zur gegenwärtigen Tiefe eingeschnitten gewesen wäre, würde jedenfalls nicht dem gewohnten Bilde entsprechen.

Da nach Bildung der Baustufe X eine weitgehende Zerschneidung und Zertalung derselben eingetreten ist, die Raab 30—40 m in die Tiefe gearbeitet und hierbei einen durchschnittlich 2 km breiten Talboden durch Lateralerosion geschaffen hat —, dies alles erzeugt durch einen kleinen Fluß —, glaube ich in Anbetracht dieser großen Arbeitsleistungen die Entstehung der Terrassen IX—X ins ältere Quartär verlegen zu können. Weitere Anhaltspunkte werden sich im folgenden Absatz ergeben. Zweifellos quartär (jungquartär) ist die Terrasse, auf der der Markt Fehring steht. (270 m.)

6. Die höherpliocän-quartären Terrassen des unteren Murgebiets.

Entlang der Mur ziehen sich breite Terrassenböden, der deutlichste, ca. 20 m über der Hauptflur des Grazer Feldes (dem Niveau 9 Hilbers) bis in die Gegend von Radkersburg. Zwischen Straßgang (südlich) und Weitendorf bei Wildon begleiten die Terrassen den Murboden auf der rechten Seite, von Hilber (47) und Penck (57) beschrieben. Südöstlich Wildon bis in die Gegend von Radkersburg liegen die Fluren links des Murtales. Dort, wo die Leithakalke die Mur bei Wildon einengen, setzen auch die Terrassen auf größere Er-

streckung hin aus¹⁾. Meine Begehungen im südöstlichen Teil dieses Terrassengebiets in der Gegend von St. Peter a. Ottersbach—Mureck—Halbenrein zeigen, daß hier eine größere Anzahl von übereinandergeschalteten Akkumulationsterrassen vorhanden ist, die sich in etwa 6 Staffeln am Nordgehänge des unteren Murtals breit ausdehnen, von grobem, fluviatilen Quarzschotter mit einer mächtigen Lehndecke aufgebaut. Die höheren Schotterfluren sind innerhalb des sarmatischen Hügellandes noch ca. 20 km nördlich der Mur in der Gegend von St. Peter a. O. und Jagerberg nachzuweisen. Sie erreichen hier Seehöhen von über 400 m. Diese höheren, nördlichen Terrassen bilden nur oberflächliche Ueberkrustungen, unter welchen der sarmatische Untergrund gewöhnlich zutage tritt; die tieferen, jüngeren Terrassen dagegen verhüllen weithin die ältere Unterlage. (Siehe Fig. 3, Prof. 7, 8.) Ich vergleiche die höheren Niveaus mit den jungpliocänen Terrassen des Raabgebiets (V—VIII). Die tiefste Terrasse an der Mur (von der Niederterrasse abgesehen), welche ich mit X bezeichne, bildet nördlich Mureck und Radkersburg eine Vorstufe in 300—270 m Höhe. Sie zieht sich als breite Schotterterrasse in einzelne Seitentäler (Sulzbachtal [27], Ottersbachtal) hinein. (Fig. 3, Prof. 7.) Nach der Höhenlage von Oberkante und Basis dieser Terrasse (letzte nahe zusammenfallend mit dem Niederterrassenfeld) möchte ich sie dem als quartär gedeuteten Niveau X im Raabtal gleichsetzen. Noch ausgedehnter ist das nächst höhere Niveau (IX, 290—320 m), welches über kilometerbreite Fluren aufweist (Schweinsbartwald). (Fig. 3, Prof. 8.) In gleichaltrigen Terrassen fand ich bei Edla (östlich St. Peter a. O.) in den Terrassenschottern, die hier prächtig aufgeschlossen diskordant über sarmatischen Schottern und Sanden liegen, einen Block eines verkieselten Baumstamms. (Fig. 3, Prof. 6.)

Ich zweifle kaum, daß nach dem analogen Aufbau in diesen großen Schotterakkumulationen Aequivalente der bis zu entsprechender Höhe aufgeschütteten, ins Altquartär gestellten Kaiserwaldterrassen zu erkennen sind, welche Penck (loc. cit., S. 1131) für Bildungen des älteren (und mit Bezug auf eine Vorstufe auch des jüngeren) Deckenschotters hält. Auch Loczys Angaben (34) harmonisieren mit dieser Auffassung. Ich vergleiche die eigentliche Kaiserwaldterrasse dem Niveau IX, die Vorstufe von Windorf und Weitendorf dem Niveau X.

Anderer Ansicht ist Sölich (36, S. 383), welcher am Kaiserwalde Terrassenkörper und Form zu trennen sucht, und im ersteren wegen dem starken Verwitterungsgrad der Gerölle eine tertiär-miocäne Ablagerung, im letzteren aber eine jüngere (pliocäne oder quartäre) Erosionterrasse vermutet. Angesichts meiner Ergebnisse im unteren Mur- und Raabgebiet, die den engen Zusammenhang zwischen Form und Inhalt der gleichartigen Terrassen gezeigt haben und angesichts der Breite, Ausdehnung und wundervollen Ebenheit der Kaiserwaldflur, die auf eine Aufschüttungsterrasse (Baustufe) deutet, kann ich mich dieser Ansicht nicht anschließen²⁾. Auch die prächtig erschlossene Ueberlagerung

¹⁾ Oder reduzieren sich auf schmale Leisten.

²⁾ Womit nicht das Vorhandensein auch älterer Schotter im Untergrund der Terrasse geläugnet werden soll.

der Schotter über den (nach Analogie der oststeirischen und westungarischen Basalte) ins Pliocän zu versetzenden Weitendorfer Basalt, an dessen Kontakt marine Grunder Schichten aufgerichtet sind (V. Hilber 55), wovon ich mich an einer von Herrn Prof. Hilber geführten Exkursion überzeugen konnte, spricht auch für ein post-pliocänes Alter der Kaiserwaldschotter¹⁾. Ich betrachte es daher als sichergestellt, daß das Murtal südlich Graz in jungpliocäner und altquartärer (?) Zeit mächtige Schotterakkumulationen erfahren hat, die uns in den noch so schön erhaltenen, wenig zerschnittenen Terrassenböden entgegnetreten. Die deutlichste Flur liegt bei Preustätten 355—360 m, südöstlich Wildon 340 m hoch und sinkt gegen Radkersburg unter 300 m ab.²⁾

In dem von mir untersuchten südöstlichen Teil des Gleichenberger Eruptivgebiet werden die ins Altquartär gestellte Murterrassen, ähnlich, noch von höheren jungpliocänen Baufluren begleitet. (Siehe Fig. 4.) Eine derselben habe ich schon 1913 auf meiner Karte (27) mit der Farbe des Diluviums versehen, ausgeschieden. Sie liegt am Leistenberg, südwestlich Tischen 315 m hoch und entspricht wohl dem Niveau VII. Einem höheren Niveau (vielleicht Niveau V des Raabtales) ist die ausgeprägte Terrasse des Zahrerberg (= Zamborg der Aufnahme-sektion), westlich Klöch, anzureihen, die ich 1913 (27, S. 494) beschrieben und abgebildet habe. Ich fand auf ihr bei späteren Begehungen sandige Lehme mit Quarzgeröllen. Ihre Höhe beträgt 367 m. Ein über 1 km langes Trockentälchen im östlichen Teil des Klöcher-massivs fügt sich demselben Niveau an (27).

Fortsetzung der Muraltterrassen in das Becken von Graz.

V. Hilber (37) hat eine genaue Beschreibung der jüngeren Fluren im Grazer Becken gegeben. Ein deutliches Terrassen-niveau hebt Hilber, mit „6“ bezeichnet, hervor: „In ungefähr 460 m Meereshöhe sind die Reste einer weiteren Flußebene, teils Bau-, teils Ueberbauschemeln, angehörig erkennbar“ (loc. cit. S. 10). Ich vermute in diesen Fluren Aequivalente der im Raab- (und unteren Mur-) Gebiete erkennbaren Niveaus (V oder VI), also oberpliocäne Terrassen. Hilbers tiefer gelegenes Niveau „7“ (370—380 m) entspricht, wie er S. 12 hervorhebt, der Terrasse von Ober-Preustätten, also der als altquartär gedeuteten Aufschüttung des Kaiserwaldes.

Was Hilber über das Alter der Flur „7“ angibt, harmonisiert mit der früher gegebenen Ableitung: „Der Höhenunterschied zwischen der Flur dieser Stufen“ (7) „und dem heutigen Talweg stimmt ungefähr mit Erosionstiefen seit altpaläolithischen Zeiten aus anderen Gegenden überein.“ Auch die jungquartären Terrassen des Ostens, auf die bereits in der mehrfach zitierten Arbeit hingewiesen wurde

¹⁾ Dreger dachte allerdings, veröffentlicht vor Hilbers Mitteilung, daß der Basalt älter als Miocän sei, da letzteres keine Kontaktmetamorphose zeige. Doch üben auch die oststeirischen Basalte meist keine nennenswerte Kontaktwirkung aus. Im übrigen sind die Einwirkungen durch die von Hilber entdeckte Aufrichtung gegeben.

²⁾ Begehungen während des Drucks dieser Arbeit im Kaiserwalde bestätigten das Vorhandensein von 2 Baustufen.

(27, S. 495), finden bei Graz in Hilbers Flur 8—11 wohl ihre Entsprechung, ohne daß aber eine Identität der einzelnen Terrassen schon jetzt festgestellt werden könnte.

7. Die höherpliocän-quartären Terrassen des Feistritz—Lafnitzgebietes.

In ganz ungeahnt ausgedehnter Weise breiten sich jugendliche, höherpliocän-altquartäre Schotterablagerungen in den nordöstlichen Teilen der steirischen Bucht aus, die bei den älteren geologischen Begehungen (siehe Stur 1a) nicht besonders ausgeschieden wurden. Es ist das Verdienst Loczys (34), bei seinen Begehungen in Westungarn die Bedeutung dieses Schichtkomplexes erkannt und die Ansicht ausgesprochen zu haben, daß sie sich auch in den Tälern der Lafnitz, Feistritz und Safen weiter ausbreiten dürften. Meine Begehungen bestätigten diese Annahme und zeigten, daß der von den jüngeren Schottern eingenommene Raum die Form eines gleichschenkeligen Dreiecks, dessen Spitze bei Fürstenfeld liegt und dessen Basis zwischen Wörth, Waltersdorf und Groß-Steinbach zu suchen ist, darstellt, also ein sehr ausgedehntes Gebiet umfaßt.

Diese Schotter überlagern, wie ich an der Feistritz, westlich Fürstenfeld (Fig. 2, Prof. 7) in den Stadt- und Langbergen, in dem Tuffgebiet von Jobst und bei Waltersdorf sehen konnte, unregelmäßig die pontischen Ablagerungen und ihre eruptive Einschaltung. Sie überdecken weit erodierte Flächen, die vor der Schotterablagerung gebildet wurden.

Im Gegensatz zu Loczy, der eine einzige Aufschüttung (aus mehreren Schuttkegeln) vermutet hatte, ergaben meine Begehungen die Existenz mehrerer ineinandergeschalteter Baustufen. (V—XI.)

Oestlich Waltersdorf werden auch noch die höchsten Erhebungen (Auffenberg 454 m) von den jungpliocänen Schottern und Lehmen in typischer Ausbildung gebildet. Ich vergleiche diese Höhenschotter dem Niveau V des Rab-Murgebiets. Darunter ziehen prächtige Terrassenböden hin, bei Waltersdorf über 400 m hoch gelegen. Die diskordante Lagerung über mittelpontischen Schichten ist hier schön zu sehen. (Fig. 3, Prof. 10.)

Analoge Schotterlagen bilden östlich Groß-Steinbach¹⁾ die Terrassen des Gemeindewaldes (383 und 385 m), des Buchwaldes (405 m) und des Kreßwaldes (390 und 394 m) bei Hohenbrugg. Es sind ausgedehnte Plateaus, die ich hypothetisch mit Niveau VI des Raabtales vergleichen möchte. Mächtige Lehme bedecken den Schotter. Etwas tiefer liegt ein drittes Terrassensystem. Die breiten Flächen zwischen Hainersdorf—Hohenbrugg—Lindegg und Leitersdorf sind hierher zu zählen. Sie liegen in 362, 359 und 360 m den Waldwiesenwald, Kohriegel, Hammerwald, Hochwald und Fischbachwald (353 m) aufbauend. Ich betrachte sie als mutmaßliche Aequivalente des Niveau VIII im Raabtal.

¹⁾ Siehe Spezialkartenblatt Zone 17, Kol. XIV, Blatt Fürstenfeld.

Nun folgt die nächste Vorstufe, die auf der Lindegg Eben, im Lindegger Wald und Loimethleiten in 330—340 m Höhe hervortritt. Ich vergleiche sie mit Niveau VIII des Raabtales.

Einen breiten Saum bildet die, vermutlich schon altquartäre (IX) Talzuschüttung, die im „Greith“ bei Hainersdorf beginnt (324 m), über den Edelseewald (320 m), den Groß- oder Commendewald zwischen Lafnitz und Safenhach sich erstreckt und zwischen Safen und Lafnitz die Terrassen des Haderriegels (322 m) aufbaut.

Sie findet sich auch am rechten Ufer der Feistritz als breite Terrasse westlich Fürstenfeld den Stadt- und Langbergen vorgelagert. An den Erosionsanschnitten der Feistritz ist hier die unregelmäßige, diskordante Lagerung der Schotter über pontischem Sediment prächtig erschlossen. (Fig. 2, Prof. 7.) Eine Decke von Lehm bedeckt den Schotter. Schotter und Lehme besitzen eine Gesamtmächtigkeit von etwa 10 m.

Steigt man noch eine Stufe tiefer hinab, so erreicht man die Stadtterrasse von Fürstenfeld (zirka 276 m), die sich östlich im Stadtwald absenkt (261 und 268 m), hier eine ansgedehnte, den Fluß noch um zirka 20 m überhöhende Flur bildend. Ich vermute in ihr Niveau X des Raabtal.

Als jüngste über dem Alluvialboden gelegene Terrasse ist schließlich der Schotterboden anzuführen, auf dem der Ort Spettenbach steht (262 m), und welche auch von der Bahnlinie zwischen Fürstenfeld und Bierbaum erstiegen wird. Sie liegt nur 5 m über dem Inundationsgebiet.

Hier liegt ein Aequivalent jungquartärer Terrassen vor.

8. Die Tektonik der Pliocänbildungen Oststeiermarks.

a) Die pontische Verbiegung.

Die pliocänen Bildungen der Oststeiermark haben noch beträchtliche Störungen erlitten, auf die näher hinzuweisen schon mit Rücksicht auf die bisher fehlenden Anzeichen so jugendlicher Gebirgsbewegungen von Wert erscheint. Meine Untersuchungen über die Verbreitung des Jungtertiärs in Steiermark hatten ergeben, daß ein beträchtlicher Teil des Gebietes, welcher bisher noch der pontischen Stufe zugezählt wurde, von sarmatischen Ablagerungen eingenommen wird¹⁾. Die seither von Dreyer (58, 59) durchgeführten Aufnahmen bestätigten meine Auffassung. Die pontischen und postpontischen Bildungen erscheinen somit der Hauptsache nach auf den nördlichen und nordöstlichen Teil der steirischen Bucht beschränkt.

In Oststeiermark konnte ich ferner ermitteln, daß die Grenze zwischen den pontischen Schichten und dem sarmatischen Untergrunde einer flachen Verbiegung, die ich als Flexur bezeichnet habe, entspricht. Die weiteren Begehungen bestätigten die damals gewonnenen Erfahrungen. Die Schichtneigung beträgt zwar meistens nur einige Grade, steigt aber gelegentlich bis über 10 Grad.

¹⁾ Für Teile desselben hatte bereits Hörnes diesbezügliche Vermutungen geäußert. Mitteil. des Naturw. Vereines für Steiermark 1878.

Aus dem Verlaufe der Biegungszone ergibt sich, daß der südliche Teil der steirischen Bucht von einer großen Aufwölbung, der nördliche Teil hingegen von einer ausgedehnten Senkungsmulde eingenommen wird. Auf letzteren erscheinen die pontischen Bildungen der Hauptsache nach geknüpft. Die Grenze zwischen beiden ließ sich von Fernitz über Kirchbach (N), Gnas, dann an einer hierzu queren Störung gegen Nord vorspringend, gegen Gleichenberg und St. Anna a. A. verfolgen. (Fig. 4.)

Während also in der gehobenen Region während des Pontikums starke Abtragungen erfolgt sind, fanden gleichzeitig in der großen Senkungsmulde andauernde Akkumulationen pontischer Sedimente statt.

Die Gesamthöhe der Verbiegung kann bei Berücksichtigung der abgetragenen Schichten auf 300—350 m (im Bereiche des Gleichenberger Eruptivgebietes) geschätzt werden.

Da nun die höchsten pontischen Schotterbänke bereits über beide Zonen übergreifen, war damals (am Ende des Pontikums) im wesentlichen die Verbiegung beendet.

Da ferner noch die obersarmatischen Bildungen bedeutend abgebogen sind und in der gehobenen und gesenkten Zone in der gleichen Seichtwasserfacies entgegnetreten, haben die Bewegungen erst nach ihrer Entstehung begonnen. Die Verbiegung fällt daher in die Zeit des Pontikums.

Aufwölbung und Absenkung gehören zusammen und erscheinen zeitlich und wohl auch ursächlich voneinander abhängig. Die Bewegungen müssen langsam und kontinuierlich vor sich gegangen sein.

Beiläufig gleichzeitig mit dem Abschluß der Aufwölbung ist der Ausbruch der basaltischen Eruptionen anzusetzen. Auf einen Zusammenhang zwischen der randlichen Verbiegungszone und der Magmainjektion weist die Tatsache hin, daß der eine der beiden peripheren Tuffgürtel (Feldbacher Tuffe, Steinberg, Pertstein, Kapfenstein, Neuhaus) ersterer parallel verläuft. (Winkler 28.)

b) Postpontische Brüche. (Fig. 4.)

Das oststeirische Tertiärgebiet wird von zahlreichen Brüchen durchsetzt, die sich nach dem Verwurf pontischer Schichten als postpontische Dislokationen erweisen.

Die nahezu meridionale Störung, welche nördlich Gnas im Tale gegen Perlsdorf—Paldau zur Raab hinzieht, an welcher pontische gegen sarmatische Ablagerungen verworfen sind (Senkung des westlichen Flügels) wurde bereits erwähnt.¹⁾

Eine zweite Störung scheint an dem Steinberge bei Feldbach gegen Gossendorf durchzuziehen mit gesenktem Ostflügel. Sie bringt die sarmatischen Schichten bei der Stadt Feldbach und Mühldorf noch etwas über die Talsohle, während sie sich östlich des Bruches unter dem Talniveau befinden. (Fig. 4.)

¹⁾ Die Verwerfung ist bei Gnas (am Fahrweg östlich der Schule und nordöstlich des Marktes) erschlossen. Die Schichten sind aufgerichtet und von Sprüngen durchsetzt.

Vielleicht fällt die Gleichenberger Quellspalte mit einer Störung zusammen, welche schon Clar (60) als Verwerfung beschrieben hat. Auch das höhere Ansteigen sarmatischer Absätze an der Westseite des Trachytmassivs (über 508 m), ihre Tiefenlage an der Ostseite (um zirka 480 m) ist im Hinblick auf obige Annahme bemerkenswert.

In dem Hügelland östlich von Gleisdorf zieht sich in NNW-Richtung eine Reihe sarmatischer Aufbrüche hin, welche Hilber (47) genauer studiert hat. Ihre Verlängerung weist, wie dieser Forscher gezeigt hat, auf das Gleichenberger Eruptivgebiet hin. Eine kurze Begehung bei Fünfung (östlich Gleisdorf) legte mir angesichts deutlicher Schichtneigung auch im auflagernden Pontikum die Annahme nahe, daß das Auftreten dieser sarmatischen Sedimente durch eine Störung bedingt sei. Ich hatte aber noch nicht die Möglichkeit, zu konstatieren, ob sich die Dislokation etwa bis ins Gleichenberger Eruptivgebiet verfolgen läßt.

Eine größere Anzahl von Brüchen habe ich 1913 (27) im südlichen Gleichenberger Eruptivgebiet nachweisen können. Die oberpontische Basaltdecke erscheint durch diese Bewegungen zerstückelt und die Sedimente, wie sich gelegentlich erkennen ließ, am Bruch aufgerichtet. Säuerlinge markieren den Verlauf. Im allgemeinen findet ein staffelartiges Absinken der Landschaft vom Plateau des Hochstraden zur Murebene hin statt. Die Gesamtsprunghöhe beträgt etwa 200 m. Das Alter der Bruchbildung ist postpontisch, aber, soweit feststellbar, noch vor mittel- oder höherpliocän. Das Streichen ist nach NW und ONO gerichtet.

Drei weitere Störungen ergaben sich aus meinen späteren Aufnahmen. Südlich Gnas zieht am Ebersdorferberg ein markanter Bruch durch mit Senkung des Südflügels, durch Aufrichtung der sarmatischen Schichten an der Dislokation gekennzeichnet. Sein Streichen ist WNW. Nördlich Straden (Markt Straden), westlich des Sulzbachtales, verwirft ein Bruch die mittelsarmatische Schichtfolge (Absenkung des Nordflügels). Vielleicht steht er in naher Beziehung zu jener eigentümlichen, aus sarmatischen Schichten gebildeten Antiklinale, die ich am Augenweidkogel östlich Trösing (2 km westlich Straden) beschrieben habe (30, S. 281).

Schließlich fand ich im vergangenen Jahre eine Störung auf, die zwischen Windisch- und Bayrisch-Kölldorf durchzieht und den Südflügel gegen den Nordflügel bei ONO-Streichen um etwa 40 m absenkt. Auch dieser Bruch ist, da pontische Schichten verworfen sind, postpontischen Alters. (Fig. 1, Prof. 2.)

Die fortschreitende Aufnahme wird vermutlich noch einzelne weitere Brüche kennen lehren, andere dürften sich infolge schlechter Aufschlüsse überhaupt der Feststellung entziehen.

c) Verbiegungen im Fürstenfelder Becken.

In dem Becken von Fürstenfeld verhüllen jungpliocäne und quartäre Terrassen weithin die pontische Sedimentunterlage. Daher ist hier der Nachweis von Störungen sehr erschwert. An den Anrissen der Feistritz bei Altenmarkt (westlich Fürstenfeld) zeigte sich ein

deutliches, etwa mit 5° erfolgendes Absinken der Schichten gegen Osten, welches sich mit einer kleinen, aber deutlichen Flexur kombiniert. (Siehe Fig. 2, Prof. 7.)

d) Noch jüngere oberpliocän-quartäre Verbiegungen vermutete und begründete Loczy im angrenzenden westungarischen Gebiete nördlich der Raab zwischen Körmend und Güns. (34, S. 509.)

9. Zusammenfassende Darstellung der Entwicklungsgeschichte der steirischen Bucht seit Beginn des Pliocäns.

In diesen folgenden Darlegungen soll der Entwicklungsgang der steirischen Bucht seit Beginn des Pliocäns in großen Zügen beschrieben werden.

a) Miocän-Pliocängrenze.

Das steirische Becken war im Obermiocän, zur Zeit der sarmatischen Stufe in seinem mittleren und östlichen Teil vom Meer bedeckt. Ich habe früher hervorgehoben, daß das Meer in ober-sarmatischer Zeit in die östlicheren Teile der Bucht verdrängt wurde und sich schließlich ein Schotterdelta bis nach Oststeiermark hinaus vorgebaut hat. Es ist die markante Regressionsepöche an der Wende von Miocän und Pliocän, die Hörnes (40) mit der mäotischen Stufe Südrußlands verglichen hat. Man kann vermuten, daß diese Regression in der kristallin-paläozoischen Umraudung der steirischen Bucht von einer Tiefenerosion der Flüsse und einer Zerschneidung der obermiocänen Landschaftformen begleitet war. Das Vorhandensein dieser vorpontischen Erosion haben auch schon Hilber (38) und Sölch (61) gemutmaßt.

b) Das unterpontische Ansteigen des Seespiegels.

Der Schotter, der in hohen sarmatischen Lagen in Oststeiermark erkennbar ist, wird von noch etwa 30 m starken, sarmatische Fossilien führenden Bänken überdeckt, die normal und konkordant in die pontischen Bildungen übergehen. Die Wassertiefe scheint dem Obersarmat gegenüber wieder zuzunehmen. Ich möchte vermuten, daß in den von Sölch und Aigner vom nördlichen Beckenrand namhaft gemachten, als miocäne? Ebenheiten bezeichneten höheren Niveaus (Vorder-Tyrnau, 909 m, Passail, Hochflächen der Krumbacher Berge um 800 m nach Aigner), diesem tiefpontischen Höchststand des Sees entsprechen mögen. In dem südwestlichen Teil der steirischen Bucht, dem Eibiswalder Becken, fand ich eine analoge Niveaufläche, deren postmiocänes Alter mir sehr wahrscheinlich dünkt¹⁾. (32.) Sie zeigt hier eine Höhe von rund 950 m. Diese Hochflächen sind vermutlich auch durch jüngere Aufbiegung in diese Höhe gelangt, was um so eher angenommen werden kann, als, wie wir gesehen haben, auch der süd-östliche Teil der steirischen Bucht von einer postmiocänen Aufwölbung betroffen wurde.

¹⁾ Sie schneidet ungestört über die noch im Obermiocän (postmediterrän) aufgerichteten Sedimente hinweg.

c) Regressionserscheinungen an der Wende von Unter- und Mittelpontisch.

Ueber den limnischen, unterpontischen Bildungen konnte ich bis über die ungarische Grenze hinaus einen Zug groben, fluviatilen Schotters nachweisen. Die steirische Bucht war also zu Beginn des Mittelpontikums vollständig trockengelegt¹⁾. Eine breite Akkumulationsfläche breitete sich bis über die Grenzen Steiermarks hin aus. Ich vermute in dieser Aufschüttung eine Folge der fortschreitenden pontischen Regression. Der auf dem flachen Grunde hin und her pendelnde Fluß war, um sein Gefälle zu erhalten, zur Aufschüttung genötigt. Wieder kann vermutet werden, daß gleichzeitig damit in den inneren Teilen der Bucht der Tieferlegung der Erosionsbasis entsprechend, Abtragungen der älteren Sedimente sich vollzogen haben.

d) Vordringen des Seespiegels im Mittelpontikum.

Ueber den Flußschotter legen sich im Gelände an der Raab Sande, Tone und feine Kiese, die an mehreren Punkten Tonbänke mit Cardienresten und Congerien enthalten. Ich schließe daraus, daß der Seespiegel sich wieder gehoben hat und daß wenigstens hier im Osten zeitweise lacustre Zustände in Räumen zur Herrschaft gelangt sind, die bereits unter fluviatilen Einfluß geraten waren. In diesem Schichtkomplex findet in der steirischen Bucht eine Verzahnung limnischer und fluviatiler Sedimente statt, wobei, soweit bisher erkennbar, in der Gegend von Graz—Gleisdorf—Weiz die Flußbildungen, in der Oststeiermark Seeablagerungen vorherrschen.

e) Oberpontische Regression.

Die Rückzugstendenz gelangte wieder ausgesprochen zur Herrschaft. Der pontische See zog sich aus Steiermark ganz zurück und über seinen limnischen Bildungen gelangten in Oststeiermark und im angrenzenden Westungarn gegen 200 m mächtige Flußschotter zum Absatz.

Die Höhe der oberpontischen Akkumulation wurde in Oststeiermark mit mindestens 610 m ermittelt²⁾. Nach Aigner liegt ihr Niveau im Köflach-Voitsberger Becken in 800 m, bei Graz über 700 m, bei Friedberg um 650 m. Das Innere der Bucht hat man sich bis zu diesen an den Rändern festgestellten Höhen von einer mächtigen Schotterdecke überkrustet vorzustellen. Man gelangt zur Erkenntnis des Vorhandenseins, einer übrigens schon von Aigner geforderten (35) gewaltigen Schuttverkleidung des Ostalpenrandes, zu einer mächtigen Akkumulation alpinen Materials, von welcher gegenwärtig nur mehr kleine Erosionsreste Zeugnis ablegen. Die zuletzt am Nordrande von

¹⁾ Es kann sogar die Frage gestellt werden, ob nicht der berühmte Knochenfundort Baltavar ins selbe Niveau zu stellen ist, der nach Halavats (41) in eben diese Position gestellt wurde.

²⁾ Sicher ist, daß sie übrigens infolge tektonischer Verschiebung nicht überall mehr genau festgestellt werden kann.

Aigner (35) zusammenfassend geschilderten und in großer Verbreitung erwiesenen Talbodenreste und Ebenheiten (mit Schotterresten), die ich auch in der südwestlichen Umrandung der Bucht entwickelt fand, sind nach Aigner als morphologisches Leitniveau anzusehen. Ich möchte sie in Uebereinstimmung mit diesem Forscher als jungpontische Abtragsflächen deuten. Ich vermute, daß sie bei dem mittelpontischen Anstieg (oder Stillstand) des Seespiegels entstanden und in der oberpontischen Aufschüttungszeit weiter ausgebildet und überbaut wurden.

Die große Mächtigkeit der mittel-oberpontischen Ablagerungen (ca. 300—350 m) deutet schon auf die Mitwirkung tektonischer Kräfte bei Bildung ihres Ablagerungsbeckens hin. Diese Annahme erscheint durch den Nachweis der früher erwähnten pontischen Verbiegung gefestigt. Ich vermute, daß der nördliche Gegenflügel der großen pontischen Mulde am Nordrand der Grazer Bucht zu suchen ist und daß dort während der Sedimentierung des Unterpliocäns eine Auf-, beziehungsweise Abbiegung der älteren Talböden sich vollzogen hat. Ich gelangte diesbezüglich unabhängig zur selben Anschauung wie Aigner, welcher er in seiner mehrfach zitierten Arbeit (38, S. 324) mit folgenden Worten Ausdruck gibt: „Es scheint also, daß auch diese vorpontischen Täler“ (i. e. am nördlichen Beckenrand) „noch eine Störung erfahren haben, daß also die besprochene“ (i. e. postmiocäne) „Störung auch noch in dieser Epoche fortgewährt hatte.“

Der beschriebene Wechsel limnischer und fluviatiler Bildungen vollzieht sich also an dem stetig sinkenden Boden eines unter dem Einflusse der Regression stehenden Sees.

f) Postpontische Bewegungen und ihr Einfluß auf das Flußnetz.

Am Ende der pontischen Zeit beginnt in der oststeirischen Landschaft eine rasch in die Tiefe arbeitende lebhafte Erosionstätigkeit. Sie ist, wie ich glaube, auf jene tektonischen Bewegungen zurückzuführen, welche durch die vulkanischen Ausbrüche eingeleitet, die jugendliche schollenartige Zerstückelung und Verbiegung des Landes erzeugt hat und auf die allgemeine Tieferlegung der Erosionsbasis.

Es wurde bereits früher hervorgehoben, daß durch tieferes relatives Absinken (Zurückbleiben bei der Schollenhebung) sich eine Depression im südlichsten Teil des Gleichenberger Eruptivgebiets herausbildete, welche nunmehr die Hauptentwässerung an sich zieht.

In pontischer Zeit war in der Landphase der nördliche Teil der steirischen Bucht von einer großen Wasserader durchflossen, welche die vom nördlichen und nordwestlichen Alpenrand kommenden Wässer vereinigte. Nach Sölch war es ein Vorläufer der Mur (61), nach Hilber dagegen ein aus den Köfnach-Voitsberger Alpen kommender Gebirgsfluß.

Nach Eintritt der postpontischen Schollenbewegung verschob sich der Lauf der Hauptentwässerungsader allmählig gegen Süden und Südwesten gegen die im Raume nördlich Radkersburg—Mureck zur Ausbildung gelangende tektonische Depression. Erst damals bildete sich der gegenwärtige Unterlauf der Mur in seinen Anfängen aus.

Die in der nördlichen Umrandung der Grazer Bucht entspringenden Gewässer (Vorläufer der Lafnitz, Feistritz, Lafen und Raab) vereinigten sich zu einem eigenen sekundären Entwässerungssystem, jenem der Raab. Die oststeirischen Zuflüsse der Raab sammelten sich in der wohl tektonisch vorgezeichneten Depression von Fürstenfeld, einer Region, gegen welche eine Querreihe der oststeirischen Basaltvulkane vordringt. (Siehe Fig. 4 Karte.)

Auf tektonische Verbiegung ist meiner Ansicht nach auch das hohe Hinaufreichen der sarmatischen und pontischen Seebildungen¹⁾ zurückzuführen, das um etwa 150—200 m jene Werte übersteigt, wie sie im Wiener Becken ermittelt wurden. Der Nachweis der jugendlichen Bruchtektonik, die Erkennbarkeit postpontischer Verbiegung, die relativ bedeutende Tiefe der jungen Erosionskerben (über 300 m) und die großen vertikalen Abstände, in welchen die postpontischen (levantinischen) Terrassen in Oststeiermark auftreten, im Gegensatz zu den von Hassinger im Wiener Becken ermittelten Werten, stützen meine Annahme postpontischer Hebungen.

g) Levantinische (?) Niveaus.

In die gehobene Landfläche, die hauptsächlich aus lockerem Tertiärmaterial bestand, vermochten die sich einschneidenden Flüsse bei längeren Stillständen der Erosionsbasis (Spiegelschwankungen des levantinischen Sees!) breite Ebenheiten auszuarbeiten, deren Entstehung gewissermaßen einer Phase fast erreichten Gleichgewichtes zwischen Erosionsbasis und Landschaft entspricht. (Niveau II—IV.)

h) Terrassen des höheren Pliocäns (V—VIII) und Quartäre.

Eingehend habe ich die mehrfache Terrassierung der jungpliocänen Ablagerungen beschrieben, die Raab, Mur und ihre Nebenflüsse begleiten. Ich sehe in der andauernden, durch Unterbrechungen gekennzeichneten Tieferosion der Flüsse im wesentlichen die Fortdauer der bereits seit pontischer Zeit angenommenen Tieferlegung der Erosionsbasis, vielleicht noch begleitet von tektonischen Aufbiegungen.

Ein Charakteristikum dieser Niveaus ist ihre mächtige Schotterbedeckung und ihre Beziehung zu den gegenwärtigen Tälern. Auch folgen die Terrassen in geringen vertikalen Abständen übereinander, wie es ähnlich Hilber in der Gegend von Graz bezüglich der jungen Terrassen beobachtet hat. (38.)

Vielleicht liegt die Ursache für diese Erscheinungen in dem Zurückweichen der limnischen Erosionsbasis über das pannonische Becken hinaus. Es ist anzunehmen, daß diese bei ihrer weiten Entfernung nicht mehr imstande war, der steirischen Landschaft unmittelbar ihre Züge (Brandungsterrassen, Verebnungen) aufzuprägen, wie es vordem der Fall war. Dagegen mag die Aufschotterung der Donau und damit auch jene ihrer Nebenflüsse (Raab, Mur etc.), in Ueber-

¹⁾ Selbstverständlich reichen die pontischen Landbildungen als Schuttkegel bedeutend höher (in Oststeiermark bis 350 m höher) als die gleichaltrigen Brandungsterrassen des Wiener Beckens hinauf.

einstimmung mit Hassinger's, Schaffer's, Cvijic' und Loczy's Annahmen mit den Schwankungen der Erosionsbasis im pontischen Gebiet in Zusammenhang stehen¹⁾.

Analoge Entstehung und ähnlicher Bau kommt der an der Mur, Raab, Lafnitz, Feistritz weit ausgebreiteten altquartären Terrassen zu. Sie deuten mächtige, einheitliche Talverschüttungen an, die sich ins kleinungar. Alföld weit hinausziehen.

Nach Loczy (34) breitet sich südlich und östlich der Raab in Westungarn (zwischen Körmend, Vasvar und Raab) eine ausgedehnte Schotterplatte aus, die sich von 250 m (bei Körmend) ostwärts auf unter 150 m absenkt. Loczy hält sie, da sie über seiner Hochterrasse liegt, für jungpliocän, für ein Äquivalent der Arsenalterrasse des Wiener Beckens (34, S. 684).

Sie scheint mir aber nach ihrer Höhenlage und Auftreten als die unmittelbare Fortsetzung der „altquartären“ Terrasse des Raabtales bei Fehring.

Vier Erscheinungen sind bei Betrachtung dieser höherpliocän-altquartären Terrassen von Interesse:

α) Die Terrassen zeigen einen überwiegend aus Schotter bestehenden unteren (und mittleren) Teil und eine lehmig-sandige Hangendecke, welche auch mit der Schotterunterlage wechsellagert. Diese Erscheinung weist auf eine Selbständigkeit der einzelnen Terrassen; sie sind also nicht aus einer einheitlichen Aufschüttung als Erosionsleisten herausgearbeitet worden. Die Erklärung für die Lehmdecke sehe ich im folgenden: Als der Fluß nach Beendigung seiner Schotteraufschüttung wieder einzuschneiden begann²⁾, vermochte er, eingengt in das von ihm selbst geschaffene Bett nur mehr bei Hochwasser seine Ufer zu überfluten und überzog die früheren Schotterflächen mit einer immer mächtiger werdenden Decke von sandigem Lehm, ganz ähnlich, wie es noch heute im Raabtal der Fall ist. Dies dauerte solange an, bis sich der Fluß soweit eingetieft hatte, daß er auch bei stärkstem Hochwasser nicht mehr imstande war, über seine Uferländer auszutreten. Ich sehe in den Terrasseulehmen daher eine primäre Bildung, nicht aber ein sekundäres Verwitterungs- oder Abschwemmungsgebilde.

β) Interessant ist die Zusammensetzung der jungpliocän-altquartären Terrassenschotter, welche im untersten Mur- und Raab(Feistritz-)Gebiete die gleichartige Beschaffenheit aufweisen. Bezeichnend ist die starke Auslese des Materials, das oft fast ausschließliche Vorhandensein von Quarzen, die durchschnittlich bedeutende Größe der Gerölle, das Auftreten häufiger, kindskopf großer Quarzgerölle, die besonders bei den größeren Blöcken oft wenig gute Abrollung (trotz weiten Transportes), die eisenschüssige Beschaffenheit und das lehmige (auch sandige) Bindemittel des Schotters. Die Terrassenschotter sind weder mit dem sarmatischen, noch mit pontischem (Belvederschotter) zu verwechseln.

¹⁾ V. Hilber (37) vertritt bezüglich der Quartärterrassen die Auffassung, daß ihre Entstehung mit Schwankungen im Wasserhaushalt der Flüsse zusammenhänge. Bezüglich der Diluvialterrassen erlaube ich mir keine Meinung.

²⁾ Etwa infolge Tieferlegung der Erosionsbasis im Donaugebiet.

obwohl sie letzteren näher stehen als ersteren. Für die Erklärung der abweichenden Beschaffenheit der Terrassenschotter können verschiedene Ursprungsgebiete nicht (oder nur zum Teil) in Betracht kommen. Ich vermute die Ursache für die Ausbildung dieser Schotterfacies in den in dem höheren Pliocän eingetretenen Gefällsteigerung der Flüsse (Aufbiegung der Scholle bei gleichzeitiger Tieferlegung der Erosionsbasis) begründet, welche groben Schutt weiter zu transportieren in der Lage war. Die Zerreibung und Aufarbeitung der weicheren Geröllkomponente erfolgte nun schon in den Tobeln und Schluchten des Oberlaufs, die sich damals an Stelle eines reifen oder spätreifen Reliefs gebildet hatten.

1) Die Terrassenböden sind auch beim Fehlen sekundärer Erosionsleisten nicht vollkommen eben. Sie zeigen, wie ich bei Fehring durch Detailuntersuchung feststellen konnte einen sanften Anstieg gegen einmündende Seitentälchen. Schwemmschuttkegel der Seitenbäche bauen sich also in das Haupttal vor und unterscheiden sich schon durch die mehr feinkörnige Beschaffenheit der Ablagerung (entsprechend der Herkunft aus dem miocänen Ton-Sandgebiet). Die stärkere Beteiligung von Schuttkegeln der Seitenbäche am Aufbau der Hauptterrasse berührt sich mit Sölich's (36) Ergebnissen aus dem oberen Murgebiet, die sich allerdings auf jung-quartäre Terrassen beziehen.

2) Eine andere interessante Frage knüpft sich an die Verlegung der Flußläufe in jungpliocäner und quartärer Zeit.

Die Raab zeigt in Oststeiermark seit dem Beginn des höheren Pliocäns eine ständige Verschiebung ihrer Talachse in nördlicher Richtung. So erscheinen bei Feldbach, Pertlstein, Fehring und Jennersdorf die älteren Raabterrassen ausschließlich am Südgehänge, und zwar je älter, desto weiter nach Süden gerückt. Dadurch entsteht ein asymmetrisches Talquerprofil. Der gegenwärtige Alluvialboden ist am weitesten gegen Norden geschoben und an dem Nordgehänge des Raabtales sind auch deutliche Reste subrecenter Prallstellen erkennbar.

Umgekehrt zeigt die untere Mur ¹⁾ (Leibnitz—Spielfeld—Radkersburg) seit dem Oberpliocän eine stetige Verlegung ihrer Talachse gegen Süden (beziehungsweise Südwesten). Die breiten und ausgedehnten Terrassen finden sich in mehreren Stufen (am breitesten wie im Raabtal die altquartäre [?] Stufe) ausschließlich auf der Nord- (Nordost) Seite der Mur, während auf der Südseite jugendliche und rezente Steilgehänge vorliegen (zum Beispiel in Absturz begriffener Muranriß östlich Spielfeld). Hier geht der Prozeß seitlicher Verlegung des Flusses noch gegenwärtig vor sich.

Es läßt sich eine große Seitwärtswanderung, welche die Hauptentwässerungsader der steirischen Bucht seit dem Oberpontikum erfahren hat, feststellen. Breiteten sich ihre Schotterfelder in letzterer Epoche noch in der nördlichen Hälfte der Bucht (beiderseits der Raab bis zum nördlichen Beckenrande) aus, so verschoben sie sich nun

¹⁾ Beziehungsweise ihr Vorläufer.

sukzessive gegen Süden und Südwesten. Die nördlichen, höchsten Terrassen, die sich hierbei bildeten, sind zwar größtenteils denudiert. Jedoch zeigen die postpontischen Terrassen am Hochstraden (II), dann die levantinischen Niveaus am Stadel- und Roterberg (IV) und schließlich die verbreiteten, inmitten des sarmatischen Hügellandes gelegenen höheren Schotterterrassen (V—VIII) in der Umgebung von St. Peter und Gnas die Etappen dieses durch tektonische Verbiegung und Schrägstellung bedingten seitlichen Abgleitens jenes großen Flusses an, der den in zwölf Phasen zu gliedernden Stufenbau der Landschaft geschaffen hat.

Eine nennenswerte Verlegung der Wasserscheide zwischen Mur und Raab hat aber seit dem mittleren Pliocän nicht mehr stattgefunden. Auf ihre Asymmetrie hat Sölich (63) hingewiesen und in einer interessanten, sehr konsequent durchgeführten Abhandlung zu deuten versucht. So folgerichtig seine Schlüsse auch sind, so ergeben sich doch einige Verschiedenheiten mit meiner Auffassung, da auf Grund meiner genauen geologischen Aufnahmen die tektonische Grundlage, die ich als Basis für meine Annahmen benützen konnte, eine etwas abweichende ist. Für die Persistenz der Wasserscheide, das heißt für ihre ursprüngliche Anlage dort, wo sie noch heute liegt, spricht insbesondere das Vorhandensein der epigenetischen Durchbrüche des Sulzbaches bei Gleichenberg, der im tiefer denudierten pontischen Sandgebiet entspringt und das harte Trachytmassiv in tiefer Schlucht quert. Ebenso der Eichgraben im östlichen Teil des Massivs. Dann das Leudvatal, welches bei Kapfenstein im pontischen Sand-Tongebiet entspringt und sodann die höhere und weniger abgetragene, paläozoische Insel von Neubaus, St. Georgen in einem engen Tal (Klause!) quert. Die Wasserscheide muß dort schon ursprünglich nördlich dieser harten Riegel entstanden und somit an von Anfang der Verlauf der Raab—Murwasserscheide asymmetrisch gewesen sein.

Ich möchte aber der Vermutung Sölichs (62, 63) zustimmen, daß die Ursache für die Verschiebung der Achse des Murtales in fort-dauernden geringen tektonischen Bewegungen zu suchen ist, welche, wie ich glaube, als Fortwirkung jener Depressionsbildung angesehen werden können, die sich im mittleren Pliocän im südlichen Teil des Gleichenberger Eruptivgebietes herausgebildet hat.

1) Gehängerutschungen. (Fig. 2, Prof. 3.)

Eines Faktors möchte ich noch gedenken, obwohl er einer eigenen Darstellung wert ist und obwohl ich hoffe, später eingehend darüber berichten zu können. Es ist die große Bedeutung, die die jugendlichen Gehängerutschungen und Gleitungen für die Entstehung der gegenwärtigen Täler besitzen. Schon bei meinen ersten Begehungen fiel mir ihr großer Einfluß für die Landschaftsformung auf (87, S. 495 und 496).

Man bemerkt im pontischen, aber auch im sarmatischen Hügellande keine Talmulde, keinen Talschluß, kaum ein Gehänge, an dem nicht die Spuren der erfolgten Gehängegleitungen in kleinerem oder

größeren Maßstabe zu beobachten wären. Ihre Fülle wächst bei genauerer Betrachtung des Landschaftsbildes. An manchen Stellen sind noch gegenwärtig abgleitende Massen erkennbar. Andere treten in gewissermaßen „fossilisiertem“ Zustande entgegen und gerade diese sind es, welche oft sehr große Dimensionen aufweisen. Auf über 1 km Länge müssen wohl schon in quartärer Zeit (wohl im Gefolge der Eiszeit) mächtige Gehängemassen, ja stellenweise ganze Talhänge ins Abgleiten geraten sein, indem sie sich von ihrer Unterlage ablösten und talwärts bewegt haben. Sölich hat auch in den Windischen Büheln (62) ihre Bedeutung erkannt und gewürdigt.

Diese Gleitbewegungen treten vor allem in tonig-lettingen Schichten, an der Ueberlagerungsgrenze durch wasserführende Sande hervor.

Die bewegten Massen erscheinen oft in mehreren Staffeln übereinander angeordnet. Die Rutschungen sind ein sehr wichtiger, vielleicht der wesentlichste Faktor bei Herausbildung der Tal- und Hangformen.

Es wäre vergeblich, an den Hängen noch Reste älterer Talböden hier suchen zu wollen. Alle Ebenheiten, die hier an den Hängen zutage treten, sind Rutschungstaffeln, die eine oft prächtige Terrassierung gewissermaßen vortäuschen. Bloß an den Kammlinien, den Firsten der einzelnen Hügelreihen, können noch mehr oder minder deutliche Reste älterer Topographie erwartet werden.

k) Einige tektonische Schlußfolgerungen.

Als Resultat meiner tektonischen Studien im steirischen Miocängebiet habe ich 1913 hervorgehoben, daß die jungtertiären Bewegungen in aufeinanderfolgenden Zeiträumen gegen Osten und Nordosten weiter vorgeschritten sind. Die pliocänen Bewegungen fügen sich diesem Schema im allgemeinen ein. Im Pontikum lag noch im Süden und Südwesten eine Hebungszone, im Norden und Nordosten eine Senkungsmulde. In höherpliocäner Zeit erfaßt die Hebung auch letztere. Die Senkung verschiebt sich, wenn man Loczys Ergebnisse berücksichtigt, wieder gegen Nordosten, wo sich das ausgedehnte Senkungsfeld zwischen der Raab und den Günser Bergen (östlich der Pinka im Raum von Körmend—Vasvar—Steinamanger [Szombathely] und Güns ausbreitet. Hier haben (Loczy 34) noch jüngstpliocäne oder quartäre Einbiegungen stattgefunden. Ich sehe in diesem gleichsam wellenförmigen Fortschreiten der Hebung und der ihr vorgelagerten Senkung in eine bestimmte Richtung im Verlaufe der geologischen Geschichte ein sehr wesentliches Moment für die Erkenntnis der jugendlichen Gebirgsvorgänge. Vielleicht kann man diesen Verhältnissen durch die Hypothese gerecht werden, daß es sich hier im tieferen Untergrund der Scholle um gleichsinnige, voneinander abhängige, in einer bestimmten Richtung vor sich gehende Massenbewegungen handelt, die von den inneren Teilen der Alpen (speziell der junggefalteten Südalpen) aus fortschreitend sich ausbreiten und immer neue Landstreifen der großen miocänen und pliocänen alpinen Aufwölbung angliedern.

Zweifelsohne waren es nicht nur die randlichen Sedimentstreifen in der steirischen Bucht, welche an dieser Aufwölbung teilgenommen haben. Vielmehr weisen die morphologischen Erscheinungen darauf, daß die östlichen Zentralalpen in ihrer Gesamtheit von einer, wenn auch nicht gleichförmigen (zum Beispiel Zersplitterung der gehobenen Scholle am Lavanttaler Bruch), aber doch allgemeinen Aufwölbung in jungmiocäner und pliocäner Zeit betroffen wurden, deren östliche Randflexur (Abbiegungszone) in jüngerer (pliocäner) Zeit bei abnehmender Bewegungsintensität weiter gegen Osten und Nordosten verschoben erscheint. Die Verhältnisse begründen eine jugendliche, pliocäne Gesamtaufwölbung großer Teile der östlichen Alpen, wie sie für die Südalpen schon durch zahlreiche Untersuchungen (Penck, Brückner, DalPiaz, Stefanini, Kossmat und eigene Untersuchungen)¹⁾ erwiesen erscheint.

Ich finde daher die Ansicht Sölchs, welcher aus allgemeinen Erwägungen heraus eine junge Hebung des Alpenrandes angenommen hat, durch die Tatsachen bestätigt. Dagegen kann ich seiner Meinung nicht ohne weiteres beipflichten, daß vor diesen Aufbiegungen ein einheitlicher oberpliocäner Schuttkegel in der Bucht entstanden wäre und daß die Senkung in jüngster Zeit von einer entgegengerichteten Bewegungstendenz abgelöst worden wäre (Einbiegung), was aus der Mächtigkeit junger Akkumulationen (postglazialen Alters) an Mur, Raab etc. geschlossen wird. Wie ich gezeigt habe, sind die Schotter durchaus nicht gleichalterig, die Verhältnisse viel komplizierter und mannigfaltiger. Letztere Erscheinung (rezente Flußakkumulation) kann aber analog den ganz gleichartigen jungpliocänen und quartären Baustufen, ebensogut und vielleicht einfacher durch eine Hebung oder Senkung der Erosionsbasis (Akkumulation im Donaugebiet) oder durch Aenderungen im Wasserhaushalte (Hilber 37) erklärt werden. Damit soll übrigens die Andauer geringer Verbiegungen in der Gegenwart nicht geläugnet werden.

10. Vergleich der eigenen Ergebnisse mit den Resultaten der neueren Erforschung der angrenzenden Gebiete (Westungarn, Wiener Becken).

a) Loczys Forschungen.

Die größte Bedeutung für die Kenntnis der westungarischen Pliocänbildungen kommt L. v. Loczys prächtigem Werke: „Die geologischen Formationen der Balatongegend“, das häufige Ausblicke auf die steirische Bucht enthält, zu. Einzelne kleine Unstimmigkeiten in verschiedenen Teilen dieser Arbeit, auf die Sölch (36) aufmerksam gemacht hat, können den Wert des Werkes nicht schmälern; sie sind wohl durch die Ungleichzeitigkeit in der Abfassung der großen Arbeit erklärbar.

In den wesentlichen Punkten decken sich Loczys Ergebnisse mit jenen, zu welchen ich durch die Untersuchungen der letzten Jahre gelangt bin. Loczys Verdienst ist es, auf die große Bedeutung der jugendlichen, höherpliocänen - altpleistocänen, vom Nordostsporn der

¹⁾ Dort allerdings in größerem Ausmaße.

Zentralalpen herabziehenden Schuttkegel hingewiesen und ihre Verbreitung wenigstens in größten Umrissen angedeutet zu haben. Die Berechtigung zur Abtrennung dieser Schotter vom Pontikum und ihre weite Ausdehnung ist auf Grund der im vorigen mitgeteilten Beobachtungen trotz Sölchs (36) Einwänden sowohl für das Murgebiet, als auch für jenes der Raab und ihre Nebenflüsse erwiesen.

Dagegen pflichte ich der Kritik Sölchs bezüglich der vor Loczy angenommenen Genesis dieser Schotter bei. Denn als Torreuten, die sich in ein Wüstengebiet hinein vorgeschüttet hätten, können diese Quarzschotterkegel auch nach meinen Beobachtungen nicht aufgefaßt werden. Die Form der Ablagerung und die Gerölle entsprechen wenigstens in dem von mir näher untersuchten Teile nicht der Forderung, wie sie für Wüstenbildungen zu erwarten wären. Wohl aber deutet die oft bedeutende Größe der Geschiebe auf kräftige, gefällstarke Gewässer hin.

Vielleicht steht das so auffällige Vorherrschen der Quarzgerölle mit der gesteigerten Transportkraft dieser Flüsse und mit einer stärkeren Durcharbeitung des mitgeförderten Schuttes in Zusammenhang.

b) Das westungarische Pontikum.

Eine Parallelisierung mit den besonders durch Loczy, Halavats, Lörenthy und Vitalis näher bekanntgewordenen westungarischen pontischen Ablagerungen ist derzeit nur unvollkommen durchführbar. Es ergeben sich aber gewisse Anhaltspunkte (siehe die Tabelle S. 45). Die Mehrzahl der ungarischen Geologen scheidet ein Unter- von einem Oberpontikum. Mergel mit *Congeria banatica* etc. an der Basis, darüber Sande mit Melanopsiden (*Lyrcaea*-Sande), bilden das Unterpontikum der ungarischen Geologen.

Das Oberpontikum wird in vier Horizonte gegliedert (*Congeria unguiae caprae*-, *C. balatonica-triangularis*-, *C. rhomboidea*- und *Unio-Wetzleri*-Schichten)¹⁾.

Die tiefpontischen Mergel Westungarns, die zum Beispiel in dem von Hilber (64) und Hofmann (65) näher studierten Pinkafelder (Friedberger) Becken auftreten und hier hauptsächlich kleine Cardien führen, sind nach Fazies und Fauna ein Äquivalent der von mir als „unterpontisch“ bezeichneten Tone und Mergel des Gleichenberger Eruptivgebietes. Letztere werden in Oststeiermark von Landsäugerreste bergendem Schotter bedeckt. Genau in dasselbe Niveau reiht Halavats (41) die berühmte, knochenführende Schotterschicht von Baltavar (in Westungarn) ein. Diesen Schotterzug überdecken in Oststeiermark die von mir als mittelpontisch bezeichneten Sande (und untergeordnet Tone). Sie enthalten gelegentlich limnische Versteinerungen.

In Westungarn finden sie in analoger Höhenlage in den Sandkomplexen ihre Fortsetzung, die sich nordöstlich Fürstenfeld zwischen Burgau, Neudau, Güssing, Stegersbach (Szt. Elek) und Oher-Warth ausbreiten. Es sind die *Lyrcaea*-Sande, der höhere Teil des Unter-

¹⁾ Die beiden erstgenannten Horizonte wurden von Halavats (41) als Mittelpontikum abgetrennt, wogegen Lörenthy (42) Stellung nahm.

pontikums der ungarischen Geologen. Sie entsprechen also dem Mittelpontikum meiner Gliederung.

Die mächtigen, vorwiegend sandigen Bildungen, die im Zala-gebiete (in Westungarn), Loczys Darstellung zufolge bis zu Seehöhen von über 300 m das Hügelland aufbauen¹⁾ und die in flacher Lagerung auch die Unterlage der oberst-pontischen Basalt-Eruptiva bilden, betrachte ich (mindestens in ihren höheren Teilen) als Äquivalente jener schottrig-kiesigen Formation, die ich an der steirisch-westungarischen Grenze zwischen Fehring und Neuhaus (Vas Dobra) südlich der Raab festgestellt und als oberpontischen Schuttkegel gedeutet habe. Es liegt nahe, anzunehmen, daß die Höhensande des Zalatales den faziellen Uebergang zwischen den Landbildungen des Greuzgebietes und den limnischen, fossilreichen, oberpontischen Absätzen am Balaton vermitteln.

Ist diese Parallelisierung richtig, so entspricht das oststeirische Unter- und Mittelpontikum den unterpontischen²⁾ Bildungen Ungarns, das Oberpontikum Oststeiermarks den gleichbenannten Sedimenten Westungarns.

c) Zur Belvedereschotterfrage.

Schaffers Untersuchungen ist der Nachweis zu danken, daß die altbekannte Belvederefauna von Wien nicht in dem „Belvedereschotter“ auftritt, sondern in den unterlagernden, durch eine Diskordanz getrennten pontischen Bildungen. Der Ausdruck Belvedereschotter ist für diese obere Schotterbedeckung Schaffers Vorschlag (50) zufolge zu vermeiden und hierfür die Bezeichnung Arsenal-schotter (beziehungsweise Terrasse) zu gebrauchen, eine Bildung, der ein jungpliocänes Alter zukommt.

In der steirischen Bucht sind schon in der pontischen Schichtfolge ausgedehnte Reste von fluviatilen Schotter enthalten, die von verschiedenen Autoren (speziell Hörnes, Sölch, Bach, Hilber, wovon letzterer die hierhergehörigen Bildungen als thrakische Schichten zusammenfaßte) als Belvedereschotter angesprochen wurden. Die Fossilfunde entsprechen im allgemeinen der Fauna der pontischen Stufe (zweite Säugetierfauna des Wiener Beckens). Bach (66) schloß aus dem Auftreten der beim Laßnitztunnelbau aufgefundenen Mastodontenform, die er zu *M. arvernensis* stellte, auf ein levantinisches Alter der Schotterbildungen und vermutete, daß letztere dem Pontikum diskordant eingelagert wären. Dagegen ist zu bemerken, daß, wie schon Hilber betont hat, pontische Tone und thrakische Schotter und Sande sich als eng zusammengehörig erweisen. Wie ich dargelegt habe, gehen sie nach Oststeiermark scheinbar allmählich in die pontischen Bildungen über.

Die paläontologischen Bedenken, welche der naheliegenden Annahme einer Äquivalenz der „Belvedereschotter“ östlich Graz mit den pontischen Ablagerungen Oststeiermarks entgegenstanden, sind durch G. Schlesingers jüngste Ergebnisse (68) wohl beseitigt:

¹⁾ Zum Beispiel erreichen sie am Kandiko zirka 302 m Höhe.

²⁾ Bei Gliederung nach Lörentz in Unter- und Oberpontikum.

Schlesinger vermochte zu zeigen, daß Uebergangsformen zu *Mastodon avernensis* schon im Unterpontikum auftreten. Auch L. v. Loczy hatte sich gegen das levantinische Alter der Schotter auf der Lasnitzhöhe bei Graz (= Belvedereschotter) ausgesprochen und die Richtigkeit der Bestimmung des Mastodonten bestritten. (34, S. 500—501.)

Die gesamte Schotterfüllung, welche das Hügelland zwischen Graz und Gleisdorf aufbaut, ist zweifellos pontischen Alters. Die jüngeren, höherpliocänen und quartären Terrassenschotter sind von dem pontischen Schotter ihrem Alter und ihrer Beschaffenheit nach scharf getrennt zu halten. Der Name Belvedereschotter sollte auch in Steiermark unbedingt fallen gelassen werden.

d) Vergleich mit dem Wiener Becken.

Zum Schluß soll ein Vergleich mit der jugendlichen Geschichte des durch Hassingers (49, 52) und Schaffers (50, 51) Untersuchungen in jüngster Zeit genau studierten Wiener Beckens angestellt werden. Es ergeben sich manche Uebereinstimmungen.

Im Einklang mit beiden obgenannten Autoren möchte ich bei Erklärung des Entwicklungsganges der Landschaft auf die Bewegungen des Meeres- (See-) Spiegels großes Gewicht legen. Hiermit kombinieren sich aber sowohl im Wiener Becken¹⁾, als in zweifellos größerem Ausmaß in der steirischen Bucht tektonische Bewegungen, welche das Bild komplizieren.

Der in Steiermark beobachtete Tiefstand des Wasserspiegels noch innerhalb der obersten durch sarmatische Fossilien gekennzeichneten Lagen findet sich in der Schichtlücke (beziehungsweise den „mäotischen“ Schichten) des Oedenburger Gebiets und in der Erosion von Talrinnen im Wiener Becken (zum Beispiel Triestingfurche [49, 69]²⁾ wieder.

An der Wende vom Sarmatikum zum Pontikum steigt der Spiegel wieder an und erreicht in Steiermark und Wiener Becken vermutlich im untersten Pontikum seinen Höchststand. (Feinere Sedimente Oststeiermarks, höchste Terrassen im Wiener Becken).

Vielleicht sind die hochgelegenen Niveauflächen, die teilweise in der Umrandung der Grazer Bucht erkennbar sind, den altpontischen Landschaftsformen gleichzustellen, die Hassinger als Niveau XII—XI (540—500 m) im Wiener Becken festgestellt hat.

Dem Höchststand des pontischen Sees folgt im Wiener Becken eine von untergeordneten Stillständen (oder sekundären Hebungen des Wasserspiegels) unterbrochene Regression nach. Auch in Steiermark markiert sich das Zurückweichen des Spiegels und erreicht augen-

¹⁾ Postpliocäne Verbiegungen nach Hassinger (49), postpontische Brüche im südlichen Teil des Wiener Beckens etc.

²⁾ An dieser Stelle sei bemerkt, daß der zitierte, kurze Beitrag irrtümlich in die Arbeit von Dr. Spitz nach dessen Tode aufgenommen wurde. Ich hatte die Mitteilung schon vor 6 Jahren Herrn Dr. A. Spitz übergeben, der sie seiner Nachlaßarbeit eingefügt hatte. Das Wesentliche der Mitteilung halte ich auch jetzt aufrecht; in der Altersdeutung der Triestingkonglomerate, die ich damals offen ließ, neige ich jetzt mehr Hassingers Auffassung zu.

scheinlich bei Bildung des oststeirischen Schotterhorizonts an der Wende von Unter- und Mittelpontisch seinen Höhepunkt. Das darauf folgende, geringe neuerliche Vordringen des Sees im Mittelpontikum (Mergel mit Cardien und Congerien bei Neustift über Flußschotter, deltageschichtete Sande von Riegersburg) kann vielleicht dem ausgesprochenen Stillstand (beziehungsweise Anstieg) des Seespiegels im Wiener Becken zur Zeit der Bildung der breiten Terrassen von Niveau IV—V (Hassingier) gleichgesetzt werden.

Zur Zeit als der Seespiegel in der inneren alpinen Wiener Bucht von Niveau IV bis zu II absank (49), erfolgte dann in der steirischen Bucht die Akkumulation des mächtigen, oberpontischen Schotters, also eines großen Landschuttkegels, der sich bis nach Westungarn hinein vorgebaut hat.

Er baute sich naturgemäß gegen das Innere des steirischen Beckens bis zur größeren Höhe auf. Auch jüngere Aufwölbungen sind an seiner gegenwärtigen Höhenlage zweifelsohne beteiligt.

Die höheren, älteren postpontischen Niveaus Oststeiermarks glaube ich mit den levantinischen Terrassen des Wiener Beckens parallelisieren zu können; die in erstere eingesenkten tieferen Schotterterrassen schließlich möchte ich den höherpliocänen, ähnlich aufgebauten (mittel-obierpliocänen) Laaerberg-Höbersdorfer- und Arsenalterrassen und den quartären Terrassen des Wiener Beckens vergleichen. Die in der Tabelle zum Ausdruck gebrachte zeitliche Vergleichung der einzelnen Terrassen kann nur als vorläufige betrachtet werden; ein endgültiges Urteil könnte erst durch Verfolgung der steirischen Terrassen bis ins Donaugebiet gewonnen werden.

Ich vermute die Bildung dieser jungen Aufschüttungen durch eine einheitliche Beeinflussung des der Donau zustrebenden Flußsystems bedingt, die wohl in der Erhöhung der Erosionsbasis dieses Hauptflusses bestanden hat.

Die Zeiten vorherrschender Tiefenerosion wurden durch zeitweilige Akkumulationen unterbrochen, wie es in gleicher Weise im Wiener Becken und in der steirischen Bucht zu erkennen ist. Einzelne dieser Baustufen lassen sich weit nach Ungarn hinein verfolgen. (Loczy 34.)

In dem steirischen Becken erscheinen die einzelnen jugendlichen (pliocänen) Terrassen in größeren vertikalen Abständen übereinander, was ich auf die gleichzeitig mit der spätpostpontischen Tieferlegung der Erosionbasis vor sich gehende Aufwölbung der Landscholle zurückführen möchte. Das stärkere Hervortreten dieser jungen, aufsteigenden Bewegungen in Oststeiermark bezeichnet einen Unterschied gegenüber dem Wiener Becken.

Konnten in vorliegender Studie auch nur zum Teil noch unsichere Hinweise für pliocäne Geschichte Oststeiermarks gegeben werden, so hoffe ich doch auf Grund meiner mehrjährigen Beobachtungen einige festgefügte Bausteine zum Entstehungsbild dieser Landschaft hinzugefügt und die Mannigfaltigkeit der geologischen Ereignisse in dieser so jugendlichen geologischen Zeit angedeutet zu haben.

Tabellarische Schichtenzusammenstellung.

Stufe	Oststeiermark (Terrassenhöhen bei Fehring)			Oestl. Graz (Hilber)	Westungarn		Wiener Becken				
	Terrassen		Schichtfolge	Terrassen- bezeich. nach „Taltreppe“	Stufe	Schichten	Terrassen- bezeich. nach Hassinger				
	Nr.	Höhe						Bild- Medium			
Unter-Pliocän	Brandungs- terrasse	um 470	See	Tone und Mergel mit Congerien und Cardien	Pontische Tone und Sande	Unter-Pontikum	Mergel mit Congerien und kl. Cardien	Transgression. Tahriinnenfüllung. XII—XI (540)			
			Land	Flußschotter	Thrazische Belvedere-schotter (Höhenschotter)		Schotter von Baltavar?	X—VI			
			See	Sande und Tone mit Congerien und Melanopsis			Lyrcaea-Sande	V—IV (360)			
	Pontikum				Land (Kratersee)	Flußschotter. Basaltausbrüche	Ober-Pontikum	Sande des Zalagebietes. Congerien-Schichten vom Balaton	III—II		
		Mittel-				Land		Terrassen und Verebnungen	Levanthikum	Flußschotter	I (265)
			II	550							Land
	III	470	Land	Hilbers Stufen Nr. 1—6	Leitha gebirg.	b) (220)					
	IV	420				Land	Flußterrassen mit Quarzschotter- und Lehmdecken	Hilbers Stufen Nr. 1—6	Levanthikum	?	Laaerberg
	V	400	Land	Flußterrassen mit Quarzschotter- und Lehmdecken	Hilbers Stufen Nr. 1—6						Levanthikum
	VI	380				Land	Flußterrassen mit Quarzschotter- und Lehmdecken	Hilbers Stufen Nr. 1—6	Levanthikum	?	
	VII	360	Land	Flußterrassen mit Quarzschotter- und Lehmdecken	Hilbers Stufen Nr. 1—6						Levanthikum
	VIII	340				Land	Flußterrassen mit Quarzschotter- und Lehmdecken	Hilbers Stufen Nr. 1—6	Levanthikum	?	
Ob-Plioc.	Aelteres	IX	315	Land	Flußterrassen mit Quarzschotter- und Lehmdecken						Levanthikum
		X	300			Land	Flußterrassen mit Quarzschotter- und Lehmdecken	Levanthikum	?		
Quartär	Jüng.	XI	265	Land	Flußterrassen mit Quarzschotter- und Lehmdecken					Levanthikum	?
		XII	260			Land	Flußterrassen mit Quarzschotter- und Lehmdecken	Levanthikum	?		
Alluv.											

Literaturverzeichnis.

- 1 K. J. Andrá, Bericht über die Ergebnisse geognostischer Forschungen im Gebiete der 14., 18. und 19. Sektion der General-Quantiermeisterstabs-Karte von Steiermark und Illyrien während des Sommers 1854. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1855, VI. Bd., S. 265 ff.
- 1a D. Stur, Geologie der Steiermark. Graz 1871.
- 2 Dr. J. Stiny, Die Lignite der Umgehung von Feldbach in Steiermark. Bergbau und Hütte, Heft 10 und 11, Mai 1918.
- 3 — Neue Fundorte tertiärer Mollusken in der Umgehung von Feldbach. (Manuskript.) Erscheint in den Mitt. d. Nat.-Vereins f. Steiermark.
- 4 J. Untchj Beiträge zur Kenntnis der Basalte Steiermarks etc. Mitt. des naturw. Vereines für Steiermark. 1872.
- 5 E. Hussak, a) Der Trachyt von Gleichenberg. Mitt. des naturw. Vereines für Steiermark. 1878, S. 102 b) Ueber Eruptivgesteine von Gleichenberg. Verh. d. k. k. k. geol. R.-A. 1880, S. 160—162.
- 6 A. Penck, Ueber Palagonit und Basalttuffe. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1879, S. 545.
- 7 Dr. O. Preiß, Die Basalte vom Plattensee, verglichen mit denen Steiermarks. Mitt. des naturw. Vereines für Steiermark. Jahrg. 1908, S. 3—59.
- 8 Al. Sigmund, Die Basalte von Steiermark. Tschermaks miner.-petrogr. Mitteil., Bd. XV, 1896, S. 361—384.
- 9 — dtto. XVI. Bd., 1897, S. 337.
- 10 — dtto. XVII. Bd., 1898, S. 526—549.
- 11 — dtto. XVIII. Bd., 1899, S. 377—408.
- 12 -- Ein neues Vorkommen von Basalttuff in der Oststeiermark etc. XXIII. Bd., 1904, S. 406—410
- 13 Sedgwick und R. J. Murchison, A Sketch of the Eastern Alps. Transaction of the Geol. Society. Vol III. London 1831.
- 14 L. v. Buch, Ueber einige Berge der Trappformation in der Gegend von Grätz. Abhandl. der kgl. Akademie Berlin, 1819.
- 15a C. Clar, Boden, Wasser und Luft von Gleichenberg in Steiermark. Graz 1881.
- 15b — Der Kurort Gleichenberg in Steiermark. Wien 1886.
- 15c — Notiz über das Eruptivgebiet von Gleichenberg. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1880, S. 182.
- 16 P. Partsch, Geognostische Skizze der Umgehung des Gleichenberger Sauerbrunnens. In: L. Langer, „Die Heilquellen des Tales Gleichenberg“. Graz 1836.
- 16a R. Hörnes, Bau und Bild der Ebenen. Sonderabdruck aus Bau und Bild Oesterreichs. Wien 1903, S. 1098—1166.
- 17 F. Heritsch, Beiträge zur geol. Kenntnis der Steiermark. VI. Beobachtungen am Tuffkogel von Kapfenstein bei Fehring. Mitt. des naturw. Vereines für Steiermark, 51. Bd., Graz 1918.
- 18 F. Stoliczka, Bericht über die im Sommer 1861 durchgeführte Uebersichtsaufnahme des südwestlichen Teiles von Ungarn. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1863, XIII. Bd., S. 1.
- 19 J. v. Matyasovsky, Az 1876 évi nyári i deny alatt a magy. kir. földtany utizet geologiai által etc. Földt. Közlöny 1877. Siehe auch Blatt Kőrmend—Videke des ungarischen geologischen Kartenwerkes 1:144.000, ferner Aufnahmsbericht in Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1876, S. 27.

- 20 L. v. Jugovics, Die am Fuße der östlichen Endigung der Alpen auftauchenden Basalte etc. Jahresbericht der kgl. ungar. geol. Reichsanstalt für 1916. I. Teil. S. 58—62.
- 21 — dtto. II. Teil.
- 22 — dtto. Vortragsbericht.
- 23 F. Heritsch, Ueber einige Einschlüsse und vulkanische Bomben von Kapfenstein in Mittelsteiermark. Zentralblatt für Mineral., Geol. und Paläontologie. 1908, S. 297—305.
- 24 Jos. Schädler, Zur Kenntnis der Einschlüsse in die südsteirischen Basalttuffe und ihre Mineralien. Tschermaks miner.-petr. Mitteilungen, XXII. Bd., 1911, S. 485, S. 507.
- 25 Dr. J. Stiny, Basaltglas vom Steinberge bei Feldbach. Zentralblatt für Mineral., Geol. und Paläontologie. 1917, Nr. 6, S. 128—134.
- 26 F. Becke, Bericht über einen Vortrag von A. Sigmund. Mitteilungen der Wiener Mineral. Gesellschaft in Tschermaks miner.-petr. Mitteilungen, XXII. Bd., 1908, S. 386 n. 387.
- 27 A. Winkler, Das Eruptivgebiet von Gleichenberg. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1913, LXIII. Bd., S. 404.
- 28 — Die tertiären Eruptiva am Ostrande der Alpen. Zeitschrift für Vulkanologie. I. Bd., Berlin 1914, S. 167—196.
- 29 — Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie des steirischen Tertiärs. Das Miocän von Mittelsteiermark. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1913, LXIII. Bd.
- 30 — Ueber jungtertiäre Sedimentation und Tektonik am Ostrande der Zentralalpen. Mitteil. der Geolog. Gesellschaft. Wien 1914, VII. Bd., S. 256—312.
- 31 — Versuch einer tektonischen Analyse des mittelsteirischen Tertiärgebietes und dessen Beziehungen zu den benachbarten Neogenbecken. Verh. d. k. k. geol. R. A. 1913, Mt. Nr. 13, S. 311.
- 32 — Vorläufiger Bericht über durchgeführte geologische Untersuchungen im Tertiärgebiet von Südweststeiermark. Anzeiger d. Akad. d. Wissensch. Sitzber. d. math.-naturw. Kl. vom 27. Jänner 1921.
- 33 Aufnahmebericht im Jahresbericht des Direktors der Geol. Staatsanstalt für 1920. Verh. d. Geol. St.-A. 1921, Nr. 1, S. 18—21.
- 34 L. v. Loczy, Die geologischen Formationen der Balatongegend und ihre regionale Tektonik. Budapest 1916. Aus: Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. I. Bd., I. Teil., I. Sektion.
- 35 A. Aigner, Geomorphologische Studien über die Alpen am Rande der Grazer Bucht. Jahrb. d. k. k. geol. R. A. 1916, LXVI. Bd., Wien 1917, S. 293.
- 36 Dr. J. Sölich, Beiträge zur eiszeitlichen Talgeschichte des steirischen Randgebirges und seiner Nachbarschaft. Aus: Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde, 21. Bd., Heft 4, Stuttgart 1917.
- 37 V. Hilber, Die Taltreppe. Eine geologisch-geographische Darstellung. Graz 1912.
- 38 — Baustufen, Paläolithikum und Löß-Stellung. Mitteil. der Geolog. Gesellschaft 1918, S. 193 ff.
- 39 R. Hörnes, Sarmatische Conchylien aus dem Oedenburger Komitat. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1897, S. 57—94.
- 40 — Die vorpontische Erosion. Sitzber. d. kais. Akademie d. Wissensch. Wien, math.-naturw. Kl., CIX. Bd., I. Abt., Dezember 1900.
- 41 J. Halavats, Die Fauna der pontischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees, S. 1—80. Aus: Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees, I. Bd., 1. Teil. Anhang: Paläontologie des Balatonsees, IV. Bd. Wien 1911.
- 42 E. Lörenthy, Beiträge zur Fauna und stratigraphischen Lage der pannonischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees, S. 1—211. Aus: Resultate der wissenschaftlichen Erforschung etc.
- 43 Dr. Fr. Unger, Die fossile Flora von Gleichenberg. Denkschr. d. kais. Akad. d. Wissensch. Wien 1851, IV. Bd., 1. Abt., S. 73.

- 44 F. v. Fridau, Skizze der Trachytvorkommen von Gleichenberg. Haidingers Berichte 1849.
- 45 D. Stur, Beiträge zur Kenntnis der Flora der Süßwasserquarze, der Congerien- und Cerithienschichten im Wiener und Ungarischen Becken. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1867, S. 93 u. 91.
- 46 Dr. Gr. Kubart, Ein tertiäres Vorkommen von Pseudostuga in Steiermark. Anzeiger d. Akad. d. Wiss. in Wien, Jahrg. 1919, Nr. 11.
- 47 V. Hilber, Das Tertiärgebiet von Graz, Köflach und Gleisdorf. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1898, S. 388 ff.
- 48 St. Vitalis, Die Basalte der Balatongegend, Budapest 1911. Aus: Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees.
- 49 H. Hassinger, Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. Pencks Geographische Abhandl., VIII. Bd., 3. Heft, 1905.
- 50 F. X. Schaffer, Geologie von Wien. II. Teil, Wien 1906.
- 51 — Die alten Flußterrassen im Gemeindegebiete der Stadt Wien, 45. Bd., 1902. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien.
- 52 H. Hassinger, Beiträge zur Physiogeographie des inneralpinen Wiener Beckens und seiner Umrandung. Bibl. Geogr. Handbücher, Festband A. Penck. 1918.
- 53 G. Schlesinger, Ein neuerlicher Fund von *Elephas planifrons*. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., LXIII. Bd., 1913.
- 54 — Meine Antwort in der Planifronsfrage. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., LXVI. Bd., 1916, S. 97.
- 55 V. Hilber, Basaltkollolith bei Weitendorf in Steiermark. Zentralblatt für Mineral., Geol. und Paläontologie, 1905, S. 397.
- 56 J. Dreger, Alter des Weitendorfer Basalts. Verh. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1902, S. 218.
- 57 A. Penck und E. Brückner, Alpen im Eiszeitalter, III. Bd., S. 1131. Leipzig 1909.
- 58 J. Dreger, Aufnahmebericht des Direktors. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1914, S. 16.
- 59 — dito. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1917, S. 10.
- 60 C. Clar, Ueber den Verlauf der Gleichenberger Hauptquellspalte. Mitteil. d. naturw. Vereines für Steiermark, 1895, S. 201.
- 61 J. Sölich, Ein Beitrag zur Geomorphologie des Steirischen Randgebirges. Verhandl. des 18. Deutschen Geographentages, Innsbruck 1912.
- 62 — Die Windischen Bühel. Mitteil. der Geogr. Gesellsch. in Wien, 62. Bd., Heft 5 und 6.
- 63 — Ungleichartige Flußgebiete und Talquerschnitte. Petermanns Geographische Mitteilungen. 1918, 64. Jahrg.
- 64 V. Hilber, Das Tertiärgebiet um Hartberg in Steiermark. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1894.
- 65 K. Hoffmann, Aufnahmebericht der kgl. ungar. geol. Reichsanstalt in den Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1877, S. 22.
- 66 F. Bach, Das Alter des Belvedereschotters. Zentralblatt für Mineral., Geol. und Paläontologie 1908, S. 386.
- 67 — Die Mastodonten der Steiermark. Beiträge zur Geologie und Paläontologie von Oesterreich-Ungarn etc., XIII. Bd., 2. und 3. Heft, S. 112 u. 113.
- 68 G. Schlesinger, Die stratigraphische Bedeutung der europäischen Mastodonten. Mitteil. der Geolog. Gesellschaft, Wien 1918, XI. Bd.
- 69 A. Winkler in A. Spitz, Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling und Triestingtal. Mitteil. der Geolog. Gesellschaft, Wien 1919, XII. Bd., S. 18—22.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorbemerkung	1
Einteilung der Arbeit, Vorstudien	2
1. Die Grenzsichten zwischen Miocän und Pliocän	3
2. Die pontische Schichtfolge und ihre Gliederung	7
a) Die tiefpontischen Bildungen	7
b) Die mittleren Lagen des oststeirischen Pontikums	8
c) Sarmatisch-Pontische Abrasionsterrassen am Gleichenberger Trachyt- Andesitmassiv	11
d) Die oberpontischen Lagen	13
3. Einige Bemerkungen über die Eruptivbildungen	16
4. Die postpontischen Niveauflächen	19
Niveau II	20
Niveau III	20
Alter von Niveau II und III	21
Niveau IV	21
Fortsetzung des Niveaus IV gegen das Innere der Bucht	23
5. Die höher(ober-?)pliocänen und quartären Schotterterrassen im Raab- gebiet	23
Niveau V—XI	23
Alter der Niveau V—XI	25
6. Die höherpliocän-quartären Terrassen des unteren Murgebietes	25
Fortsetzung der Murtalterrassen in das Becken von Graz	27
7. Die höherpliocän-quartären Terrassen des Feistritz—Lafnitzgebietes	28
8. Die Tektonik der Pliocänbildungen Oststeiermarks	29
a) Die pontische Verbiegung	29
b) Postpontische Brüche	30
c) Verbiegungen im Fürstenfelder Becken	31
9. Zusammenfassende Darstellung der Entwicklungsgeschichte der stei- rischen Bucht seit Beginn des Pliocäns	32
a) Miocän-Pliocängrenze	32
b) Das unterpontische Ansteigen des Seespiegels	32
c) Regressionserscheinungen an der Wende von Unter- und Mittel- pontisch	33
d) Vordringen des Seespiegels im Mittelpontikum	33
e) Oberpontische Regression	33
f) Postpontische Bewegungen und ihr Einfluß auf das Flußnetz	34
g) Levantinische (?) Niveaus	35
h) Terrassen des höheren Pliocäns (V—VIII) und Quartärs	35
i) Gehängerutschungen	38
k) Einige tektonische Schlußfolgerungen	39

	Seite
10. Vergleich der eigenen Ergebnisse mit den Resultaten der neueren Erforschung der angrenzenden Gebiete (Westungarn, Wiener Becken) . . .	40
a) Loczys Forschungen	40
b) Das westungarische Pontikum	41
c) Zur Belvedereschotterfrage	42
d) Vergleich mit dem Wiener Becken	48
Tabellarische Schichtenzusammenstellung	45
Literaturverzeichnis	46

Druckfehler auf den Profilen.

- Figur 1, Profil 1 *d* statt *os* und *om* lies *us*, *ut*.
 Figur 2, Profil 5, Ziegelei statt Zigelei.
 Figur 2, Profil 8 oben *sd* statt *sch*.

Der Eichkogel bei Mödling und seine nähere Umgebung.

Von Dr. P. Stephan Richarz.

Mit 4 Textfiguren.

Einleitung.

Seit dem Jahre 1849, in dem Czižek eine Exkursion auf den Eichkogel beschrieb, ist diese interessante Bergkuppe schon oft Gegenstand des geologischen Studiums und kleinerer Abhandlungen gewesen und in vielen geologischen Arbeiten finden sich beiläufige Bemerkungen vor allem über das auffallendste Glied seiner Schichtfolge, den Süßwasserkalk der Eichkogelspitze. Es könnte deshalb überraschen, wenn dieses, wie es scheint, so gründlich untersuchte Gebiet das Thema einer selbständigen Publikation bildet. Der Verfasser glaubt aber doch eine solche rechtfertigen zu können, teils weil in den vergangenen Jahren auf zahlreichen Schülerexkursionen manche bedeutsame neue Funde gemacht wurden, teils weil frühere Beobachtungen, und damit auch die aus ihnen gezogenen Schlüsse, in wichtigen Punkten der Berichtigung bedürfen. Manches davon erwähnt schon Toula¹⁾, aber eine kritische Zusammenstellung des gesamten Materials, der alten und neuen Beobachtungen, scheint trotzdem eine Notwendigkeit zu sein. Wir beginnen mit der jüngsten Formation des Eichkogels.

1. Der Süßwasserkalk.

Seine Berühmtheit und seine auffallende Form verdankt der Eichkogel einer Auflagerung von weißem oder grauweißem, oft recht zähen Kalkstein, der sowohl Land- als Süßwasserschnecken enthält. Czižek²⁾ zählt fünf Arten auf. M. Hoernes³⁾ beschreibt noch *Planorbis Reussi* als neue Art, die nur am Eichkogel gefunden

¹⁾ F. Toula, Ueber die Kongerien und Melanopsisschichten am Ostfuße des Eichkogels. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1912, 62. Bd., p. 59 ff.

²⁾ Joh. Czižek, Eine Exkursion auf den Eichkogel bei Mödling. Haidingers Bericht 1849, V. Bd., p. 187.

³⁾ M. Hoernes, Die fossilen Mollusken des Wiener Tertiärbeckens. Abhdl. d. k. k. geol. R.-A., Bd. III, p. 608.

wurde. Danach wäre die Fauna recht arm. Ein reicheres Material sammelte ich im Laufe der Jahre und sandte es an Herrn Professor Dr. M. Schlosser in München, welcher die Freundlichkeit hatte, die Bestimmung zu übernehmen. Er bearbeitete zugleich mit diesen Funden noch eine Sammlung, die ihm Hofrat Toulou überlassen hatte. 13 Arten von Landschnecken, 7 Süßwasserschnecken werden beschrieben¹⁾. Später fand ich noch plattige Kalke mit zahlreichen *Melanopsis Bouéi*, die sehr gut mit der Schale erhalten sind.

Von den beschriebenen 20 Arten ist nur eine auf das französische und spanische Unterpliocän beschränkt, 4 sind Unter- und Mittelpliocän gemeinsam, 6 finden sich nur im französischen Mittelpliocän, während die übrigen, soweit es sich nicht um zweifelhafte Formen handelt, dem Eichkogel eigentümlich sind (l. c. p. 777). Daraus sollte man auf ein unter- oder mittelpliocänes, also vielleicht schon postpontisches Alter der Kalke schließen dürfen. In der Tat ist auf der Stur'schen Karte der Eichkogel in die levantinische Stufe gestellt, die, wenigstens in ihren oberen Partien, in Slawonien ein *Mastodon arvernensis* geliefert hat²⁾. Nach Hoernes³⁾ wäre auch eine für diese Stufe charakteristische Schnecke, *Vivipara Sadleri* (Fuchs) in den Kalken des Eichkogels gefunden worden. Auch Hassinger⁴⁾ ist derselben Meinung. Es liegt aber bei beiden Autoren eine Verwechslung vor mit Moosbrunn. Von dort beschreibt sie Stur⁵⁾, am Eichkogel wurde sie nie gefunden. Auch in den Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien⁶⁾, die sich auf die Aufzeichnungen Sturs stützen, wird *Vivipara Sadleri* nur aus den Süßwasserkalken Moosbrunn angeführt. Auch Neumayr⁷⁾ zitiert sie nur von dort. Stur nahm allerdings Gleichaltrigkeit der Süßwasserkalke von Moosbrunn und vom Eichkogel an und daher kommt wohl die irrige Auffassung Hoernes' und Hassingers. Jedenfalls kann *Vivipara Sadleri* nicht mehr als Beweis für levantinisches Alter des Eichkogels gelten.

Eher ließe sich aus der von mir gefundenen *Melanopsis Bouéi* auf pontisches Alter der Süßwasserkalke schließen. Diese Form ist nach Neumayr (l. c. p. 37) auf die Kongerienschichten beschränkt. Stur fand zwar auch in Moosbrunn eine *Melanopsis Bouéi* (l. c. p. 472), aber im Jahre 1873 trennte Fuchs⁸⁾ die Moosbrunner Art von *Bouéi* und gibt ihr den Namen *Melanopsis Sturii*. Die am Eichkogel ge-

¹⁾ M. Schlosser, Die Land- und Süßwassergastropoden vom Eichkogel b. Mödling, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1907, Bd. 57, p. 753 ff.

²⁾ Neumayr, *Mastodon arvernensis* aus den Paludinschichten Westslawoniens, Verhdl. d. k. k. geol. R.-A. 1879, p. 176.

³⁾ R. Hoernes, Bau und Bild der Ebenen Oesterreichs, p. 1009.

⁴⁾ Hassinger, Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge, Geographische Abhandlung, Bd. VIII, 1905, p. 134.

⁵⁾ Stur, Die Bodenbeschaffenheit der Gegenden südöstlich von Wien, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1869, Bd. 19, p. 471.

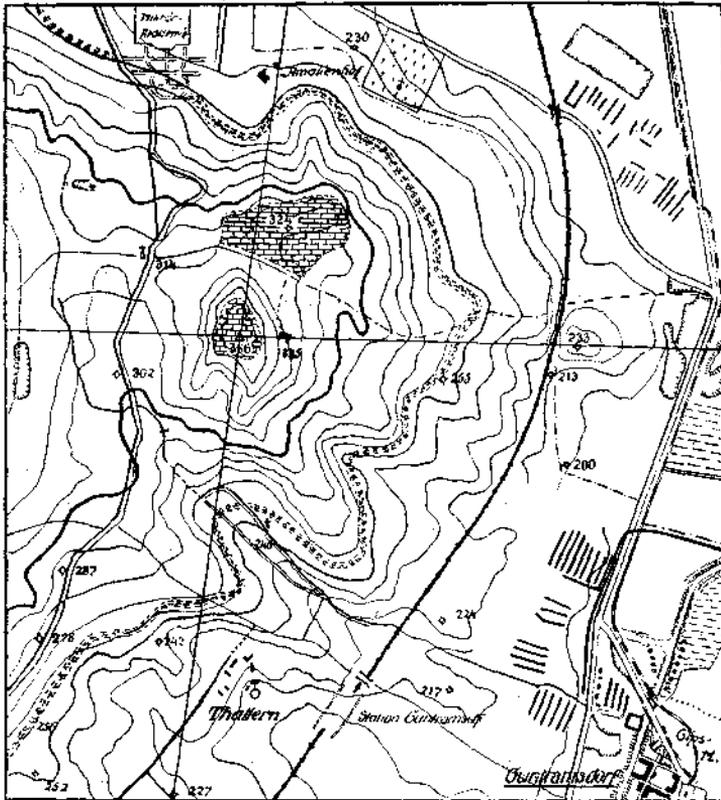
⁶⁾ Stur, Erläuterungen zur geol. Spezialkarte der Umgebung von Wien, K. k. geol. R.-A. 1904, pag. 10.

⁷⁾ Neumayr, Die Kongerien- und Paludinschichten Westslawoniens, Abhdl. d. k. k. geol. R.-A., Bd. VII (1873), pp. 58, 84, 86.

⁸⁾ Fuchs, Beiträge zur Kenntnis fossiler Binnenfaunen VI, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1873 (Bd. 23), p. 21.

fundenen Formen zeigen aber die Merkmale der echten *Melanopsis Bouéi*. Also muß man, so scheint es, auch den Süßwasserkalk der pontischen Stufe zurechnen, wenigstens gilt das für die untersten Lagen, aus denen wahrscheinlich *Melanopsis Bouéi* stammt. In welcher Zeit die Hauptmasse der Kalke entstand, soll später erörtert werden.

Fig. 1.



Kartenskizze des Eichkogel.

Maßstab: 1:25.000. — Höhenschichten je 10 m.

Die Kalktuffe sind eingetragen. — Die sich kreuzenden Linien sind Profillinien für Figur 2.

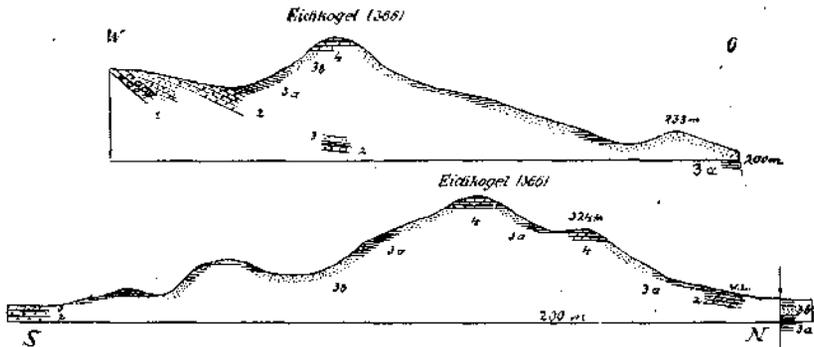
Die Mächtigkeit der Süßwasserkalke ist bis jetzt stark übertrieben worden. Čížek spricht (l. c. p. 187) von einer Mächtigkeit von über 100'. Karrer¹⁾ macht dieselbe Angabe. Hassinger erwähnt im Text (l. c. p. 134) eine Mächtigkeit von 30 m, im Profil (p. 132) zeichnet er 60 m ein. In Wirklichkeit geht sie nicht über

¹⁾ Karrer, Der Eichkogel bei Mödling. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1859, p. 25.

16 m, gewöhnlich ist sie geringer, wie durch Nivellierung der Grenzen festgestellt wurde. Auf der Kartenskizze (Fig 1) und auf den Profilen (Fig. 2) ist das deutlich zu erkennen. Der Eichkogel erhebt sich zu 366 m. Die untere Grenze des Kalkes geht im Norden bis 354 m, im Osten nur bis 356 m, im Südwesten bis 350 m. Gegen Süden läßt sich die Grenze nicht genau feststellen, sie geht aber eher noch weniger tief.

Nördlich von der Spitze des Eichkogels tritt abermals Süßwasserkalk an die Oberfläche auf einer 324 m hohen Terrasse. Die Mächtigkeit dieses Kalkes, ebenfalls bestimmt durch Festlegung der unteren

Fig. 2.



Maßstab für die Länge: 1:25.000, für die Höhe: 1:10.000.

W. L. = Hochquellenwasserleitung. — 1 = Marine Stufe. — 2 = Sarmatische.
3a = pontische Tegel. — 3b = Pontische Sande. — 4 = Kalktuff.

Grenze, ist sehr unbedeutend. Sie geht selten über 10 m. Die Angaben auf Kartenskizze und Profil geben das Maximum, da gewiß der Kalk oft durch seine Verwitterungsprodukte die Grenze verdeckt.

Der Kalk dieser Terrasse ist es, welcher Veranlassung gab zu der irrthümlichen Auffassung von der großen Mächtigkeit des Süßwasserkalkes überhaupt. Czižek sagt: „Auffallend ist, daß diese fast isolierte in das Wiener Becken hineinragende Kuppe von einer über 100' mächtigen Ablagerung aus Süßwasserkalk gekrönt ist“¹⁾. Die Angaben der späteren Geologen — Karrer, Hassinger — stützen sich wohl auf diese Bemerkung Czižeks. Sie können kaum eigene Beobachtungen angestellt haben, sonst hätten sie sicher erkannt, daß die nördliche Kalkauflagerung bei 324 m Seehöhe aufhört und erst bei 354 m Höhe die Kalkkuppe des Eichkogels beginnt, eine Tatsache, die auch auf der Stur'schen Karte schon hervortritt, wenn auch dort die für den Maßstab 1:75.000 notwendigen Uebertreibungen den wahren Sachverhalt etwas verdecken. Zwischen den beiden Kalkpartien liegt Tegel und Sand. Schon das Ackerland im tonig-sandigen Boden hätte zur Vorsicht mahnen müssen, da auf dem Süß-

¹⁾ L. c. p. 187.

wasserkalk nur Rasen und Waldbestand möglich ist. Mitten in diesem sandigen Tegel findet sich bei 335 m Höhe, gerade an der oberen Ackergrenze, eine ganz unbedeutende Einlagerung eines weißen, lockeren Süßwasserkalkes von nur wenigen Dezimeter Mächtigkeit. Sie ist interessant wegen des Fossilgehaltes. Ich sammelte dort zahlreiche, mit der Schale erhaltene *Melanopsis Bouéi* und *Planorbis cornu Sandb.*, einige Exemplare von *Pupa* und eine *Melanopsis pygmaea*. Die Einlagerung gibt sich zu erkennen durch einen weißen Streifen am oberen Ackerrand. Gleich oberhalb steht auf der Wiese schon wieder Tegel an.

Es handelt sich also am Eichkogel, abgesehen von dieser unbedeutenden Einschaltung, um zwei vollständig voneinander gesonderte Ablagerungen von Süßwasserkalk, von denen die eine erst 30 m über der obersten Grenze der unteren beginnt, die Basis beider weist einen Höhenunterschied von 40 m auf. Es ist das für das Verständnis des Eichkogels und besonders für die Theorie Hassingers, die eine zusammenhängende, mächtige Kalkablagerung annehmen muß, von grundlegender Bedeutung. Darüber später!

2. Die Unterlage des Süßwasserkalkes.

Nach der Stur'schen Karte bildet überall Paludinentegelsand die Unterlage der Süßwasserkalke des Eichkogels. Früher hatte Stur diese Ablagerungen zugleich mit den Süßwasserkalken als Moosbrunner Schichten bezeichnet, sie aber nur als Fazies der Kongerienschichten angesehen¹⁾.

Nach Neumayr²⁾ bildete die Fauna von Moosbrunn ein genaues Aequivalent der unteren Paludinienschichten Westslawoniens. Diese aber sind nach ihm levantinisch im stratigraphischen Sinne: „über den Kongerienschichten liegende, jungtertiäre Binnenablagerungen“³⁾. Dem pflichtete auch Stur bei, wenn er auf seiner Karte die „Paludinentegelsande“ und Süßwasserkalke des Eichkogels als levantinisch bezeichnete. Auch in den nach Sturs Tode herausgegebenen Erläuterungen seiner Karte ist diese Auffassung beibehalten worden (p. 10).

Als beweisend betrachtet Neumayr²⁾ die bei Moosbrunn aufgefundenene Konchylienfauna. Am Eichkogel glaubte man Pflanzenreste als einen solchen Beweis ansehen zu dürfen. Diese Funde machte Karrer⁴⁾ am Ostabhang des Hügels bei dem damaligen Meierhof Wartimberg (335 m). „Die Pflanzenreste weisen“ nach Suess⁵⁾ „auf das Pliocän von Oeningen hin. Sie sind verschieden von den Pflanzen von Inzersdorf“. Später fand man ähnliche Pflanzenreste

¹⁾ Stur, Die Bodenbeschaffenheit der Gegenden südöstlich von Wien. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. in Wien 1869, p. 472.

²⁾ Neumayr, Congerien und Paludinienschichten Slawoniens. Abhandl. d. k. k. geol. R.-A., Bd. VII, p. 86.

³⁾ Neumayr, Beiträge zur Kenntnis fossiler Binnenfaunen VII. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., p. 429, Anm. 1.

⁴⁾ Karrer, Der Eichkogel bei Mödling. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1859, p. 28.

⁵⁾ Suess E., Verhdl. d. k. k. geol. R.-A. 1858, p. 160.

bei Zillingsdorf und Neufeld. „Nach der Lagerung dürfte dieser pflanzenführende Horizont dem vom Eichkogel entsprechen“¹⁾. Nun fand man aber bei Zillingsdorf in der Kohle *Mastodon cf. longirostris* Kaup. und weit von dort im Walde *Machairodon cultridens*, bezeichnende Leitfossilien der Pikermifauna²⁾ und nach Czižek³⁾, bei Pötsching *Aceratherium incisivum*. Daraus glaubt Hassinger⁴⁾ den Schluß ziehen zu müssen, das levantinische Alter der Kohlenablagerungen von Zillingsdorf und damit auch der vom Eichkogel sei ausgeschlossen. Denn da nach Fuchs⁵⁾ *Mastodon arvernensis* die Leitform der jüngeren Stufe, bei Doyoseló, südlich von Kőszeg im Eisenburger Komitat mit *Melanopsis Martiniana* und *Bouéi*, mit *Unio Weizleri* und *Vivipara Sadleri* („einer glatten Form“) gefunden wurde, so „kommt dieses Säugetier auch in den untersten Paludinschichten, wenn nicht schon in den obersten Kongerien-schichten vor“ (l. c.). Danach wären also die Zillingsdorfer und Eichkogeler Schichten unbedingt in die pontische Stufe zu stellen. Es ist jedoch zu beachten, daß nach den Beobachtungen Neumayrs⁶⁾ in Westslawonien *Mastodon arvernensis* erst in den obersten Paludinschichten gefunden wurde, so daß also der unterste Teil der levantinischen Stufe noch die Pikermifauna führen könnte. Jedenfalls können die Säugetierfunde in unserer Frage nichts entscheiden. Es müßte erst auch im Wiener Becken eine Landfauna mit *Mastodon arvernensis* entdeckt werden, was bis heute nicht der Fall ist.

Neuere Beobachtungen scheinen von größerer, wenn nicht entscheidender Bedeutung für die Altersfrage der den Süßwasserkalk unterlagernden „Tegelsande“ zu sein. Am Westabhang des Kogels fand ich auf dem Acker in einem sandigen Tegel bei 340 m Höhe, also 10 m unter der Basis der Kalke den Wirbel einer *Congeria subglobosa* und am Nordhang bei 354 m, also unmittelbar unter dem Kalke in einem Tegel *Melanopsis Bouéi*. Es gehen also die Congerierschichten bis zum Kalke.

Auch die Funde Toulas in den Sanden am Ostabhang des Eichkogels⁷⁾, wo in tonigen Lagen dieser Sande massenhaft Congerien, Melanopsiden und Unionen gesammelt werden können, sind wohl geeignet, die Fabel vom levantinischen Alter dieser Sande endgültig abzutun.

Stur bezeichnet die Bildungen unter dem Süßwasserkalk als „Tegelsande“. In der Tat ist diese Benennung der Wirklichkeit entsprechend. Es wurde versucht, Sand und Tegel stratigraphisch zu

¹⁾ Stur, Kohlenablagerungen bei Zillingsdorf und Neufeld. Jahrb. 1867, p. 101.

²⁾ Redlich, Ueber Wirbeltierreste aus dem Tertiär von Neufeld bei Ebenfurt. Verhdl. d. k. k. geol. R.-A. 1899, p. 143 u. 150.

³⁾ Czižek, Jahrb. 1851, Heft 4, p. 47.

⁴⁾ Hassinger, Geomorphologische Studien, p. 134.

⁵⁾ Fuchs, Verhdl. d. k. k. geol. R.-A. 1879, p. 269.

⁶⁾ Neumayr, *Mastodon arvernensis* aus den Paludinschichten Westslawoniens. Verhdl. d. k. k. geol. R.-A. 1879, p. 176.

⁷⁾ Toulas. a. a. O. S. 67. Aus den unteren Sandschichten erhielt ich den unteren Teil der rechten Tibia eines nicht großen Rhinocerotiden, möglicherweise von *Rhinoceros Goldfussi*, von dem an der anderen Seite des Eichkogels Zähne gefunden wurden.

trennen, aber ohne Erfolg, da beide in beständigem Wechsel auftreten. Nur hier und da herrscht der glimmerige Sand auffallend vor; besonders im Osten treten die Sande in großen Massen mit nur untergeordneten Tegellagen auf und wurden in der eben angeführten Arbeit von Toula beschrieben. In den Profilen Fig. 2 hat die Abtrennung von Tegeln und Sanden nur schematische Bedeutung.

Die Beziehungen des Tegelsandes zum Süßwasserkalk bedürften keiner weiteren Erwähnung, wenn nicht Hassinger hier eine Bemerkung machte, die auf irrthümlicher Voraussetzung beruht. Schon Toula hat, l. c. p. 59, auf diesen Irrtum hingewiesen. Es soll derselbe aber hier noch einmal, und zwar mit Rücksicht auf seine Entstehungsgeschichte, kurz besprochen werden. Nach Hassinger wäre der glimmerige Sand mit *Congeriu subglobosa* über dem Tegel mit Pflanzenresten und unter dem Süßwasserkalk gelagert, zugleich aber dem Süßwasserkalk angelagert (l. c. p. 134 und 135) und im Profil (p. 132) zeichnet er den Sand als über dem Süßwasserkalk lagernd. „Nachdem jetzt nur noch Sand und Süßwasserkalk zu sehen ist, kommt dieser Beobachtung erhöhte Bedeutung zu“ (p. 135). Hassinger stützt sich dabei auf eine Bemerkung Karrers (l. c. p. 26), welche indes von Fuchs¹⁾ längst widerrufen wurde und Karrer selbst weist ausdrücklich auf diese „Richtigstellung“ hin²⁾. Er hat also gewiß nichts anderes gesehen, als man auch heute noch am Eichkogel sehen kann: die Ueberlagerung des Sandes durch den Süßwasserkalk.

3. Aufschlüsse in den sarmatischen und pontischen Ablagerungen südlich vom Eichkogel.

Südlich vom Eichkogel noch etwas südlich vom Gute Thallern, schon außerhalb der Kartenskizze Fig. 1, nahe bei Punkt 227, befanden sich früher mehrere Steinbrüche im sarmatischen Kalkstein, der mit pontischen Bildungen überdeckt war, ausgezeichnete Schulbeispiele der heiden jüngsten Ablagerungen des Wiener Beckens. Diese lehrreichen Aufschlüsse sind nun fast ganz verschüttet. Ihre Beschreibung soll aber hier angefügt werden, da die beobachteten Verhältnisse für das Verständnis des Eichkogels nicht ohne Bedeutung sind. Es waren 3 Steinbrüche inmitten der Weingärten vorhanden. Im westlichen liegt zu unterst (siehe Fig. 3):

1. ein poröser, hellgrauer bis weißer Kalkstein, ganz erfüllt mit Steinkernen von *Cerithium* und Muschelabdrücken. Vereinzelt findet man auch erbsengroße, wohlhabgerundete Einschlüsse von Kalkstückchen und Hornstein. An Fossilien ließen sich bestimmen: *Cerithium pictum* und *rubiginosum*, *Maetra podolica*, *Tapes gregaria*, *Cardium obsoletum* und *plicatum* und ein Exemplar einer *Helix* sp. Die Mächtigkeit der 3—4^o gegen Osten geneigten Schicht beträgt 1·70 m. An der Basis liegt eine Muschelbank und unter ihr wurde durch eine Grabung

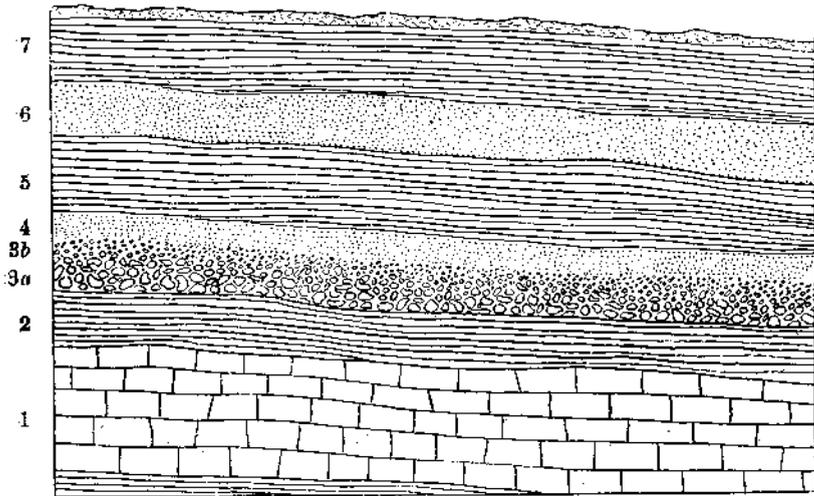
¹⁾ Fuchs, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1870, p. 128. Anm. 1.

²⁾ Karrer, Hochquellenwasserleitung, p. 250. Anmerkung.

Tegel mit sarmatischen Foraminiferen gefunden, unter dem wieder Cerithienkalk kommen soll. Nach oben verschwinden die Cerithiensteinkerne und man findet nur noch Muschelabdrücke wie an der Basis.

2. Ueber der obersten Muschelbank liegt eine gelblichbraune, dünne Tegelschicht, stellenweise erhärtet, mit zahlreichen sarmatischen Muscheln in Abdrücken und dünnen Schalenresten. Nach oben geht diese Schicht in braunen Tegel über, der nur noch Foraminiferen enthält. Beide Schichten zusammen sind 0.70 m mächtig. Die nun folgende, wieder 0.70 m mächtige Schicht ist deutlich in zwei Teile gegliedert:

Fig. 3.



Steinbruch südlich von Thallern. 1:100.

1 = Cerithienkalk, darunter sarmatische Tegel. — 2 = Sarmatische Tegel mit Muschelabdrücken. — 3 a = Gerölle mit vielen pontischen Fossilien, nach oben in Sand übergehend (3 b). — 4 und 6 = Pontische Sande. — 5 und 7 = Pontische Tegel.

3 a. Zahlreiche, nur lose verkittete Gerölle, wohlgerundet, bis 15 cm Durchmesser, hauptsächlich aus Trias und Gosau. Besonders auffallend war ein abgerolltes Stück sarmatischen Kalksteins von bedeutender Größe (20 : 15 : 5 cm); es enthält viele Reste von *Mactra podolica*, *Tapes gregaria* und *Cardium*, Cerithienabdrücke sind selten. Später wurden noch einige ähnliche Gerölle gefunden.

3 b. Die Gerölle werden plötzlich kleiner, erreichen nur noch Erbsengröße und gehen zuletzt in Sandkörner über.

Sowohl in 3 a als 3 b finden sich zwischen den Geröllen zahlreiche Fossilien, teils mit schwacher, dünner, schon zum Teil aufgelöster Schale, teils noch gut erhalten. Es ließen sich bestimmen: *Melanopsis Martiniana* und *Vindobonensis*, beide sehr häufig, dann *Melanopsis Bouéi* und *pygmaea*, *Congeria Partschii* (*subglobosa*?) und

spatulata, *Melanatria Escheri*. Selten nur sind sarmatische Fossilien: *Cerithium* und *Cardium obsoletum* wahrscheinlich eingeschwemmt. Es beginnt also mit Schicht 3 das Pontikum.

4. Toniger Sand von etwas rötlicher Farbe; fossilifer. 0-40 m.

5. Kalkiger Tegel mit weißen Kalkausscheidungen. 1 m.

6. Eisenschüssiger Sand. Er beginnt mit einer Geröllschicht. Die gut gerundeten Gerölle — erbsen- bis haselnußgroß — stammen aus Trias und Gosau; auch Hornsteine kommen vor. Es finden sich hier gut bestimmbare Abdrücke und Steinkerne von *Melanopsis Martiniana* (sehr zahlreich) und *Vindobonensis* und *Congeria spatulata*, letztere selten. Die Geröllschicht geht nach oben rasch in Sand über, in dem sich zahlreiche sandige Kalkhänder finden (75% $CaCO_3$), welche unregelmäßig den Sand durchziehen. Mächtigkeit der ganzen Serie 0-70 m.

7. Ein fetter Tegel, der nach oben in Humus übergeht, 1 m mächtig. Stellenweise finden sich Konchilienlager mit zahlreichen *Melanopsis Martiniana* und *Vindobonensis*.

Im südöstlichen Bruch, welcher 50—60 m vom beschriebenen entfernt liegt, fällt der Cerithienkalk unter einem größeren Winkel, mit 8°, auf die Ebene zu. Das Streichen wurde zu N 15° O gemessen. Die Muschelbank über dem Kalk und die Tonschicht (2) sind weniger mächtig. Die Gerölle in 3a im allgemeinen kleiner, 3b ist etwas fester, sehr kalkig. Die eisenschüssige Sandschicht (6) fehlt.

Das meiste Interesse beansprucht bei beiden Steinbrüchen offenbar Schicht 3, die Grenzschrift zwischen Sarmatisch und Pontisch. Es muß hier das Meer seinen niedrigsten Stand erreicht haben, so daß vom nahen Ufer große Gerölle hineingebracht werden konnten und selbst der Kalkstein, der unmittelbar vorangehenden sarmatischen Periode mußte schon verfestigt sein und den Meeresspiegel überragen, da er als Gerölle in die pontischen Ablagerungen gebracht wurde. In dem seichten Wasser konnte sich ein reiches Tierleben entfalten. Dann stieg aber bald das Meer an und es lagerte sich sandiger Tegel und Sand ab. Doch scheinen die Gerölle in Schicht 6 darauf hinzuweisen, daß noch einmal Verhältnisse eintraten, welche ein seichtes Wasser und Küstennähe verlangen, wenn man nicht die Gerölle vielleicht durch zeitweise außergewöhnlich starke Zuflüsse vom Festlande erklären will. Dann erst folgte die Tegelablagerung im ruhigen, tieferen Wasser.

Diese Verhältnisse erinnern an die schon oft betonte Erosionstätigkeit zwischen sarmatischen und pontischen Ablagerungen. E. Suess berichtet ¹⁾ von wahren Erosionstätern westlich vom Neusiedler See, welche in die Bildungen der sarmatischen Stufe und zum Teil in das II. Mediterran eingegraben sind. Die hier am Eichkogel beobachteten Gerölle auf einer Meereshöhe von nur 220 m, besonders die Gerölle aus sarmatischem Kalkstein weisen offenbar ebenfalls auf eine Erosion hin. Aber wenn nun Suess aus den Beobachtungen am Neusiedler See „auf eine vollständige Trockenlegung des Landes vor Ablagerung der pontischen Schichten“ schließt, so darf man das nicht auf das

¹⁾ E. Suess, Das Antlitz der Erde, I. p. 422.

Wiener Becken ausdehnen. Dagegen sprechen unzweideutig Beobachtungen, welche bei der Bobrung eines artesischen Brunnens in St. Gabriel, nordöstlich von Mödling, gemacht werden konnten. Es gingen dort bei einer Tiefe von etwa 59 m (Seehöhe 150 m) ganz unvermittelt die pontischen Tegel in sarmatische über. Der Fossilgehalt (Foraminiferen) allein bewies das sarmatische Alter. Erst bei 90 m Tiefe, also schon 30 m unter der Oberfläche des sarmatischen Tegels stieß man auf eine Schicht von Kalkgeröllen, die bis 5·6 cm Durchmesser hatten. Dann kam wieder Tegel, bis bei 150 m Tiefe sich die Gerölleschicht wiederholte, die Gerölle waren aber von geringerer Größe. Bei 156 m traf man auf eine dritte Gerölleschicht, welche sehr hartes, schwefelwasserstoffhaltiges Wasser bis zur Oberfläche beförderte.

Diese Beobachtungen schließen eine Trockenlegung des ganzen Landes an der sarmatisch-pontischen Grenze aus. Doch ist es zweifellos, wie sich am Eichkogel zeigte, daß der Meeresspiegel gesunken ist, so daß die dem Ufer näher und deshalb höher liegenden sarmatischen Schichten bloßgelegt wurden. Andererseits aber weisen die erwähnten Gerölleschichten in den sarmatischen Tegeln auf ein mehrmaliges Oszillieren des sarmatischen Meeresspiegels hin, wenn nicht auch hier außergewöhnlich starke Zufüsse die Gerölle so weit ins Meer transportiert haben.

4. Beobachtungen westlich vom Eichkogel.

Am Westfuße des Eichkogels, östlich von der Straße Mödling-Gumpoldskirchen, gerade neben dem Sattel dieser Straße, in den alten, aufgelassenen Steinbrüchen, in denen man früher Cerithienkalk gebrochen hatte, machte man eine Grabung und stieß dabei zunächst auf Sand mit vielen Muschelbruchstücken, dann auf blaue sarmatische Tegel mit wohl erhaltenen *Mohrensternia (Rissoa) inflata* und *angulata*, *Paludina immutata* und einem unbestimmbaren *Cardium*. Der Schlämmrückstand enthielt sarmatische Foraminiferen.

Nordwestlich von dieser Stelle, 750 m von der Eichkogelspitze entfernt, war ein jetzt auch aufgelassener Steinbruch, auf der Kartenskizze mit 4 bezeichnet, der wiederum einige interessante Beobachtungen machen ließ. (Fig. 4.) Die Hauptmasse des Aufschlusses zeigt Leithakalk und Leithakonglomerat, meist herrscht letzteres vor mit Geröllen bis 20 cm Durchmesser. Zahlreiche Bruchstücke von Austern- und Pektenschalen und Lithothamnienästchen zeigen zur Genüge, daß es sich um marine Bildungen handelt. In der Sammlung des Missionshauses St. Gabriel wird ein Stück des Stoßzahns und ein Molar eines *Mastodon (angustidens?)* aus diesen Konglomeraten aufbewahrt. Die aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt 3·70 m mit einer zwischengelagerten 0·25 m mächtigen Tonbank, die auf Westen zu auskeilt. Die Schichten sind stark geneigt 25—30° gegen Osten mit einem Streichen von N 25—30° W.

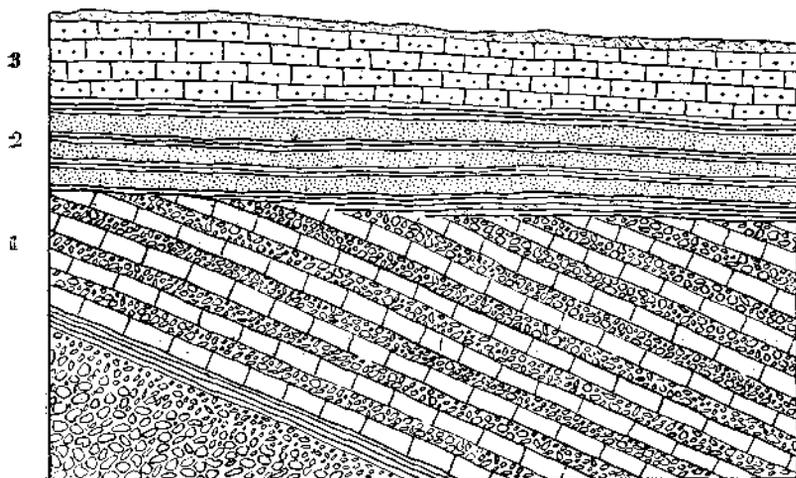
Ueber diesen marinen Schichten folgen nun — bei 310 m Seehöhe — vollständig horizontal gelagerte sarmatische Sande und Tegel

in einer Mächtigkeit von 1·20—1·30 *m* und dann etwa 1 *m* Cerithienkalk. Die Sande und Tegel enthalten Foraminiferen: *Nonionina*, *Rotalia*, *Cristellaria*, die Kalke Abdrücke und Steinkerne von Cerithien.

Die diskordante Lagerung von marinen und sarmatischen Schichten erscheint von ganz besonderer Bedeutung. Sie zeigt jedenfalls, daß die Schichtenneigung nicht durch postsarmatische Verwerfung zustande gekommen ist, sondern daß es sich um ursprünglich geneigte Ablagerung handelt, um eine Seehalde nach Hassinger.

In demselben Steinbruch waren früher weiter unten (nach Osten) auch noch pontische Schichten zu sehen. Sie lagen unmittelbar auf marinen Sanden und Tegeln, in denen ich *Cidarisstacheln* und marine

Fig. 4.



Steinbruch nordwestlich vom Eichkogel. 1:100.

- 1 = Marines Konglomerat mit Leithakalk und einer Toneinlagerung.
2 = Sarmatische Tegel und Sande. — 3 = Cerithienkalk.

Foraminiferen fand. Aus den pontischen, eisenschüssigen Geröllen und Sanden erhielt ich von den Arbeitern *Melanopsis Martiniana* und zwei Prämolare von *Rhinoceros Goldfussi* (nach der Bestimmung von Herrn Prof. Schlosser in München). Es scheinen das die Schichten zu sein, aus welchen Vacek¹⁾ eine Pikormifauna beschreibt. Heute ist von den pontischen Schichten nichts mehr zu sehen. Die früher deutlich beobachtete Auflagerung der pontischen Schichten auf marinen zeigt, daß auch hier zwischen Pontisch und Sarmatisch Erosion stattfand und daß die mehr als 2 *m* mächtigen sarmatischen Bildungen vom pontischen See zerstört wurden.

Besondere Erwähnung verdient hier noch eine 30—40 *cm* mächtige Kalkschicht, welche an der Südwand die marinen Schichten über-

¹⁾ Vacek, Ueber Säugetierreste vom Eichkogel bei Mödling. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1900, p. 169.

deckt und deutlich vom Sarmatischen überlagert wird. Es sind hellgraue dichte Kalke, die durch schalige Struktur auf ihre Entstehung als Quelltuffe hinweisen. Ziemlich häufig sind Steinkerne und Abdrücke von Landschnecken, am meisten sieht man eine der *Vitrina pellucida* nahestehende Form, einmal fand sich ein Abdruck mit Steinkern, welcher an *Vitrina major* erinnert. Auch diese Beobachtung weist auf eine Trockenlegung des Meeresstrandes zwischen Marin und Sarmatisch hin und zeigt zugleich, wie Süßwasserkalke auch schon in vorpontischer Zeit in der Nähe des Eichkogels entstanden.

5. Die Entstehung des Eichkogels.

Nachdem nun zusammengestellt ist, was an Beobachtungen über den Eichkogel und seine nähere Umgebung vorliegt, ist es möglich, an die Theorien kritisch herazutreten, welche im Laufe der Zeit über dieses kleine und doch so interessante Gebiet aufgestellt wurden.

Die Anschauung, der Eichkogel sei levantinischen Alters, wurde, wie schon erwähnt, von Hassinger stark erschüttert. Die Beweise Hassingers konnten nun in vorliegender Arbeit noch dadurch verstärkt werden, daß gezeigt wurde, wie die einzige Schnecke, die noch beweiskräftig für levantinisch sein könnte, *Paludina Sadleri*, nie am Eichkogel gefunden wurde. Dazu kamen dann noch neue Beweise, neue Funde von Bivalven und Gastropoden der Congerienschichten, so daß wenigstens bis zur Basis der Süßwasserkalke ein levantinisches Alter ausgeschlossen ist. Die Sande und Tegel sind sicher pontisch und auch bei den Kalken liegt kein paläontologischer Beweis dafür vor, daß sie levantinisch seien.

Für die unteren Schichten ist im Gegenteil durch den Fund von *Melanopsis Bouéi* das pontische Alter sichergestellt. Ob das aber auch für die Gesamtheit der Kalke gilt?

Hassinger glaubt aus der Morphologie des Eichkogels das pontische Alter des Süßwasserkalkes beweisen zu können (p. 135). Er kommt so zu einer neuen, interessanten Theorie der Bildungsweise unseres Kegels, die auf den ersten Blick sehr überzeugend wirkt und deshalb wohl ungeteilten Beifall fand. Der Eichkogel mit seiner Süßwasserkuppe mußte nach ihm schon vorhanden gewesen sein, als das Kongerienmeer noch die ganze Ebene erfüllte und der Seespiegel noch höher stand als 366 m (Spitze des Eichkogels). „Der Süßwasserkalk war also zur Zeit des unteren Denudationsniveau V, bis zu welchem er aufragt, schon vorhanden“ (l. c.). „Der Süßwasserkalk trägt die Terrasse III eingeschnitten (die isolierte Süßwasserkalkterrasse von 324 m Höhe im N) und zur Zeit dieses Niveaus ragte der Eichkogel schon als umbrandete isolierte Kalkklippe auf“ (ib.).

Die Terrasse III tritt in der Tat sehr auffällig in die Erscheinung, wenn man den Eichkogel von Norden oder Nordwesten betrachtet (Fig. 2) und man würde unbedingt Hassinger und seiner Theorie beistimmen müssen, wenn sich beweisen ließe, daß es sich hier wirklich um eine Brandungsterrasse handelte. Dann mußte in der Tat

der Süßwasserkalk bei noch hochstehendem pontischem See schon vorhanden gewesen sein. Aber gerade hier waren für Hassinger unrichtige Beobachtungen früherer Geologen verhängnisvoll. Es wurde schon betont, daß 1. die Mächtigkeit des Süßwasserkalkes viel unbedeutender ist, als man früher annahm und gewiß nirgendwo 16 m übersteigt, gewöhnlich sogar geringer ist, und daß es 2. sich am Eichkogel um zwei vollständig isolierte Kalkablagerungen handelt, von denen die eine die Eichkogelspitze bildet, die andere die ebengenannte Terrasse III (324 m) darstellt. Die Basis beider zeigt einen Höhenunterschied von etwa 40 m, so daß an eine Zusammengehörigkeit und an einen einstigen Zusammenhang gar nicht gedacht werden kann. Es kann also diese Terrasse auch nicht in der Weise erklärt werden, daß man annimmt, sie sei durch Brandung von der Hauptmasse getrennt worden; die Brandung hätte den Kalk ganz wegschaffen müssen, da die Höhe 324 30 m unter der Basis 324 m anders erklären und somit kann ihr Vorhandensein das pontische Alter des Süßwasserkalkes nicht heweisen¹⁾.

Es bleibt somit die Altersfrage des Kalkes immer noch ungeklärt, selbst nachdem für seine Unterlage das pontische Alter erwiesen ist. Es kann zwar sein, daß auch der Kalk dieser Stufe angehört, und der Fund von *Melanopsis Bouéi* macht das für den Anfang der Bildung sehr wahrscheinlich, aber ebensogut ist es denkbar, daß sich seine Ablagerung nicht bloß während des Rückzuges des pontischen Sees vollzog, sondern auch noch anhielt nach der Trockenlegung der Ebene. Einer solchen Auffassung standen früher gewichtige Bedenken gegenüber: einerseits die bedeutende Mächtigkeit, andererseits die nicht geringe horizontale Verbreitung des Kalkes. Diese Bedenken sind aber jetzt geschwunden. Es kann sich am Eichkogel nur um Tuffbildungen handeln, in denen stellenweise in unansehnlichen Wassertümpeln Süßwasserschnecken lebten. Von den beiden getrennten Ablagerungen hat die eine heute einen mittleren Durchmesser von 200 m, die andere eine solche von 300 m. Keinesfalls kann man von einem „See“ reden.

Hassinger sagt (p. 135): „Eine Ablagerung des 30 m mächtigen Süßwasserkalkes auf der trocken gelegenen Uferböschung wäre kaum zu verstehen“, so wird er das wohl kaum noch aufrecht halten, wenn er jetzt erfährt, daß es sich nur um unbedeutende Kalksedimente handelt.

Aus der Morphologie des Eichkogels läßt sich demnach kein Schluß auf das Alter ziehen. Wir brauchen die Bildung des Kalkes nicht in einen so frühen Abschnitt des pontischen Systems zu setzen, wie es Hassinger tut. Sie können ganz gut am Schluß dieser Periode entstanden sein. Ja ihre Bildung könnte auch noch in späterer Zeit angehalten haben. Eine Entscheidung würden indes nur Funde von charakteristischen Säugetierresten bringen.

¹⁾ Toulou (Jahrb. 1912, p. 58) erklärt die Terrasse durch eine Verwerfung mit einer Sprunghöhe von 20—25 m (es müßten nach obigem 40 m sein). Später soll die Unhaltbarkeit dieser Anschauung gezeigt werden.

Wie ist aber nun der Eichkogel als Ganzes entstanden? Wie ist es zu erklären, daß er als isolierte Kuppe am Rand des Wiener Beckens hervorragt, während die gleichalterigen pontischen Gebilde in der Ebene etwa 150 m tiefer liegen. Theod. Fuchs gab im Jahre 1877¹⁾ darauf die Antwort: „Der Eichkogel stellt ein stehengebliebenes, nicht abgesunkenes Stück der Congerenschichten vor.“ Bekanntlich vertritt der um die Erforschung des Wiener Beckens so verdiente Forscher die Meinung, daß „der ganze tertiäre Schichtenkomplex von mehreren großen Verwerfungsklüften durchsetzt wird, welche untereinander und mit dem Randgebirge parallel verlaufen . . . ; in untergeordneter Weise kommen auch Verwerfungen vor, welche senkrecht auf das Randgebirge stoßen“²⁾. Während also im Norden, Osten und Süden vom Eichkogel die ganze Ebene absank, blieb er allein stehen³⁾, und außerdem schützte ihn die harte Süßwasserkuppe vor rascher Denudation.

Diese Anschauung vertraten dann auch Hauer⁴⁾, Karrer⁵⁾ und Hoernes⁶⁾. Alle diese reproduzieren die Ausführungen und zum Teil auch die Zeichnungen von Fuchs. Auch die meisten Lehrbücher, welche die Frage berührten, machten diese Auffassung zu der ihrigen. Hassinger⁷⁾ erwarb sich das große Verdienst, die Unbrauchbarkeit einer solchen Ueberlieferung überzeugend nachgewiesen zu haben. Seine Anschauungen sind so bekannt, daß sie hier übergangen werden können.

Allerdings leugnet auch Hassinger nicht das Vorhandensein von Verwerfungen, ja, gerade hier am Eichkogel lassen sie sich, nach ihm, deutlich nachweisen, freilich in anderer Weise, als man es früher annahm. Während die Bruchlinie in den tertiären Schichten bis zur Kuranstalt Prießnitztal dem Randbruche des Gebirges parallel geht, biegt sie am Nordrand des Eichkogels rechtwinklig um und steht senkrecht auf dem Gebirgsrand. „Die Gradlinigkeit des Nordfußes des Eichkogels erweckt den Eindruck, daß hier eine Verwerfung vorliegt. Die Grundahebungen für die k. u. k. technische Militärakademie haben diese Annahme bestätigt“⁸⁾. „Bei Ausbeugung eines Brunnens war man bei 45 m Tiefe (193 m Seehöhe) noch immer in den pontischen Schichten“ (ib., Anm 1). Oben westlich vom Eichkogel ist die Grenze zwischen Sarmatisch und Pontisch bei 300 m Seehöhe. südlich vom Eichkogel bei Thallern noch bei 223 m. Da die Militärakademie im Norden des Eichkogels dem Randgebirge näher liegt, als der letztgenannte Ort,

¹⁾ Fuchs, Führer zu den Exkursionen der Deutschen geol. Gesellschaft 1877, p. 45.

²⁾ Fuchs, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1875, p. 24.

³⁾ Richtiger würde man wohl sagen: Beim allgemeinen Emporsteigen des Wiener Beckens aus dem Kongerienmeer wurde der Eichkogel mehr gehoben, als die ihn umgebende Ebene.

⁴⁾ Hauer, Geologie von Oesterreich-Ungarn, 2. Aufl., 1878, p. 613.

⁵⁾ Karrer, Hochquellenwasserleitung, p. 5, Boden der Hauptstädte Europas, 1882, p. 12.

⁶⁾ Hoernes R., Bau und Bild der Ebenen Oesterreichs, p. 1076.

⁷⁾ Hassinger, Geomorphologische Studien, p. 138.

⁸⁾ ibidem.

so müßte man eine höhere Lage der genannten Grenze erwarten. Wenn sie aber nun bei 193 m noch nicht erreicht war, so weist das auf eine Verwerfung hin, wofür ja auch die Terrainverhältnisse sprechen. „Die Tegelstufe beim Mödlinger Friedhof scheint eine Bruchstufe zu sein.“ (Hassing, p. 134.) Vielleicht könnten für diese Frage auch die Beobachtungen von Nutzen sein, welche bei der schon erwähnten Brunnenbohrung in St. Gabriel, nördlich vom Eichkogel, gemacht wurden. (Siehe p. 60.) Es liegt hier die Grenze der beiden jüngsten Stufen des Wiener Beckens erst bei 150 m Seehöhe, was wegen der Nähe des Randgebirges jedenfalls überrascht und sich am leichtesten durch eine Senkung der vom Eichkogel nördlich gelegenen Scholle erklären läßt oder vielmehr durch eine stärkere Hebung des Eichkogels selbst.

Von noch größerer, wenn nicht ausschlaggebender Bedeutung, ist aber eine Beobachtung beim Bau der ersten Hochquellenwasserleitung, welche in diesem Zusammenhang noch nicht berücksichtigt wurde. Karrer zeichnet im Profil, Tafel VII (Hochquellenwasserleitung), im Stollen, welcher oberhalb der Mödlinger Ziegelei (nördlich vom Eichkogel, jetzt Amalienhof) angelegt wurde, kurz vor Ende dieses Stollens geneigte sarmatische Schichten ein und darüber Kongerientegel in derselben Lagerung, wie die in den oberen Partien auftretenden Septarien deutlich zeigen, und dann Kongerientsande. Nach der Zeichnung ist der Fallwinkel $3\frac{1}{2}^{\circ}$. Ob das aber dem wirklichen Fallen entspricht, ist ungewiß. Im Text spricht Karrer (l. c. p. 254) von einem „schwachen Aufsteigen“ der Grenze zwischen Tegel und Sand und der „Kuchen“. $3\frac{1}{2}$ ist also wohl nur ein Minimum. Der Stollenausgang liegt, wie es sich durch Vergleich der neuen Karten mit der von Karrer auf p. 251 gegebenen feststellen läßt, gerade dort, wo die Wasserleitung in das Gebiet der technischen Militärakademie eintritt¹⁾. Die Terrainhöhe ist 250 m, die Grenze zwischen Sarmatisch und Pontisch 247 m. Während also die Steigung angenähert der in den Steinbrüchen bei Thallern entspricht, liegt die Grenze um etwa 25 m höher, was durchaus der dem Gebirgsrand nähergerückten Lage entspricht.

Vergleicht man nun diese Beobachtungen mit den eben mitgeteilten Tatsachen aus dem Brunnen der Militärakademie, so wird dadurch die Annahme einer Verwerfung in ausgezeichneter Weise bestätigt. Der Brunnen liegt 150—200 m gerade nördlich vom genannten Stollenausgang. Wenn aber hier die sarmatischen Schichten bei 193 m noch nicht erreicht waren, so bedeutet das eine Tieferlage von 54 m, welche, weil sie im Norden beobachtet wurde, nicht durch die Steigung der Schichten erklärt werden kann. Es ist also eine Verwerfung vorhanden von mindestens demselben Betrage.

Wir haben somit hier im Norden eine ostwestlich streichende Verwerfung, die man deutlich nachweisen kann, sogar das Mindestmaß ihrer Sprunghöhe läßt sich angeben. Toula glaubt überhaupt den Verwerfungen für die Gestaltung des Eichkogels wieder mehr Gewicht

¹⁾ Er liegt etwas nördlich von der in die Kartenskizze eingezeichneten Profilinie. Die Schichtgrenze wurde aber doch ins Profil, Fig. 2, aufgenommen.

beilegen zu müssen. Zunächst liest er aus dem Profil Hassingers (l. c. p. 132) eine Verwerfung im Osten des Eichkogels heraus¹⁾. Aber wenn auch Hassinger dem Profil nach der Angabe über der Zeichnung die Richtung WE gibt, so ist es doch unzweifelhaft, daß er die Verhältnisse zeichnet, die im N und NE beobachtet worden sind. Das zeigt deutlich der Süßwasserkalk im Profil, welcher nur im N und NE eine Terrasse bildet, wie das Profil darstellt. Im E würde der Süßwasserkalk bald aufhören und auf den Hängen nur Sand und hier und da Tegel eingezeichnet werden müssen. (Siehe Figur 2.) Ferner ergibt sich diese Lage der Profilzeichnung daraus, daß Hassinger niemals im Texte von einer Verwerfung im E redet, sondern nur vom Steilrande des Eichkogels im N, der auf eine Verwerfung schließen läßt (l. c. p. 134).

Andere Verwerfungen findet Toula angedeutet in den Terrainformen des Eichkogels und macht dann die allgemeine Bemerkung: „Daß solche Absitzungen notwendigerweise angenommen werden müssen, geht schon aus der Hochlage des in früherer Zeit (1876) noch betriebenen Abbaues des Tegels am Nordhange hervor, von dem Karrer hervorhebt, daß er mit dem in den Guntramsdorfer Ziegelgruben im Abbau befindlichen übereinstimme und das von mir vor vielen Jahren (Jahrbuch 1870 [richtig 1875]) besprochene, noch viel höher gelegene Vorkommen am NW-Hange des Kogels, in der Senke zwischen dem Kogel und dem altbekannten herrlichen Terrassenplateau der Anningervorhöhe, über welche die Straße Mödling—Gumpoldskirchen hinüberführt“²⁾. Die erstgenannten Tegel in der alten Mödlinger Ziegelei lagen 240 m hoch, die letztgenannten am NW-Hang (richtiger W-Hang) etwa 300 m. Wenn man nun annehmen würde, das Kongerienmeer habe einen vollständig ebenen Boden vorgefunden und auch nach dem Zurückweichen einen solchen zurückgelassen, so müßte man freilich unbedingt Verwerfungen annehmen, um diese verschiedene Höhenlage — 300 m oben am Eichkogel, 240 m bei der Militärakademie, etwa 200 m an der Triesterstraße — erklären zu können. Aber es ist ja doch längst bekannt, und Hassinger hat mit besonderem Nachdruck darauf hingewiesen, daß die tertiären Schichten insgesamt am Rande eine deutliche Steigung gegen das Becken zeigen. Hier am Eichkogel sieht man das besonders deutlich bei den sarmatischen Kalken und manchmal auch bei den überlagernden pontischen Tegeln. So gibt Karrer³⁾ aus einem Steinbruch im W des Eichkogels an dem Fußsteige (heute Straße) nach Gumpoldskirchen ein Einfallen von 12° nach Osten an. Hassinger (p. 134) beobachtete in einem Steinbruch westlich vom Eichkogel ein Einfallen von 10—15° nach Ost, während die darüberliegenden pontischen Schichten geringere Steigung zeigten. Toula selbst schrieb 1875⁴⁾: „Der beobachtete Schichtenkomplex“

¹⁾ Toula, Ueber die Congerien-Melanopsis-Schichten am Ostfuße des Eichkogels bei Mödling. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 52, 1912, p. 58.

²⁾ Ibidem p. 59.

³⁾ Karrer, Der Eichkogel bei Mödling. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1859, p. 26.

⁴⁾ Toula, Aufschlüsse in den Schichten mit *Congeria spatulata* usw. am Westabhange des Eichkogels. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1875, p. 4.

— im Westen des Eichkogels — „zeigt vollkommene Konkordanz und fällt bei nordstüdlichem Streichen mit 20° nach Osten ein“¹⁾. Danach ist es also zweifellos, daß am Rande die sarmatischen und die überlagernden pontischen Schichten starke Steigung zeigen. Daß diese Steigung nun auch auf die Ebene zu nicht ganz verschwindet, zeigt der ebenerwähnte Aufschluß im Wasserleitungsstollen mit einem Einfallen der sarmatischen und pontischen Schichten von mindestens $3\frac{1}{2}^\circ$, das zeigen noch deutlicher die noch weiter in die Ebene vorgeückten Steinbrüche bei Thallern, wo noch ein Einfallen von 4 bis 8° gemessen wurde. Da diese Schichten N 15° O streichen (der Wichtigkeit wegen wurde dieses durch genaue Ausmessung bestimmt), so würde ihre Verlängerung im Streichen etwas östlich von der Eichkogelspitze zu liegen kommen — in Fig. 2 ist dieses durch Eintragen der bei Thallern beobachteten Schichten unter dem Eichkogel deutlich gemacht. — Die Grenze Sarmatisch-Pontisch liegt also beim Eichkogel schon 223 m und wenn man sie selbst mit abnehmender Steigung weiter nach Osten verfolgt, so taucht sie tief unter die Triester Straße. Damit ist die Tieflage der pontischen Tegel in den dortigen Ziegeleien ohne jede Verwerfung verständlich.

Verfolgen wir andererseits die Grenzlinie erst im Streichen nach N, dann schichtaufwärts bis zum Stollenausgang oberhalb der Militärakademie, so erreicht man diesen Stollenausgang bei 3—4° Fallen der Grenzschicht mit ungefähr 250 m Höhe, was den direkten Beobachtungen gut entspricht. Es ist allerdings gewagt, bei so flacher Steigung der Streichrichtung viel Bedeutung beizulegen; aber im allgemeinen ist doch sicher eine Steigung gegen Osten vorhanden, so daß dadurch von Norden nach Süden streichende Verwerfungen überflüssig werden. Auch folgt mit Sicherheit aus den Beobachtungen, daß zwischen Eichkogelspitze und der zweiten Süßwasserkalkterrasse von 324 m Höhe keine Verwerfung hindurchstreichen kann, wie das Toulà (l. c. p. 58) annimmt. Dann müßte nördlich von dieser Verwerfung die Grenzlinie, weil 40 m abgesunken, viel tiefer liegen und man hätte sie im Stollen unmöglich anfahren können. (Fig. 2.)

Endlich glaubt Toulà Verwerfungen annehmen zu müssen, um die große Mächtigkeit der Sande im Osten und ihre „Auskolkung“ erklären zu können (l. c. p. 60). Da das Kongerienmeer bis 380 m hoch stand, die Sande aber bei 200 m tief liegen, so wären in solcher Meerestiefe so mächtige Sandablagerungen kaum mehr möglich und schon gar nicht Auskolkungen der Sande in der geschilderten Weise. Das ist gewiß zuzugeben, aber müssen denn die Sande aus der Zeit des höchsten Meeresstandes stammen? Es ist ja doch bekannt, daß der Seespiegel beständig sank und so mußte er auch einmal ein Niveau einnehmen, daß für die Ablagerung der Sande und ihre „Auskolkung“ günstig war. In der Tat liegen die Sande in der Ziegelei östlich der Triester Straße deutlich auf Kongerientegel, die

¹⁾ Im Jahre 1912 schien allerdings Toulà anderer Meinung zu sein als im Jahre 1875. Er schreibt (l. c. p. 59): „Die gezeichnete Schräglagerung der Schichten ist nur eine angenommene, keine natürliche.“ Die Bemerkung kann indes an der übereinstimmend beobachteten Tatsache des östlichen Einfallens nichts ändern.

Sande sind also die jüngsten Bildungen. Darum braucht man auch aus diesem Grunde hier und in der von Toulas beschriebenen Sandgrube keine Verwerfungen anzunehmen.

Die Isolierung des Eichkogels ist also, abgesehen von seinem Nordrand, nicht durch Verwerfungen zustande gekommen. Sie erklärt sich teils durch natürliche Ablagerung, teils als Wirkung der Denudation, wobei der Kalk als schützende Decke eine wichtige Rolle gespielt hat. Aber unerklärt ist bis heute noch die Herkunft des Materials, das die Unterlage der Kalke am Eichkogel bildet. Man darf nicht übersehen, daß diese Unterlage nicht bloß aus Kongerientegel besteht, sondern muß beachten, daß hier große Sandmassen aufgehäuft sind, welche besonders am Ostabhang sehr auffallen. Ferner muß man berücksichtigen, daß Sandablagerungen von dieser Mächtigkeit und dieser horizontalen Ausdehnung nur hier am Eichkogel vorkommen. Nach Osten hin werden die Sande immer weniger mächtig und bilden in den Ziegelgruben an der Straße Neudorf—Guntramsdorf nur noch eine dünne Decke über den Kongerientegeln, um bald ganz zu verschwinden. Im Norden des Eichkogels aber treten die Sande an Bedeutung ganz zurück. Sandige Tegel waren nach Czižek in der alten Mödlinger Ziegelei aufgeschlossen und auch bei der Brunnenbohrung der k. u. k. Militärakademie traf man auf einzelne Sandschichten von geringer Mächtigkeit. Noch weiter nach Norden scheinen diese zu fehlen. Auch im Süden bei Gumpoldskirchen treten Sande ganz in den Hintergrund, zum Beispiel in den Aufschlüssen bei Thallern. (Fig. 3.) Von großen zusammenhängenden Sandmassen kann man also nur am Eichkogel selbst sprechen und auch hier nur in seiner ost-westlichen Erstreckung. Es müssen somit hier während der Ablagerung der pontischen Gebilde oder vielleicht besser gegen den Schluß dieser Ablagerung, eigentümliche Verhältnisse geherrscht haben.

Hassinger betrachtet die unter dem Süßwasserkalk liegenden Ablagerungen als eine Seehalde. Für die marinen Schichten trifft das zweifellos zu. Die soeben beschriebene starke Steigung der marinen Konglomerate und Leithakalke auf das Becken zu erklärt sich so am ungezwungensten. Auch die sarmatischen Kalke im Westen und Süden der Eichkogelspitze, deren Steigung sich mit der Entfernung vom Rande immer mehr verflacht, passen sehr gut in diese Vorstellung hinein.

Ob aber die pontischen Sande Ablagerungen einer Seehalde sein können? Dagegen scheint mir die Mächtigkeit der Sande im Vergleich mit ihrem Auftreten an anderen Punkten und ihre Beschränkung auf das Eichkogelgebiet zu sprechen. Wenn sie zur Seehalde gehörten, so müßte man sie doch auch nördlich vom Eichkogel, in Mödling, Maria-Enzersdorf, Brunn usw. finden, ja an beiden letzteren Orten gerade in besonderer Mächtigkeit wegen des anstoßenden Sandsteingebietes der Gosau. Wenn aber die Sande auf den Eichkogel beschränkt sind, so muß ein besonderer Grund dafür vorliegen. Sollte es sich nicht um das Delta eines größeren Flusses handeln, der hier in den pontischen See mündete? Die Verflachung der Sandmassen bei den Ziegeleien an der Triester

Straße zwischen Neudorf und Guntramsdorf würde durchaus dieser Auffassung entsprechen, ebenso das Auskeilen der Sande auf Norden zu; in der Mödlinger Ziegelei, gerade am Nordfuß des Eichkogels, waren sie nur noch unbedeutend. Die Terrainverhältnisse, die gerade hier so auffallend sind, ließen sich durch die allmähliche Abnahme der Mächtigkeit des Sandes leichter erklären. Die Verwerfung allein, die zweifellos vorhanden ist, kann den schroffen Uebergang in die Ebene kaum erklären. Auch im Süden verlieren die Sande bald an Bedeutung.

Der Annahme eines Mündungsdeltas wären auch die Beobachtungen günstig, die man bei der schon wiederholt erwähnten Sandgrube im Osten des Eichkogels macht. Die Diagonalschichtung weist jedenfalls auf eine Ablagerung im seichten, bewegten Wasser hin. Natürlich könnte es sich nur um einen Fluß aus den Kalkalpen handeln, der seinen Quarzgehalt und die vielen Glimmerschüppchen aus der Gosau und vielleicht auch aus der im Hintergrund liegenden Flyschzone bezog. Schon bei den Konglomeraten im Süden und Westen des Eichkogels fällt es auf, daß ein großer Teil der Gerölle aus Sandstein besteht, während doch in unmittelbarer Nähe nur Kalke anstehen. Welchen Weg aber dieser spätpontische Fluß genommen haben mag, ist gänzlich unbekannt, von seinem Lauf wurde bislang keine Spur gefunden. Aus diesem Grunde kann auch diese Auffassung der Entstehung der Sande nur mit allem Vorbehalt ausgesprochen werden.

Wenn wir dann zum Schluß noch einmal auf die Bildung der Kalke am Eichkogel zurückkommen, so glaube ich ihre Entstehung in die Zeit unmittelbar nach der Trockenlegung der Ablagerungsgebiete legen zu können, während vielleicht an tieferen Stellen noch die letzten Wasser des pontischen Sees brandeten. Die Sande und Tegel der höheren Eichkogelterrasse und die der etwa 40 m tieferen Terrasse im Norden mögen verschiedenartige Ablagerungen sein, entstanden bei verschieden hoher Lage des Seespiegels. In ihnen blieben dann nach Rückzug des Sees kleinere Wassertümpel übrig mit einer reichen Süßwasserschneckenfauna. Zugleich kamen vom Festlande kalkreiche Wasserzuflüsse, vielleicht sprudelten auch (warme?) Quellen empor, und so bildeten sich die Kalktuffe, welche zahlreiche Landschnecken umschließen. Ähnliche Vorgänge beobachtet man heute noch an vielen Stellen, zum Beispiel im oberbayrischen Hochland in den versumpften Moränengebieten und die dort in jüngster Zeit entstandenen Kalktuffe gleichen denen vom Eichkogel in vielen Punkten.

So bleibt also von den berühmten Süßwasserkalken des Eichkogels nicht viel mehr übrig. Es sind nicht Ablagerungen eines großen levantinischen Sees, sondern rein lokale Bildungen von sehr geringer Ausdehnung und Mächtigkeit. Ihr Niederschlag geht auch nicht zurück auf eine frühere Periode der pontischen Zeit, sie wurden nie umbrandet und abradiert vom pontischen See. Ihre Entstehung begann vielmehr erst gegen Abschluß der pontischen Periode und die Bildung dauerte vielleicht noch in der späteren Zeit an; sie erreichte aber ihr Ende höchst-

wahrscheinlich schon vor dem Oberpliocän, denn die Kalke enthalten keine Fossilien dieser Periode.

Und doch behält der Eichkogel seine Bedeutung. Es ist besonders die für eine so unbedeutende Kalkablagerung reiche und mannigfaltige Fauna von 20 Arten, welche bei allen Anklängen an ähnliche Bildungen, doch wieder viele Eigentümlichkeiten zeigt. Dazu bilden die Süßwasserschnecken des Eichkogels den in Europa am weitesten nach Osten vorgeschobenen Posten für das Unterpliocän und man muß schon bis nach Zentralasien gehen, um ähnliches zu finden¹⁾. Ferner läßt gerade der Eichkogel mit seiner Unterlage einen Blick in sämtliche Ablagerungen des Wiener Beckens tun, wie es anderswo sehr selten der Fall ist. Jetzt sind freilich die früher so zahlreichen und guten Aufschlüsse zum großen Teil zerfallen. Die in diesen Aufschlüssen gemachten Beobachtungen der Wissenschaft zu erhalten, sie in möglichster Vollständigkeit zusammenzustellen und wenn nötig, sie kritisch zu sichten, war die Aufgabe vorliegender Ausführungen. Mögen dieselben späteren Forschern am Eichkogel die Wege ebnen zu neuer freudiger Arbeit!

Der Eichkogel enthält nicht die einzigen Kalktuffablagerungen in unserem Gebiet. Seite 62 wurden Quelltuffe erwähnt an der oberen Grenze der marinen Schichten. Nun fand ich auch noch andere Kalktuffe in der Nähe des Richardhofes, und zwar etwa 500 m westnordwestlich von diesem gerade am Waldrand. Zahlreich sieht man die weißen, harten Kalke auf dem Acker liegen. Sie führen in großer Menge gut mit der Schale erhaltene Landschnecken. Darunter die Cyclostomide *Tudora conica* Klein sp. (auch Deckel) etwa andert-halbmal so hoch als die Exemplare aus dem Silvanakalk von Mörsingen (Württemberg), sowie eine übermittelgroße *Helix*. Mein Freund Herr Dr. Oskar Troll wird die Fauna bearbeiten. Er meint, daß dieselbe trotzdem sie anscheinend lauter andere Arten (allerdings nicht vikariierende) als der Eichkogeltuff enthält, doch mit der Eichkogelfauna gleichaltrig ist, da auch andernorts die verschiedenen Schneckenarten nicht gleichmäßig verteilt sind.

¹⁾ Schlosser, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 57, 1907, p. 793.

Ueber die Bohrung von Rum bei Hall in Tirol und quartäre Verbiegungen der Alpentäler.

Von Otto Ampferer.

Mit 12 Zeichnungen.

Dem Mangel an Kohlen und dem Ueberfluß an Vertrauen auf die Angaben von Wünschelrutentechnikern verdanken wir im Inntal die Abteufung mehrerer Tiefbohrungen, welche uns über den Schutthalt dieses großen Alpentales manche Aufklärung geboten haben, leider ohne dabei von den versprochenen Kohlenschätzen etwas aufzudecken.

Von diesen Bohrungen befinden sich drei in der Umgebung von Häring (Habring—Sonnendorf—Hirnbach), zwei unmittelbar westlich von Wörgl und eine bei Rum zwischen Hall und Innsbruck. Nur die Bohrungen von Hirnbach, Wörgl und Rum sind in der Sohle des Inntales abgestoßen, während die zwei anderen auf der Terrasse von Häring liegen.

Ich will mich hier nur mit jenen geologischen Ergebnissen dieser Bohrungen, und zwar vor allem der Rumer Bohrung beschäftigen, soweit dieselben den Schuttboden des Inntales betreffen.

Die Bohrung von Rum ist nördlich von der Haltestelle der elektrischen Straßenbahn, knapp vor dem Steilrand des großen Rumer Schuttkegels in der Inneebene bei zirka 560 *m* Höhe angesetzt.

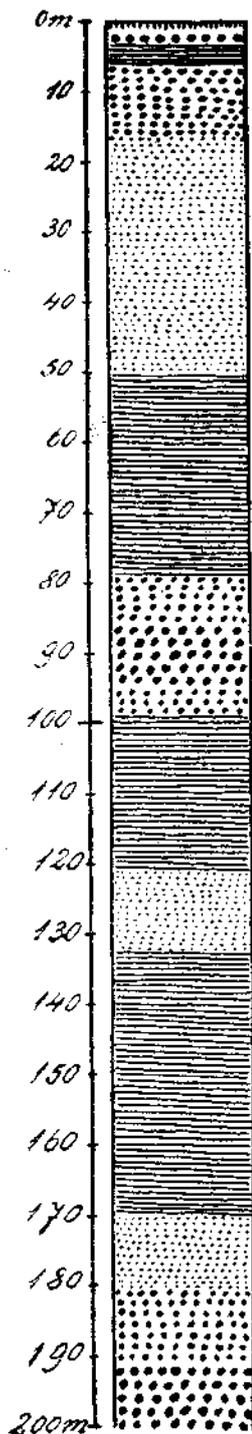
Wie das umstehende Bohrprofil Fig. 1 zeigt, reicht sie zirka 200 *m* tief hinab und mußte dort, ohne noch den Felsgrund erreicht zu haben, wegen zu starken Wasserandranges eingestellt werden.

Die Bohrung liegt nahe der Talmitte etwas in der nördlichen Hälfte des hier über 4 *km* breiten Tales, das an beiden Flanken noch von Terrassen mit Felskernen begleitet wird.

Im Norden weichen diese Terrassen hier auffallend stark zurück und haben einem mächtigen, lokalen Schuttfeld Platz gemacht, das aus der Verwebung der Schuttkegel von Rum—Taur—Absam—Hall entstanden ist.

Wie ich im Jahre 1904 (Studien über die Inntalterrassen, Jahrbuch 54) nachgewiesen habe, ist diese breite Lücke in den Inntalterrassen von der hangenden Grundmoränendecke überzogen, muß also entweder vor oder bei der letzten Großvergletscherung angelegt worden sein.

Fig. 1.



- 0-1 m = Humus = feinsandige, glimmerreiche Erde.
- 2-2.5 m = Schotter = meist kalkalpin (K) aber auch zentralalpin (Z).
- 2.5-5.2 m = Lehm = gelblich, knetbar.
- 5.2-16 m = Schotter = K wenig Z.
- 16-50 m = Innsand, gröberer.
- 50-51.1 m = Innsand = Vermischung mit hellgrauem, weißglimmerig. Mehlsand.
- 51.1-77.2 m = Innsand = Mehlsand.
- 77.2-85 m = Schotter = Z u. K.
- 85-94 m = Schotter = gröberer, Z u. K.
- 94-98 m = Schotter = feinerer, Z u. K.
- 98-120.3 m = Mehlsand = tonig, feinstsandig, weißglimmerig.
- 120.3-131.2 m = Mehlsand = Schwimmsand.
- 131.2-169 m = Mehlsand = tonig, feinstsandig, weißglimmerig.
- 169-179.6 m = Innsand = gröberer.
Bei 179.6 Quelle mit starkem Druck.
- 179.6-190.6 m = Schotter = Z u. K.
- 190.5-199 m = Schotter = grob = Z u. K.
- Einstellung wegen zu starkem Wasserzudrang und fortgesetzter Verklemmung.
(ca. 401.5 Minutenliter und über 20 Atmosphären Druck.)

Ich brachte damals die mächtige Ausbildung dieser Schuttkegel mit der gesteigerten Schuttlieferung der glazialen Rückzugsstadien in Verbindung.

Die Bohrung von Rum hat nun damit übereinstimmend ergeben, daß dieser Schuttkegel trotz seiner Größe gar nicht tief hinabreicht, sondern bei weitem Ablagerungen des Inns überwiegen.

Weiter hat diese Bohrung gezeigt, daß unter den Innablagernungen wieder feinsandige und feinschlammige Sedimente überwiegen, die wohl nur als Niederschläge in Stauseen zu erklären sind.

Durch Schlämmen lassen sich diese tonigen Mehlsande in einen weit überwiegenden Teil mit Korngrößen von 0·001—0·002 mm und Reste mit Korngrößen von 0·004—0·02 mm, 0·05—0·25 mm und größere Körner von 1—1·5 mm Durchmesser zerlegen.

Von dieser Masse gibt sich etwa die Hälfte als bräunliche, optisch isotrope, kolloidale Substanz zu erkennen, die andere Hälfte besteht aus Körnchen von Quarz, Feldspat, Chlorit?, Hornblende?, Dolomit sowie zahlreichen Hellglimmerschüppchen.

Dieser Schlamm vermag sich als Trübe im Wasser längere Zeit schwebend zu erhalten und kann sich daher über größere Flächen hin verteilen.

Eine Probe aus der Tiefenzone zwischen *m* 131·2—160 *m* ergab nach der von Hofrat C. F. Eichleiter im Laboratorium der Geologischen Staatsanstalt ausgeführten Analyse einen Gehalt von 71·75% in Säure unlöslichen Bestandteilen (Silikate), 12·36% kohlensaurem Kalk und 8·55% kohlensaurer Magnesia.

Nur in den Schottern der obersten Abteilungen überwiegen kalkalpine Gerölle, sonst halten sich, wenigstens in den eingeschickten Proben, kalk- und zentralalpine Komponenten ungefähr die Wage.

In den tiefsten Schottern scheinen eher die kristallinen Gerölle vorzuherrschen.

Eine Auszählung in einer Schotterprobe der Zone *m* 77·2—85 ergab die eine Hälfte kalkalpine, die andere zentralalpine Komponenten.

Von der kalkalpinen Hälfte erwiesen sich etwa $\frac{1}{10}$ als Dolomite.

Die größten Gerölle der vorliegenden Proben stammen aus der untersten Tiefe.

Konglomerate, Breccien, Bändertone mit Kohlen sowie Grundmoränen konnten nirgends festgestellt werden.

Dabei darf man allerdings nicht vergessen, daß die Bohrung den Felsgrund nicht zu erreichen vermochte und erst hier der eventuelle Fund von Grundmoränen zu erwarten wäre.

Es erhebt sich nun die Frage, wie diese mächtige Schuttsohle des Inntales zu erklären ist.

Durch die Rumer Bohrung ist eine Innaufschüttung von mindestens 200 *m* nachgewiesen.

Ueber dem Mundloch der Bohrung haben wir aber in dieser Gegend noch zirka 250 *m* mächtige Tone, Mehlsande und Schotter des Inns, welche hier die Inntalerrasse bilden.

Wenn beide Aufschüttungen zusammengehören, so würde also deren Mächtigkeit zwischen Innsbruck und Hall 450 m, wahrscheinlich aber noch darüber ausmachen.

Hier sind wieder mehrere Möglichkeiten in Betracht zu ziehen.

Einmal können diese 450 m mächtigen Innaufschüttungen eine einzige zusammengehörige Serie bilden, in welche der heutige Inn sich bereits wieder 250 m tief eingeschnitten hat. (Fig. 2.)

Dann könnte die eigentliche Inntalerrasse älter als der Schuttboden des Tales sein.

In diesem Falle hätte der Inn nicht nur die Inntalerrasse durchgeschnitten, sondern später noch 200 m und mehr darunter in den Fels eingeschnitten und diesen letzteren Einschnitt dann wieder um ebensoviel zugeschüttet. (Fig. 3.)

Endlich könnte ursprünglich ein tiefes, schmaleres Tal aufgefüllt worden sein, dann im Niveau dieser Anfüllung eine Talverbreiterung entstanden und in diese die Terrassensedimente eingeschüttet sein, in die der Inn wieder ungefähr bis zum Niveau der alten Einfüllung sich eingesenkt hätte. (Fig. 4.)

Fig. 2-4.

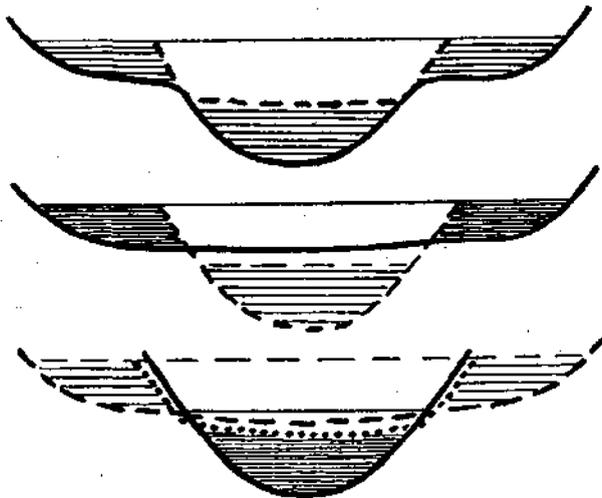


Fig. 2 = Erosion—Aufschüttung—Erosion = 3aktig.

Fig. 3 = Erosion—Aufschüttung—Erosion—Aufschüttung = 4aktig.

Fig. 4 = Erosion—Aufschüttung—Erosion—Aufschüttung—Erosion = 5aktig.

Mit Hilfe der graphischen Darstellungen Fig. 2, 3 und 4 ist leicht zu sehen, daß die erste Annahme nur dreiaktig, die zweite vieraktig und die dritte sogar fünfaktig ist.

Wir werden also zunächst die einfachste Erklärung verwenden und nur, wenn diese nicht ausreichen sollte, zu den komplizierteren greifen.

Wenn die ganze über 450 m starke Aufschüttung zusammengehört, so wissen wir, daß dieselbe ebenso wie die „Inntalerrasse“ interglazial ist, das heißt von Grundmoräne unter- und überlagert wird.

Es ist nicht ausgeschlossen, daß eine weitere Bohrung bei Rum unter der Innaufschüttung noch Reste der Liegendmoräne auffahren wird, wenn dies auch immerhin als ein besonderer Glücksfall zu gelten hätte.

Ich habe seit 1908 die Aufschüttung der Inntalerrassen durch Gefällsverminderungen des Inn, also durch Senkungen zu erklären versucht.

Wenn wir die Ergebnisse der Bohrung von Rum mit jenen der Bohrungen von Wörgl vergleichen, die bei 92 und 98 m bereits den Felsgrund des Inntales erreicht haben, so ergibt sich auf dieser Strecke für die Felssohle des Inntales eine ziemlich beträchtliche rückfällige Neigung.

Es liegt nämlich bei Rum die Felssohle unter 360 m Meereshöhe, bei Wörgl etwas oberhalb von 410 m.

Bei Hirnbach wurde die Felssohle des Inntales schon bei 345 m erreicht, doch liegt diese Bohrung ganz nahe dem Fuß der Schwoicher Terrasse und unfern dem Aufstieg des Kufsteinerwaldes.

Bei Kufstein dürfte die Felssohle zwischen den hier das Tal überquerenden Felsinseln ebenfalls nicht tiefer zu suchen sein.

Wir treffen also im Unterinntal zwischen Kufstein und Wörgl (wahrscheinlich sogar bis Rattenberg) eine relativ hohe Lage der Felssohle, an die sich dann eine Zone mit erheblich tieferer Lage flüßaufwärts anschließt.

Es ergäbe sich daraus für die Gegend von Rum ein Stausee im Grundgebirge von mehr als 50 m Tiefe.

Angesichts dieser Feststellungen hat man nun nur die Wahl, entweder eine kräftige, ausgedehnte Talverbiegung oder eine glaziale Untertiefung des Tales durch den Inngletscher während der vorletzten Eiszeit anzunehmen.

Ich habe mich schon vor langer Zeit für die erstere Lösung des Problems entschieden, für welche nunmehr die Bohrergebnisse eine wertvolle Bestätigung geliefert haben.

Trotzdem soll die Möglichkeit einer mächtigen Eisuntertiefung des Inntales hier erneut geprüft werden.

Es ist derzeit unbekannt, wie weit die Untertiefung des Inntales sich noch talauf erstreckt, doch glaube ich nicht fehl zu gehen, wenn ich ihr Ende in die Gegend von Telfs verlege, wo die Schlifffurchen von St. Moritz sich ostwärts unter die Talebene hinabsenken.

Wir hätten dann zwischen Telfs und Wörgl auf eine Länge von zirka 80 km glaziale Untertiefung anzunehmen.

Nach dem Rückzug des Eises würde sich hier ein Stausee gebildet haben, dessen Verlandung wenigstens den untersten Teil unserer Aufschüttung hätte bilden können.

Damit ist nicht viel erreicht, aber es steht ja offen, anzunehmen, daß die Untertiefung nach dem Rückzug des Eises viel bedeutender war und sich dann mehr ausgeglichen hat.

Das Charakteristische ist jedenfalls, daß nach dem Rückzug des Eises ein mächtiger Stauraum von bestimmtem Inhalt vorlag, der nun allmählich durch die eingetragenen Schuttmassen verlandet wurde.

Es könnte sich also im wesentlichen nur um eine große Verlandungsserie handeln, die mit Feinschlamm beginnt und mit den normalen Sanden und Schottern des Innbettes endet.

Prüfen wir nun unser Bohrprofil näher, so sehen wir, daß hier nicht eine, sondern mehrere Verlandungsserien übereinander zur Ablagerung gekommen sind.

Außerdem sehen wir, daß die Feinheit der Sedimentation meist von unten nach oben zu abnimmt.

Wir können im Bereiche der ganzen Aufschüttung etwa drei große Verlandungsserien unterscheiden, die jeweils mit Feinschlamm beginnen und mit Schotter enden.

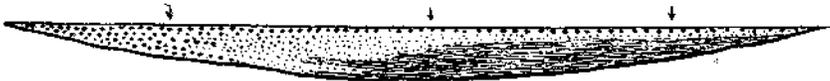
Diese Serien sind jeweils viel zu mächtig, um sie vielleicht nur als Wechsel von Sand- und Schotterbänken in einer unregelmäßigen Flußaufschüttung zu begreifen. Wir kommen so zu dem Schlusse, daß eine derartig zusammengesetzte Schuttfolge von über 450 m Mächtigkeit nicht die Verlandung einer einheitlichen, glazialen Untertiefung vorstellen kann. Wohl aber geht es an, darin eine Reihe von Seeverlandungen und Flußaufschüttungen zu erkennen, die durch mehrere zeitlich getrennte Niederbiegungen des Innates erzwungen worden sind.

Jeder von den großen Feinschlammzonen entspricht eine neuerliche Senkung, so daß wir also etwa drei solche anzunehmen haben.

Diese Senkungen müssen erheblich schneller vor sich gegangen sein als die Verlandungen, weil sonst ein ganz anderer Schuttrhythmus entstanden wäre.

Unter der Annahme von ungefähr gleichbleibender Schuttlieferung (abgesehen von den jahreszeitlichen Schwankungen) würde sich die Verlandung eines Talsees durch nur einen Hauptschuttringer im

Fig. 5.



a-b-c = Bohrprofile.

Schema, etwa wie Fig. 5 ergibt, vollziehen. Drei Bohrprofile am oberen Ende, in der Mitte und am unteren Ende der Verlandung würden ein sehr verschiedenes Bild desselben Vorganges ergeben.

Im ersten Fall fast nur gröberer Schotter, im zweiten Feinschlamm und Schotter, etwa im Gleichgewicht, im dritten starkes Ueberwiegen des Feinschlammes.

Tritt nun im Bereiche dieser Verlandung eine neue Senkung ein, so kommt es ganz auf die Geschwindigkeit derselben gegenüber der Zuschüttung an.

Erfolgt die Senkung rasch, so legt sich wieder eine ähnliche Verlandungsserie auf die alte, erfolgt sie dagegen sehr langsam, so kommt es überhaupt zu keiner größeren Seebildung und deshalb auch zu keiner reinlichen, ausgedehnten Abscheidung des Feinschlammes.

Natürlich können sich zwischen dem Geschwindigkeitsspiel der Vertikalbewegungen und der dazugehörigen Verschüttungen zahlreiche Variationen ergeben, die sich schließlich mit der nötigen Sorgfalt aus einem genau bekannten Bohrprofil ablesen und entziffern lassen.

Jedenfalls geht aus dieser Ueberlegung hervor, daß ein Bohrprofil nahe der Mündung eines starken Schuttbringers am ungeeignetsten zu einer Auflösung der geologischen Vorgänge ist.

Eine Anwendung auf unsere Bohrungen zeigt, daß die Rumer Bohrung offenbar ziemlich ferne von der Mündung eines Hauptschuttbringers (wahrscheinlich hier die Sill) liegt und daß die Senkungen jeweils rasch erfolgt sein müssen, da die Grenze zwischen den liegenden Schottern und den darauf befindlichen Feinschlammzonen eine ziemlich scharfe ist.

Die Würgler Bohrungen liegen ungünstiger, weil sie der Mündung der schuttreichen Brixentaler Ache allzu nahe sind.

Aus der unsymmetrischen Folge „Lehm-Sand-Schotter-Lehm-Sand-Schotter . . .“ geht hervor, daß die Verlandung eines Stauraumes jeweils ziemlich vollendet war, als sich dort wieder ein neuer bildete.

Die Schaffung des Hohlraumes muß gegenüber seiner Verlandung also wesentlich schneller vor sich gegangen sein.

Die Auflösung der Sedimentfolge der Rumer Bohrung und der darüber befindlichen Inntalerrasse in eine Reihe von Vertikalbewegungen ergibt somit mehrere ruckartige Senkungen, die durch ziemlich lange Pausen von relativer Ruhe voneinander getrennt waren.

Erst nach Ablagerung der ganzen Schuttmasse scheint es zu Hebungen gekommen zu sein, in deren Gefolge sich der Inn dann allmählich wieder 250 m tief in seine eigenen Aufschüttungen eingeschnitten hat.

Es ist wahrscheinlich, daß auch diese Hebungen nicht in einem Zuge, sondern stoffelweise vor sich gegangen sind.

Ein weiteres Ergebnis der Inntal Bohrungen ist die Kenntnis von dem verhältnismäßig lokalen Auftreten der jungen Verbiegungen.

Es ist nicht mehr glaubhaft, zum Beispiel ein einheitliches quartäres Einsinken des ganzen Alpenkörpers gegenüber seinem Vorland anzunehmen.

Der Umfang des einzelnen Verbiegungsbereiches ist nur lokal, regional scheint dagegen das Auftreten von solchen Verbiegungen über die ganzen Alpen hin zu sein.

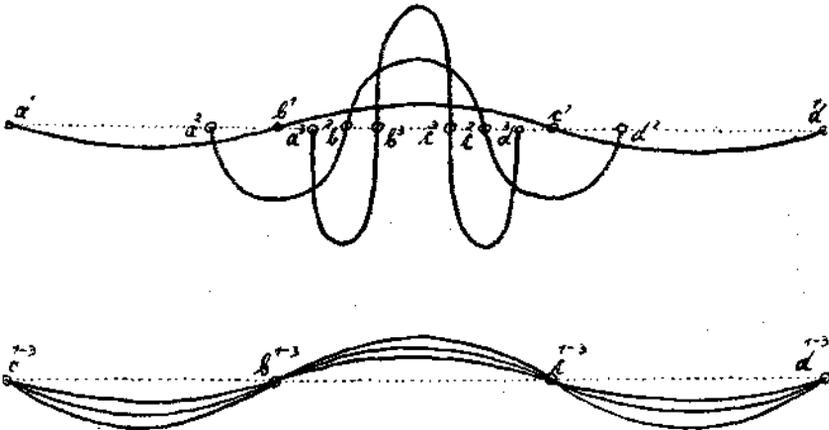
Bevor wir auf die Verhältnisse anderer Talgebiete eingehen, mögen noch einige geometrische Ueberlegungen über den Verlauf und die Gestaltung solcher Verbiegungen vorangestellt werden.

Betrachten wir zunächst die Formen und Wirkungen von Verbiegungen eines annähernd ebenen Gebietes und dann erst eines Gebirges.

Verbiegungen im Sinne der Schwere sollen weiter als Einbiegungen, entgegengerichtete als Aufbiegungen bezeichnet werden.

Die hier betrachteten Ein- und Aufbiegungen dürfen nicht mit den Mulden und Sätteln einer Faltung verwechselt werden, wenngleich manchmal eine äußerliche Aehnlichkeit besteht. Fig. 6 zeigt die charakteristischen Unterschiede. Bei der fortschreitenden Faltung rücken die Knotenpunkte derselben immer näher aneinander, bei der

Fig. 6.



$a' b' c' d'$ sind die Knotenpunkte einer Faltung (oben) und einer Verbiegung (unten). Beim weiteren Fortschritt der Faltung wandern diese Knotenpunkte zu den Stellen $a'' b'' c'' d''$ und $a''' b''' c''' d'''$, während sie bei der Verbiegung stehen bleiben.

fortschreitenden Verbiegung bleiben sie angenähert in denselben Entfernungen voneinander. Ein- und Aufbiegungen können für sich allein oder gesellig auftreten.

Im ersten Falle kann man wieder zum Beispiel Einbiegungen unterscheiden, deren Umriß beim Weiterwachsen gleich bleibt oder sich verändert.

Ein Zusammenfallen des Weiterwachsens mit einer Verkleinerung dürfte viel seltener vorkommen als ein Zusammenfallen des Wachstums mit einer gleichzeitigen Vergrößerung.

Verkleinerung oder Vergrößerung können zu der ersten Anlage symmetrisch oder asymmetrisch erfolgen.

Die beiliegende Zeichnung Fig. 7 gibt einige extreme Fälle wieder.

Fig. 7.



Die Einbiegungen können weiter voneinander entweder durch ruhige Schwellen oder durch Anbiegungen getrennt sein. (Fig. 8.)

Fig. 8.



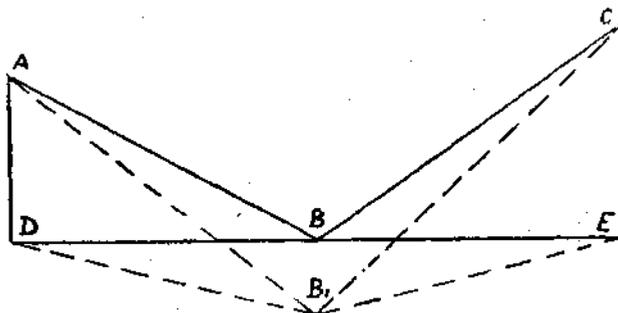
Wechseln Ein- und Aufbiegungen periodisch miteinander ab, so haben wir eine Wellenlinie vor uns, welche mit gewisser Einschränkung der Schwingungslinie einer gespannten Seite ähnlich ist.

Die Verschiebungen der Massenteilchen erfolgen in vorherrschend vertikaler Richtung.

Betreffen nun die Verbiegungen ein Gebirgsland mit kräftigem Relief, so sind die dadurch bedingten Umgestaltungen viel mannigfacher. Erfasst eine Einbiegung, zum Beispiel ein Gebiet mit mehreren Bergkämmen und dazwischen gelagerten Tälern, so wird durch diesen Vorgang einerseits die Basis der Bergkämmen verbreitert, anderseits die Neigung der Talflanken vergrößert.

Fig. 9 gibt in schematischer Einfachheit das Wesen dieser Formänderung wieder.

Fig. 9.



Der Talquerschnitt ABC wird durch Verbiegung in den Querschnitt AB_1C überführt, wobei die Hänge eine Dehnung von AB zu AB_1 , die Sockel eine solche von DB zu DB_1 erleiden.

Die Vergrößerung der Basis der Bergkämme und die damit verbundene Dehnung der Gehänge derselben muß zu einer Auflockerung der Gesteinsmassen führen, die sich je nach der Schichtung und Beschaffenheit in verschiedener Weise äußern wird.

In Verbindung mit der gleichzeitigen Verteilung der Neigungen müssen aus diesen Auflockerungen Rutschungen, Abgleitungen, Bergstürze . . . entstehen. Tiefe, schmale Schluchten könnten durch entsprechend scharfe Einbiegungen ganz geschlossen werden. Ist der Umriß einer Einbiegung annähernd kreisförmig, so sind die Wirkungen in allen Querschnitten dieselben, ist derselbe aber langgestreckt, so erscheinen sie in der einen Richtung abgeschwächt, senkrecht dazu verstärkt.

Wird eine längere Talstrecke von Ein- und Aufbiegungen getroffen, so ist die Wirkung zunächst dieselbe, als ob nur tiefere Einbiegungen gegeben wären.

Im Laufe der Zeit aber zerlegen sich die gehobenen und gesenkten Strecken immer deutlicher in Zonen von Aufschüttung und Abtragung.

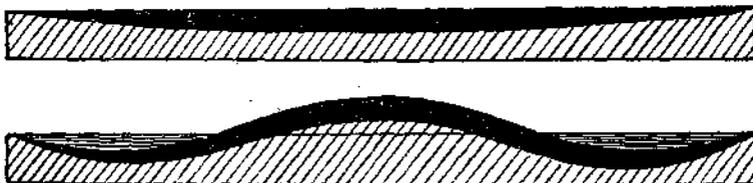
Fig. 10.



Es können also, wie Fig. 10 zeigt, in einem großen Tale Verschüttungsbecken und Klammstrecken gleichzeitige einander entsprechende Funktionen sein.

Es ist aber auch denkbar, daß ein großes, bereits verschüttetes Tal (Ergebnis einer langwelligen Verbiegung) später von kurzwelligeren Verbiegungen durchzogen wird.

Fig. 11.



In diesem Falle ist es möglich, daß wir in den Gebieten der Aufbiegungen alte gehobene Verschüttungsmassen finden, deren Äquivalente in den Einbiegungen tief begraben liegen. (Fig. 11.)

Sehr mannigfaltig und interessant wären endlich die Möglichkeiten der gegenseitigen Begrenzung von benachbarten Ein- und Aufbiegungsbereichen.

Sie können als gleichberechtigte Gebilde unabhängig nebeneinander liegen, sie können sich aber auch durchkreuzen oder umschließen. Bisher sind uns in den Alpen noch nirgends die Umrisse der quartären Verbiegungen genügend genau bekannt geworden.

Versuchen wir nun mit diesen Vorkenntnissen bewaffnet einige Täler der Ostalpen zu prüfen, deren Formen und Schutthinhalte ich im Laufe der geologischen Aufnahmen kennen gelernt habe.

Ich beschränke mich dabei vorläufig auf das Inn-, Salzach-, Enns- und Savegebiet.

Im Inntal dürfte die starke Untertiefung seines Felsbettes etwa auf den Raum zwischen Telfs—Wörgl beschränkt sein.

Möglicherweise steht diese Einbiegung mit der mächtigen Niederbiegung der Inntaldecke in Zusammenhang, welche hier zwischen Karwendelgebirge und Miemingergebirge in der Seefelder Senke ihre tiefsten Stellen erreicht. Wenn dies gilt, so würde die Untertiefung des Inntales erst in der Gegend von Zirl ihr Maximum erreichen.

Ob diese Einbiegung des Inntales im Osten und Westen von Aufbiegungen begrenzt wird, möchte ich derzeit noch unentschieden lassen. Manches spricht allerdings dafür.

So haben wir im Osten den Querdurchbruch des Inn bei Kufstein, im Westen die schluchtartige Enge an der Südseite des Tschirgant. Dazu kommt, daß sich in der Umgebung beider Durchbruchszonen gerade Reste von sehr hochgelegenen, alten, fest konglomerierten Schottern finden.

Es sind dies im Osten die Konglomerate von Durchholzen, zu denen sich die im vergangenen Herbst aufgefundenen Konglomerate an der Nordseite des Pending gesellen, die ebenfalls bis zirka 1000 m emporreichen.

Innen entspricht im Westen das Konglomerat von Nassereith, das bis zirka 1000 m aufsteigt.

Es ist nun die Frage, haben wir hier die Reste einer wesentlich älteren Talverschüttung vor uns, in die sich das junge Tal später tief eingeschnitten hat oder sind diese Reste nur emporgehobene Teile einer alten Schuttsohle, die in den Einbiegungen unter dem jüngeren Talschutt begraben liegt.

Durch die Bohrung von Rum ist keine Entscheidung zu treffen, da sie nicht genügend tief abgestoßen wurde. Wenn hier tatsächlich unter der jungen Aufschüttung noch die alten Konglomerate liegen, so wäre das Grundgebirge erst in beträchtlicher Tiefe zu erwarten.

Dieselben Erscheinungen wie im Inntal wiederholen sich im Gebiete des Salzach- und des Ennstales.

Im Salzachtal haben wir in der Gegeud von Zell am See und im Pinzgau ein Gebiet auffallender Einbiegung, das sicherlich ebenso wie im Inntal mit mächtigen Schuttmassen vollgegossen ist.

Talabwärts folgt die lange Salzachenge zwischen Bruck-Fusch und Schwarzach—St. Veit.

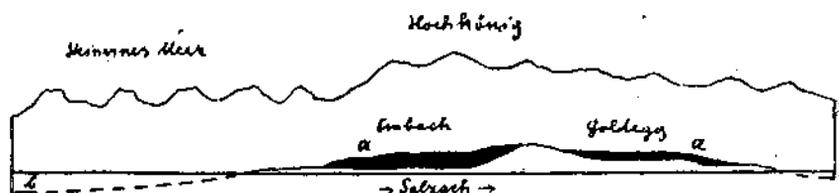
Hier ist die Felssohle des Tales in geringer Tiefe zu erreichen.

Wir haben offenbar eine Hebungsstrecke vor uns, an deren jungem, schmalem Einschnitt die Erosion noch kräftig zu arbeiten hat.

Auch da sehen wir diese Hebungszone mit hochgelegenen alten Konglomeraten, jenen von Embach und Goldegg, verbunden.

Noch auffälliger wird dieser Zusammenhang, wenn wir dazu das Relief der begleitenden Kalkalpen vergleichen.

Fig. 12.



a = alte Schotterreste in der Hebungszone, b = Senkungszone.

Im Steinernen Meer sehen wir Gipfelhöhen bis zu 2655 m , nördlich von der Salzachenge schwingt sich dann das Gebirge im Hochkönig bis zu 2938 m empor. (Fig. 12.)

Die Wahrscheinlichkeit, daß dieser Aufschwung der Gipfelhöhen, die Aufbiegung der Salzachenge und die hochgelegenen Konglomerate eine zusammengehörige Reihe bilden, ist kaum von der Hand zu weisen.

Weiter talab treffen wir dann die Weitung von St. Johann—Bischofshofen und den scharfen Querdurchbruch am Paß Luegg, wo die Felssohle der Salzach wieder ganz seicht liegt.

Im Ennstal ist zwischen Radstadt und Gröbming wieder eine ähnliche Talenge vorhanden, die mit dem hohen Konglomerat der Ramsau und dem stolzen Aufschwung des Dachsteins (2996 m) eng zusammenfällt (ähnlich mit Fig. 12).

An diese Eugtalstrecke schließt sich dann ostwärts eine lange Einbiegungsstrecke, über deren Schuttinbalt wir durch die Bohrung von Wörtschach unterrichtet sind. Diese hat von 0—12 m Humus—Torf—Letten, von 12—195 m Flußschotter—Konglomerate—Sande und Letten—Konglomerate—Sande durchstoßen und bei 195 m Tiefe das Grundgebirge (Werfener Sandsteine) erreicht.

Diese Einbiegung reicht bis in das Becken von Admont, wo sie von der Durchbruchsstrecke des Gesäuses abgelöst wird.

Im Gesäuse ist die Felssohle des Tales in mäßiger Tiefe zu finden, wenn auch die von heiden Seiten abgefallenen Bergsturm Massen sehr viel Trümmerwerk aufgeladen haben.

Das Gesäuse ist wieder eine Hebungszone und wieder von alten, hohen Konglomeraten beim Scheibenbauer und in der Wag begleitet.

Von Hieflau bis zum Austritt der Enns aus den Alpen liegt die Talsoble nirgends tief.

Unterhalb von Steyr haben neue Bohrungen dieselbe bereits in zirka 5 m Tiefe festgestellt.

Ich möchte dieser kurzen Uebersicht nur noch einige Angaben über das Savetal zufügen.

Die Wurzener Save tritt bei Moste, die Wocheiner Save bei Skale in das Becken von Radmannsdorf ein.

Wir befinden uns noch im absinkenden Teil einer Hebungszone.

Die alten Konglomerate liegen hoch über dem Flußbett, das sich sogar durch die jungen Konglomerate bis in den Tertiärsockel hinabgeschnitten hat.

Bei Radmannsdorf liegen die Jungendmoränen, während Altendmoränen nicht bekannt geworden sind.

Wandern wir flußabwärts, so sinken erst der Tertiärsockel, dann die alten und endlich auch die jungen Konglomerate unter das Flußbett und unter das Laibacher Moor hinunter. Da nun die Moränen des Ilovca-Plateaus bei Radmannsdorf noch um zirka 300 m höher als die Jungendmoränen lagern, so vermute ich, daß in der Einbiegung des Laibacher Moores nicht nur die alten und jungen Saveaufschüttungen, sondern auch der vermißte Altendmoränengürtel begraben liegt.

Diese kurze Uebersicht dürfte vorläufig genügen, um der Arbeitshypothese der quartären Talverbiegungen den nötigen Untergrund zu verschaffen.

Diese Hypothese besitzt eine weite Anwendungsfähigkeit und zeigt uns das Alpengebäude bis in die neueste Zeit herauf von einer inneren Bewegtheit und Beweglichkeit durchdrungen, die man früher nicht anzunehmen wagte.

Steht doch noch die große Glazialstratigraphie von Penck und Brückner samt dem meisten daran gehängten Schülerwerk im wesentlichen auf der Annahme einer weitgehenden Stabilität des Alpenkörpers während der ganzen Quartärzeit. Quartäre Einbiegungen wie jene der lombardischen Ebene sind aber keine Seltenheiten und auch im Innern der Alpen in verschiedenen Flußgebieten in derselben und sogar noch größeren Tiefen vorhanden.

Eine erneute Durchforschung der Alpen in dieser Richtung kann nicht umgangen werden.

Die Tektonik spielt im Quartär eine sehr bedeutende Rolle, wenn es sich auch nicht so sehr um Faltungen, Schiebungen und Verwerfungen als vielmehr um Verbiegungen handelt.

Eine Durchsicht der mir persönlich bekannt gewordenen Tektonik verschiedener Tertiär- und Kreidebecken der Ostalpen hat mich übrigens zu der Einsicht geführt, daß auch schon damals neben der stellenweise sehr kräftigen Faltung und Ueberschiebung doch auch Verbiegungen mitgespielt haben, denen die trichter- bis kahnförmigen

Ausgestaltungen dieser Becken zuzuschreiben sind, welche durchaus keine einfachen, regelrechten Faltungsmulden vorstellen.

Wenn die quartären Verbiegungen die hier vorgeführte Bedeutung besitzen, so ist klar, daß eine Auflösung der Schotterdecken nach ihren verschiedenen Niveaus ebenso hinfällig ist, wie die von mir seit 1912 bekämpfte Ableitung derselben Schotterssysteme von jeweils dazugehörigen Endmoränenzonen.

So würden sich als die drei voneinander unabhängigen geologischen Hauptfunktionen des alpinen Quartärs die Großvergletscherungen mit ihrem Rückzugsgefølge, die klimatisch verursachte allgemeine Gehängeverschüttung und die Flußaufschüttungen infolge der Verbiegungen ergehen.

Wien, Mai 1921.

Zur Erinnerung an Guido Stache.

Von Fritz Kerner.

Nun ist auch der letzte jener großen Pioniere der geologischen Erforschung Altösterreichs heimgegangen, deren Schaffensbeginn schon in das erste Jahrzehnt des Bestandes unserer Reichsanstalt fiel. Am 11. April ist hier nach längerem Leiden im Alter von 88 Jahren Guido Stache gestorben. Der Verblichene trat im Jahre 1857 in die im Jahre 1848 gegründete Anstalt ein, um sich ihren großen Aufgaben durch 45 Jahre seines Lebens mit rastlosem Eifer und unermüdlichem Fleiße voll und ganz zu widmen. Es war in der Sachlage begründet, daß an jene Männer, denen die erste systematische Erforschung der geologischen Verhältnisse des österreichischen Kaiserstaates oblag, noch mannigfachere Aufgaben herantraten als an jene, die später auf schon geschaffenen Grundlagen weiterzubauen hatten. Aber jene Mannigfaltigkeit der Leistungen durfte auch nicht den Schein von Zersplitterung annehmen und mußte Vielseitigkeit im besten Sinne des Wortes sein. So war es auch bei dem Vorkämpfer der Wissenschaft, den wir jüngst zu Grahe geleiteten. Von den eisumstarrten Bergriesen Südweshtirols bis hinab zu den flutumrauschten Klippen Dalmatiens, bis hinüber zu den fernen Bergen Transsilvaniens und bis hinauf zu den Schluchten der Tatra war Stache als Aufnahmegeologe mit großen Erfolgen tätig. Bei der Buntheit der geologischen Zusammensetzung Altösterreichs waren auf weit auseinanderliegende Gaue des Reiches sich erstreckende Aufnahmen gleichbedeutend mit der Betätigung in sehr verschiedenen Zweigen geologischer Forschung. In einem selbst für die Zeitperiode seines Schaffens seltenen Maße beherrschte Stache gleichzeitig das petrographische und paläontologische Arbeitsfeld und auf letzterem bewegte er sich gleich gewandt auf ganz verschiedenen Gebieten. Erreichte eine aussichtsreiche Erforschung des südalpinen Paläozoikums volle Vertrautheit mit den Gruppen der Brachiopoden, Orthoceren und Graptoliten, so war für eine Erfolg versprechende Förderung der Karstgeologie Gedächtnis im Erkennen von Bivalven und Gastropoden und gediegenes Fachwissen in der Foraminiferenkunde nötig.

Als seltsame Fügung möchte man es fast bezeichnen, daß der Dahingeschiedene während seiner ganzen mehr als vierzigjährigen Dienstzeit gerade den nördlichen Randgebieten Altösterreichs, den Sudetenländern und dem Karpathenvorlande fernblieb (abgesehen

von einer kurzen im Auftrage des Werner-Vereines unternommenen Studienfahrt im Jahre 1860), da er doch selbst aus dem mit diesen Ländern geologisch eng verknüpften Preußisch-Schlesien nach Wien gekommen war.

Guido Karl Heinrich Stache wurde am 28. März 1833 zu Namslau in Preußisch-Schlesien geboren, verlor schon früh seinen Vater und kam als Knabe mit seiner Mutter nach Breslau, woselbst er später das St. Matthias-Gymnasium besuchte. Nach Ablegung der Reifeprüfung nahm er zunächst die Stelle eines Hauslehrers in der Familie eines posenschen Gutsbesitzers an, kehrte aber schon nach Jahresfrist wieder nach Breslau zurück, um den Beginn der Hochschulstudien nicht weiter zu verzögern. Ein Jahr später ging Stache nach Berlin, woselbst er drei Semester verblieb, um dann wieder in die Arme der Breslauer Alma mater zurückzukehren und dieser nun bis zur Erlangung des Doktorgrades treu zu bleiben. Unter Anderen waren Rose und Beyrich, Bunsen, Goepfert und Al. Braun, Dove und Poggendorf, Ritter und Johannes Müller seine Lehrer. Seine auf Anregung Goepferts entstandene Dissertationsschrift behandelte den Bau der rezenten und fossilen Casuarineen.

Im Jahre 1857 trat Stache zugleich mit Richthofen in die geologische Reichsanstalt ein, während Zepharovic und Hochstetter dieselbe verließen. Er wurde zunächst an Stelle Sturs als Hilfsgeologe dem Bergrate Lipold bei der Aufnahme Kraius zugeteilt und hatte so Gelegenheit, über Formationen, die für ihn später als Arbeitsziele von größter Bedeutung wurden — südalpines Paläozoikum und Karstkreide — erste Eindrücke zu gewinnen. Es waren zunächst die Gegenden von Moettling, Neustadt und Gottschee, welche er beging. Die folgenden Jahre führten dann schon zu einer eingehenden Durchforschung des bis dahin stratigraphisch noch wenig untersuchten Karstes. Sie betraf vorerst die weiteren Umgebungen von Adelsberg und Triest, dann wurde sie auch auf die istrische Halbinsel und auf die Inseln des Quarnero ausgedehnt. Als reife Frucht dieser Arbeiten erschien im Jahre 1859 der erste Teil der „Eocängebiete Innerkrains und Istriens“. Schon in dieser wertvollen Arbeit zeigte sich der Autor als Meister in der Durchdringung des Stoffes nach allen Seiten hin. So brachte sie, wie auch spätere Werke des Verfassers, eine gründliche einleitende Betrachtung über die Morphologie des untersuchten Gebietes. Die reiche stratigraphische und fazielle Gliederung des karstländischen Alttertiärs wurde da in ihren Hauptzügen und Einzelheiten schon festgelegt, die vom Autor erst entdeckte liburnische Zwischenbildung in ihrer großen Bedeutung für die geologische Geschichte der Karstländer schon voll erkannt. Auch das Wesen des geologischen Baues dieser Länder, der zonenweise Wechsel flacher Wölbung und zum Uebergang in Schuppung neigender Engfaltung, war klar erfaßt und — durch viele Durchschnitte erläutert — in erscböpfender Art zur Darstellung gebracht.

Das Jahr 1860 brachte für Stache die Inangriffnahme der Bebauung eines zweiten in sich abgeschlossenen Arbeitsfeldes, des

westlichen Siebenbürgen. Der geologischen Aufnahme des Réz- und Bukgebirges und der Umgebungen von Klausenburg hatte er hier seine Kräfte zu widmen. Kartierungsarbeiten in Südwestungarn, im Bakonyer Wald, schlossen sich im folgenden Jahre an.

Im Sommer 1862 fand dann die von Hauer und Stache in Begleitung Zittels unter schwierigen Verhältnissen durchgeführte Uebersichtsaufnahme ganz Dalmatiens statt, welche zur Entdeckung der Triasfaunen von Muč und vom Debelo Brdo und zur Auffindung der Neogenfauna von Turiake und Miočić führte und erste Einblicke in die Geologie der Südspitze Oesterreichs bot, die in ihrer ungewöhnlich großen stratigraphischen Mannigfaltigkeit und tektonischen Verwickeltheit später durch Bukowskis unermüdlichen Eifer entwirrt wurde. Staches schon im Nordkarste gewonnene Erkenntnisse waren eine der Voraussetzungen für die Durchführbarkeit des vorgenannten Unternehmens in so kurzer Zeit. Schon im folgenden Jahre wurde die geologische Uebersichtskarte Dalmatiens vorgelegt. Auch das Erscheinen der von Hauer und Stache verfaßten Geologie von Siebenbürgen fiel in dieses Jahr. Letzterem fiel die Bearbeitung des kristallinen Gebirges, der tertiären Eruptiva und des älteren Tertiärgebirges zu. Es tritt da volle Gewandtheit in der Beurteilung der schwierigen Fragen der Eruptionfolgen und Altersdeutung der Gesteine hervor. Eine zweimalige Aufeinanderfolge basischer auf relativ saurer Gesteine wird aufgezeigt; die Abgrenzung der Grünsteintrachyte und Rhyolithe erscheint in einer von Richthofen etwas abweichenden Weise durchgeführt. Den Eocänschichten wird eine sehr feine faunistische und fazielle Gliederung zuteil.

Für einen rastlos schaffenden Forschergeist, wie es Stache war, der sich des alten Haidinger Wahlspruch: „nie ermüdet stille stehen“ zu dem seinigen gemacht, konnte die Erreichung der Erkenntnisstufe, die im Entwurfe einer geologischen Uebersichtskarte der Karstländer — soweit sie in Oesterreichs Gemarkung fielen — ihren Ausdruck fand, nicht der Anreiz auch nur zu einer Ruhepause in der karstgeologischen Forschung sein. Es galt nun, all die noch verbliebenen Lücken auszufüllen, zahlreiche Ergänzungen und Verbesserungen anzubringen, die Erkenntnis noch zu vertiefen. Von dem Gesichtspunkte aus betrachtet, welcher im zweiten Jahrzehnt des Bestandes der geologischen Reichsanstalt vor allem zur Geltung kam, war aber die besagte Karte doch als ein vorläufiger Abschluß der geologischen Erforschung der Küstenländer Oesterreichs zu bewerten. Es galt, Staches wertvolle Arbeitskraft nun für große neue Aufgaben freizubekommen. Die Beschäftigung mit den Problemen des Südens trat nun zurück und das Jahr 1863 bezeichnet den Beginn einer zweiten Schaffensperiode des Verbliebenen an unserem Institute. Sie war der Untersuchung der geologisch äußerst mannigfaltigen Bergländer Oberungarns geweiht.

Einem schon im Jahre 1863 dem Inovecgebirge abgestatteten Besuche folgte eine gründliche Durchforschung des Raiecztales, des Zjar- und Flachowagebirges, der westlichen Magura und der Umgebungen von Gran und Waitzen, an die sich Aufnahmen im Pik-

Gebirge und solche in den Bezirken von Erlau und Miskolcz angeschlossen. Hier bot sich Stache mehrfach Gelegenheit, sich als Aufnahmogeologe in altem Massengesteins- und Schiefergebirge und in jungeruptivem Gelände aufs beste zu bewähren. Bei diesen Reisen in Oberungarn war Stache zum Teil von dem damaligen Bergespektanten, nachmaligem Direktor der transleithanischen Schwesternanstalt, Böckh, begleitet. Beim weiteren Vordringen gegen Osten wurde im Sommer 1867 und in den folgenden Sommern auch die Hohe Tatra Forschungsziel, an deren Nordflanke eine sehr reiche Formationsentwicklung die Kartierungsarbeit anregend gestaltete. Ein wichtiges Ergebnis war hier die Feststellung von Kössener Schichten in einer versteinerungsreichen und in einer fossilarmen Fazies. Auch die pienninischen Klippen wurden Gegenstand einer Untersuchung, an der sich Neumayr und Höfer beteiligten. Stache betrachtete die Klippen als Reste eines komplizierten Faltsystems, das jenem Drucke seine Entstehung verdankt, den eine unter dem Karpathensandstein nicht zum Durchbruche gelangte eruptive Massenbewegung auf die zwischen ihr und dem Tatramassiv gelegenen Schichten ausübte.

Ihre östliche Grenze fanden Staches oberungarische Aufnahmen in der Gegend von Unghvar mit ihren ausgedehnten Andesit- und Andesituffhügeln und den an der Grenze gegen die Sandsteinzone aufragenden Klippen. So hatten sich diese Aufnahmen quer durch das ganze Berg- und Hügelland im Norden der Donau und Theißniederung erstreckt und eine große Fülle geologischer Tatsachen enthüllt. Von nutzbaren Mineralvorkommen wurde dabei ein Lager von kaolinartigem rhyolithischem Sedimentartuff im Borollegebirge entdeckt. Von karstgeologischen Arbeiten fielen in Staches oberungarische Zeit der Abschluß der „Eocangebiete Innerkrains und Istriens“ und eine im Auftrage der Triester Statthalterei vorgenommene Begutachtung der Frage einer Trinkwasserversorgung von Pirano und Dignano in Istrien.

Den Beginn eines dritten Abschnittes von Staches vielseitigem aufnahmogeologischem Schaffen bezeichnet das Jahr 1870, in welchem seine umfangreichen Arbeitsleistungen in den Alpen ihren Anfang nahmen. Den Ausgangspunkt für dieselben bildete das Zillertal, in dessen von firngekrönten Gipfeln umstellten Gründen Stache neben Granit- und Augengneisen schon viele Glieder der Schieferhülle unterschied. Zwei Jahre später erfolgte die Inangriffnahme der Arbeiten in den Gailtaler Alpen, die mit der Auffindung von Graptoliten in den Schiefen auf der Südseite des Osternig in sehr vielversprechender Weise eingeleitet wurden. Dieser Fund war von Aufsehen erregender Bedeutung, da er das schon von Tietze vermutete silurische Alter der einschließenden Gesteine sicherstellte und die Möglichkeit einer Gleichstellung mit außeralpinen Vorkommen, mit den oberen Silurstufen Sachsens und Böhmens bot. Auch die Kenntnis der Karbon- und Permablagerungen der Südalpen wurde sehr gefördert, unter anderem das Vorkommen von Fusulinenkalken festgestellt. Schon nach Jahresfrist — Stache war inzwischen Chefgeologe geworden — kam eine ausführliche Arbeit über das in Südkärnten erforschte Gebirge,

in welcher auch die Frage der Diskordanzen zwischen dem Urgebirge, den älteren Grauwacken und dem Karbon eingehende Würdigung fand. 1874 erschienen bereits die „Paläozoischen Gebiete der Ostalpen“ eines der Hauptwerke Staches, eine Musterleistung von Gediegenheit und Gründlichkeit in der Darstellung stratigraphischer und topisch-geologischer Sachlagen. Dem Dynamometamorphismus wurde hier keine große Rolle zugeschrieben und der hochgradig veränderte Lias West- und Zentraltirols als altpaläozoisch gedeutet. Im Jahre 1875 dehnte Stache seine alpengeologischen Forschungen auch auf das neuerdings von Hammer aufs genaueste untersuchte Ortlergebirge aus, in welchem er porphyritische, Quarz, Hornblende und zum Teil auch Biotit führende Ganggesteine feststellte, die Gegenstand einer im Verein mit John durchgeführten genauen Untersuchung wurden.

In jenes Jahr fiel auch Staches einzige in das Ausland unternommene Forschungsreise, seine Expedition nach Tunis. Sie kam auf Hochstetters Anregung zustande und bezweckte zunächst eine Ueberprüfung des bekannten Durchstichprojektes Roudaires (Gabes-Chott el Fedjedj); außerdem besuchte Stache das Gelände südöstlich der Hauptstadt, das Thermalgebiet von Hammam el Enf, den Djebel Reças, dessen Blei- und Zinkerzschläuche er den Typhonen Pošepnys verglich und die Umgebung von Zaghouan.

Auch das südöstliche Tirol, die linken Seitentäler des Etsch- und Pustertales wurden von Stache in sein Forschungsbereich gezogen und hier gelang es ihm, bei St. Martin im Enneberg, in den Dyaskalken eine an Bellerophoniten reiche Fauna zu entdecken, die sich dann auch im Grödner-, Sexten- und Pragsertal fand. Endlich wandte sich Stache auch der Adamellogruppe zu, die er als hochinteressantes, aber auch sehr schwer zu bereisendes Arbeitsgebiet erkannte. Hier war zunächst die Auffindung von Lherzoliten in den Schluchten von Albino, Strino und San Valentino von Bedeutung, da man vordem nur aus dem Ultentale Findlinge von Olivingesteinen gekannt hatte. Schon Stache wies die Aufeinanderfolge mehrerer Epochen von vulkanischer Tätigkeit im Adamellostocke nach und glaubte in den von ihm als „subvulkanische Fazies“ bezeichneten Bildungen das Ergebnis einer anormalen mit Deckenergüssen wechselnden Sedimentation zu erkennen.

Im Jahre 1883 waren die mühevollen, aber ergebnisreichen Aufnahmen in Tirol, an denen im Südwesten auch Teller teilgenommen hatte, im wesentlichen abgeschlossen — das untere Etschtal selbst wurde später das Arbeitsgebiet Vaceks — und nun wandte sich Stache wieder den karuischen Alpen zu, deren Untersuchung aber auch seit den schon bei ihrer Inangriffnahme erzielten Erfolgen nicht ganz geruht hatte. Das Glück — oder wohl richtiger die besondere Begabung — wichtige Entdeckungen zu machen, hatte ihn seit den Graptolitenfunden nicht verlassen; so wurden von ihm in den Kalken des Sonnsteins Orthoceren sowie Korallen und Crinoiden, in jenem am Roßkopf Favositen und bei Pontafel Spiriferen des südtiroler Bellerophonkalkes entdeckt. Neben der Stratigraphie war auch die Tektonik stets Gegenstand seines Forschens; er erkannte, daß der Faltenbau des Gebirges schon in vordyadischer Zeit bestand.

Die wichtigsten Ergebnisse seiner alpengeologischen Aufnahmen hatte Stache in fortlaufenden Berichten mitgeteilt. Langsamer schritt die Bearbeitung der gesammelten Fossilschätze voran, doch brachte das Jahr 1884 die wichtige zusammenfassende Schrift über die „Silurbildungen der Ostalpen mit Bemerkungen über die Devon-, Karbon- und Permschichten dieses Gebietes“, welche in der Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft erschien. Zu jener Zeit geschah auch die Untersuchung eines Teiles der von Hochstetter aus Neuseeland mitgebrachten Petrefakten und die Bearbeitung der Kohlenkalkfauna, welche Lenz auf seinem berühmten Zuge nach Timbuktu gesammelt hatte. Im Jahre 1885 zum Vizedirektor der geologischen Reichsanstalt ernannt und vom normalen Aufnahmsdienste enthoben, wandte sich Stache wieder mehr der Karstgeologie zu, deren Pflege zur Zeit seiner stärksten Inanspruchnahme in Tirol wohl zurückgedrängt, aber nicht ganz unterbrochen war. Das Jahr 1877, in welches — wie nachtragend erwähnt sei — die Verleihung des Oberbergratstitels fiel, hatte die verbesserte Uebersichtskarte der österreichischen Küstenländer gebracht. Er unternahm Revisionstouren im Isonzogebiet und bei Triest und eine Reise nach Dalmatien, der sich Arthaber anschloß. Eine wichtige ihm zugefallene Aufgabe war das Studium der Trinkwasserversorgung von Pola, das schon im Jahre 1880 begann und neun Jahre später zu einem sehr umfangreichen, das Thema von allen Seiten, auch von der meteorologischen, erschöpfend beleuchtenden Gutachten ausreifte. Ergänzend sei bemerkt, daß Stache während seiner Tiroler Aufnahmen auch einmal über die Wasserversorgung eines größeren Gemeinwesens, der Stadt Bozen, Vorschläge zu erstatten hatte.

Im Jahre 1889 erschien der erste Teil des großangelegten Werkes über die Liburnische Stufe und deren Grenzhorizonte, die geologische Einleitung und die Beschreibung der Faunen und Florenreste der Protozänsschichten des nördlichen Verbreitungsgebietes umfassend, die Frucht sehr emsiger Arbeit in den vorausgegangenen Jahren. Auch die Bearbeitung der Silurfaunen der Ostalpen schritt rüstig voran und Stache machte Mitteilungen über den Stand dieser Angelegenheit. Da kam eine wohl vorauszusehen gewesene Wendung der Dinge, durch die all dies wissenschaftliche Schaffen eine jähe Unterbrechung erlitt.

Nachdem Stache nach Sturs krankheitshalber erfolgter Beurlaubung schon am 5. April 1892 mit der Leitung der geologischen Reichsanstalt betraut worden war, erfolgte am 21. Oktober desselben Jahres seine Ernennung zu ihrem Direktor. In seiner in der Sitzung am 22. November gehaltenen Ansprache bezeichnete der Neuernannte die planmäßige Neugestaltung des Museums der geologischen Reichsanstalt und die Sicherstellung der Herausgabe der geologischen Spezialkarte Zisleithaniens nach technisch und wissenschaftlich einheitlichen Normen als seine Hauptprogrammunkte. Es war Staches Eigenart, sich einmal übernommenen Aufgaben und Verpflichtungen mit aller Kraft zu widmen und so verwandte er auch auf die Führung der Direktionsgeschäfte ein Höchstmaß von Mühewaltung und Aufopferung. Vielen schien es wohl, daß er da manches allzu schwer

genommen, sich manches allzu schwer gemacht habe. Was den ersten der genannten Programmpunkte betrifft, so wird man sich auch in einem Nekrologe, in dem das *de mortuis nil nisi bene* gilt, nicht scheuen, zu sagen, daß seine Durchführung keine glückliche war und der Sache nicht zum Segen gereichte.

Was die Herausgabe der geologischen Spezialkarte in Farbendruck anbelangt, so schien es Manchen wohl, daß bei der Aufstellung der wissenschaftlich einheitlichen Normen, nach denen diese Herausgabe erfolgen sollte, Stache nach zu engen und strengen Gesichtspunkten verfuhr, doch handelte es sich um einen Sachverhalt, in dem wohl fallweise Lockerung ursprünglicher Bindungen passend war, es aber nicht am Platze gewesen wäre, schon von vornherein Willkür zu gestatten. Die sehr schmeichelhafte Anerkennung, welche dem von uns edierten Kartenwerke von verschiedenen Seiten gezollt wurde, durften wohl zunächst die Autoren für sich selbst beanspruchen; in zweiter Linie konnte sie der erste Kartenredakteur, unser unvergeßlicher Teller, für sich buchen, doch bedurfte es auch eines tatkräftigen Eingreifens der Anstaltsleitung selbst, um das Werk zu organisieren. So gebührt Stache, wenn er sich auch auf schon vorbereitende Maßnahmen seines Amtsvorgängers stützen konnte, bei der Schöpfung der österreichischen geologischen Karte in Farbendruck vieles Verdienst. Die Karte bedeutete einen wichtigen Fortschritt in der Sichtbarmachung der erfolgreichen Leistungen der Anstaltsgeologen gegenüber der vordem nur gefärbten fallweisen Abgabe von handkolorierten Kopien.

Stache trachtete danach, seine geologischen Arbeitsfelder, die er nun nicht mehr selbst bestellen konnte, jüngeren Kräften zu übertragen. Für die transleithanischen Arbeiten kam eine Fortführung wohl nicht mehr in Betracht, auch für die tirolischen wurde sie von ihm zunächst nicht in die Wege geleitet, wohl aber für die Gailtaler Alpen, deren stratigraphisch wie tektonisch lohnende Aufnahme er dem schon in den Nordalpen bestbewährten Geyer anvertraute und für Dalmatien, dessen südlichen Teil Bukowski und dessen Mittelstück Kerner zugewiesen erhielt. Später wurden noch Schubert und Waagen dazu ausersehen, Staches geologisches Erbe, ersterer in Norddalmatien, letzterer im Quarnero und in Istrien anzutreten. Zu Staches Programmpunkten zählte auch eine Neuordnung unserer Bibliothek.

Besonders lag ihm aber eine Vermehrung des Personalstandes an dem seiner Leitung anvertrauten Institute am Herzen. Das Reichsgebiet war groß und größtenteils geologisch kompliziert gebaut. Ging auch die Herstellung der Karten in Farbendruck anfangs langsam vonstatten, so lag doch die Sorge nicht fern, daß, da die vorgelegenen Manuskriptkarten zwecks Herausgabe im Drucke einer Reambulierung bedurften, aus der in vielen Fällen eine Neuaufnahme erwuchs, ein Zeitpunkt kommen könnte, von dem ab die Verarbeitung der Kartengrundlagen rascher vorschreiten würde als ihre Nachbeschaffung, so daß eine Erschöpfung des Vorrates an druckfähigem Material und eine Lahmlegung der Kartenherausgabe hätte drohen müssen. So schien eine Vermehrung der Zahl der Aufnahmsgeologen

ein dringendes Erfordernis, um so mehr, als deren Inanspruchnahme für Sonderzwecke wuchs. Natürlich blieb es auch Stache nicht erspart, den mit motivierten Denkschriften und Vorgesprächen, dringlichen Eingaben, mündlichen und schriftlichen Urzügen gepflasterten Weg zu wandeln, der von der wohlwollenden Kenntnisnahme über die Bewilligung zur Durchführung erstatteter Vorschläge führt.

Am 15. November 1896 wurde dem Verblichenen der Titel und Charakter eines Hofrates verliehen. In das Jahr 1900 fiel das 50jährige Jubiläum der geologischen Reichsanstalt. Es war Staches Herzenswunsch, dieses Ereignis in einer seiner Bedeutung würdigen Weise zu feiern. In der Tat nahm die Festsitzung am 9. Juni dank umsichtiger Vorbereitung einen glanzvollen Verlauf. Es waren zu ihr die Vertreter zahlreicher offizieller Stellen und Abgesandte vieler wissenschaftlicher Gesellschaften erschienen, um ihre Glückwünsche darzubringen und aus allen Teilen der Gelehrtenwelt liefen Begrüßungsdemeschen ein. Eine von Stache verfaßte, die Entwicklung der geologischen Reichsanstalt im Laufe halbhundertjährigen Bestandes schildernde Festschrift wurde das bleibende Erinnerungszeichen an jenen bedeutsamen Tag.

Da Stache, wie schon angedeutet, bei der Direktionsführung seine Kräfte mehr verbrauchte, als es hätte sein müssen, konnte es nicht wundernehmen, daß sich bei ihm um die Jahrhundertwende schon Zeichen von Amtsmüdigkeit einschlichen. Inspektionsreisen, die er zu den mit der Fortführung seiner alpen- und karstländischen Arbeiten betrauten Geologen unternahm, konnten jeweils nur kurze Erholung, aber keinen Vollersatz verbrauchter Kräfte verschaffen. Auch die von rangnächsten Kollegen ausgedrückte Bereitwilligkeit, einen Teil der Direktionsbürden auf sich zu nehmen, konnte zu keiner weitgehenden Entlastung des Ueberbürdeten führen, da derselbe, abgeneigt, die Zügel aus der Hand zu geben, von jenen Anerbietungen nur bedingt Gebrauch machte. So fühlte sich Stache nicht mehr einer Sache gewachsen, die in noch viel größerem Maße, als dies bei dem besagten Jubelfeste der Fall war, eine Inanspruchnahme weit über den Rahmen der normalen Anstaltsbetriebsführung hinaus bedingt hätte, nicht mehr der Aufgabe gewachsen, die Leitung der Vorherreitungen für den IX. internationalen Geologenkongreß zu übernehmen, der im Sommer 1903 in Wien tagen sollte. Es lag in der Natur der Dinge, daß diese Aufgabe dem Direktor des geologischen Reichsinstitutes zufiel. Stache fühlte es selbst, daß für den Präsidenschafts-posten des Kongresses sein präsumtiver Amtsnachfolger ob seiner vielen wissenschaftlichen und persönlichen Beziehungen zu ausländischen Forschern und gelehrten Gesellschaften, ob seiner durch Delegierung zu mehreren vorausgegangenen Kongressen schon gewonnenen reichen Erfahrungen über die Durchführung solcher Veranstaltungen und nicht zuletzt ob vollkommenster Beherrschung jener Weltsprachen, denen auch bei einer internationalen Gelehrtenvereinigung auf deutschem Boden neben der Landessprache eine Rolle zufiel, weit besser geeignet wäre. Wer die in formvollendetem Französisch gehaltene Eröffnungsrede Tietzes am Wiener Geologen-Kongresse anhörte, verließ damals den Festsaal in der Ueberzeugung, daß sich

für die Präsidentenstelle keine bessere Wahl hätte treffen lassen. Dem Organisationskomitee gehörte der zum Rücktritte entschlossene Direktor noch als Mitglied an, am Kongresse selbst nahm er aber nicht mehr teil. Am 16. Juli 1902 wurde Stache, nachdem am 29. Juni des vorausgegangenen Jahres seine Einreihung in die V. Rangsklasse erfolgt war, mit allerhöchster Anerkennung in den bleibenden Ruhestand versetzt. Am 18. November desselben Jahres hielt er in der ersten Herbstsitzung eine Ansprache, in welcher er nach 45-jähriger Dienstleistung von allen Amtsgenossen, die ihn bei der Durchführung seiner Aufgaben unterstützt hatten, Abschied nahm, worauf sein Nachfolger im Namen der Versammelten das Wort ergriff, um an den Scheidenden warme Dankesworte zu richten.

Ein Jahr später feierte Stache seinen 70. Geburtstag, aus dessen Anlaß ihm eine künstlerisch ausgestattete Adresse nach Triest, wo er eben weilte, nachgesandt wurde. Zwei Jahre später fiel die Feier seines 50-jährigen Doktorjubiläums, zu welchem ihm die philosophische Fakultät der Breslauer Universität das Diplom erneuerte, rühmend der großen Verdienste gedenkend, die sich ihr Jünger in diesem Halbjahrhundert um die geologische Wissenschaft erworben hatte.

Das Scheiden vom Direktorposten, die Befreiung von der drückenden Last der Amtsgeschäfte und Anstaltsorgen wurde für Stache der Beginn eines allerdings weit in den Herbst hinein verspäteten Nachsommers in seinem Leben. Mit größtem Eifer schickte er sich an, die unfreiwillig so lange unterbrochene wissenschaftliche Tätigkeit wieder aufzunehmen. Er wandte Wien, das ihm gleich jedem naturfrohen Feldgeologen nur als häßlicher Wohnort dünken konnte, den Rücken, um die kältere Jahreszeit in Görz, die wärmere in Villach zu verbringen. So konnte er nun wieder die Reize des Südländes und die Schönheit der Alpen in vollen Zügen genießen und beide Orte waren trefflich gewählt als Stützpunkte zu neuer Förderung zweier Hauptziele seines Lebens, der geologischen Karst- und Südalpenforschung. Um das, was beim Abschied vom Aufnahmsdienste an feldgeologischer Ergänzungsarbeit noch zu leisten war, nachzuholen, reichten nun freilich die Körperkräfte nicht mehr aus; dagegen war Stache mit Erfolg bestrebt, die fossilen Floren- und Faunenschätze seiner Arbeitsgebiete zu heben, indem er tüchtige Sammler zu gewinnen verstand, durch deren Eifer und Glück manch wertvoller neuer Fund an den Tag kam. Bei der Bearbeitung dieser Funde entwickelte Stache aber noch die Meisterschaft des über reichste fachwissenschaftliche Erfahrungen verfügenden Gelehrten. Und es war dies anzustauen, da es ihm nicht leicht fallen mochte, nach so langen Jahren, in denen es ihm an Zeit gebrach, dem raschen Fortschreiten der Petrefaktenkunde zu folgen, sich zu dem inzwischen erreichten Stande dieser Wissenschaft aufzuschwingen. Zwei Arbeiten: „Aeltere und neuere Beobachtungen über die Gattung *Bradya*“ und „*Sontiochelys*, ein neuer Typus von Lurchschildkröten aus der unterkretazischen Fischschieferzone des Monte Santo bei Görz“, waren die Früchte von Staches neubelebter wissenschaftlicher Tätigkeit, an die sich einige Jahre später noch eine dritte Arbeit „Ueber *Rhipidionina* und *Rhapydionina*“, zwei neubenannte Miliolidentypen

der unteren Grenzstufe des küstenländischen Paläogens“ anschoß. So konnten die Anstaltsmitglieder in der künstlerisch ausgestatteten Adresse, welche sie an den nunmehr Verbliebenen zu seinem 80. Geburtstag nach Görz sandten, ihrer aufrichtigen Freude darüber Ausdruck geben, daß der hochverehrte Jubilar noch in allerjüngster Zeit sein Interesse an den Fortschritten der Wissenschaft durch eigene Mitarbeit bekundete.

Zu einer großzügigen Wiederaufnahme der durch die Anstaltsführung jäh unterbrochenen Arbeiten kam es freilich nicht mehr und so blieben zwei Hauptwerke Staches, die Liburnische Stufe und die Silurfauen der Ostalpen, für welche letztere schon viele Tafeln gezeichnet waren, leider unvollendet. Auch in Sachen einer eigenen Beitragsleistung zu dem von ihm selbst ins Leben gerufenen Kartenwerke ließ sich Stache zum Opfer des Spruches, daß das Bessere der Feind des Guten sei, werden. Er konnte sich nicht entschließen, seine istrianer Kartenblätter herauszugeben und lieferte nur widerstrebend auf wiederholtes Drängen Tellers die Vorlagen zur Herstellung der Blätter Görz und Triest aus. Der Weltkrieg machte Staches zugvogelgleichem Wechselleben an der Drau und am Isonzobald ein jähes Ende. Görz wurde schon im zweiten Kriegesjahre schlachtenumtobt, um lange eine der von Kanonendonner meistumdröhnten Grenzstädte des ehemaligen Reiches zu bleiben. Aber auch Villach konnte nach Ausbruch des italischen Krieges nicht mehr einen angenehmen Aufenthalt bieten. Stache zog sich nun wieder nach Wien zurück und nun folgte dem späten Nachsommer unvermittelt des Lebens Winter in rauher Gestalt. Noch aber blieb der schon Achtzigjährige von wissenschaftlichem Streben erfüllt. Der Gedanke an die Niederschrift eines einleitenden, die Physiognomik und Morphologie behandelnden Teiles zu einer großangelegten Geologie der Karstländer sowie der Plan einer Ausstattung derselben mit eigenen photographischen Landschaftsaufnahmen beschäftigte ihn und vermochte es, ihm in die Trübe der Kriegsjahre einige Lichtblicke zu bringen.

Staches Dasein in der noch trüberen Nachkriegszeit entsprach dem Inbegriffe dessen, was die hierzulande nun zu trauriger Beflügelung gelangten Worte „Kummervolle Lage der Altpensionisten“ ausdrücken sollen. Leider nahmen nun auch Staches Körperkräfte so sehr ab, daß er seine Wohnung nicht mehr zu verlassen imstande war; da ereilte ihn noch das Mißgeschick, zu stürzen und sich eine Zerrung zuzuziehen und aus der Fesselung ans Zimmer wurde eine Fesselung ans Bett. Welch' tiefbetäubendes Dasein für einen Mann, dessen Lebensinhalt einst das den Geheimnissen der Natur nachspürende Wandern über Berg und Tal gewesen war. Wohl nahmen sich Personen aus alten Freundeskreisen seiner an, erledigten für ihn Angelegenheiten, suchten ihm Hilfe zu bringen oder durch Besuche seine quälende Einsamkeit zu lindern. Staches Zustand war aber nun trotz aufmerksamer Pflege durch seine langjährige Wirtschafterin dahin gelangt, wo man den Tod einen Erlöser nennt und dieser ließ nicht lange auf sich warten.

Stache war unvermögt. Ein Bruder und eine Schwester waren dem Verbliebenen schon lange im Tode vorausgeeilt. So ist er ganz

vereinsamt ohne nahe und ferne Verwandte gestorben und der Stätte seines langjährigen Wirkens fiel es zu, die Nachricht von seinem Hinscheiden hinauszugeben. In der Wiener Gesellschaft spielte Stache keine Rolle. Auch trat er — außerhalb des Rahmens der Reichsanstalt — nicht in die Öffentlichkeit. Auch seine Teilnahme an wissenschaftlichen Verbänden und Versammlungen war gering. Still, in strenger Pflichterfüllung glitt sein Leben dahin. So kam es, daß die Zahl der Ehrungen und Anerkennungen, die ihm zuteil wurden, spärlicher war als seinen großen Leistungen entsprochen hätte. Er war Besitzer des Ordens der eisernen Krone III. Kl., des kaiserlich-russischen Stanislaus-Ordens III. Kl., des Komtur-Kreuzes II. Kl. des königl. sächsischen Albrechts-Ordens und Kommandeur des tunesischen Niscian Iftkbar-Ordens, Ehrenmitglied der Societa Adriatica die science naturali in Triest, der ungarischen geologischen Gesellschaft und des Franzisko Carolinums in Linz, koresp. Mitglied der Isis, eine Zeitlang auch Adjunkt der Leopoldinisch-Karolinischen Akademie.

Staches wissenschaftliche Bedeutung lag vor allem in seiner wertvollen Mitarbeit an der geologischen Erschließung dreier wichtiger Faltengebirge der Erde: der Ostalpen, der Karpathen und der illyrisch-dinarischen Ketten. Auch zur Petrefaktenkunde lieferte er bedeutsame Beiträge. Als Schöpfer großzügiger Hypothesen und Theorien tat er sich nicht hervor, obschon ihn die Vielseitigkeit seiner Erfahrungen vor dem Fehler so mancher Hypothesenschmiede, auf eng umgrenztem Arbeitsfeld gewonnene Anschauungen zu verallgemeinern, bewahrt hätte. Dagegen lag es ihm ganz fern, sich auf eine bloße Mitteilung von Beobachtungen zu beschränken. Wo bei seinen Arbeiten Probleme auftauchten, griff er sie auf und suchte er und fand er für sie eine Lösung, die er aber stets nur für eine mögliche ansah und als solche dem Urteile der Fachwelt überließ. Alles eitle selbstgefällige Anpreisen und Aufdrängen eigener Meinung war ihm fremd. So brachten ihn seine Aufnahmen in den Zentralalpen mit den Fragen des Metamorphismus, jene in Siebenbürgen in Oberungarn und im Adamello mit den Fragen des Vulkanismus und Plutonismus in Berührung, führten die Arbeiten in Istrien zum Anschneiden der Probleme des Karstes und der Roterdebildung, und gar oft ergab sich für ihn Gelegenheit, zu tektonischen Rätseln Stellung zu nehmen.

Der Schreiber dieser Zeilen lernte den Dahingeschiedenen erst bald nach dessen Direktionsantritt persönlich kennen. Er kann so aus eigener Erinnerung ihn nur als im Dienstverkehre freundlichen und wohlwollenden Amtsvorstand und als fernab von den beklemmenden und dumpfigen Amtsräumen auf hoher Alm und auf Dalmatiens sonnigen Karsthochflächen frohgemuten und heiteren väterlichen Freund rühmen. Kennzeichnend im Verkehr mit ihm war der hohe Ernst, mit dem er die Beschäftigung mit der Wissenschaft auffaßte. Jeder Anflug von wissenschaftlichem Zynismus, von Belächelung und Bespöttelung redlichen Mühens um Erkenntnis war ihm fremd. Alles Tändeln und Flirten, Prunken und Flunkern mit der Wissenschaft, alles Streben, mit ihr zu glänzen und zu blenden, haßte er. Eigenen Vorteil und Nutzen aus ihr zu ziehen, schien er zu verschmähen.

Auf volle Freiheit in der wissenschaftlichen Meinungsäußerung legte er höchsten Wert und wahrte sie uneingeschränkt den Mitgliedern seines Institutes. Gespräche über nichtwissenschaftliche Themen führte er nicht oft und zeigte in großen allgemeinen und in jeweiligen Tagesfragen gemäßigte und abgeklärte Ansichten.

Der Schreiber dieser Zeilen sah davon ab, bei den wenigen alten Freunden des Verblichenen über dessen Leben und Lebensweise in früherer Zeit Erkundigungen einzuziehen. Diese Zeilen waren nur eine flüchtige Skizze, nicht die Zeichnung eines Lebensbildes. Es konnte hier nur das Wirken des Verstorbenen an unserer Reichsanstalt in groben Umrissen gezeigt, alles andere, was zur Kennzeichnung und Würdigung eines Menschengestes gehört, kaum mit ein paar Worten gestreift werden. So wie wenn eine Erscheinung nur durch ein paar Striche festgehalten wird, sich die Persönlichkeit des Zeichners nicht so wie bei einer genauen zeichnerischen Wiedergabe verbirgt, darf auch ein solches Erinnerungsblatt eine persönliche Färbung aufweisen. Wer sich der Aufgabe unterzöge, eine Biographie Staches zu verfassen, müßte neben all dem, was er aus hinterlassenen Aufzeichnungen und gelehrten Briefwechseln schöpfen könnte, auch im kleinen alten Bekanntenkreise des Verstorbenen fleißig Umfrage halten und das so gewonnene Bild würde nicht nur sehr viel vollständiger, sondern vielleicht auch ein klein wenig anders ausfallen, als das hier aus der Erinnerung eines einzelnen entsprungen. Diesem Einen erscheint aber Guido Staches Gestalt zu erhaben, als daß er seinen Nachruf mit der ein allzu müheloses Gelöbniß beinhaltenden abgebrauchten Phrase: wir wollen dem Dahingeschiedenen ein treues Andenken bewahren, schließen möchte. Mehrsagend dünkte es ihm, in schwerer Zeit, diese Zeilen in den Vorsatz ausklingen zu lassen: Wir, die wir berufen sind, an der Stätte, wo der Genannte wirkte, weiterzubauen, wollen ihm in strenger Pflichterfüllung und in restloser Hingabe an die Wissenschaft nahefeiern und es ihm darin gleichzutun versuchen. Dann könnten wir sicher sein, daß unsere Reichs-, jetzt Staatsanstalt allen Stößen und Stürmen, die die düstere Zukunft noch bringen mag, trotzen und siegreich standhalten wird.

Verzeichnis von Guido Staches wissenschaftlichen Schriften.

(Die ohne Publikationsort angeführten Mitteilungen und Aufsätze erschienen in den Verhandlungen, die nur mit J. bezeichneten im Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt.)

1855. De casuarinis nunc viventibus et fossilibus nonnulla. Inauguraldissertation. Breslau.

1857. Vorlage einer *Stigmaria ficoides*, von Fossilien aus Deutschland und Nordamerika und von Petrefakten aus dem sächs.-böhm. Kreidegebiete.

1858. Ueber die neogenen Tertiärablagerungen in Unterkrain. Ein Bahndurchschnitt zwischen Laibach und Triest. Der Tschitschen-Boden. Der Krainer Schneeberg. Die neogenen Tertiärbildungen von Unterkrain. J.

1859. Ueber die Umgebung von Carpano in Istrien. Barometermessungen in Unterkrain. J. Die Eocängebiete in Innerkrain und Istrien. I. J.

1860. Bericht über geologische Untersuchungen in Oesterr.-Schlesien. Geologische Aufnahmen im Bukgebirge. Aufnahmeberichte aus Siebenbürgen. Ausbildung der jüngeren Tertiärschichten im nord-westlichen Siebenbürgen. Lagerungsverhältnisse und Gebirgshau in Istrien. Petrefakte aus Krain. Geologische Verhältnisse der quarnerischen Inseln.

1861 und 1862. Die geologischen Verhältnisse Istriens, Siebenbürgens und des Bakonyer Waldes in Ungarn. Jahresber. d. schles. Ges. f. vaterländ. Cultur. Aeltere Tertiärbildungen im nordwestlichen Siebenbürgen. Geographischer und geologischer Charakter der hohen Waldgebirge des Quellgebietes der kleinen Szamos. Jüngere Tertiärschichten im Bakonyer Walde. Basaltterrain an der Westflanke des Bakonyer Waldes. Verbreitung und Charakter der Eocänablagerungen des Bakonyer Inselgebirges. Erster Bericht über die geologische Aufnahme Dalmatiens.

1863. Bau der Gebirge in Dalmatien. Vorlage von Petrefakten der Nummulitenformation aus Istrien. Geologische Aufnahme des Inovec-Gebirges. Barometrische Höhenmessungen in Krain, im Küstenlande und in Istrien. J. Geologie Siebenbürgens nach der Aufnahme der geol. Reichsanstalt und literarischen Hilfsmitteln zusammengestellt. (In Gemeinschaft mit F. v. Hauer.) Selbständiges, unter Mitwirkung und auf Kosten des Vereines für siebenbürgische Landeskunde herausgegebenes Werk.

1864. Geologische Aufnahme des Inovec-Gebirges. 2. Bericht. Geologische Aufnahmen des Gebietes zwischen Kremnitz und Oberstuben. Geologische Aufnahmen der Umgebungen von Privitz und Bajmocz. Die Wasserverhältnisse von Pirano und Dignano in Istrien. Die Eocängebiete in Innerkrain und Istrien. II. J. Die Foraminiferen der tertiären Mergel des Whaingaroa-Hafens. Provinz Auckland. Wissenschaftliche Ergebnisse der Novara-Expedition. Geol. Teil.

1865. Geologische Karte des oberen Neutragebietes. Massen- und Eruptivgesteine im Zjar-, Mala-Magura- und Suchi-Gebirge. Schichtenreihe im Gebiete der oberen Neutra. Geologische Aufnahmen in der Umgebung von Waitzen. Abschluß der geologischen Aufnahme der Umgebung von Waitzen. Geologische Karte der Umgebung von Waitzen. Bericht über die geologischen Aufnahmen im Gebiete des oberen Neutraflusses und der königl. Bergstadt Kremnitz. J.

1866. Die neogenen Tertiärablagerungen der Umgebung von Waitzen. Ankergrundproben von der dalmatinischen Küste. Petrographische Untersuchung der Eruptivgesteine von Santorin. Geologische Aufnahmen zwischen Erlau und Miskolcz. Aufnahmen im südöstlichen Teile des Bukgebirges. Uebersicht der vulkanischen Erscheinungen in Santorin. Die geologischen Verhältnisse der Umgebungen von Waitzen in Ungarn.

1867. Gesteinssuite und Petrefakten aus dem Tale von Besca der Insel Veglia. Bausteinemuster, Gesteine und Petrefakte von Pola und Pisino in Istrien. Meeresgrundproben bei Pola und den Brionischen

Inseln in Istrien. Die geologischen Verhältnisse der Fundstätte des *Halitherium*-Skelettes bei Hainburg an der Donau. Das Gebiet der schwarzen und weißen Waag. Umgebungen von Geib und Pribilina. Aufnahme im Gebiete der Hohen Tatra. Geologische Aufnahmekarte des ungarischen Teiles der Hohen Tatra. Die Eozängebiete in Inner-Krain und Istrien. III. J. Der Bakonyer Wald, eine alpine Gebirgsinsel im ungarischen Lößland. Oesterr. Revue.

1868. Kösseuer Schichten im Gebiete der Hohen Tatra. Die Klippen bei Lublau und Jarembina. Vorläufige Bemerkungen über die tektonische Bedeutung der Klippen im Gebirgsbau der Karpathen und die wahrscheinlichen Ursachen ihrer Entstehung. Die Sedimentärschichten am Nordabhange der Hohen Tatra. Gebirgsarten und Petrofakte aus dem Balkangebiet. Die Klippen bei Lublau und Jarembina (in Gemeinschaft mit M. Neumayr.) Geologische Skizze von Siebenbürgen in Siegmunds Balneologie.

1869. Vorlage der geologischen Aufnahmekarten des großen Klippenzuges der Pienniny. Geologische Verhältnisse der Umgebung von Unghvar. Die Klippen von Nowoselica und Varallja. Die Sektion für Mineralogie, Geologie und Paläontologie auf der 43. Versammlung deutscher Naturforscher und Aerzte in Innsbruck.

1870. Vorlage der geologischen Karte der Umgebungen von Unghvar und Mandok im nordöstlichen Ungarn. Die kristallinen Schiefergesteine im Zillertale in Tirol. Reisebericht aus dem Zillertale.

1871. Ueber die Versorgung der Stadt Bozen mit Trinkwasser. Die Unghvarer Klippen. Planorbis-Straten und Congerienbänke in den Cosinaschichten Istriens. Aus der nördlichen Schieferzone des Zentralstockes der Zillertaler Alpen. Die geologischen Verhältnisse der Umgebungen von Unghvar in Ungarn.

1872. Ueber die Steinkohlenformation der Zentralalpen. Ueber die Verbreitung der Characeen in den Cosinaschichten Istriens und Dalmatiens. Geologische Reisenotizen aus Istrien. (Triest, Pisino, Sansego, Pomer, Albona.) Entdeckung von Graptolitenschiefern in den Südalpen. Der Gneis von Bruneck im Pustertale und einige Bemerkungen über den Begriff „Zentralgneis“. Ueber die als Lias gedeuteten Kalke und Kalkschiefer südlich von Landeck im Oberinntal. Neue Fundstellen von Fusulinenkalk zwischen Gailtal und Canaltal in Kärnten. Ueber neue Characeenreste aus der oberen Abtheilung der liburnischen Stufe bei Pisino in Istrien. Ueber die Graptoliten der schwarzen Kieselschiefer am Osternig zwischen Gailtal und Fellatal in Kärnten.

1873. Notizen über das Erdbeben in Wien am 3. Jänner. Neue Petrefaktenfunde aus Istrien. Der Graptolitenschiefer am Osternigberge in Kärnten und seine Bedeutung für die Kenntnis des Gailtaler Gebirges und für die Gliederung der paläozoischen Schichtreihe der Alpen. Notizen aus den Tiroler Zentralalpen: Augengneis im Fendertal; neues Granitvorkommen im Ortler-Gebiet; die Liaskalkschichten bei Finstermünz. Ueber die Fusulinenkalke in den Südalpen. Der Graptolitenschiefer am Osternigberge in Kärnten. J.

1874. Ueber die untereocäne Lokalfauna von Cosina in Istrien. Ueber eine Vertretung der Permformation von Nebraska in den Süd-

alpen. Neue Fusulinenfunde in den Karawanken. Wahrscheinliche Aequivalente der oberen Dyas in den Zentralalpen. Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. I. und II. Vertretung der Permformation in den Südalpen. Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen, Versuch einer kritischen Darlegung des Standes unserer Kenntnisse von den Ausbildungsformen der vortriadischen Schichtenkomplexe in den österreichischen Alpenländern. J.

1875. Eruptivgesteine aus dem Ortlergebiet und der Gebirgsgruppe des Zwölferspitz im oberen Vintschgau. Die Eruptivgesteine des Zwölferspitz. Neue Beobachtungen in den Schichten der liburnischen Stufe. Die projektierte Verbindung des algerisch-tunesischen Chottgebietes mit dem Mittelmeere. Mitteil. d. geogr. Gesellschaft in Wien.

1876. Geologische Touren in der Regenschaft Tunis. Die Erzlagerstätte des Djebel Reças bei Tunis. Die quartären Binnenablagerungen des Küstenstriches der kleinen Syrte zwischen Gabes und Ued Akerit.

Geologische Notizen über die Insel Pelagosa. Geologische Karte des oberen Vintschgau. Die Fauna der Bellerophonkalke Südtirols. Aus dem Ortlergebiet. Ueber die alten andesitischen Eruptivgesteine des Ortlergebietes: 1. Die Eruptivgesteine des oberen Addagebietes zwischen Bormio und Boladore. 2. Ueber die Zusammensetzung einer eruptiven Lagermasse im Gneisphyllit des Zwölferspitz. Fusulinenkalk aus Oberkrain, Sumatra und Chios.

1877. Aufnahmen in Westtirol. Orientierungstouren im Aufnahmsgebiete süd- und nordwärts vom unteren Vintschgau. Geologische Uebersichtskarte der Küstenländer von Oesterreich-Ungarn. Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntnis der älteren Eruptiv- und Massengesteine der Mittel- und Ostalpen: 1. Die Gesteine der Zwölferspitzgruppe in Westtirol. J. (In Gemeinschaft mit C. John.) Beiträge zur Fauna der Bellerophonkalke Südtirols: 1. Cephalopoden und Gastropoden. J.

1878. Zur Fauna der Bellerophonkalke Südtirols. Die geologischen Verhältnisse des Gebietes zwischen Bormio und Passo del Tonale. Neue Beobachtungen in der paläozoischen Schichtenreihe des Gailtaler Gebirges und der Karawanken: 1. Ueber einige neue silurische und karbonische Petrefaktenfundorte. 2. Die Stellung der Uggowitzer Kalkbreccie innerhalb der Aequivalente der Permformation. Beiträge zur Fauna der Bellerophonkalke Südtirols: 2. Pelecypoden und Brachiopoden. J.

1879. Die Eruptivgesteine des Cevedalegebietes. Ueber die Verbreitung der silurischen Schichten in den Ostalpen. Die Umrandung des Adamellostockes und die Entwicklung der Permformation zwischen Val buona Giudicaria und Val Camonica. Erwiderung auf Dr. Lepsius' Kritik über die Umrandung des Adamellostockes. Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntnis der älteren Eruptiv- und Massengesteine der Mittel- und Ostalpen: 2. Das Cevedalegebiet als Hauptdistrikt älterer dioritischer Porphyrite. (Paläophyrite.) J. (In Gemeinschaft mit C. John.)

1880. Die geologischen Verhältnisse der Gebirgsabschnitte im Nordwesten und Südosten des unteren Ultenales in Tirol. Ueber die

Trinkwasserfrage von Pola in Istrien. Die Liburnische Stufe. Durchschnitt durch die kristallinische Zentralmasse und die paläolithischen Randzonen der Alpen vom Gailtaler Gebirge über das Tauernkreuzjoch nach dem Inntal bei Wörgl. Der kristallinische Gebirgsabschnitt zwischen dem unteren Ultengebiet und Unter-Sulzberg. Aus den Randgebieten des Adamellogebirges. Ueber das Vorkommen von Olivingesteinen in Südtirol.

1881. Ueber die Gesteine des Adamellogebirges. Aus dem Silurgebiet der karnischen Alpen. Neue Daten über das Vorkommen von Olivingesteinen im Sulzberg-Ultentaler Gneisgebirge.

1882. Ueber die Stellung der Stomatopsishorizonte in der untersten Abteilung der liburnischen Stufe. Fragmente einer afrikanischen Kohlenkalkfauna aus dem Gebiete der West-Sahara. Sitzber. d. Akad. d. Wiss.

1883. Aus dem Westabschnitt der karnischen Hauptkette. Die Silurformation des Wolayer Gebirges und des Paralba-Silvella-Rückens. Fragmente einer afrikanischen Kohlenkalkfauna aus dem Gebiete der West-Sahara. Bericht über die Untersuchung der von O. Lenz auf der Reise von Marokko nach Timbuktu gesammelten paläozoischen Gesteine und Fossilreste. Denkschr. d. Akad. d. Wiss.

1884. Elemente zur Gliederung der Silurbildungen der Alpen. Ueber die Silurbildungen der Ostalpen mit Bemerkungen über die Devon-, Karbon- und Permschichten dieses Gebietes. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges.

1886. Ueber die Terra rossa und ihr Verhältnis zum Karstrelief des Küstenlandes. Ueber das Alter von Bohnerz führenden Ablagerungen am Monte Promina in Dalmatien.

1888. Beobachtungen bei Revisionstouren im Nordabschnitt des Küstenlandes, insbesondere in der Umgebung von Flitsch, Canale, Ternova, Görz und Triest. Die physischen Umbildungsperioden des istro-dalmatischen Küstenlandes. Neue Beobachtungen im Südabschnitt der istrischen Halbinsel: 1. Verbreitung und Höhenlage der Äquivalente der Sandablagerung von Sansego. 2. Veränderung der istrischen Küstenlinien in historischer Zeit.

1889. Die Liburnische Stufe und deren Grenzhorizonte, eine Studie über die Schichtenfolgen der kretazisch-eocänen oder protocänen Landbildungsperiode im Bereiche der Küstenländer von Oesterreich-Ungarn. Abhandl. d. geol. R.-A. Die Wasserversorgung von Pola. J.

1890. Die Silurfaunen der Ostalpen.

1891. Geologische Verhältnisse und Karte der Umgebung von Triest.

1892. Photographische Aufnahmen geologischer Spezialobjekte und Landschaftstypen in Kärnten und in der Umgebung von Triest.

1905. Aeltere und neuere Beobachtungen über die Gattung *Bradya St.* in bezug auf ihr Verhältnis zu den Gattungen *Porosphaera Steinm.* und *Keramosphaera Br.* und auf ihre Verbreitung in den Karstgebieten des österreichischen Küstenlandes und Dalmatiens. *Sontiochelys*, ein neuer Typus von Lurchschildkröten (*Pleurodira*) aus der Fischschieferzone der unteren Karstkreide des Monte Santo bei Görz.

1912. Ueber *Rhipidionina St.* und *Rhapydionina St.* Zwei neu-benannte Miliolidentypen der unteren Grenzstufe des küstenländischen Paläogens und die *Keramospharinen* der oberen Karstkreide. J.

Grauwackenzone und Tauernfenster.

Von Dr. Walter Schmidt (Leoben).

Mit einer Textfigur.

Der folgende Versuch einer Analyse der Zentralzone gründet sich auf Studien, die der Verfasser schon durch eine Reihe von Jahren in der Zentralzone der Alpen machte, in letzter Linie auf Gefügestudien in der Umgebung Leobens.

Der Versuch wird ausdrücklich zu dem Zweck gemacht, Richtlinien für die Einteilung der scheinbar so ungefügten Masse dessen zu gehen, was bis jetzt allgemein als Muralpen gegolten hat, die derart jedem Versuch einer Gliederung spottete, daß immer wieder der Verdacht auftaucht, daß man es hier mit einer alten Masse, einem alten Horste zu tun hat.

Ich bin mir wohl bewußt, hier in vieler Richtung noch mangelhaft belegte Hypothesen vorzubringen, doch glaube ich sie immerhin für wichtig genug, um einen Fortschritt in der Erkenntnis der Ostalpen davon zu erhoffen. Eine Bestärkung in meiner Ansicht sehe ich in der Uebereinstimmung, die meine Ansichten mit denen anderer Arbeiten aufweisen.

Bis jetzt wurde immer eine wichtige tektonische Grenze mit der Grauwackenzone verbunden, teils in sie hineingelegt, Kober's norische Linie, teils an ihre untere Grenze.

Es ist dies auch berechtigt, die Grauwackenzone ist eine Region größter Durchbewegung, die Gleitbahn, auf der der Abstau der Kalkzone erfolgte.

Doch scheint mir die Grenze ein Stockwerk zu hoch gelegt zu sein, es gibt unter der eigentlichen Grauwackenzone noch Gesteine, die tektonisch mit ihr gehen und dem Zusammenhang dieser Gesteine zu folgen, ist Zweck meiner Untersuchung.

Die Umgebung Leobens lehrt folgendes:

Das Gneismassiv der Gleinalm, das bisher auf der Karte einen so merkwürdig unorganischen Umriß hatte, mit seinen drei Lappen, einem nach NW in die Sekkauer Alpen, einen nach NO in die Mürztaler Alpen und einen nach S in das Gebiet der Stubalm erweist sich in Wirklichkeit aus zwei Massiven zusammengeschweißt, die Naht ist durch eine steilstehende Platte von demselben Granatglimmerschiefer gebildet, der auch sonst die südliche der beiden Massen ummantelt und das weite Becken bei Judenburg erfüllt. Dieses trennende Band ließ sich aus der Gegend von Knittelfeld über den Preggraben, Löbming, Lainsach zum Moderer im Gross Gößgraben, dann nördlich der Brucker Hochalm herum über Trasattel und Eisenpaß verfolgen,

dann am Südrand des Hochangers weiter bis in den Nordfuß des Rennfeldes.

In diesem Band wurden Marmore, wengleich nur in einzelnen Schollen gefunden, in diesem Bande steckt der Peridotit von Kraubat, ferner in losen Stücken ein Gabbro am Eisenpaß.

Man kann sich nun kaum einen größeren Gefügegegensatz denken als den zwischen den Gesteinen der Massen, die an dieser Grenze zusammenstoßen.

Im nördlichen Massiv, das ich das der Seekauer Alpen nenne, haben wir einen Paragesteinskomplex, teilweise noch mit klastischen Spuren, in den ein ausgedehnter Granit eingedrungen ist, mit Ausbildung einer teilweise schön ausgebildeten Durchaderungszone und Neubildung von Feldspaten. Es läßt sich deutlich sehen, daß diese Granitintrusion zweimal erfolgte, eine unterlag noch der Regionalmetamorphose, ein anderer ist augenfällig von einer solchen verschont, zum Beispiel der Granit, des Zinkens, Ringkogels.

Das auffällige an dieser Serie ist aber eine außerordentlich ausgesprochene Dynamometamorphose, die sich als Kaltreckung unter solchen Umständen ausspricht, daß die Quarze nahezu bruchlos auf das äußerste deformiert sind, die Glimmer und Hornblendeschiefer gleicherweise, während die Feldspate kaum Anzeichen einer Deformation zeigen. Daher ist sehr häufig das Bild eines Gesteins, in dem große scheinbare Porphyroblasten von Feldspaten von aus Quarz und Glimmer bestehenden Flasern umflossen sind.

Im südlichen Gleinalmmassiv haben wir einen mächtigen Hornblendegneis mit allen Uebergängen zu Granatamphiboliten, sehr stark von Aplitgneisen durchadert, ummantelt von Biotitplagioklasglimmerschiefer und darüber von flasrigen Granatglimmerschiefern. Jede Spur einer mechanischen nachkristallinen Durchbewegung fehlt, vollständig unversehrt ist das Raumbitter jedes Kornes. Das Bild einer vollständigen Kristallblastese in der zweiten Tiefenstufe.

Und diese beiden Gegensätze kommen einander an obiger Linie auf einige 100 m nahe und sagen wohl, daß sich hier zwei Komplexe mit durchwegs verschiedener Geschichte berühren.

Diese Gegensätze führten mich dazu, auch anderwärts nach solchen in der Tracht abweichenden Gesteinskörpern zu forschen.

Unter dem Turracher Karbon liegt auf dem Glimmerschiefer eine schmächtige Platte eines Orthogneises, eines stark verquetschten Granitgneises von gleichem Habitus wie der Sekkauer Gneis. Er beginnt in der inneren Krems, zieht nach Osten unter dem Kilnprein durch, bildet das Liegende der Turracher Eisenlagerstätten und ist nördlich des Eisenhutes über den Wildanger bis in den Paalgraben zu verfolgen. Er erscheint bis jetzt immer mit dem Bundschuhgneis zusammengezogen, ist aber von diesem durchaus Verschiedenes.

Ein drittes Vorkommen stellt sich an die Seite der Schwazer Augengneise. Die Aufnahmen Ohnesorges haben nachgewiesen, daß hier an der Basis einer Grauwackenserie in ausgedehntem Maße in Schuppen ein gequälter Granitgneis auftritt, dessen mächtigste Anhäufung der Gneis des Kellerjoches bei Schwaz ist. Ueber die Verbreitung vergleiche die Aufnahmen Ohnesorges auf Blatt Ratten-

berg. Die Darstellung Ohnesorges über den Gneis des Kellerjoches. Verhandlungen 1908 lassen die auffällige Uebereinstimmung des Gefüges mit dem Sekkauer Gneis erkennen, ein Vergleich, den schon Heritsch, Geologische Rundschau 1912 gezogen hat.

Es gibt dies eine bemerkenswerte Konstanz des Vorkommens von Gesteinen an der Basis der Grauwackenzone, die von dem Typus der anderen zentralalpinen Gesteine auffällig verschieden sind. Es wird sich notwendig erweisen, auch unter anderen Grauwackenvorkommen in Zukunft nach derartigen Gesteinen zu forschen.

Der Unterschied zwischen diesen besprochenen Gesteinen und der zentralalpinen Hauptmasse, die ich im folgenden als Muralpen bezeichnen will, läßt sich im folgenden aussprechen.

Die Muralpen haben im wesentlichen die Tracht eines Metamorphosezyklus, der aus der Zeit vor der Alpeufaltung stammt, vielleicht einer Regionalmetamorphose, ihre Tracht ist präalpin, die Deformation durch die Alpenfaltung scheint sich in dieser mächtigen Masse mit einer durchschnittlich so geringen Durchbewegung abgespielt zu haben, daß sie keine wesentliche Störung im Bilde veranlaßte. Die Tracht der neu aufgestellten Gruppe ist aber alpin, in ihnen spielte sich die tektonische Durchbewegung bei der Alpenfaltung mit einer derartigen Intensität ab, daß sie die Hauptzüge im Aussehen der Gesteine bedingt.

Es sind dadurch diese „Grobgneise“ auch in der Tracht eng mit der Grauwackenzone verbunden, mit der sie auch immer zusammen vorkommen.

Diese Verbindung in Tracht und geologischer Stellung führt mich dazu, den Grobgneisen ihre Stellung ein tektonisches Stockwerk ober dem der Muralpen zuzuweisen, was für den Turracher Gneis direkt nachzuweisen ist. Der Kellerjochgneis liegt auf den Pinzgauer Phylliten. Für den Sekkauer Gneis läßt sich diese Stellung nicht strikte beweisen, wenn ich ihm diese Stellung zuweise, mache ich einen naheliegenden Analogieschluß. Wir werden später noch andere Anhaltspunkte für unsere Anschauungen bekommen.

Im NO des Rennfeldflusses endet der Grobgneiszug der Sekkauer-Mugl an der Trofaiachlinie. Wie aber Vettters in der Arbeit „Die Trofaiachlinie“, Verh. d. Geol. R.-A. 1911 nachgewiesen hat, bildet eine Reihe von Grobgneisvorkommen über Kapfenberger Schloßberg, Emberg, die geschlossene Verbindung mit dem Gneiszuge des Kletschachkogels-Flöning-Troiseck. Dieser Zusammenhang ist um so klarer, als ganz gleicherweise auch eine Reihe von Karbonvorkommen den gleichartigen Zusammenhang zwischen dem Leoben-Brucker Karbonzug und dem auf dem Kletschachgneis aufliegenden Thörl Veitscher Karbonzug bilden.

Mit dieser Gleichstellung der beiden Gneiszüge sind wir in das Semmeringsystem eingetreten, ein System, das in der bisherigen Deckenlehre immer als Wiederauftauchen lepontinischer Glieder gedeutet wurde.

Betrachten wir den Bestand dieses Systems, so haben wir eine Folge von vier Decken übereinander, Wechseldecken, Pretuldecke, Stürzerkogeldecke, Troiseckdecke. Vgl. Heritsch, „Zur geologischen Kenntnis der Grauwackenzone im Mürztal, Zentralblatt f. Min. 1919.

Mohr, Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostspornes der Zentralalpen. Denkschr. d. Akad. d. Wiss., Wien 1912.

Der Hauptbestandteil jeder diesen Decken ist Grobgneis, der an Masse jene der noch zum kristallinen Kern gehörigen Hüllgesteine, eigenartig schmutzighraune Glimmerschiefer von geringer Kristallinität, weitaus übertrifft.

Nur im Bereiche der Wechseldecke ist der Gneis abweichend vom gewöhnlichen Grobgneisgranit, ein Gneis von feinerem Korn, der wohl auch ein Orthogneis ist, auch scheinen in ihm, die petrographische Untersuchung ist noch nicht so weit, die Plagioklase eine größere Rolle zu spielen.

Gemeinsam allen diesen Gneisen ist der Deformationszustand, die starke mechanische Durcharbeitung, mit genau denselben Kennzeichen wie für den Sekkauer Gneis.

Der zweite Hauptbestandteil ist der Quarzphyllit.

Die reichliche Teilnahme phyllitischer Glieder an der tiefsten Decke, der Wechseldecke hat dieser eine gesonderte Stellung im bisherigen System verschafft, sie wurde als das Auftauchen tieferer Glieder des Iepontinischen Rückens oder als Einwicklung der Grauwackendecke gedeutet.

Dem muß gegengehalten werden, daß nicht bloß die Wechseldecke, sondern im weiten Ausmaß auch die Pretuldecke, ja auch die Stürzerkogeldecke aus solchen Quarzphylliten besteht, wie es schon aus den Aufnahmskarten Vaceks hervorgeht und auch in der Darstellung Heritsch erwähnt ist.

In der Auffassung dieser Phyllite bin ich nun ganz anderer Ansicht als Mohr. Er beschreibt einen allmählichen Uebergang der Phyllite in Wechselgneis durch Kristalloblastese mit aufkeimenden Feldspäten. Ich fand den Uebergang schönstens bestätigt, nicht aber die Kristalloblastese.

Man sieht, wie aus dem Gneis ein Phyllit wird mit den stärksten Anzeichen der Durcharbeitung, ein Ueberschwang der Vorgänge aus dem Mugigneis aber sich genau an dessen Gesetze haltend, Schonung der Feldspäte, erst weiter außen werden auch diese überwältigt.

Aufs schönste findet sich diese Erscheinung vom Arabichl auf den Umschuß, ferner im Profil vom Umschuß über den Ohrwaschlgraben nach Rettegg.

Auch die Pretuldecke zeigt dieselben Erscheinungen des mechanischen Ueberganges aus Grobgneis in Quarzphylliten unter den mechanischen Bedingungen der Feldspätschonung an vielen Stellen von der Pretul bis Birkfeld.

Ich kann daher die Quarzphyllite der Semmeringdecken nur als Grobgneis-Phyllonite deuten.

Ein nächstes, schwieriger deutbares Glied sind schwarze Phyllite, die besonders in der Wechseldecke große Bedeutung haben, aber auch in der Pretuldecke vorkommen.

Ich bin mir nicht klar, ob man diese noch als Phyllonit eines Teiles des Kristallinkernes deuten soll, etwa der oben erwähnten Glimmerschiefer oder als die einer Grauwackenauflagerung, eine

Möglichkeit, die ich auch für diese Grobgneismassen nicht ausschließen möchte.

Das vierte Glied sind die Triasgesteine in bekannter zentralalpiner Entwicklung.

Ich habe die Semmeringdecken den Sekkauer Gneisen gleichgestellt, habe oben für letztere auch die Stellung oberhalb der Muralpengesteine gefordert.

Es ergibt sich daraus die Forderung, daß ich auch in vollständigem Gegensatz zu den bisherigen Anschauungen das Semmeringpaket nicht als Auftauchen einer tieferen Decke, sondern als eine dem höheren Stockwerke der Zentralalpen angehörige Schnppenfolge betrachten muß.

Es würde zum Beweis sehr auf die Verhältnisse an der Grenze zwischen Semmeringgesteinen und den Muralpengesteinen entlang der Linie Stanz—Fischbach—Birkfeld—Anger ankommen, doch ergaben meine Begehungen hier ein recht farbloses Resultat. Steiles Einfallen der Trias der Stanz unter den Rennfeldgneis, sehr steiles Abfallen von ihm in der Fochnitz, weiterhin bis Birkfeld—Anger ein Verhalten, das man als Abfallen der Semmeringgesteine von den Rennfeldgesteinen deuten könnte, das aber durch tertiäre Verstellungen sehr stark beeinflußt ist, so daß es durch Annahme von Rückfaltungen sehr leicht in einem oder anderen Sinne umgedeutet werden kann.

Durch direkte Anschauung wird sich also hier das Verhältnis kaum klären lassen.

Ein schwerwiegender Einwand soll gleich hier besprochen werden. Das Grazer Paläozoikum wird wohl mit Recht als Vertreter der Granwackendecke bezeichnet, dem Anscheine nach liegt es auf Muralpengesteinen, obwohl nach meinen Darstellungen die Semmeringserie dazwischen geschaltet sein soll.

Es wäre recht unbefriedigend, wenn man zu dem Ausweg der Annahme einer gänzlichen Answalzung der knapp nördlich so mächtigen Grobgneisdecken greifen müßte.

Meine Studien haben hierüber folgendes ergeben:

Zur Zeit als ich mich bemühte die Tektonik des Gebietes auf Grund der bisher geltenden Anschauungen zu erklären, also durch Auftauchen der Grobgneisdecken unter den Muralpendecken hervor, bereitete mir der Glimmerschiefer der Breitenau die größten Schwierigkeiten. Er fällt vom Rennfeldamphibolgneis nach S ab, taucht unter das Grazer Paläozoikum des Hochlantsch ein, ist aber grundverschieden vom Glimmerschiefer der Muralpen, ist genau gleich den Glimmerschiefern der Grobgneisserie, wie sie in der Zlatten anstehen, im Gößgraben, hier aplitisch durchadert, dunkelbranne dichte Gesteine mit geringer Kristalloblastese, geringer Granatbildung, oft mit Amphiboliten verbunden, Gesteine, die, was mir am auffälligsten war, für Muralpengesteine auffällig starke mechanische Beeinflussung zeigen.

Dieser Widerspruch löst sich aber sofort, wenn man den Glimmerschiefer als Vertreter der Grobgneise, und zwar diese als hochliegend auffasste. Weitere Untersuchungen förderten noch andere Anhaltspunkte dafür, daß sich zwischen Muralpen und Grazer Paläozoikum Abkömmlinge der Semmeringdecken einschalten. Es sind besonders Quarz-

phyllite, die Vacek mit vollem Recht den Quarzphylliten der Pretul zur Seite stellt, die ihnen bis in alle Einzelheiten gleichen. Ich kann in ihnen nur die phyllonitisierten Vertreter der Grobgneisserie sehen. Dieses Phyllonitgebiet zieht sich im Osten des Grazer Paläozoikums von der Stanz an nach S, fällt unter dasselbe ein und liegt auf den östlichen Gasen nochmals auftauchenden Amphibol und Biotitplagioklasgneisen der Muralpen.

Es geht nach S über in die Phyllite des Gebietes von Passail. Ich stelle hier die Frage auf, die ich derzeit noch nicht beantworten kann, ob nicht in den gesamten sogenannten Grenzphylliten des Grazer Paläozoikums diesen Mustern von Phylloniten nur die auf der Schleifbahn darüberziehenden Massen ausgeschmierten Vertreter der Semmeringdecken zu suchen sind.

Ich bin also zu dem Schluß gekommen, daß die Semmeringdecken als Vertreter der im Eingang besprochenen Grobogneise zusammen der Grauwackenzone in das obere Stockwerk der alpinen Zentralzone, in das mit alpinem Gefüge zu stellen sind.

Die Semmeringdecken tragen aber auf sich Trias, selbst für die höchste dieser Decken hat Mohr l. c. den Triasquarzit nachgewiesen, in neuester Zeit hat Spengler, Jahrb. d. Geol. R.-A. 1920 „Zur Tektonik des Oberkarbonzuges bei Thörl und Turnau“ es wahrscheinlich gemacht, daß der Kalkzug bei Thörl zur Trias gehört.

Dadurch ist man genötigt in der Serie alpinen Gefüges eine weitere Trennungslinie einzuführen, die die unterliegenden Semmeringdecken, also Grobgneis bis Trias von der höheren eigentlichen Grauwackenzone trennt. Ich will damit nicht sagen, daß die Trennung zwischen beiden Gliedern so tiefgreifend ist wie der Gegensatz zwischen Muralpen und Grobgneisdecken, ich habe schon für die Wechseldecke die Möglichkeit der Anteilnahme von Grauwackengliedern in Erwägung gezogen, auch möchte ich nicht ausschließen daß sonst nur aus dem Semmeringsystem bekannte Glieder auch an der Grauwackenzone teilnehmen, vielleicht paßt diese Anschauung besonders für den Schwazer Gneis unter den Wildschönauer Schieferen.

Immerhin ist es aber auffallend, in der Einheit mit alpiner Tracht so häufig unten ein Glied mit Grundgebirge und Trias bei zurücktretendem Paläozoikum zu finden, darüber aber ein Glied mit verschwindende Grundgebirge, reichlichem Paläozoikum, ohne Mesozoikum, es mag vielleicht angenommen werden, daß das Mesozoikum zur Bildung der Kalkzone abgestaut wurde.

Diese Anschauung haben in letzter Zeit eine Stütze erhalten in dem hochwichtigen Funde Holdhaus, der nachwies, daß der Liegendkalk des Turracher Stangalpenkarbons der unter Vermittlung von Quarziten auf dem oben erwähnten Grobgneis liegt, Trias ist. (Akadem. Anzeiger 1921, Jänner, Wien.)

Es ergibt sich die Notwendigkeit, auch an der Basis der übrigen Grauwackenvorkommen nach Vertretern der Semmeringserie nachzuforschen, eine Aufgabe, die allerdings bei der oft hohen Krystallinität schwierig sein wird.

Wir wollen aber jetzt das Verhalten desjenigen Teiles der Semmeringserie näher betrachten, von der wir ausgegangen sind, das

der Sekkauer. Es sollte auf diesen Grobgneisen Trias liegen, auf dieser erst die Grauwackenzone folgen.

Nun, Trias ist hier nicht nachgewiesen, obwohl es durchaus nicht ausgeschlossen ist, daß sich in den Kalken der Karbonzone auch Triaskalke verbergen, wie dies ja für den Thörl-Kalkzug wahrscheinlich ist. Dagegen verdient in diesem Gebiete der Sekkauer eine zwischen den Grobgneis und die Grauwackenzone sich einschaltende Schichtserie Beachtung, die sogenannten Liegendquarzphyllite. Vacek hat diese Phyllite scharf von der übrigen Grauwackenzone getrennt; von späteren Forschern wurde dieser Unterschied wieder verwischt, meiner Ansicht nach sehr mit Unrecht. Wo ich diesen Quarzphyllit immer antraf, hatte ich immer das Gefühl, daß hier etwas von der Grauwackenzone verschiedenes vorliegt, das auch von den sogenannten Hangendquarzphylliten der Grauwackenzone grundverschieden ist. Dort, wo, wie dies an der Grenze beider häufig ist, die beiden miteinander verknetet sind, springt der Unterschied beider erst recht in die Augen.

Der Liegendquarzphyllit ist etwas, das mit den Grobgneisen geht, nicht mit der Grauwackenzone.

Es ist schwer eine im Felde gewonnene, sagen wir gefühlsmäßige Anschauung in Worte zu kleiden, doch will ich es im folgenden versuchen. Wollen wir die Tracht der Schiefer der Grauwackenzone auflösen, so können wir sagen, sie sind Gesteine inhomogener Deformation, einer Deformation, die von Ort zu Ort stark wechselte, die wohl bis zur Wirbelbildung führte. Krummschiefrigkeit, Flatschigkeit, liegende Fältelung, sind die Kennzeichen, die den Gesteinen dieser Zone eigen sind.

Die Liegendquarzphyllite sind dagegen Gesteine homogener Deformation, wenn sie vielleicht auch von inhomogener ausgegangen war. Daher ist ihre Tracht ausgezeichnet durch Ebenfächigkeit, die in der Regel leichte Striemung zeigt. Diese Ebenfächigkeit wird nur gebietsweise durch Knickfaltung unterbrochen mit angenähert symmetrischen Schenkeln, die aber den Eindruck vorhergegangener Plattung nicht aufzuheben vermag.

In der Ueberzeugung, daß die Tracht Folge der Geschichte ist, sehe ich in diesen Unterschieden Anlaß, die Liegendquarzphyllite scharf von der übrigen Grauwackenzone zu trennen.

Dagegen ist dieser Liegendquarzphyllit ganz eng mit den Grobgneisen verbunden. In den Kämmen, die von den Sekkauern nach N ziehen, zum Beispiel am Kamm Groß-Reichart—Klein-Reichart—Feistererhorn sind sehr schöne Profile aufgeschlossen.

Man ist in großer Verlegenheit, wenn man hier scharf die Gneisgrenze angeben soll, wie sie auch durchwegs bei Vacek 1 bis 2 km zu weit nördlich angegeben ist.

Am Steilhang des Groß-Reichart haben wir Grobgneis.

Wir sehen dann, wie er noch am Hang die dunklen Bestandteile verliert, statt der Massigkeit entwickelt sich eine plattige Schieferung, die mit Muskovithäuten überzogen ist und dadurch grün spiegelt.

Der Quarzgehalt nimmt zu, immer aber sind noch Feldspate häufig, die eigenartig mehligweiße, ziemlich große langgestreckte Körner bilden. Häufig sind Quarzknuern, das Rannachkonglomerat, das in der Literatur eine so große Rolle spielt, ist nur ein, und zwar ziemlich hoher Teil dieser Uebergangsschichten.

Nach oben tritt der Feldspatgehalt zurück, es werden Serizit-quarzite daraus, die dann unter Zunahme des Glimmergehaltes in die Quarzphyllite des Feistererhornes übergehen.

Ich war geneigt diese 300—400 m mächtige Folge als Produkt einer ariden Umarbeitung des Gneises aufzufassen, Vertreter der unteren Trias in ihr zu sehen. Doch machen mich die Erfahrungen der im Wechselgebiet aufmerksam, daß die Erscheinungen auch als Phyllonitisierung des Grobgneises gedeutet werden können, gleichstehend den Quarzphylliten der Wechsel- und Pretuldecke. Die Frage muß also weiteren Untersuchungen vorbehalten bleiben.

Dem Rannachkonglomerat möchte ich beweisende Bedeutung nicht beimessen. Seine angeblichen Quarzrollstücke, im Querbruch, ganz nett gerundet, zeigen im Längsbruche unangenehm langstenglige Formen, ich bin eher geneigt sie für zerwalzte Quarzgänge anzusehen.

Beweisend wären Gneisrollstücke, die in der Literatur angeführt werden, doch habe ich bis jetzt, trotz langen Suchens, noch keine gefunden, bin daher geneigt anzunehmen, daß dabei immer vorkommende feldspatführende Quarzphyllite und Quarzite als Gneiseinschlüsse genommen wurden.

Sedimentär oder tektonisch, jedenfalls ist der Quarzphyllit mit dem Grobgneis verbunden und nicht mit der Grauwackenzone.

Sie ist eins mit ihm auch durch das Gefüge.

Die Deformation erfolgte bei ihr unter denselben Bedingungen fast bruchloser mechanischer Auswalzung der Quarze; bei gewissen Gliedern geht dies außerordentlich weit, beim sogenannten Blattlquarz bis auf das 30fache des Querdurchmessers. Der Feldspat lehnte aber die Deformation weitgehend ab.

Dieser Quarzphyllit ist am mächtigsten zwischen dem Kamme der Sekkauer und dem Liesingtale, verschmälert sich aber nach Osten gegen St. Michael stark, es bleibt aber immer bis Bruck hinaus ein schmaler Streifen Blattlquarz als ihr Vertreter, der gerade wegen seiner Schmalheit den eigentümlichen Trachtgegensatz zwischen dieser Gruppe und der Grauwackenzone scharf hervorhebt. Daß in ganz analoger Lage im Kletschach-Troiseckzug der äußerlich ganz ähnliche Triasquarzit auftritt, ließ in mir die eine der oben gegebenen Varianten, daß hier Trias vorliegt, entstehen.

Nun wollen wir an der Grauwackenzone nach W weitergehen. Mit dem Bösenstein verschwinden gegen Westen die Grobgneise, als ein außerordentlich konstantes Band liegen, aber das ganze Ebnstal entlang eben dieselben Quarzphyllite, wie in den Sekkauern, mit Nordfallen, hier aber auf den Glimmerschiefern der Muralpen, diese und ihre auffälligen Marmorzüge oft schräg abschneidend. Von der Semmeringdecke ist also hier nur der Quarzphyllit übrig. Auch hier sehen wir überall den Trachtunterschied gegen die Phyllite der Grauwackenzone im Norden.

Der Quarzphyllitzug schmiegt sich mantelförmig um die Schladminger Gneismasse, deren tektonische Einteilung mir allerdings noch nicht klar ist¹⁾ und wir finden ihn in ihrem Westen als Begleiter des Radstätter Quarzits, Lantschfeldquarzits in so engem Verbande mit Triaskalken, wie nur irgendwo im Semmeringgebiet. Wir müssen diese Triaskalke mit demselben Rechte zur selben tektonischen Schuppe mit dem Quarzitphyllit rechnen, wie es für den Semmering geschieht.

Wir sind damit ins Tauernfenster eingetreten, aus einer hohen tektonischen Scholle sind wir ohne Sprung in eine Tiefe geraten, ohne eine Deckenstirne zu umgehen. Das soll bei einem ordentlichen Fenster nicht vorkommen.

Zwei Fälle sind möglich:

Erstens unsere Semmeringserie ist gar keine hohe Serie, sondern hat die Stellung, die man ihr bisher zuschrieb. Dann hängt das Tauernfenster durch ein langes schmales Streifenfenster nach Osten entlang, denn von uns besprochenen Vorkommen, mit dem Semmeringfenster zusammen. Dieses Streifenfenster müßte man sich auch auf das kräftigste zwischen zwei doch nordwärts sich bewegende Decken rückgestülpt denken, außerdem wäre der Rahmen des Fensters im Norden tektonisch etwas ganz anderes als im Süden, ein Schönheitsfehler, den es allerdings mit dem Tauernfenster und Semmeringfenster in bisheriger Ausführung teilt.

Außer meinen früheren Beweisgründen sind es besonders diese absonderlichen Forderungen, die mich bewegen, die Semmeringserie als Schuppe ober der Muralpendecke zu deuten.

Dann bleibt noch die zweite Möglichkeit, das Tauernfenster ist gleichwie das Semmeringfenster gar kein Fenster, seine Gesteine sind die unseres hohen Stockwerkes, das durch sekundäre Ueberfaltung in die Tieflage geriet.

Wir sind hier einer ganz ähnlichen Gedankenreihe gefolgt, wie sie schon verschiedentlich, u. a. auch von Sander für das Westende des Tauernfensters ausgesprochen wurde, es treten tektonische Gruppen, die der Oberseite der Muralpen angehören, in das Fenster ein. Es kommt das davon, daß der Fensterrahmen nicht einwandfrei ist.

Die Kritik des Tauernfensters ist schon von Kossmat in der Arbeit „Die adriatische Umrahmung in der alpinen Faltungsregion“ gegeben worden, Mitt. d. Geol. Ges. Wien 1913, ferner von Heritsch, Anwendung der Deckentheorie auf die Ostalpen, Geol. Rundschau 1915, von Gesichtspunkten aus, mit welchen ich vollkommen übereinstimme. Ich möchte hier meine Ansichten hierüber vorbringen.

Das Tauernfenster ist wohl auf drei Seiten schön von ostalpinem Grundgebirge umrahmt, auf der Nordseite jedoch bildet den Fensterrahmen Pinzgauer Schiefer, der als Aequivalent des ostalpinen Grundgebirges also in unserem Sinne Muralpen genommen wird.

¹⁾ Sie gilt als Typus eines Gneises der Muralpen, zeigt aber in ihrer Tracht so auffällige Gegensätze zu den übrigen Muralpen, „alpine“ Züge im Gefüge, daß sich vorläufig dem Verdacht nicht ausschließen kann, daß an ihr Grogneisglieder teilnehmen.

Diese Gleichstellung ist der Fehler in der Rechnung. Der Pinzgauer Phyllit ist ein Gebilde von ausgesprochen alpiner Tracht, so daß es immer zu Gewissenskonflikten führt, in ihm etwas von der Grauwackenzone verschiedenes sehen zu sollen. Gleichberweise steht er auch der Schieferhülle sehr nahe, ist aber außerordentlich weit entfernt von der präalpinen Tracht der Muralpen, die er vertreten soll.

Ich will hier nicht die Existenz von Trennungslinien zwischen Schieferhülle, Pinzgauer Phyllit und Grauwackenzone leugnen. Diese sind sicher vorhanden, sind aber als untergeordnet zu bezeichnen gegenüber der Trennlinie Muralpen-Schieferhülle.

Bezeichnend ist, daß gerade an den Einfügungsstellen dieses so unsicheren Gliedes in den Fensterrahmen das Hineintreten von außen in das Fenster so leicht gelingt von Osten wie von Westen.

Ueberlegungen der Art führten mich dazu, das Tauernfenster wie das Semmeringfenster abzulehnen, wie dies auch Kossmat getan hat. Ich muß das Tauerngebiet auffassen als eine tiefliegende Scholle der Muralpen, auf der sich die Gesteine unserer Decken mit alpiner Tracht, also Semmeringdecken und Grauwackendecken angeschoppt haben.

Daß dem Stoff und Formbestand nach eine solche Gleichstellung möglich ist, ist ein wesentliches Ergebnis der Forschungen Sanders.¹⁾ Wir finden im Tauerngebiet Zentralgneise mit einer konstanten Ueberlagerung von Quarziten und Marmor und werden es nicht schwer finden in ihnen unsere Grobgnese und das Semmeringmesozoikum wiederzufinden. Ferner haben wir die eigentliche Schieferhülle, die ganz ungezwungen die Gleichstellung mit der Grauwackenzone verträgt. Insbesondere möchte ich auf eine weitere Analogie hinweisen. In unserer Grauwackenzone finden wir trotz der sonst weitgehenden tektonischen Vermengung unschwer wieder zwei Horizonte, die sich mechanisch verschieden verhalten, die aus paläozoischen Kalken und karbonem Klastikum bestehende Karbonzone und einen Hangendhorizont mit eigenartigen „Quarzphylliten“, die überall die Einstreu vulkanischen Materials verraten.

Es ist dies der Gegensatz zwischen Pflanzenkarbon und Magnesitkarbon, Leobner Karbonzone und Humberdeckschiefer, Stangalpenkarbon und Eisenhutschiefer.

Ich stelle hier die Frage auf, ob es nicht möglich ist den Gegensatz zwischen unterer Schieferhülle, Tuxer Grauwacke und oberer auf ähnliche Weise zu deuten.

In einem unterscheidet sich die Schieferhülle von der Grauwackenzone und das ist der Grad der Metamorphose. Der Kaltreckung der Grauwackenzone steht in der Schieferhülle Warmreckung, Kristalloblastese gegenüber, die Bedingungen der Umformung waren die einer tieferen Lage. Beiden ist aber die alpine Tracht gemein, ihr Formbestand stammt wesentlich aus der Alpenfaltung.

¹⁾ Genannt seien hier bes. die Arbeiten: Verh. d. Geol. R.-A. 1910. Zur systematisch Zentralalpiner Decken. — Brennerführer zur Exkursion der Geolog. Vereinigung. — Verh. 1919. Referat über Termier Resultats scientifiques de excursion alpine de la geologische Vereinigung. Jahrb. 1914. Beiträge aus dem Zentralalpin zur Deckung der Gesteinsgefüge, S. 591, 619.

Wir haben also statt des Tauernfensters die Nische Kossmats, besser noch die Form eines Sofas mit Rücken und Armlehne.

Die unvermittelte Tieflage einer derartigen Scholle ist ja an und für sich nicht besonders ansprechend und verlangt einen Erklärungsversuch, den Kossmat mit dem Eingreifen Adriatischer Linien versucht.

Ich möchte hier auf eine andere Erklärungsart hinweisen, nämlich durch die in diesem Gebiete ausnehmend große Mächtigkeit des Grobgnaises, wodurch die Muralpendecke in die Tiefe gedrückt wurde. Ich weise hier darauf hin, daß dort, wo die Grobgnaise wieder mächtiger werden, also von den Sekkauern bis ins Semmeringgebiet, wieder eine derartige Nischenform in den Muralpen entsteht.

Betrachten wir die Umrandung der Nische, so können wir sie nicht mehr wie früher als das Ergebnis eines einzigen Aktes betrachten, als Anschnitt einer einzigen Ueberschiebungsfläche durch die Erdoberfläche, sondern wir müssen den Südrand als etwas von Ost- und Westrand durchaus verschiedenes ansehen. Der Südrand ist eine Auffaltung des Muralpenuntergrundes, die in der Synkline vor sich eben die Zentralgnaise und Schieferhüllengesteine birgt. Diese Auffaltung hat auf Strecken durchaus nicht überall den Charakter einer Aufschiebung nach Nord.

Bezeichnend für die selbständige Stellung des Südrandes ist, daß Auffaltung und Synkline also der Embryo der Tauernnische auf weit größere Strecken angelegt ist als die Tauernnische, über das Eisacktal setzt sie sich im Schneeberger Zug fort, von dem Sander (Jahrb. d. Geol. R.-A. 1920) den Synklinealcharakter nachgewiesen hat, sein Ausbeben nach oben. Nur ist hier die Nordscholle, die Oetztaler nicht gesunken, sie liegen noch hoch und haben die Synkline nach S übergestülpt.

An dieser Stelle möchte ich auf die schon ausgesprochene Möglichkeit hinweisen, die Fortsetzung dieses Schneeberger Zuges in den Zügen von Laas und Schluderns zu sehen, die dem Gesteinsbestand nach sehr große Aehnlichkeit besitzen, welche letzterer als Wiedereintauchen der Schneeberger Synkline aufgefaßt werden kann. Er führt direkt in den Südrand der Schlingüherschöpfung in das Gebiet des Münstertaler Granites. Hier liegt nun wieder ein trachtfremdes Gestein, ein Gestein, das mit seiner vorwiegend mechanischen Deformation aufs äußerste den Zinkgraniten gleicht. Und auch dieser trägt wieder Mesozoikum, die Unterengadiner Dolomiten. Auf die Möglichkeit des weiteren Schrittes zur Trias Graubündens mit ihren eigenartigen Graniten sei hier nur hingewiesen.

Geben wir wieder an das Westende der Tauern zurück.

Die Schneeberger Synkline wird bei Sterzing von der Westgrenze der Tauernnische von dieser abgeschnitten, so daß ihr Untergrund aus Muralpengesteinen erscheint, wie Sander gezeigt hat. Dies bezeugt eben die Unabhängigkeit, ja Ungleichzeitigkeit dieser Westgrenze von der Südgrenze.

Es wäre wichtig zu wissen, ob eine ähnliche Unabhängigkeit auch am Ostende der Südgrenze des Tauernfensters vorliegt, ob auch hier die Südgrenze weiter hinaus angelegt ist. Kossmat zieht vom

Eck bei Spital eine Grenze im Dinarischen Streichen weiter. Es ist eine Frage, ob die Synklinalität nicht weiter nördlich zu suchen ist, ich hege Verdacht, daß die erhabene Stellung des Mirnock östlich des Millstätter Sees gegenüber der Stangalpengrauwacke bei St. Oswald auf die Fortsetzung dieser Synklinalität zurückzuführen ist.

Ist die Südgrenze selbständig, so können wir nicht umhin die Verhältnisse im Westen und Osten durch zwei gegeneinandergekehrte Ueberschiebungen zu deuten, obwohl derartige symmetrische Ueberschiebungen sehr an Reiz verloren haben. Doch sind die Verhältnisse hier nicht mit denen der Glarner Doppelfalte, zum Beispiel zu vergleichen. Die Doppelfalte mit Faltungsrichtung in der Richtung des Hauptzusammenschubes ist mechanisch unbrauchbar. Hier stehen aber die Aufschubsrichtungen senkrecht auf die Richtungen der Hauptfaltung, sie entsprechen zwei weit voneinander entstandenen, vielleicht lokalen Summierungen von Längsspannungen, die sich wegen der Tieflage der Scholle dazwischen gegeneinander auslösten.

An der Westgrenze sehen wir die Oetztaler Scholle hoch herausgehoben. Es ist eigenartig mit welcher Zähigkeit sie ihren Platz wahrte, gegen Westen, Süden und Osten hat sie alle Angriffe unter sich gezwungen. Auf ihr liegt die Trias des Tribulaun und darüber das Karbon des Nöblacher Joches, dieselben Gesteine, die im Osten in der Tiefe der Tauernnische an der Schieferhülle teilnehmen.

Im Osten bildet die Katschberglinie die Grenze. Wir haben östlich davon die Muralpen des Bundschuhgebietes, auf dem wieder Trias und Grauwacken des Stangalpengebietes thronen.

Sowie ich im S der Tauernnische die Matreier Serie als Mittelchenkel der Semmeringdecke auffassen muß, die in die Tauernnische hinuntertaucht, um als Hochstegenmarmor wieder zu erscheinen, muß man im Osten die Katschbergserie deuten, die Gruppe von Triasgesteinen, die am Katschberg unmittelbar unter den Muralpengesteinen liegt.

Vom Katschberg nach Norden kommt man nun in die Radstätter Tauern. Es wäre aber unrichtig, diese als in der direkten Fortsetzung der Katschberglinie liegend anzusehen. Schon der auffällige Knick im Streichen bei St. Michael im Lungau spricht dagegen. Die Katschberglinie hört am Katschberg auf die Begrenzung der Tauernnische zu bilden, sie biegt kräftig nach NO und O aus, wird zur Bundschuhlinie an der die südliche Bundschuhgneismasse, eine Masse ähnlich der der Gleinalm auf die nördliche Schladminger Masse aufgeschoben erscheint.

Schladminger Masse mitsamt der daraufliegenden Semmeringdecke erhalten dadurch eine außerordentlich selbständige Stellung im Rahmen, was sich besonders dadurch ausspricht, daß sie außerordentlich weit gegen W in die Tauernnische vorgetreten erscheinen, was vielleicht dadurch bedingt ist, daß hier die Füllung der Tauernnische nicht mehr die Höhe erreichte, als in den Breiten, wo der Zentralgneis so riesige Massen bildet.

Die Beurteilung der Rolle der Radstätter Tauern in dem Bauplan leidet an der Unsicherheit der Stratigraphie. Es wurde bisher aller Kalk als Jurakalk gedeutet. Es ist aber, wie von Kennern

anderer Zentralalpiner Triasprofile bestätigt wird, durchaus wahrscheinlich daß auch Muschelkalke in den Radstätter Tauern vorkommen, man muß daher auch sehr vorsichtig damit sein, jede Rauchwacke von vornherein zur Reibungsrauchwacke zu ernennen, es gibt ja wirklich solche, und damit zwischen Trias und jedem Quarzit eine weitreichende Bewegungsfläche zu setzen.

Durch diese Unsicherheit wird es auch schwierig die Entscheidung über Synklinalität und Antiklinalität uns damit über die Schubrichtung zu treffen.

Derzeit ist es nur möglich eine tektonische Gliederung der Radstätter Tauern in allgemeiner Form zu geben, indem man die Form der einzelnen Platten heranzieht.

Von dem Bau der Radstätter war bis jetzt nur ein Grundzug in der Literatur bekannt, der Aufbau aus nach NNO unter die Schladminger einfallenden Platten, die als Ausdruck des Niedertauchens der Tauerndecken in dieser Richtung gedeutet wurde.

Es würde banal erscheinen, wenn ich lediglich behaupten würde, daß mit selbem Recht die Tauern als auch von NNO her überschuppte Serie angesehen werden können, wenn nicht für diese Behauptung Beweise vorhanden wären. Diese Beweise hat schon Kossmat erbracht durch den Hinweis auf die äußerst kräftig nach SW überschlagene Kalkspitzfalte. Diese muß aus der Tiefe kommen, denn sie zieht sich im Streichen nach W schon bei Steinkar und Sinnhub nach unten zurück. Diese Form kann sicherlich nur durch Aufschub der Schladminger Masse von NO her erklärt werden.

So haben wir hier als erste tektonische Erscheinung ein nach SW aufeinandergetürmtes Schuppensystem, von unten nach oben: Speiereck-, Hochfeind-, Lantschfeld-, Tauerndecke.

Letzte, die mächtigste kann von Tweng im Taurachtal über die Berge südlich Obertauern nach Westen verfolgt werden ins Gasthofkar, Mosermandl-, Faulkogel-, Tappenkargebiet.

Unter ihr, in den Hängen des Zederhaustales wunderbar aufgeschlossen, können wir die Ausspitzungen der unteren Schuppen bis fast zum Tappenkarsee verfolgen.

In dem Westteil der Tauerndecke setzt nun ein zweites tektonisches Element ein mit angesprochener Bewegungstendenz nach NW, ich habe es das Neukarsystem genannt. Es ist innig verknüpft mit der Gestaltung des Westrandes der Tauerntrias.

Der Lackenkogel südlich von Altenmarkt im Ennstal ist das nördlichste Vorkommen richtiger Tauerntrias. Er ist ein echtes Fenster, taucht ringsherum unter Quarzite unter, wir müssen uns seine Fortsetzung in der Tiefe vorstellen.

Am nächsten Kamm im Westen, in dem zwischen Flathau und Kl-Arl sehen wir die Abkömmlinge derselben Schuppe allerdings bedeutend weiter im S, aber oben am Kamm in die Luft ausstreichen, Ennskraxen. Die Tauerndecke müßte also im Bereich des Flachhaustales aus der tiefen Stellung im Osten in die hohe im Westen übergehen, das heißt, wir müßten einen Ausbiß von Trias am ganzen Osthang des Flachhaustales vom Lackenkogel nach S haben. Es ist aber nur Quarzphyllit zu sehen. Erst im S bei der Vereinigung der

beiden Quellbäche, Ursprung und Enns, sehen wir den ersten Triasausbiß, erst dort setzt die Tauerndecke übers Tal. Es kann also nördlich von dieser Stelle die Trias gar nicht nach Westen reichen, die Tauerndecke muß hier einen fast NS streichenden Rand haben, ich mag derzeit nicht Stirn sagen.

Südlich davon setzt das Neukarsystem ein, ein Schuppensystem mit Ansteigen nach NW bis WNW. In einer Stelle an der Windischscharten östlich des Faulkogels konnte nachgewiesen werden, durch Verfolgung des möglichen Umrisses einer Falte, daß die Bewegungsrichtung mit der Steigrichtung übereinstimmt.

Eine mächtige Bewegungsfläche trennt zuerst eine untere Schuppe, die der Ennskraxen-Mauereck von einer höheren ab. Es ist daß das Gebiet der größten Mylonitisierung in den Radstättern. Von der Ennsalm bis fast zum Gipfel des Benzecks reichen die Grauwacken und zertrümmerten Dolomite. Die Bewegungsfläche ist weiter zu verfolgen unter dem Bernkarkogel, durch die Viehhof- und Hofalm. Dort stecken im zwischengeschalteten Quarzit noch richtige Schladminger Gneise, dann auf der Westseite des Kl. Artales bis ins Mauereck. Darüber folgt dann Schuppe über Schuppe, die die düsteren Bänder von Pyritschiefer in den Dolomitwänden des Faulkogels und der Tappenkarberge bilden.

Dies ist das Neukarsystem, für mich der Ausdruck des Westdrängens der Schladminger Masse mit ihrer Auflagerung.

Im SW der Radstätter Trias haben wir ein drittes Element, das Eingreifen der Tektonik der Tauernnische selbst in den Bauplan der Radstätter. Dieser Teil war so weit nach W vorgedrungen, daß er die Bewegungen der Schieferhülle selbst mitmachen mußte.

Man sieht im Maierkogel am Tappenkarsee und dem Draugestein den ganzen Komplex von Tauerndecke mit ihrem Neukarsystem und Resten drunterliegender Schuppen in eine nach N überliegende Synklone geknüllt, einen Paroxysmus von Verknetung.

Dies sind die drei tektonischen Leitlinien der Radstätter, nach meiner Ansicht zurückzuführen auf drei getrennte Vorgänge, einem Uebergleiten nach W, einem Uebergleiten nach SW und die Eigen-tektonik der Tauernnische. Ich glaube, daß diese Reihenfolge auch der Folge des zeitlichen Auftretens entspricht, ohne es aber für 1 und 2 beweisen zu können. 3 ist aber sicher jünger als 1 und 2.

Auf die Interferenz dieser so verschiedenen Einflüsse führe ich auch das Auftreten der so eigenartig bockigen kurzen Antiklinen zurück, wie Lackenkogel, Steinfeld, Kalkspitz etc.

Werfen wir noch einen Blick auf die Füllung der Tauernnische im Verhältnis zur Grauwackenzone. Wir können hier immerhin Unterteilungen machen, die mit den bisher immer gemachten Einteilungen übereinstimmt. Also, untere obere Schieferhülle, Pinzgauer Phyllit, Grauwackenzone. Wir werden diese Unterabteilungen als Teildecken ansehen, welche teilweise der Tauernnische entstammen oder von der gesamten Muralpendecke abgeglitten sind. Letzteres trifft eigentlich nur für die Grauwackenzone zu, denn diese ist die einzige, die sich im Streichen nach Osten wesentlich über die Tauernnische hinaus ausdehnt. Sie ist eine Decke, die sich um die Nische nicht kümmert,

die also von den gesamten Muralpenrücken durch die Kalkalpen abgeschürft wurde. In diesem Sinne ist die Tauernnische allerdings ein Fenster, aber eines unter der Grauwackendecke, nicht unter der Muralpendecke. Auch muß man dann sagen, daß nicht bloß die Tauernnische, sondern der größte Teil der Zentralzone zu diesem Fenster gehört.

Anders ist es mit der Decke der Pinzgauer Phyllite, die im wesentlichen nur vor der Tauernnische liegen, im Meridian von Mandling eigentlich aufhören.

Von diesen können wir sagen, daß sie wohl einer von der Tauernnische selbst angehörigen Decke angehören.

Wir haben oben gesehen, daß die Muralpen mit Zugehör von Osten her die Tauernnische übergeronnen sind. Nun ist aber gerade dieser Teil, die Radstätter von den Pinzgauer Phylliten überstiegen, ganz ähnliche Verhältnisse scheinen auch im W zu herrschen. Die Decke der Pinzgauer Phyllite scheint also jünger als der seitliche Zusammenschub der Tauernnische.

Es ergeben sich überhaupt eine Reihe schwieriger Probleme für die Zeitbestimmung. Eines der wichtigsten wird folgendes sein. Wir sehen in Zentralzone eine Reihe von Verkürzungen in axialer Richtung; solche Verkürzungen sind auch aus der Kalkzone bekannt. Es wäre zum Beispiel sehr verlockend die Landler Bögen mit der Trofaiachlinie in Verbindung zu bringen. Es ist statthaft einen derartigen örtlichen und zeitlichen Zusammenhang zu machen, insbesondere deswegen, weil die axialen Verkürzungen der Kalkzone wohl in allen Fällen als junge oder jüngste Bewegungen bekannt sind.

Zum Schlusse sei mir noch die Bemerkung gestattet, daß ich mir wohl bewußt bin, bei diesem Versuch der Aufklärung des Baues vielfach nach dem Grundsatz der Oekonomie des Denkens vorgegangen zu sein, nach der für mich einfachsten Hypothese, daß in der Tracht gleichstehende Gesteine auch der gleichen tektonischen Gruppe angehören.

Ich kenne sehr wohl die Gefahren des Einfachkeitsprinzipes gegenüber der Fülle der Möglichkeit der Natur, weiß, daß es als Argument gegenüber jeder erkannten Tatsache zurückstehen muß. Es liegt aber andererseits in der menschlichen Unzulänglichkeit, daß man dieses Prinzip als Arbeitshypothese nicht entbehren kann.

Ich muß aber obige Einschränkung dahin präzisieren, daß wohl die tektonische Gleichstellung von Gesteinen gleicher Tracht eine Tat einfachen Denkens war, nicht aber die Trennung von Gesteinen verschiedener Tracht. Letzterem Gedankengang möchte ich wohl bedeutend größeres Gewicht beilegen.

Es ist ganz wohl möglich, daß der einheitliche Mantel von hoch mechan. durchbewegten Gesteinen der Semmeringdecken, die ich in einer Arbeit über die Zentralalpen gelegt habe, in einzelne Schuppen zerlegt werden wird, die miteinander in anderem Sinne als so einfach tektonisch verknüpft sind, mein Hauptzweck war aber den Gegensatz zu zeigen, den diese Gesteine gegenüber den Gesteinen, die ich Muralpen nannte, haben.

Leoben, 1. Juni 1921.

Beiträge zur Geologie der Ennstaleralpen.

Von Otto Ampferer.

Mit 12 Querschnitten.

Ueber die Ennstaleralpen hat in der letzten Zeit G. Geyer in der Zeitschrift des D. u. Oe. A.-V. (1918) einen sehr anschaulichen, geologisch-morphologischen Aufsatz veröffentlicht, der indessen nicht auf eine systematische Neuaufnahme dieses Gebirges begründet war. An seine Arbeit schließe ich hier an.

Die letzte geologische Aufnahme dieses Gebietes geht noch auf A. Bittner zurück, der das Kartenblatt „Admont-Hieflau“ in den Jahren 1885—1887 durchforscht, mehrere Mitteilungen über seine Funde in den Verhandlungen verlauthart und endlich eine voll ausgezeichnete Manuskriptkarte 1:75.000 hinterlassen hat.

Durch die Vorarbeiten für den geplanten Ausbau der Ennswasserkräfte zwischen dem Admonter Becken und der Gegend von Weissenbach-Altenmarkt hatte ich in den Jahren 1918 und 1919 einzelne Teile der Ennstaleralpen und endlich 1920 so ziemlich das ganze Gebiet kennen gelernt und auf Grund der neuen Alpenvereinskarte von Ingenieur L. Aegerter 1:25.000 geologisch dargestellt.

Ich hatte mich dabei in den Jahren 1919—1920 der Mitarbeit von Herrn Professor Dr. Ingenieur J. Stiny zu erfreuen und werde diese schöne Zeit gemeinsamer Bemühungen und Erfolge stets in angenehmer Erinnerung bewahren.

Wenn ich hier die Berichterstattung übernehme, so bitte ich die Leser daran festzuhalten, daß die Aufnahmen unser gemeinsames Werk bilden und nur die darin abgeleiteten Schlüsse in der hier vorliegenden Form meine Arbeit sind.

Bei dieser Gelegenheit möchte ich nicht versäumen, dem Leiter der steirischen Wasserkraftstudien Herrn Oberbaurat Ingenieur R. Hofbauer für seine weitgehende Förderung und Anteilnahme an dem Fortschritt unserer geologischen Untersuchungen besonders zu danken.

Einfachheit der Schichtfolge und Einfachheit der Tektonik scheinen sich gerne zu vereinigen und bringen dann gewöhnlich monumentale Formen zustande. Das hat auf den ersten Blick gewiß auch von den Ennstaleralpen zu gelten.

Ein breites, ostwestlich streichendes Gewölbe senkt sich hier gegen Osten zu in die Tiefe und ist von einem großen Firsteinbruch zerschnitten, dem entlang die Enns die gewaltige Gesäuseschlucht ausgearbeitet hat.

Einem weiteren Einbruch dieses Gewölbes folgt die Furche des Buchauer Sattels.

Im Norden wie im Süden wird unser großes Gewölbe von ost-westlich streichenden Störungen abgeschnitten.

Die Schichtfolge besteht aus Werfener Schichten mit Haselgebirge, sehr mächtigem unterem Dolomit, ganz verkümmerten Raibler Schichten, Dachsteindolomit und Dachsteinkalk, welcher letzterer ausschließlich die Gipfel bildet.

Nur an wenigen geschützten Stellen haben sich noch jüngere Ablagerungen erhalten. Als solche wären insbesondere Liaskrinoidenkalke zu erwähnen, die eng mit dem Dachsteinkalk verbunden scheinen und endlich Gosauablagerungen, welche aber erst einem schon fertigen und tief erodierten, älteren Gebirge aufgelagert wurden und also nicht zum ursprünglichen Schichtbestand gehören.

Von anderen ebenfalls teilweise jüngeren Ablagerungen wird es sich zeigen, daß sie durch Ueberschiebungen auf die Ennstaleralpen hinangetragen wurden. Bittner hat sich, so viel aus seinen Beschreibungen zu ersehen ist, mit dieser einfachen Tektonik zufrieden gestellt. Auch Geyer verwendet neben der Faltung fast nur Verwerfungen in seinen Profilen, doch kann man zwischen den Zeilen lesen, daß er eine Auflösung in einzelne Schubdecken nicht für ausgeschlossen hält. Die neue Aufnahme hat eine solche Auflösung zur Notwendigkeit gemacht.

Ich wähle den beiliegenden Querschnitt Fig. 1 durch die Mitte der Ennstaleralpen zum Ausgang meiner Beschreibung.

Ein Blick auf diesen Querschnitt lehrt uns einerseits das flache weitgespannte Grundgewölbe der Ennstaleralpen, andererseits jene An- und Auflagerungen kennen, welche dazu geführt haben, sie als „Fremdkörper“ auszuscheiden, die erst durch einen eigenen Überschiebungsakt dem unterliegenden Gewölbe aufgeladen wurden.

Besehen wir uns nun jene Fremdkörper näher. Im Süden haben wir es zunächst mit einer ziemlich ausgedehnten, langgestreckten Scholle zutun, deren Begrenzung bereits Bittner im wesentlichen bekannt war.

Ihre stratigraphisch abweichende Schichtentwicklung hat ihn zur Aufstellung seiner „Hüpfingerkalke“ veranlaßt.

Die Schichtfolge beginnt zunächst mit typischen bornsteinreichen Reifingerkalken. Fig. 2. Ueber diesen stellen sich dann nach Bittner ein:

1. Ein ansehnlicher, mächtiger Komplex von *Halobia rugosa*-Schiefern mit kalkigen Zwischenlagen und Toneisensteineinschaltungen. *Halobia rugosa* ist häufig; in den Kalken treten Brachiopoden von Cassianer Typus auf; Cephalopoden bisher nur in Fragmenten.

2. Ein Komplex von bunten, grau, graugrün, zum Teil auch rotgefärbten, hornsteinreichen Knollenkalken vom Typus des Buchensteiner, gewisser Reifinger- und der Pötschenkalke mit spärlichen Ammonitendurchschnitten, häufiger Daonellenbänke führend von einer Art, welche den in den obersten Reifingerkalken und ihren Mergelzwischenlagen bei Gr.-Reifling auftretenden zum mindesten sehr nahe steht = Hüpfingerkalke.

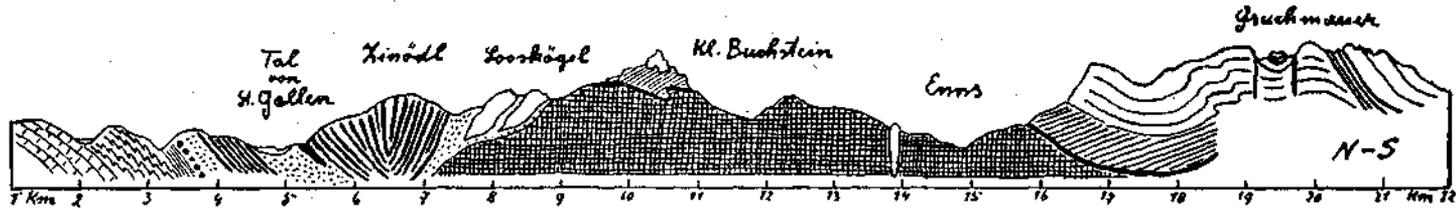


Fig. 1.

Punkte = Werfener Schichten und Haselgebirge.
 Gitter = Unterer Dolomit.
 Dicke Schraffen = Gutensteiner- und Reifingerkalk.
 Dicker Strich = Raiblerschichten.
 Schräge Schraffen = Dachsteindolomit.

Weite Schraffen = Dachsteinkalk und Liaskalk.
 Wechselgitter = Hauptdolomit.
 Gewellte Linien = Juraschichten.
 Dünne Schraffen = Neokom.
 Dicke Punkte = Gosauschichten.

3. Helle, zum Teil ebenfalls rötlich gefärbte, hornsteinarme, zumeist gänzlich hornsteinfreie Kalkmassen der Kämme, mit mehreren Halobia- oder Daonella-Arten zum Teil von großen Dimensionen; Gesteine teilweise an die Salzburger Hochgebirgskorallenkalke erinnernd. Der Beschreibung Bittners ist nichts zuzufügen.

Es unterliegt keinem Zweifel, daß man diese Schichtentwicklung mit ihrer starken Anreicherung von Hornsteinausscheidungen nicht unmittelbar an die Südseite der Ennstaler Alpen anschließen kann, daß also mit andern Worten die hier als Grenze vorliegende Störungsfläche nicht etwa ihrem Wesen nach eine Verwerfung sein kann, und ihre stellenweise vorhandene Steilstellung nur einen sekundären Zug von nachträglicher Aufprägung vorstellt.

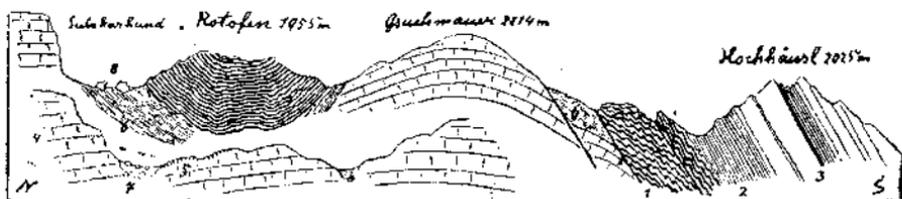


Fig. 2.

- 1 = Reifingerkalke.
- 2 = Raiblerschichten (mit Hüpfingerkalcken).
- 3 = Dick- und dünnbankige, lichte Kalke.
- 4 = Dachsteinkalk.
- 5 = Rotzementierte Liabreccien.
- 6 = Liasspongien- und Fleckenmergel.
- 7 = 8 = Blöcke von Dachsteinkalk.

Das Profil Fig. 2 zeigt ja übrigens klar genug, daß an der Basis unserer Ueberschiebung noch jüngere Schichten von arger Zerschuppung mitgeschleppt wurden.

Außerdem hat die Neuaufnahme aber ergeben, daß die Scholle der Hüpfinger Trias gegen Osten zu als Kern in eine Mulde von Dachsteinkalk eintritt, als deren Südflügel der stolze Kamm des Lugauer zu gelten hat. In dieser Mulde sind noch auf größere Flächenräume hin im Hangenden des Dachsteinkalk prächtige Liaskrinoidenkalke erhalten.

Diese Einlagerung der „Hüpfingerkalke“ in eine Mulde von Lias und Dachsteinkalk war Bittner unverstanden geblieben und so suchte er hier die Verhältnisse durch eine beträchtliche Querstörung zu erklären, die sicher nicht vorhanden ist. Die Dachsteinkalkmulde des Lugauer streicht von NO gegen SW und wird von der südlich folgenden Grauwackenzone schräg abgeschnitten. Mit der Erkenntnis der „Hüpfingerkalke“ als Schubdeckenrest ist aber die Tektonik dieser Gegend nicht erschöpft.

Die Betrachtung von Fig. 2 ergibt, daß an der Südseite der Gschnmauer und wahrscheinlich auch an deren Nordseite beträchtliche Absenkungen vorhanden sind, auf die wohl in letzter Linie überhaupt die Erhaltung unserer hier liegenden Fremdkörper zurückzuführen ist.

An der Südseite der Gsuchmauer liegt eine abgesenkte Scholle von Dachsteinkalk, auf welcher sich ganz zerschuppte und verquetschte Liasfleckenmergel befinden.

Dieselben zerquetschten Mergel treffen wir dann auch an der Nordseite der Gsuchmauer, wo dieselben die Unterlage des Rotofens bilden.

Nach Bittner sollen hier auf diesen Liasschiefern und Spongienmergeln Jurahornsteinkalke liegen.

Eine genauere Besichtigung dieser prächtig gefalteten Mulde ergibt jedoch, daß es echte Reiffingerkalke sind, genau dieselben, welche auch im Süden der Gsuchmauer liegen.

Wir haben also als bisheriges Ergebnis im Süden auf den Ennstaleralpen eine Scholle von anders entwickelter Trias mit Schubfetzen von mergeligem Jura an der Basis. Diese Schubdecke hat sich hier anscheinend dadurch erhalten, daß sie in Mulden und Absenkungszonen vor der Erosion mehr bewahrt blieb.

Mulden und Einsenkungen streichen hier nicht ostwestlich, sondern scharf NO—SW. Es ist dies eine tektonische Richtgebung, der wir auch weiterhin in den Ennstaleralpen noch mehrfach begegnen.

Die Schubmassen liegen entweder unmittelbar auf dem Dachsteinkalk oder auf den Liaskrinoidenkalken. Höhere Schichtgruppen sind auf dem Grundgewölbe der Ennstaleralpen nicht zu finden. Was sonst noch von Juraablagerungen vorhanden ist, liegt in tektonisch scharf beanspruchten Formen vor und gehört als Mitschleppung an die Basis der darüber gegangenen Schubmasse.

Dieser Befund läßt nun 3 Deutungen zu. Es können hier überhaupt keine jüngere Schichtmassen abgelagert worden sein, dieselben können zwar abgelagert aber dann entweder durch die Erosion zerstört oder durch die Ueherschiebung weggeschoben worden sein.

Die erste Deutung ist ganz unwahrscheinlich. Dagegen dürften nach meiner Einsicht die beiden anderen Fälle verwirklicht sein.

Wir hätten also hier einerseits mit einer ganz beträchtlichen Erosion noch vor der Großüeherschiebung, anderseits bei dieser selbst mit einer teilweisen Abschiebung von jüngeren Schichten des Grundgewölbes zu rechnen.

Beweise für diesen letzteren Vorgang werden wir an der Nordseite der Ennstaleralpen finden.

Schreiten wir an unserem Uehersichtsprofil gegen Norden weiter, so treffen wir erst an der Nordseite der Enns wieder auf eine Störung, die sich hier als eine Verwerfung zu erkennen gibt, an der eine schmale Scholle von Dachsteinkalk zwischen die hellen Dolomitmylonite eingesunken ist.

Verfolgen wir diese Verwerfung indessen weiter nach Osten so treffen wir in der Hochmulde nördlich von Bruckstein—Schlagermauer—Himbeerstein—Hausmauer eine viel reichere Schichtfolge, die das mannigfache Spiel der Tektonik entlang dieser Linie aufzulösen gestattet.

Die Querschnitte Fig. 3—4 geben einen Einblick in die hier erschlossenen Verhältnisse.

Wir erkennen an den schönen Aufschlüssen im Bruckgraben, daß sich über dem steil einfallenden Dachsteinkalk und Liaskalk auch

hier wieder arg zerschuppte und zerfaltete Liasfleckenmergel einstellen. Diese Mergel und Kalke zeigen eine so starke Bearbeitung wie sie durch eine einfache Senkung und Einklemmung nie entstehen könnte.¹³

Wir halten sie deshalb ebenfalls wieder für einen Fremdkörper, der zu der großen Schubdecke im Hangenden der Ennstaler-alpen gehört.

Interessant ist es nun zu sehen, wie die darüberliegenden Gosauschichten den Dachsteinkalk samt den Liasfleckenmergeln schräg übergreifen.

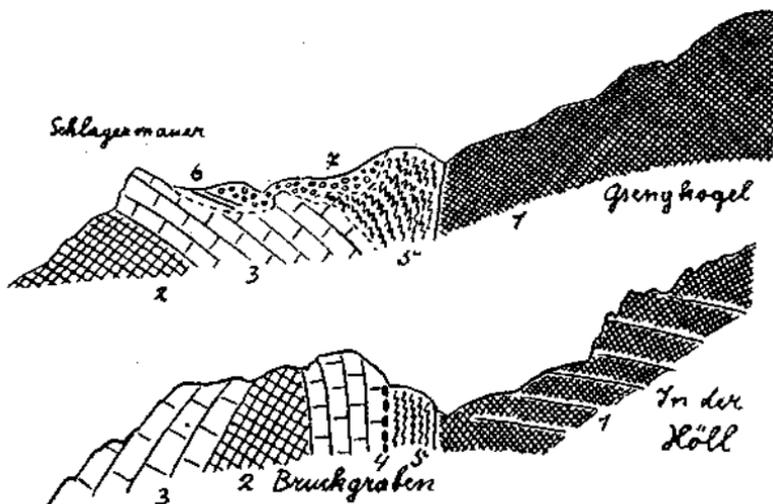


Fig. 3-4.

- 1 = Unterer Dolomit.
- 2 = Dachsteindolomit.
- 3 = Dachsteinkalk.
- 4 = Liaskalk.
- 5 = Liasfleckenmergel.
- 6 = Gosauergel mit Kohlen.
- 7 = Gosaubreccien und Konglomerate.

Die Gosauschichten des Laferwaldgebietes haben eine Längserstreckung von über 4 km und stellenweise noch eine beträchtliche Mächtigkeit.

Ueberwiegend sind rotzementierte, bunte Breccien und Konglomerate. Exotische Gerölle sind häufig.

In einem festen, blaugrauen Ton liegen dünne, 2—3 dm mächtige Pechkohlenflözchen, von prächtigem muscheligen Bruch. Daneben stecken krumme Kohlerscherben kreuz und quer in diesem Ton.

Auf diese Kohlen wurde schon mehrfach geschürft, doch ohne rechten Erfolg.

Die Gosauschichten liegen deutlich transgressiv über den intensiv gefalteten Fleckenmergeln und greifen von diesen auf den hegleitenden Dachsteinkalk über. Von dem im Norden anstoßenden unteren Dolomit

sind sie durch eine meist sehr steil gegen Süden einfallende Verwerfung getrennt.

Wir erkennen also hier folgende tektonische Ereignisse:

Erste Faltung und Erosion der Ennstaleralpen. Ueberschiebung von Fleckenmergeln über Dachsteinkalk, der nur stellenweise von Liaskrinoidenkalken bedeckt war. Tiefe, langandauernde Erosion und Ablagerung von Gosauschichten.

Endlich Einsenkung eines langen Streifens von Dachsteinkalk samt Schubdecke und Gosau.

Die Einsenkung dieses dem Gesäuse parallelen Streifens von Dachsteinkalk zieht gegen Osten zu weiter.

Die Störungslinie läßt sich vom Laferwald ziemlich genau ost-westlich über die Hochscheidenalm (östlich von Gstatterboden) an der Südseite des Tamischbachturmes verfolgen.

Der auf der Karte Bittners hier verzeichnete Gosaurest ist unserer Aufmerksamkeit entgangen. Nördlich vom Scheibenbauer liegt dann eine breite Einfüllung von hochgelegenen alten Ennsschottern mit Moränen darüber. Bei Hiefrau setzt diese Störung aber wieder genau in derselben Richtung deutlich sichtbar weiter. Dieser Einsenkungsstreifen parallel dem Gesäusedurchbruch ist aber auch südlich der Enns ganz klar zu erkennen.

Gegenüber dem Laferwald und Himbeerstein sehen wir am Gesäuseeingang die kühne Zinne der Haindlmauer südlich der Enns aufragen. Die Haindlmauer besteht aus Dachsteinkalk. Zwischen ihr und dem stolzen Haupt des Reichensteins liegt aber die tiefe Einsattelung der Goferalpe und hier treffen wir unmittelbar dem Dachsteinkalk aufgelagert Werfener Sandsteine, Rauhwacken und Haselgebirge. Diese Schichtmasse überlagert den Dachsteinkalk der Haindlmauer und stößt im Süden längs einer ostwestlichen ziemlich geraden Linie am unteren Dolomit des Reichenstein ab.

Nach der ganzen Lagerung handelt es sich hier nicht um eine Aufpressung von unten, sondern wieder um einen Rest der hangenden Schubmassen, der hier durch die tiefe Absenkung ausnahmsweise erhalten blieb.

Eine interessante Längsverwerfung haben wir in dem Massiv des Großen Buchstein entdeckt. Hier hat sich aus der genauen Verfolgung des Raiblerbandes die Sprunghöhe dieser Verwerfung, welche zwischen dem Gipfel des Großen Buchsteins und der Admonter Frauenmauer (Alpenvereinskarte!) durchschneidet, zu etwa 200 m ergeben.

Der gewöhnliche, markierte Weg zieht in der Schlucht neben dieser Verwerfung zum Gipfel empor. An der Verwerfungskluft fanden wir hier Fig. 5 zwischen den Dachsteinkalkwänden grauliche, feine Sandsteine mit schwärzlichen Streifen, dann rote, dünn-schichtige kristalline Kalkplatten mit Lagen aus kleinen Kalkspatkristallen. Zwischen den Kristallen liegen schwarze Erzstückchen und glatte, kleine Kieselgerölle. Es macht den Eindruck, als ob gleichsam ein Brei von Kristallen abgelagert worden wäre. Wahrscheinlich haben wir hier einen hochgelegenen Rest von Gosauschichten vor uns, der in der Verwerfungskluft geschont und erhalten blieb.

Dieselben Ablagerungen, nur viel reichlicher und ausgedehnter, haben wir dann auch im Gebiet des Hochhäus! und der Hüpflingermauer entdeckt. Auf dem eigentlichen Plateau des Großen Buchstein haben wir keine Spuren dieser Ablagerung getroffen, obwohl sie bis wenige Meter unter den Plateaurand emporreicht.

Mit dieser Verwerfung beginnt eigentlich schon die Vorzeichnung der tiefen Einsenkung des Buchauersattels.

Diese Einsenkung ist ganz in lichte Dolomitmassen eingeschnitten, die von Moränenwällen, Bach- und Hangschutthalden tief verhüllt werden. Wie aber die Detailaufnahme festgestellt hat, wird auch

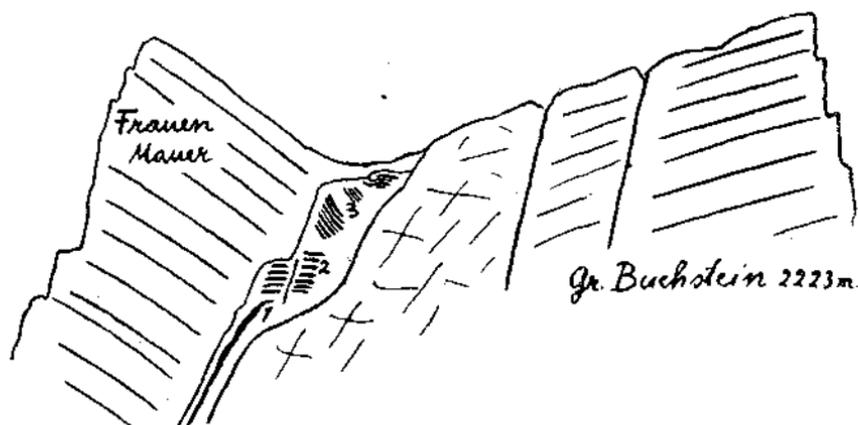


Fig. 5.

- | | |
|--|--------------------|
| 1 = Grauliche, feine Sandsteine mit schwärzlichen Schmitzen. | } Gosau-schichten? |
| 2 = Grauer, rötlicher Dolomit. | |
| 3 = Rote, dünschichtige kristallinische Kalkplatten. Lagen von Kalkspatkristallen mit Erzstückchen und kleinen Geröllen. | |

diese hreite Dolomitzone von Längsstörungen durchzogen, denen entlang Schollen von Dachsteinkalk ins Niveau des unteren Dolomits abgesunken sind.

Solche Schollen liegen südlich des Buchauersattels am Nordhang des Stockerkogel und nördlich am Abhang des Himmelreich. Die letztgenannte Scholle zeigte ein steiles Einfallen gegen Süden.

Der Kamm des Himmelreich gehört nicht mehr den Gesäusebergen, sondern bereits dem Zug der Hallermauern an.

Er bildet nämlich einen Vorkopf des Grabnerstein und hesteht seiner Hauptmasse nach aus lichtem, mylonitischem Dolomit, von dem wir nicht ganz sicher sind, ob er ins Liegende oder ins Hangende der Raiblerschichten gehört.

Gehört derselbe ins Liegende der Raiblerschichten, so haben wir zu beiden Seiten des Buchauertales denselben unteren Dolomit und somit einen ziemlich ungestörten Zusammenhang zwischen dem Massiv des Buchsteins und den Vorbergen der Hallermauern. Gehört er aber ins Hangende der Raiblerschichten, so muß entlang dem

Buchauertal eine bedeutende gegen NO streichende Verwerfung hinziehen, welche den unteren Dolomit der Gesäuseberge unmittelbar neben den Dachsteindolomit des Grabnersteinzuges setzt.

Der Aufnahmebefund spricht mehr für diese letztere Annahme, welche auch eine tektonische Verzeichnung der Buchauertalung hegründen würde.

Außer dem Vorkopf des Himmelreich 1369 m besitzt der Zug des Grabnerstein noch weiter nordöstlich den Vorkopf des Lahnerkogel 1224 m.

Beide Vorköpfe bestehen also wahrscheinlich aus Dachsteindolomit und werden durch tiefe Sättel von dem Zug des Grabnerstein abgetrennt, in denen nun wieder Fremdkörper lagern.

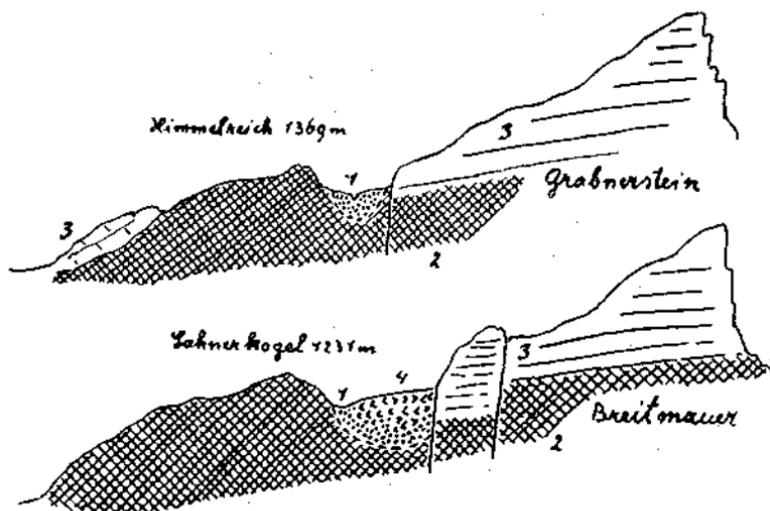


Fig. 6—7.

- 1 = Werfener Schichten und Haselgebirge.
- 2 = Dachsteindolomit.
- 3 = Dachsteinkalk.
- 4 = Hornsteinrümmernmassen.

Es sind dies am Lahnersattel Fig. 6 Werfener Sandsteine und Haselgebirge, darüber eine große Masse von arg zerdrückten und zerschuppten grauen, schwärzlichen, seltener rötlichen Jurahornsteinen.

Dieselben haben viele Aehnlichkeit mit den Hornsteinkalken der sogenannten Oheralmerschichten.

Am Sattel nördlich des Himmelreich Fig. 7 finden wir zunächst eine tiefe Gipsdoline, dann Werfener Sandsteine, vermischt mit dunklem, weißadrigem Kalk- und Dolomitschutt. Vereinzelt liegen auch düsterrote feinkörnige Verrukanomassen und Quarzkonglomerate dahei.

Dieses ganze Schichtgemische liegt deutlich auf lichtem Dolomitmylonit, der an der Nordseite des Sattels geschlossen darunter durchzieht.

Etwas westlich von diesem Sattel mit der Gipsdoline sieht man den Dachsteinkalk des Grabnersteins mit einer steilen Schuhnfläche

an den lichten Dolomit des Himmelreich stoßen. Diese Schubfläche streicht gegen NO und ist mit Rutschstreifen verziert, die flach gegen NO zu ansteigen.

Auf dem Dolomit lagert das Haufwerk von Werfener Sandsteinen und schwarzen Kalken der unteren Trias. Es ist sehr wahrscheinlich, daß wir hier wieder Reste unserer oberen Schubdecke vor uns haben.

Vom Lahnersattel konnten wir solche Reste auch noch weiter östlich bei der Hubenbaueralm und oberhalb des sogenannten Pulvermachers entdecken. Hier wurde sogar in früherer Zeit des Gips dieses Zuges in Abbau genommen.

Westlich vom Pulvermacher liegen auch dunkle, bituminöse Kalke und Dolomite der unteren Trias unmittelbar auf, dem lichten Dachsteindolomit.

Sie dürften ebenfalls Reste unserer oberen Schubmasse vorstellen

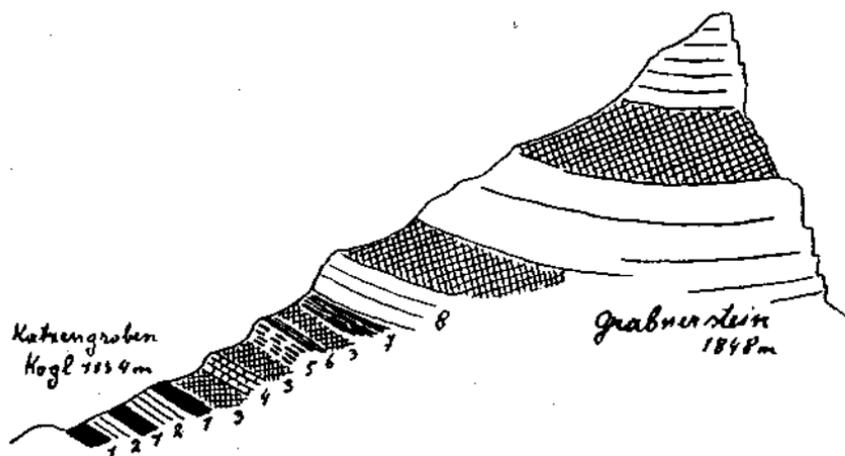


Fig. 8.

- 1 = Lunzer Sandsteine.
- 2 = Dunkle, bituminöse, dünn-schichtige Kalklagen.
- 3 = Heller Dolomit
- 4 = Feste, bräunlichgraue Kalkbänke mit Ostreen.
- 5 = Dolomit- und Kalklagen mit dunklen Hornsteinlinsen.
- 6 = Dünn-schichtige, schwarze bis schwarzbraune Oelschiefer.
- 7 = Grün-schwarze, dünn-schiefrige Mergel.
- 8 = Dunkelgraue, dickbankige Kalke, die mit Dolomitzonen wechseln.

Der Zug des Grabnerstein bietet noch eine weitere Merkwürdigkeit, nämlich eine räumlich eng begrenzte, recht auffallende, viel reicher gegliederte Zone der Raiblerschichten, welche auch schon Bittner wohl bekannt war.

Es ist unverkennbar eine Aehnlichkeit mit den Verhältnissen in der Hüpfingerscholle vorhanden, doch läßt sich der Grabnerstein nicht als ein Fremdkörper aus dem Leib der Hallermauern ausscheiden, sondern ist mit ihnen enge verbunden.

Steigt man vom Buchauersattel über den Katzengrahenkogel 1154 m zum Grabnerstein 1848 m empor, so begegnet man den in Fig. 8 schematisch dargestellten Verhältnissen.

Es fällt vor allem die große Mächtigkeit der Raiblerschichten, die Einschaltung von bituminösen und hornsteinreichen Lagen, endlich

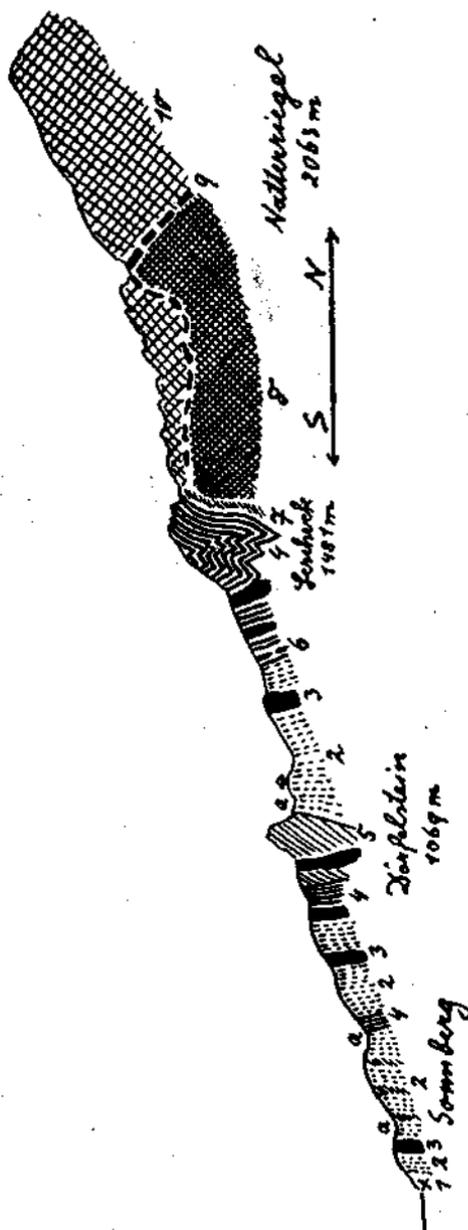


Fig. 9.

- | | |
|-------------------------|---|
| 1 = Quarzit. | 6 = Rauchwacken, gelbliche Mergel, |
| 2 = Werfener Schichten. | 7 = Kalke mit Ankerit. |
| 3 = Rauchwacken. | 8 = Dunklerer, fester, rötlicher Dolomit. |
| 4 = Gutensteinerkalk. | 9 = Unterer Dolomit. |
| 5 = Triasdolomit. | 10 = Raiblerschichten. |
| | α = Gipsdolinolen. |
| | 10 = Dachsteindolomit. |

im Hangenden der Wechsel von Kalk- und Dolomitlegen an. Daß es sich hier trotz der auffallenden Verschiedenheit doch um rein faziellen Wechsel handelt, geht wohl aus dem Umstand hervor, daß die Raiblerschichten des Grabnersteins beim Admonterhaus unmittelbar

mit jenem Streifen von Raiblerschichten in Verbindung stehen, welche an der Südseite der Hallermauern weiterziehen.

Diese letzteren zeigen wieder dieselbe ärmliche Ausbildung wie in den Gesäusebergen, haben mächtigen unteren Dolomit im Liegenden und Dachsteindolomit und Dachsteinkalk im Hangenden.

Dieser Streifen von Raiblerschichten kommt in dem Profil Fig. 9 im oberen Teil des interessanten Südgrates des Natterriegels durch seine flache Erstreckung gut zum Ausdruck.

Zugleich erkennen wir in diesem Profil, daß zumindest die schön gefaltete Mulde des Lerchecks als Fremdkörper hier aufliegt, entsprechend den Fremdkörpern des Himmelreich- und Lahnersattels.

Wahrscheinlich stellen aber auch die verschiedenen Keile von Gutensteinerkalken, Dolomit und Rauchwacken in diesem Abhang fremde Einfaltungen und Einschaltungen dar.

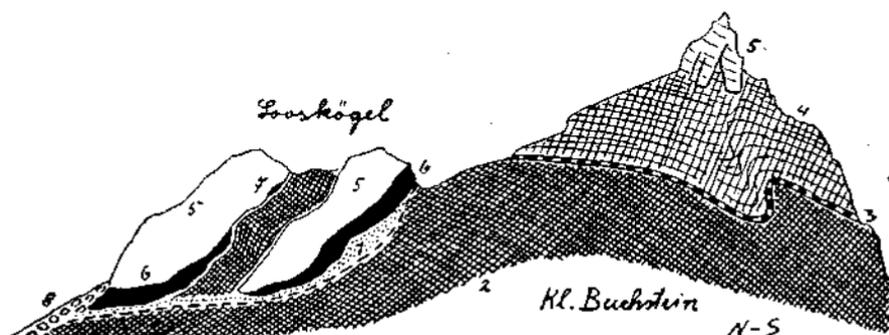


Fig. 10.

- | | |
|-------------------------|-------------------------|
| 1 = Werfener Schichten. | 5 = Dachsteinkalk. |
| 2 = Unterer Dolomit. | 6 = Liaskrinoidenkalke. |
| 3 = Raiblerschichten. | 7 = Aptychenkalke. |
| 4 = Dachsteindolomit. | 8 = Blockwerk. |

Kehren wir nach dieser Abschweifung zu den Hallermauern wieder zu unserem Querschnitt zurück, so finden wir erst auf der Nordseite des Kl. Buchstein wieder größere Abweichungen von der bisher bekannten Struktur der Gesäuseberge. Nebenbei sei noch erwähnt, daß der kühne Gipfel des Kl. Buchstein auf einer nordsüdlich streichenden Querfalte liegt, die etwas gegen W zu überschlagen ist. Sehr gut erkennt man dies an dem langen Seitenkamm des Natterriegels.

Die merkwürdige Zerstückelung des Gipfelkörpers des Kl. Buchstein, Fig. 10, ist entweder auf diese Querfaltung oder auf die Ueberfahrt der hangenden Schubmasse zurückzuführen.

Begeht man den ziemlich langen Verbindungskamm vom Kl. Buchstein zum Zinödl, so trifft man zunächst an den Looskögeln, Fig. 10, recht merkwürdige Verhältnisse. Wir sehen hier im Norden des Kl. Buchstein die gewaltige Schichtmasse Dachsteinkalk-Dachsteindolomit-Raiblerschichten und unterem Dolomit schräg abgeschnitten und von einem meist ganz schmalen Streifen von Werfener Schiefer und Haselgebirge überdeckt.

Dieser schmale Streifen ist aber nur gleichsam die Gleitfläche für die Schubkeile der beiden Looskögel, die in seltener Klarheit entwickelt sind.

Nach unseren bisherigen Erfahrungen liegt im Gebiet der Looskögel wohl der größte Fehler der ganzen Bittner'schen Aufnahme von Blatt Admont—Hieflau vor, indem er die ganze Looskögelgruppe als Gutensteinerkalke verzeichnet hatte.

Für uns bedeutete die Aufnahme der Looskögel den Schlüssel zum modernen Tektonik der Ennstaleralpen.

Die Zwillinge des Gr. und Kl. Looskogel bestehen in der Hauptsache aus Dachsteinkalk, dem jeweils an der Südseite ein Streifen von Liaskalken, Liaskrinoidenkalken, Adneterkalken angelötet er-

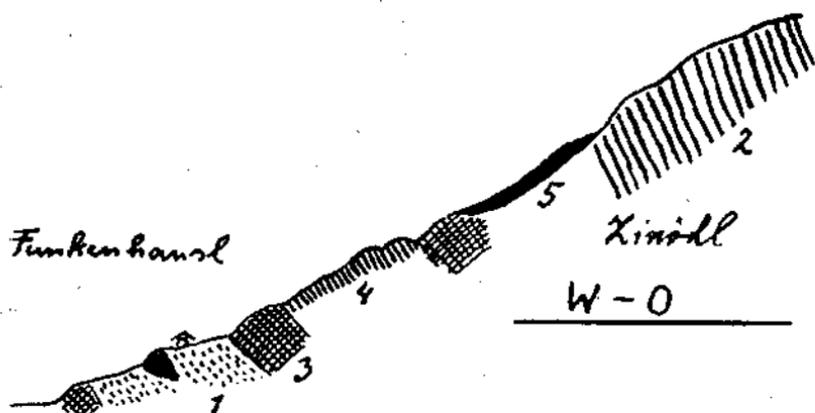


Fig. 11.

- 1 = Werfener Schichten und Haselgebirge.
- 2 = Gutensteinerkalke.
- 3 = Triasdolomit.
- 4 = Liaskrinoidenkalk.
- 5 = Gosauschichten.

scheint. An der Südseite des Gr. Looskogel entdeckten wir außerdem noch einen kleinen Fetzen von zerschupptem, dünnschiefrigem Aptychenkalk.

Zwischen den zwei Looskögeln zieht derselbe lichte Dolomitmylonit durch, der auch ihre tiefere Unterlage bildet.

Steigt man vom Gr. Looskogel nordwärts zum Schwarzsattel hinunter, so trifft man bereits auf dem Dolomitsorkel einen kleinen Rest von Gosauschichten, der auch Bittner schon bekannt war.

Ausgezeichnet ist diese Gosau durch Breccien, in denen kleine Stückchen von Phyllit recht häufig sind. Der Schwarzsattel selbst ist schon im Werfener Schiefer eingeschnitten und trägt eine Menge von großen Blöcken von Dachsteinkalk, die wohl vom Eise hierher verladen worden sind.

Am Schwarzsattel stehen wir nun unmittelbar vor dem in tiefen Wald gehüllten, nur 1249 m hohen Zinödl, dessen Erforschung uns eine große Mühe kostete.

Auf der Karte Bittners erscheint er ganz als Gutensteinerkalk bezeichnet, dem im Osten ein schmaler Streif von Hauptdolomit anliegt. Gutensteinerkalk und Hauptdolomit bilden eine Scholle, die ringsum von Werfener Schiefer umgeben wird.

Dieser Befund ist im Großen richtig, nur ist die Trias² des Zinödlberges reicher gegliedert und es stecken in den Werfener Schiefen, besonders an seiner Westseite mehrere Schollen von jüngeren Schichten. Außerdem sind noch Reste einer Gosaubedeckung vorhanden.

Der Querschnitt, Fig. 11, gibt eine Vorstellung von der Einschaltung dieser jüngeren Gesteinsmassen an der Westseite des Zinödls beim Funkenhansl. Hier erreicht auch die Entwicklung der Gosau ihr Maximum. Im wesentlichen scheint dieselbe nicht als Einfaltung, sondern nur als An- und Auflagerung.

Der Triaskörper des Zinödls selbst besteht aus typischen Gutensteinerkalken, Reiflingerkalken, Wettersteindolomit, Aonschiefern, Reingrabnerschiefer, Lunzer Sandsteinen, schmalen Opponitzerkalken und Hauptdolomit. Er schließt sich dadurch am meisten der Schichtentwicklung des benachbarten, mächtigen Maierckzuges an, dessen Aufbau in Fig. 12 abgebildet erscheint.

Während nun aber der viel höhere Maierckkamm von NW gegen SO streicht, zeigt der Zinödl ein gekrümmtes, in der Hauptsache aber mehr nordsüdliches Streichen.

Die Schichtstellung ist dabei in beiden Bergen eine recht steile.

Wenn man also den Zinödl mit dem Maierck verbinden wollte, so müßte man annehmen, daß er gegen das letztere um beinahe 90° verdreht würde.

Damit sind wir aber schon in den Bereich der sogenannten Weyrerbögen eingetreten, zu deren Auflösung mir jedoch noch eine Anzahl von Exkursionen fehlen, die ich heuer auszuführen gedeuke.

Soviel ist jedoch schon sicher, daß auch der interessante Auflösungsversuch von Freund Spitz hier noch lange nicht alle Komplikationen umspannt.

Wenn wir noch einmal die Tektonik der Looskögel betrachten, so liegt der Gedanke nahe, daß wir hier keine aus der Ferne her getragenen Schollen, sondern vielleicht in der Nähe des heutigen Kleinen Buchstein herausgerissene Zacken der alten Oberfläche der Ennstalerberge vor uns haben.

Derselben Erscheinung, einer Vermischung von Werfener Schichten mit Schollen von Dachsteinkalk und Lias begegnen wir auch an der Nordseite der Hallermauern.

Es finden nämlich die Looskögel gleichsam ihre tektonische Fortsetzung gegen W in einer Perlenschnur von Klippen aus Liaskalk und Dachsteinkalk, welche zwischen der Altrias des Maierckzuges und dem Nordabfall der Hallermauern eingehängt erscheint.

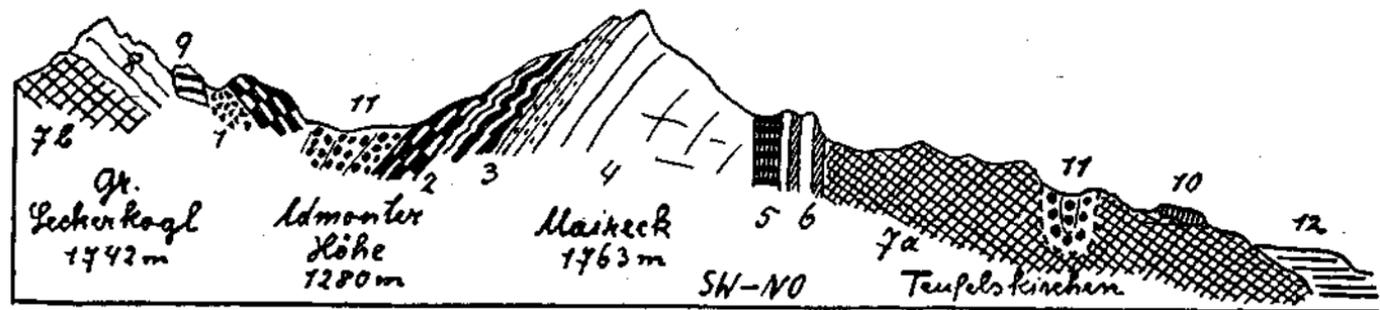


Fig. 12.

- | | |
|--|---|
| 1 = Werfener Schichten, Gips, Rauchwacken. | 7b = Dachsteindolomit. |
| 2 = Gutensteinerkalk. | 8 = Dachsteinkalk. |
| 3 = Reiffingerkalk übergehend in 4. | 9 = Liaskalk. |
| 4 = Wettersteinkalk mit dolomitischen Lagen. | 10 = Liaskrinoidenkalk. |
| 5 = Lunzerschichten. | 11 = Gosauschichten. |
| 6 = Opponitzerkalk. | 12 = Konglomerate und Schotter — viel Zentralalpin. |
| 7a = Hauptdolomit. | |

Wir finden die erste dieser Schollen von Liaskalk am Nordufer des Buchauerbaches beim Wirtshaus Eisenzieher.

Die mehr geschlossene Klippenreihe liegt aber noch etwas nördlicher. Erst haben wir nur kleinere Klippen vor uns, an deren Südseite ein breiter Gosauzug mit reichlichen exotischen Geröllen eingelagert ist. Auf der Bittner'schen Karte ist diese Gosau noch als Lunzer Schicht bezeichnet. Höher am Gehänge folgt die größere Klippe der Mittagmauer, 904 m, dann die große und lange der Kreuzmauer, 1165 m.

Hinter der Kreuzmauer ziehen die Gosauschichten in breiter Zone zum Sattel der Admonter Höhe, 1280 m, während die weitere Fortsetzung unserer Klippen nun südlich von demselben Gosauzug liegt.

Sehr schön sind dieselben an der Nordseite des Großen Leckerkogel, Fig. 12, entwickelt.

Hier ist die Ableitung von dem benachbarten Gipfelkamm von Köhlermauer—Haselbacheck—Großer Leckerkogel insofern noch leichter, als auf diesem Kamm der Dachsteinkalk mehrfach mit Liaskalken eng verwachsen ist.

Wir hätten also an der Nordseite der Gesäuseberge und der Hallermauern in den Ueberschiebungsmassen eine ganz lokale Zone von Dachsteinkalk—Liasklippen, welche wahrscheinlich aus der Krone des überfahrenen Gebirges abgebröckelt wurden.

Der Hauptteil der Schubmassen besteht jedoch aus Werfener Schichten, Haselgebirge und Schollen von unterer Trias.

In der Gegend unseres Querschnittes, Fig. 1, ist jene Zone von Werfener Schichten verhältnismäßig schmal. Zwischen Maierock und dem Ende der Hallermauern wird sie noch schmaler und liegt fast ganz unter Gosauschichten begraben. Erst westlich von der Admonter Höhe erweitert sich der Zug der Werfener Schichten ganz bedeutend, um im Becken von Windisch-Garsten eine Breite von zirka 8 km zu erreichen.

Ostwärts führt dieser Streifen von Werfener Schichten mit seinen Schubschollen ins Becken von Gams, wo er ebenfalls verbreitert und wie im Becken von Windisch-Garsten von fossilreicher Gosau bedeckt erscheint.

Interessant ist, daß in diesem Streifen südlich von Groß-Reifling bei Schürfungen auf Gips im sogenannten Kaswassergraben eine Scholle von Magnesit aufgefahen wurde, die wohl als exotische Scholle zu deuten ist. Ueber diese Mischungszone von Werfener Schieferen, grünen Tonschiefern, Dolomitbreccien, Gutensteinerkalken, Raubwacken, Gips, finden sich im Kaswassergraben auch vereinzelte Blöcke von Gosaukonglomerat, die auch Bittner schon gesehen hatte. Gegenüber von der Haltestelle Landl besteht der sogenannte Klammkogel, nicht wie Bittner verzeichnet aus Gutensteiner, sondern aus heftig verfalteten Aptychenkalken, welche ebenfalls als Schubscholle in dem großen Werfener Streifen stecken.

Es würde hier zu weit führen, alle diese verschiedenen Schollen-einschlüsse zu besprechen, zu dem dies ohne Karte ganz unanschaulich bleibt.

Das letzte Stück unseres Querschnittes zeigt noch wie die eben beschriebene Zone von Werfener Schichten mit ihren Schubschollen an eine gegen NNO streichende Zone von viel jüngeren Schichten stößt, die mit kohleführenden Gosauschichten beginnen, dann Zementmergel des Neokom, Tithonkalke und mächtige Jurahornsteinkalke enthalten. Sie ziehen sich im Norden von St. Gallen hin und der Spitzenbachgraben ist eine längere Strecke hier in die weichen Neokommergel eingeschnitten.

Es fragt sich nun, wie sich diese tektonischen Ergebnisse in das Deckenschema der nordöstlichen Alpen einfügen lassen, das seinerzeit von Kober entworfen worden ist.

Die Ennstaleralpen lassen sich wenigstens nach den Aufnahmen von Bittner zusammenhängend über Stangl—Gößlinger Alpen—Dürrenstein bis zum Oetscher verfolgen. Sie stimmen auch in der Schichtentwicklung damit gut überein. Also wären sie wohl als Oetscherdecke, das heißt als voralpin zu bezeichnen.'

Anderseits stehen aber auch die Ennstaleralpen nach den Aufnahmen von E. Spengler mit der hochalpinen Decke des Hochschwab in Verbindung.

Man kann also die Ennstaleralpen nach Belieben als vor- oder hochalpin bezeichnen, da diese ostwärts deutlich getrennten Schubdecken hier bereits vereinigt sind. Die darauf liegende Schuhmasse muß also noch höheren tektonischen Rang besitzen.

Ueber das Verhältnis von Maierreckzug—Gamstein und über die Weyrerbögen zu den Ennstaleralpen will ich noch den Befund verschiedener Exkursionen zurate ziehen.

Es bliebe mir nun noch der Bericht über die zahlreichen, glazialgeologischen und morphologischen Beobachtungen, welche wir hier machen konnten.

Ich hoffe aber, daß Freund Stiny dies zum Gegenstand einer besonderen Arbeit machen wird und begnüge mich daher mit einigen kurzen Andeutungen.

Wie in allen mir bekannt gewordenen Teilen der Ostalpen sind auch hier sowohl die Gehängebreccien als auch die Flußaufschüttungen von den Eiszeiten unabhängig geblieben. Die Gehängebreccien liegen heute in vielen, meist kleinen Resten vor, mehrfach wie am Gipfel des Zinödl und am kleinen Aderriegel in einer Stellung, die beweist, daß seit ihrer Ablagerung gewaltige Erosionseinschnitte vollzogen wurden.

In der prachtvollen, alten Quertalung, welche die Heßhütte krönt, überdecken Gehängebreccien die von Geyer gefundenen und beschriebenen tertiären Sande und Schotter.

Die Flußschotter lassen sich in ein älteres, hochansteigendes und ein jüngeres, niedrigeres System gut unterscheiden.

Beide sind meist konglomeriert, doch das ältere System so fest, daß man daraus stellenweise wie im Waggraben Mühlsteine hauen kann.

Die jüngeren Schotter lassen sich an der Enns bis zum Raubboden oberhalb von Gstatterboden verfolgen.

Die letzte Eiszeit vermochte nicht die Gesäuseschlucht zu durchdringen, da diese von offenbar stärkeren Eigengletschern besetzt war.

Sie warf ihre Endmoränen also am Rande des Admonter Beckens und am Buchauer Sattel auf, wo sie noch heute prachtvoll erhalten sind.

Sie sind daselbst in zwei Ringzonen aufgelöst, die etwas über einen Kilometer auseinander liegen. Die äußere Zone hat 3 bis 5 Wälle, die innere nur 2—3. Die vorletzte Vergletscherung muß viel mächtiger gewesen oder andere Gefällsverhältnisse gehabt haben.

Wir fanden deutliche Grundmoränen mit kristallinen Geschieben in dem ganzen Talzug von Landl nach St. Gallen und von dort in die Laussa hinüber.

Prächtig entwickelt sind die Ablagerungen der Rückzugsstadien der letzten Vergletscherung in vielen Karen und Hochtälern, am schönsten vielleicht in dem mächtigen Sulzkar, das vom Rotofen, Fig. 2, zum Hartelgraben hinauszieht.

Hier kann man deutlich verfolgen, wie der einbeitliche Gletscher nach mehreren Halten endlich knapp unter den Hochwänden in etwa 5 ganz getrennte, kleine Zungen zerfiel.

Wien, Ende Juni 1921.

Ueber bituminöse Mergel.

Von Bruno Sander.

Mit 4 Textfiguren.

Das Studium bituminöser Mergel habe ich auf Anregung Herrn Dr. Hansgirgs während des Krieges in Kleinasien begonnen und nach dem Kriege namentlich in Deutschösterreich fortgesetzt. Die nötigen Mittel für letztere Untersuchungen, von welchen allein hier die Rede ist, sind dem industriellen Interesse Herrn Dr. Koritschoners zu verdanken, wertvolle Ratschläge und Mitarbeit hinsichtlich der Nordtiroler Vorkommen dem geologischen Bearbeiter dieser Gebiete Dr. Ampferer sowie Dr. Hammer, eine sehr große Zahl fortlaufend erledigter und uns orientierender Oelgehaltsbestimmungen der Mitarbeit Herrn Dr. Strohschneiders, für welche in Innsbruck die Herren Professoren Dr. Zehenter und Dr. Blaas in ihren Laboratorien Raum gaben.

Da eine ausführliche Darstellung des Häringner Vorkommens anläßlich der Kartierung des Blattes Kufstein durch Ampferer bevorsteht und der Bergbau Bächental mit fortschreitender Aufschließung ebenfalls besser einer späteren Darstellung vorbehalten bleibt, werden in dieser Mitteilung geologische Details im Anhang nur für den Seefelder Lagerstättentypus angeführt und sollen auch die betreffenden Detailstudien von Dünnschliffen erst den Beschreibungen von Häring und Bächental beigegeben werden. In diesem Sinne ist das Folgende unvollständig, aber eben als erste Mitteilung gedacht.

Was die Schliffpräparate anlangt, so wurden die Schliffe vom Präparator König auf Kollolith mit einmaliger gelinder Erwärmung ohne Uebertragung hergestellt. Ich habe sie nach der teilweisen Behandlung mit Salzsäure mit Zedernharz gedeckt und keinerlei Nachteile des ganzen Verfahrens wahrgenommen, als daß man sich vielfach mit ziemlich dicken Schliffen begnügen muß.

In der Literatur sind manche Bitumenmergel gelegentlich der Beschreibung ihrer Großfaunen (Seefeld, Häring) erwähnt, bisweilen kartiert (Ampferer in den nördlichen Tiroler Kalkalpen), im Schliff meines Wissens nicht untersucht. Auf die Nutzbarkeit mancher dieser Vorkommen bezieht sich eine meist sehr irreführende Gutachtenliteratur, welche die stratigraphische Stellung zu verkennen, die Oelgehalte weit zu überschätzen pflegt und bisweilen noch überdies selbst von Staatsinstituten aus mit dem Rüstzeug des Wünschelrutenunfuges zu Werke geht.

Nach den Erfahrungen im Felde unterschied ich auf Grund der geologischen Position (stratigraphische Stellung, sedimentäre und tektonische Fazies) der Bitumenmergel einige bei späterer Gelegenheit ausführlicher zu beschreibende Typen alpiner Bitumenmergelagerstätten. Das Studium der Gesteine im Dünnschliff führt zwanglos zur gleichen Einteilung. Diese Lagerstättentypen sind also auch durch das Dünnschliffbild charakterisierbar. Ein praktischer Wert der Dünnschliffuntersuchung dieser Gesteine liegt ferner darin, daß sie schon für sich oder zusammen mit der Vergasung im Röhrchen nach Hansgirk, ein Bild von Verteilung und Menge des Bitumens im Gestein ergibt und manchen gelegentlich technologisch belangvollen Hinweis (zum Beispiel Gebundenheit des Bitumens an die tonige Substanz, leichte Trennbarkeit vom Kalk, Rolle feinverteilter Kohlen oder Pyrite etc.). Die Dünnschliffuntersuchung ist, wie hier gezeigt wird, leicht möglich und zu empfehlen, übrigens weiteren Ausbaues was die Diagnose der Bitumina anlangt, voraussichtlich fähig.

Auf Grund der stratigraphischen Stellung, der sedimentären und tektonischen Fazies und des Befundes unter dem Mikroskop kann ich vorläufig folgende Typen alpiner Bitumenmergel unterscheiden, welche ich hier nur kurz gegeneinander kennzeichne (vgl. auch Verhandl. d. Geolog. Staatsanstalt 1920, pag. 30, 1921, pag. 26), während ich bezüglich ihrer gemeinsamen Eigenschaften auf das später Folgende verweise.

Bituminöse Mergel sind in den Alpen derzeit aus folgenden Formationen bekannt: Hauptdolomit, Lias, Gosau (nach mündlicher Mitteilung von Ampferer und Schmidt), Tertiär.

Unterscheidung einiger Lagerstättentypen.

1. Typus Seefeld: Oberer Hauptdolomit.

Untersuchte Beispiele: Seefeld, Fernpaß, Obsteig, Oelgraben im bayrischen Karwendel (Mischtypus zwischen „Seefeld“ und „Achensee“), Lienzer Dolomiten.

Ausbildung: Geschichtete, mit Vorliebe kalkige, bisweilen etwas sandige Mergel mit unter 5% Oel, im Streichen nach Kilometern, in der Mächtigkeit nach Dutzenden von Metern zu messen. In manchen Fällen und dann wieder nur stellenweise in solchen Serien das hochwertige, in sich ziemlich homogene Material mit bis 20% Oel und mehr. Rhythmische Feinschichtung bis an die Sichtbarkeitsgrenze wird durch blaulichweiße Anwitterung sichtbar; frischer Bruch dunkelbraun. Starker bituminöser Geruch schon bei geringen Bitumengehalten, oft stärker als bei reicherm Material. Bezeichnend ist rascher Wechsel hältiger Mergel und tauber Kalk- (selten Dolomit-) lagen. Es ist also berghaulich und für die Probenahme zu unterscheiden: die Seefelder Serie; innerhalb derselben die tauben Kalke und die hältigen Mergellagen (nach Dezimetern zu messen); innerhalb letzterer das hochwertige Material oft verdrückt, da steigender Ton- und Bitumengehalt gleichermaßen zur Lokalisierung der tektonischen Teilbewegung beitragen. Je hältiger der Mergel, desto mehr

fluidale Kleinfaltung, plastisches Umfließen spröderen Materials, tektonische Linsen und Bewegung in der Feinschichtung. Die Farbe gestattet keinen eindeutigen Schluß auf den Oelgehalt.

Unter dem Mikroskop: Die ärmeren Partien zeigen feinste Schichtung, raschesten Wechsel des Bitumengehaltes quer zu derselben, häufig feinverteilte kohlige Substanz, wenig oder kein Eisenerz. Die häufigsten Mergel zeigen sehr oft durch die Durchbewegung „geregeltes Bitumen“.

Bergbaulich: Gewaltige sichere Tonnagen ärmerer Lager (unter 5%) neben sporadischem, hochwertigem Material (bis über 20%) in Flötzen und Linsen; teilweise in Abbau (Seefeld, Oelgraben). Oelsiedereien.

2. Typus Achensee: Hauptdolomit.

Untersuchte Beispiele: Münster im Unterinntal, Pertisau—Gaisalm am Achensee.

Ausbildung: Zwischen tauben Dolomitbänken liegt häufig verdrückt in meist sehr wenig mächtigen (einige Zentimeter bis wenige Dezimeter) tektonischen Linsen und stark durchbewegt das hochwertige Material vom Seefelder Typus (bis 20% Oel und mehr), dessen feingeschichtete, ärmere Begleiter fehlen.

Bergbaulich: Bäuerliche Kleinbetriebe; für Gewinnung im großen zu ungünstig verteilt.

3. Typus Bächental: Lias mit *Harpoceras*; über rotem Ammonitenkalk und unter den Hornsteinkalken.

Untersuchtes Beispiel: Bächental westlich Achenkirchen am Achensee.

Ausbildung: Dunkelbraune Mergel mit mehr Ton und mit weniger Sand und Kalk als die Seefelder. Mit viel weniger Wechsel quer zur Feinschichtung als die Seefelder und ohne sichtbaren Schaleudetritus oder Ostrakodenumachelle; Feinschichtung viel weniger ausgeprägt. Homogene Bänke mit 5—11% „Oelgehalt“, bläulich anwitternd, wechselnd mit bitumenarmen und tauben Mergeln. Schwacher Bitumengeruch. Durchbewegung geringer und weniger lokalisiert als in den Seefeldern.

Unter dem Mikroskop: Gleichmäßig durchsetzt von Kieselnadeldetritus und kleinsten Pyritkörnern. Homogener als die Seefelder. Bitumen entsprechend der geringeren Durchbewegung ungeregelt in schlierig flockiger Verteilung.

Bergbaulich: Teilweise gefaltetes lagerartiges Flöz (im Stadium der Aufschließung neben kleiner Gewinnung im Tagbau). Oelsiederei.

4. Typus Häring: Alttertiär (unter Nummulitenkalk).

Untersuchte Beispiele: Häringsee Becken, Eibergstraße.

Ausbildung: Echte Bitumenmergel (nicht kohlige Brandschiefer, wie zum Beispiel im Tertiär nördlich Amstetten) im Hangenden der Kohle. Gelbe und braune, feinstgeschlämmte, oft sehr kompakte, muschelartig brechende Mergel, sehr oft mit lebhafter Feinschichtung wechselnd nach Bitumengehalt (gelbbraune Bänderung) und

Schalendetritus von kleinen Faunen. Bisweilen sichtbare, scharf begrenzte Kohleschmitzen. Die Feinschichtung kommt häufig mehr in der Bänderung als mechanisch zum Ausdruck. Bitumengehalte innerhalb der nach Metern zu messenden hältigen Mergel von wenigen Prozenten bis über 20% wechselnd. Für den Abbau und die Probenahme sind meist Bänke von einigen Dezimetern unterscheidbar. Lebhafter bituminöser Geruch, schärfer petrolisch als bei Seefeld und Bächtal. Im allgemeinen keine Durchbewegung.

Unter dem Mikroskop: Es bestehen zahlreiche Anklänge an die Seefelder Mergel, was gelegentliche feinsandige Einschwemmungen, feinste rhythmische Feinschichtung mit reichlichem, organischem Detritus anlangt. Das Bitumen im Grundgewebe des Gesteins ist mehr flockig-schlierig angeordnet, der organische Detritus viel mannigfaltiger (Gastropoden, Ostrakoden, Zweischaler, Reste von Kalkschwämmen u. a. m.), die Kohle in scharf begrenzten Linsen nicht in der bisweilen staubfeinen Verteilung (Detritus von Kohlen?) wie in den Seefeldern. Bei Teilbewegung in hochbituminösen Lagen häufig Regelung des Bitumens wie in den Seefeldern. In der Feinschichtung keine Beziehung zwischen Anreicherung von Schalendetritus und Bitumen. Kein gleichmäßig verteilter Pyrit, gelegentlich aber Pyritanreicherungen in der Feinschichtung.

Bergbaulich: Durch den Bergbau auf Kohle bereits aufgeschlossene, große Mengen, deren Abbau im Niveau zwischen der Kohle und dem Bergbau auf Zementmergel zuweilen erschwert, andernorts wieder voraussichtlich sehr leicht ist. Bedeutende Hoffungsgebiete.

5. Typus **Mollaro**: Tertiär (Oligocän der *Clavulina Szaboi*?).

Untersuchte Beispiele: Mollaro im Nonstaler Becken.

Ausbildung: Ungestörte homogene Bank, bläulichweiß anwitternder, im frischen Bruch dunkelbrauner Mergel auf angewitterten Schichtflächen besät von weißlichen Pünktchen (Foraminiferen).

Unter dem Mikroskop: Ein gleichmäßig bitumisiertes, pelitisches Sediment, dicht durchsetzt von Foraminiferen. Deren Gehäuse von Bitumen, von Kalzit und Bitumen oder von reinem Kalzit erfüllt. Bitumen entsprechend der gänzlichen Ungestörtheit der Lagerstätte ungerregelt. Andere Fossilreste als Foraminiferen fehlen.

Bergbaulich: Söliges Lager bisher nur in geringer Ausdehnung aufgeschlossen. Abbau durch Stollen. Oelsiederei.

In dieser Weise lassen sich die untersuchten Vorkommen kurz gegeneinander charakterisieren. Außer Betracht lasse ich hier vorläufig die bituminösen Schichten im Hangenden mancher Braunkoblen und die Vorkommen der Gosau; ferner Hallein—Gutratsberg (Bitumenmergel mit Haselgebirge verknüpfet) wegen allzu dürftiger Aufschließung und unsicherer stratigraphischer Stellung.

Gemeinsame Züge.

Für eine lithologische Charakterisierung der obengenannten Vorkommen in ihren gemeinsamen Zügen ergibt sich namentlich aus der Untersuchung im Dünschliff einiges, das voraussichtlich für eine

ganze weitverbreitete Gruppe bituminöser Seichtwasserfazies gesagt werden kann.

Die Bezeichnung bituminöse Mergel ist zutreffender als „Oelmergel“ oder „Oelschiefer“, da sehr viele dieser Gesteine kein schiefriges Gefüge im genauen Sinne aufweisen und keines der hier beschriebenen Gesteine Oel enthält, sondern organische Verbindungen in fester Form, aus welchen erst bei geeigneter chemisch-technischer Behandlung der Gesteine Oele und andere nutzbare Produkte werden, die den wirtschaftlichen Wert derartiger Gesteine und ihre Einbeziehung ins Berggesetz bedingen. Für die Beschreibung der bituminösen Mergel ist es nötig, vorbehaltlich genauerer chemischer Definition der im Gestein vorhandenen „Bitumane“ die organischen Verbindungen kurz zu bezeichnen. In diesem Sinne unterscheide ich vorläufig im Schlift Kohle und Bitumen.

Die Kohle ist im Schlift als tiefschwarz-undurchsichtiger gegen das Bitumen immer haarscharf abgegrenzter Bestandteil in allen Fällen leicht zu unterscheiden. Irgendwelche Uebergänge oder Mischtypen zwischen Kohle und Bitumen kommen nicht vor. Es ist noch bei den stärksten Vergrößerungen Kohle und Bitumen ebenso ausnahmslos scharf getrennt wie im Handstück für das freie Auge, auch wo die kohlige Substanz in Gestalt kleinster Fragmente und Schmitzen im bitumisierten Gesteinsgefüge erscheint. Dieser Umstand macht die Ausdrücke Kohle und Bitumen für die Beschreibung verwendbar und dürfte jeden Betrachter ähnlicher bituminöser Gesteine mit autigener kohligter Substanz so wie uns zum Schlusse führen, daß im selben Gestein also unter gleichem Druck- und Temperaturbedingungen Inkohlung oder Bitumisierung stattfand, lediglich je nachdem, welches Ausgangsmaterial vorlag. Für die Inkohlung ist auch in kleinsten Fragmenten und mitten im Bitumen meines Erachtens pflanzliches Ausgangsmaterial entscheidend, während für eine ganz unerwartet große Zahl der untersuchten Gesteine die reichlichen Schalenreste verschiedener Kleinfauen tierisches Ausgangsmaterial für die Bitumisierung wahrscheinlich machen.

Diese und vor Jahren auch an kleinasiatischen Vorkommen gemachten Erfahrungen zusammenfassend, weise ich auf die kohleführenden bituminösen Mergel als auf ein ganz besonders überzeugendes Beispiel für die Annahme, daß unter sonst gleichen Bedingungen das Vorhandensein gewisser pflanzlicher Baustoffe die Entstehung der Kohle bedingt, während als Bitumenbringer in erster Linie Kleinfauen (Oskrakoden, dann Foraminiferen) in Betracht kommen.

Die von der Kohle schärfstens getrennte Substanz, welche ich hier Bitumen nenne, rechtfertigt für meinen Zweck eine summarische Benennung durch die einheitlichen Eigenschaften, welche sie zunächst in allen Schliffen zeigt. Durch die Analysenzahlen der betreffenden Gesteine läßt sich eine mit dem Rohölausbringern steigende Färbung von gelbbraun bis schwarzbrann durch das Bitumen feststellen. Erhitzt man einen Mergel aus verschieden intensiv gefärbten Feinschichten, so treten aus den intensiver gefärbten Feinschichten die Oeltropfen reichlicher und schneller aus. Beim Glühen verschwindet derartige Feinschichtung, welcher vor dem Glühen eine lebhafte

Bänderung des Gesteins entspricht, vollkommen: das färbende Bitumen ist vergast.

Durch Färben des geglühten Gesteins mit Baumwollblau trat die Bänderung durch verschieden starke Blaufärbung wieder hervor: die bitumenreicheren Feinschichten hatten nach Vertreibung des Bitumens anderes Kleingefüge und dementsprechend stärkere Färbbarkeit durch den Farbstoff, welcher sozusagen an Stelle des Bitumens aufgenommen wurde.

Das Bitumen wird also durch verschieden intensive Braunfärbung des Gesteins sichtbar, womit aber bisweilen Schwarzfärbung durch kohlige Substanz (Seefelder Gesteine) und feinverteilter Eisen-erz (Bächentaler Lias) interferiert.

Im Dünnschliff läßt sich außer der verschieden starken, durchsichtigen ja bei starker Anreicherung oft leuchtend klaren Braunfärbung vielfach eine Anordnung in Gestalt feinsten krümeliger Aggregate feststellen. Die kleinsten unterscheidbaren Teile haben eckigen, oft scharfeckigen, niemals tropfenförmig gerundeten Umriß. Wie weit am Aufbau dieser Partikel bereits tonige Substanz mitbeteiligt ist, bleibt dahingestellt. Von den Beziehungen zwischen toniger Substanz und Bitumen ist weiter unten die Rede. Gerade für jene Feinschichten, in welchen das Bitumen fast rein angereichert ist, wird sein fester Aggregatzustand noch deutlicher. Bei einem Stücke, das im Schraubstock gepreßt und dann geschliffen wurde, durchschneiden die der Beanspruchung entsprechenden Scherflächen die Bitumenlage gleich einem halbspröden Körper. Von der Festigkeit der bitumenreichen Lagen kann man sich auch im Handstück leicht überzeugen. Starke Bitumisierung verleiht den sonst mürben Mergeln oft federnd feste Beschaffenheit. Wo immer die bituminösen Mergel eine natürliche Durchbewegung mitgemacht haben, zeigen die stärker bis rein bituminösen Lagen eine durch die Differentialbewegung erzwungene Regelung zu optisch einheitlichen doppelbrechenden Körpern, deren Querschnitte im Schliff als einheitlich absorbierende und einheitlich auslöschende im gewöhnlichen Licht leuchtend-braun durchsichtige Bänder und fluidale Strähne erscheinen, ganz so wie ich dies mutatis mutandis von den geregelten Lagenquarzen durchbewegter Quarzgesteine als überaus häufige Erscheinung bekannt gemacht habe.

Das Bestehen dieser Erscheinung setzt knetbar festen Zustand voraus. Man kann ihr Analogon leicht herstellen, wenn man erwärmten Ozokerit u. d. M. zuerst als regelloses kristallines Aggregat erstarren läßt und dann etwa durch Ueberstreichen mit dem Fingernagel regelt. Den festen Aggregatzustand und die Unbeweglichkeit des Bitumens im Gestein veranschaulichen ferner sehr gut die zahlreichen Fälle, in welchen das bituminöse Gestein von kalzitisch verteilten Haarspalten bis zur Bildung von Mikrobrecien durchzogen ist, ohne daß jemals nur eine Spur von Bitumen in die Gangfüllung mit eintrat.

Das Bitumen ist also in den bituminösen Mergeln als gelblich bis rotbraun durchsichtiger, kristalliner, doppelbrechender, fester Körper (spröde bis knetbarfest unter den Bedingungen im Gestein) vorhanden, wie dies festen Kohlenwasserstoffen mineralogisch gut entspricht.

Die Verteilung des Bitumens ist eine in ein und derselben Feinschichte meist überaus feine, gleichmäßige und anhaltende in verschiedenen Feinschichten aber stark und jäh oft mit deutlichem Rhythmus wechselnde.

Wo immer tonigere Lagen mit kalkigeren Lagen in der Feinschichtung wechseln, werden die tonigen Feinschichten vom Bitumen bevorzugt. Es ist eine fast ausnahmslose Regel, daß sich das Bitumen an die tonige Substanz hält. Ich habe fast sämtliche Schiffe teilweise mit verdünnter Salzsäure behandelt bis der Kalzit restlos entfernt war. Nach dieser Behandlung erscheint wohl das tonige Gefüge als das daran gebundene Bitumen ganz ungestört. Als Einschluß in Kalzit- oder Dolomitmikrokristallen ist das Bitumen nur spärlich und in den seltensten Ausnahmefällen bei Abwesenheit tonigen Sediments im betreffenden Gesteine zu treffen.

Die früher erwähnte Unbeweglichkeit des festen Bitumens im Gestein, die strenge Anordnung in der Feinschichtung, das gleichmäßige Anhalten in der Feinschichtung und der rasche Wechsel mit derselben, das ausnahmslose Fehlen irgendwelcher Spuren einer Bitumenwanderung quer zur Feinschichtung, die regelmäßige Gehundenheit des Bitumens an den tonigen Feinschlamm, der für eine nachträgliche Imprägnation unwegsamer gewesen wäre als die sandig-kalkigen Lagen, ferner die zu beobachtende Anreicherung des Bitumens zugleich mit der Anreicherung der Schalenreste bitumenbringender Mikrofaunen — all dies spricht dafür, daß wir das Bitumen autigen mit der Feinschichtung des Gesteins zugleich entstanden und nicht ins Gestein imprägniert, eingewandert oder auch nur im Gestein verschoben vor uns haben. Sichere Beispiele für Verschiebungen des Bitumens im Gestein sind mir bis jetzt selbst in den lebhaft gefalteten Gebieten (Seefeld z. B.) nicht begegnet.

Außer Kohle und Bitumen spielt im Mineralbestande der bituminösen Mergel Karbonat und tonige Substanz eine wesentliche, Quarz eine unwesentliche Rolle.

Das Karbonat ist in den Mergeln leichtlöslicher Kalzit, in der Regel auch im Hauptdolomit-Niveau.

Gerade innerhalb dolomitischer Serien wird es deutlich, daß der Bitumengehalt mit Vorliebe an kalkige Schichten gebunden ist.

Außer dieser Beziehung ist als zweite noch wichtigere hervorzuheben, daß das Bitumen im Kleingefüge an die tonige Substanz gebunden ist.

Das Substrat des Bitumengehaltes bilden also in den zahlreichen untersuchten Lagerstätten (Trias, Lias, Tertiär) kalkige bis rein tonige, sehr selten rein sandige Sedimente meist mit ausgezeichneter, häufig rhythmischer Feinschichtung, an welcher sich Schalendetritus und Bitumen (häufig mit deutlicher Beziehung zueinander) mitbeteiligt: typische Gebilde ungestörter lagunärer Sedimentation in stehendem Gewässer mit rhythmischer Trübung und meist eintöniger, aber reichlicher Kleinf fauna. Es ergibt sich von hier aus für den Petroleumgeologen eine Anregung zur Prüfung der Annahme, daß in

den fischartigen Sedimenten überhaupt die analogen Gehalte an authigenem Bitumen in den tonigen Mergeln anzunehmen wäre, während sandige Flysche die besten Bahnen für bereits wandernde Oele, also für Bitumen auf sekundärer Lagerstätte darstellen. Ferner möchte ich für die Lagerstättenkunde bituminöser Mergel hervorheben, daß einerseits wie angeführt innerhalb wechselnder Serien die tonigen Mergel für Untersuchung auf Bitumen besonders in Betracht kommen. Andererseits habe ich an den vorliegenden Lagerstätten, ganz besonders aber an kleinasiatischen Lagerstätten beobachtet, daß der Bitumengehalt der tonigen Mergel vollkommen fehlen kann, ohne daß sich sonst etwas ändert. Im kleinasiatischen Nummuliteneocän fand ich im Streichen der Mergel eine bis ins feinste lithologische Detail jeder Spielart gehende Fortsetzung derselben, von den härtigen Mergelu durch eine Grundgebirgsschwelle getrennt, ohne die Ostrakodenfauna und dementsprechend vollständig taub. In diesem Sinne ist also der akzessorische Charakter des Bitumengehaltes strengstens festzuhalten und ist die Fazies nicht mehr als ein loser Hinweis für den Prospektor.

Was die Stellung dieser Gesteine im System anlangt, so knüpfe ich hier an Potoniés „Entstehung der Steinkohle und Kaustobiolithe“ an und kann mich zugleich mehreren von Potonié über derartige Gesteine geäußerten Ansichten von meinem Material aus nur ganz und gar anschließen. Die an meinem Materiale u. d. M. immer leicht durchführbare Trennung von Kohle und Bitumen ist mit Potoniés Anschauungen gut verträglich. Wo Potonié von bituminöser Braunkohle spricht (pag. 205 ff.), ist das „Bitumen“-Pyropissit vegetabilischer Herkunft und vom Bitumen der Bitumenmergel genetisch scharf getrennt; voraussichtlich übrigens — jedoch fehlt mir hier eigene Erfahrung — ist u. d. M. auch Pyropissit und Kohle in den Übergangsgesteinen zwischen Braunkohle und Pyropissit noch trennbar. Für Potoniés Betonung der Mikrofaunen an Stelle größerer Tierleichen ergaben sich u. d. M. zahlreiche Belege, zum Beispiel wird man keineswegs mehr annehmen, die Seefelder Fische hätten jene von Mikrolumachelle erfüllten Mergel fett gemacht. Bezüglich Potoniés Anschauung, daß als Bitumenbringer sowohl Mikrofaunen als Oelalgen zum Beispiel in Frage kommen, ergab sich weder Beleg noch Widerspruch. Jedenfalls aber ist Bituminisierung und Inkohlung im gleichen Gestein scharf getrennt, je nach dem Ausgangsmaterial: einerseits Pflanzen, andererseits Tiere und Pflanzen, welche sich chemisch wie Tiere verhalten. Welche Substanz (Holzstoffe? Zellulose) die Inkohlung der Pflanzenreste entscheidet, ist eine derzeit noch nicht entschiedene Frage. Was Potoniés Unterscheidung von figurierter und amorpher Form des Bitumens anlangt, so liegt das Bitumen unserer Gesteine im allgemeinen in „nichtfigurierter“ Gestalt vor, wofür ich den Namen amorph der kristallinen Natur des Bitumens halber hier meide und überhaupt nicht mehr für glücklich gewählt halte.

Da ich an der autigenen Natur des Bitumens in den hier beschriebenen bituminösen Mergeln nicht zweifle, sind sie im Sinne Potoniés als allerdings arme, fossile Sapropelite zu bezeichnen, und zwar als Sapropelmergel oder Faulschlammergel.

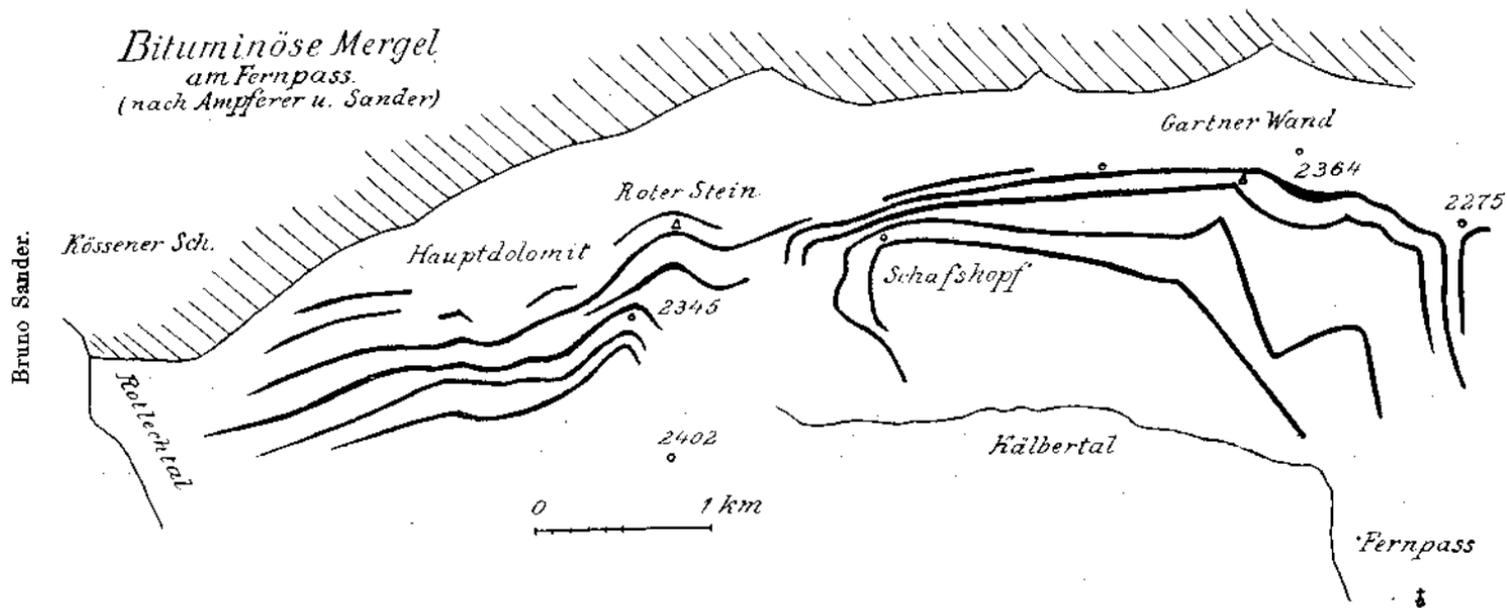
Anhang.

Der Seefelder Typus.

Auf den Blättern Lechtal, Zirl-Nassereit und Innsbruck-Achensee, der Ampferer'schen Karte der Nordtiroler Kalkalpen sind die größeren Vorkommen (Seefeld, Fernpaß, Oberes Lechtal) ausgeschieden und damit auch ihre Stellung im oberen Hauptdolomit, ihr schwarmartiges Auftreten mit zahlreichen Wiederholungen und ihre bedeutende Erstreckung im Streichen gezeigt. Genauere Vorstellung von solchen Serien mit sedimentärer Wiederholung bituminöser Lagen kann die beigegebene Skizze der bituminösen Mergel am Fernpaß geben. Gerade diese Serien erwiesen sich übrigens als ein sehr verarmtes industriell bedeutungsloses Äquivalent der Seefelder Schichten. Im ganzen Bereich des Fernpasses (mit Teggestal und Salvesen bei Imst) entspricht dem oft sehr lebhaften bituminösen Geruche und der schwarzen Färbung der Seefelder Schichten nur ein geringer Kohlegehalt (meist unter 1%, maximal 2.50%) und ein geringer Bitumengehalt (Spur bis maximal 2.50%) wie Dr. Strohschneider an 38 Proben feststellte. Da wir diese Proben im Zusammenhang mit sorgfältiger Begehung und Berücksichtigung älterer Schurfbau- und bestehende Schurfrechte entnommen haben, kann ich feststellen, daß wir außer dem Gebiet am Fernpaß noch folgende Gebiete vom Seefelder Typus zu arm und für Oelindustrien uninteressant gefunden haben: Freischurfgebiet nördlich Obsteig Aschland-Stettelreiß (Begehung Hammer u. Sander); Reutte, Plansee (Begehung Hammer); Leiblfing, Zirl (Begehung Hammer u. Sander); Gamsgraben in den Lienzer Dolomiten (Begehung Sander).

Im Seefelder Gebiete überqueren die steilgestellten Mergelzüge, deren zahlreiche die zitierte Karte enthält, den Kamm der Reiterspitze und die Talhintergründe des Schloßgrabens, des Zirler Cristentals und wahrscheinlich noch des Eppzirlerals. Ihre westliche Fortsetzung unter dem Schutt des Seefeldersattels ist wahrscheinlich. Auf den Halden der älteren Stollen Carola und Helene lassen sich außer den bekannten Fischresten unschwer die Belegstücke für das oben über die Feinschichtung Gesagte finden. Außerdem findet man sowohl hier als in dem jenseits der Reiterspitze über dem Zirler Cristental liegenden Weiterstreichen dieser Züge (alter Stollen bei 1780 m und alte Stollengruppe bei 1650 m in söligen Schichten) durchbewegte nach dem wechselnden Bitumengehalt lebhaft gebänderte Stücke, deren hellere, bitumenärmere und sprödere Bänder zum Teil ihrer Knickfestigkeit entsprechend (nach der Regel der Stauchfaltengröße) in weitere und engere Falten gelegt zum Teil in scharfe Stücke zerbrochen (vgl. Fig. 2) innerhalb dunklerer, bitumenreicherer und plastischerer Partien schwimmen. Allenthalben läßt sich auch im kleinen und großen beobachten, wie die bitumen- und tonreicheren Lagen unter Ausbildung der für alle durchbewegten Bitumenmergel bezeichnenden pechglänzenden Scherflächen und Schichtflächen bevorzugte Bahnen der Teilbewegung im Gebirge werden. Bemerkenswert sind ferner außerordentlich anhaltende Lagen von anhaltender Mächtigkeit (mikroskopisch bis mehrere cm), welche aus nadelförmigen

Fig. 1.



mit c auf der Schichtfläche normalstehenden Kalzitrasen bestehen, sozusagen aus Kalzitrasen, welche stets nachträglich von der Faltung erfaßt und entsprechend deformiert sind. U. d. M. findet man diese Kalzitrasen bis zur Dicke von wenigen 100tel *mm* bisweilen als auskeilende Linsen. Die Kalzitrasen heben bisweilen gleich den Eiskristallen, welche Schichten vom lehmigen Boden abheben, feinste Lagen des bituminösen Mergels ab, welcher bereits fertig vorlag.

Fig. 2.



Bitumenärmere Lage gefaltet in plastischerer, bitumen- und tonreicherer Grundmasse.

Andererseits ist die konstante Mächtigkeit dieser Feinschichten und die Verteilung der kleineren und kleinsten Linsen derart, daß ich die Kalzitrasen nicht für Füllungen vorgezeichneter Hohlräume halten kann, sondern für Bildungen während der Sedimentation und Diagenese (Bitumeneinschlüsse im Kalzit; voneinander unabhängige Kalzitrasen übereinander nur durch ausdauerndes Bitumenbäutchen getrennt; von Kalzitrasen abgehobene Bitumenschichten).

Fig. 3.



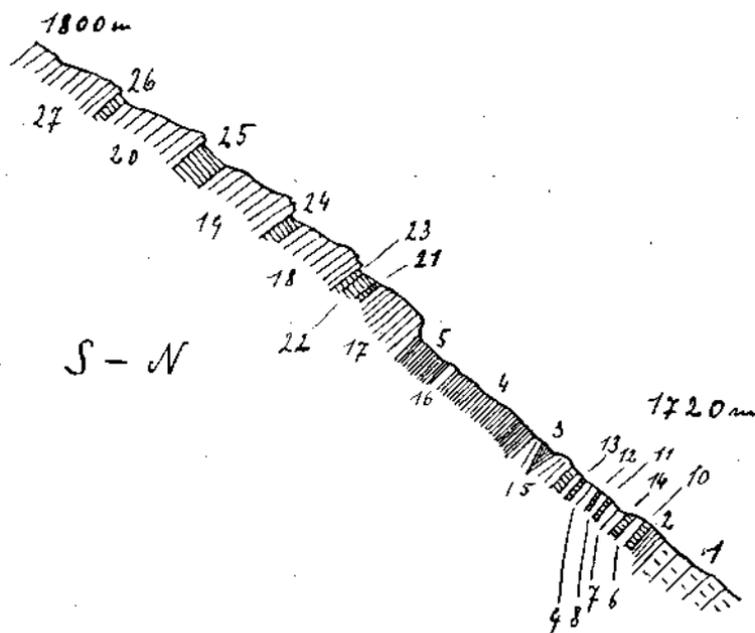
Kalzitrasen in der Feinschichtung der Seefelder Mergel.

Die Feinschichten sind ganz verschieden mächtig und lassen auf keine regelmäßige Rhythmik in der Sedimentation schließen, wohl aber auf sehr häufigen Wechsel. Auch besteht kein regelmäßiger Unterschied zwischen „oben“ und „unten“ der Feinschichtung.

Was die Oelgehalte anlangt, so findet man vor den erwähnten Stollen auf die Halde gestürzt die bitumenärmeren Begleiter des abgebauten reichen Materials mit einigen Prozenten ausbringbaren Oeles und etwas Kohle; 6 % Oel und 4 % Kohle im häufigsten dieser Stücke. Im Fördergut des Emma Glückstollens („Seefelder Schlag“ an der Straße) ergab die häufigste Probe 19.50 % Oel, 5.50 Kohle.

Die übrigen Proben, deren Gehalte übrigens fast durchwegs weit unter der Schätzung durch einen mich begleitenden Betriebsfachmann blieben, zeigten selten über, meist unter 5 % Oel und unter 4 % Kohle. Lediglich die verarmten Mergel (1—2 % Oel, unter 4 % Kohle) fanden sich in den Profilen der obenerwähnten Stollen im Zirler Cristental, bei welchen ich zur Feststellung eines etwaigen „entöhlenden“ Einflusses der Verwitterung entsprechende Proben aus dem Stollen und ober Tag genommen habe, deren Analyse keinen derartigen Einfluß erkennen ließ.

Fig. 4.



Bitumenmergel im Gamsgraben bei Lienz (s. Text).

Ein Beispiel für den Bau einer Seefelder Mergelserie ergibt das etwas östlich der Nordlingerhütte zum Schloßgraben hinabstreichende Schichtpaket. Von 18·4 m Mächtigkeit entfällt 8·35 m auf 27 nach Dezimeter messende kompakte Bänke, in welchen 0·50 bis 3% Kohle und 0·0 bis 0·50% Oel nachgewiesen wurde. 10·05 m entfallen auf 27 feingeschichtete tonigere blättrige Zwischenlagen mit 3 bis 9% Kohle und 0·5, 0·6, 2·2 und 17·5% Oel, worunter sich also die hochwertigen Seefelder Mergel befinden.

Entsprechend dem besonderen Interesse, welches der Vergleich zwischen den Fazies der Nordalpen und der Lienzer Dolomiten besitzt, entnehme ich noch ein Profil durch Seefelder Mergel des oberen Hauptdolomits (unweit von Kössenschichten der Geyer'schen Manuskriptkarte) dem Vorkommen im Hintergrunde des Gamsgrabens westlich Lienz, welches sich über Feuer am Büchl in die schwer zugänglichen westlichen Gräben fortsetzt (vgl. Fig. 4).

In diesem Profile bedeutet:

- 1 tauber Dolomit.
 2, 3 (1 m), 4 (8 m), 5 (4 m) tauber Mergel.
 6 (1 m), 7 (2 m), 8 (1 m), 9 (2 m) tauber Dolomit mit kleinen
 (1 dm) Linsen mit 1% Oel 4·13% Kohle.
 10 (1 m), 11 (0·5 m), 12 (0·5 m), 13 (0·5 m) Mergel mit 1%
 Oel 4·13% Kohle.
 14 (1 m) Mergel 1·2% mit Oel, 6·39% Kohle.
 15 (3 m) Dolomit mit Linsen mit 5% Oel, 4·43% Kohle.
 16 (0·3 m) Kalk (3% Oel, 2·42% Kohle) wechselnd mit Mergel
 (3·6% Oel, 2·85% Kohle).
 17 (5 m), 18, 19, 20 (je 8 m) Wechsel von Kalk mit Linsen
 (0·5% Oel, 2% Kohle).
 21 (0·4 m) Mergel, 0·2% Oel, 1·37% Kohle.
 22 (1 m) " 0·7% " 3·41% "
 23 (0·5 m) " 3·5% " 3·11% "
 24 (1·5 m) " 2·5% " 2·34% "
 25 (3 m) " 2·2% " 1·83% "
 26 (2 m) " 3·8% " 3·43% "
 27 (10 m) Kalk mit einige Zentimeter dicker Mergellage mit
 5·8% Oel, 6·13% Kohle.

Das ist das Bild einer armen technisch derzeit uninteressanten Seefelder Serie. Die Fortsetzung des Profils nach Süden ist verrollt, eine größere Rhythmik in der Sedimentation (nach Metern Mächtigkeit zu messen) sowie die Beziehung zwischen toniger Sedimentation und Bitumen-(mit Kohle-)Gehalt gleichwohl deutlich. Rhythmische Sedimentation und das Miteinandergehen von Ton und Bitumen lassen sich also in verschiedener Größenordnung beobachten. Ein Beispiel für derartige Rhythmik größter Ordnung wurde durch die Bitumenmergelzüge am Fernpaß (vgl. Fig. 1) gegeben, ein Beispiel für derartige Rhythmik nächstniedrigerer Ordnung durch unser oben dargestelltes Profil (Fig. 4) eines einzelnen derartigen Bitumenmergelzuges.

Wie bereits erwähnt wurde, setzt sich die Rhythmik bis in eine mikroskopische Größenordnung fort. Ohne bei dieser Gelegenheit darauf eingehen zu können, welche periodische Wiederkehr zugeordneter geologischer Faktoren diesen Sedimentationsrhythmen verschiedener Ordnung entspricht, möchte ich auf das Seefelder Niveau des Hauptdolomits verweisen als auf ein ausgezeichnetes Studienobjekt solcher Rhythmik, auch wo es sich nicht um rhythmisch geschichtete strandnahe Sapropelite mit Bitumen, sondern um Feinschichtserien handelt, wie sie beispielsweise die Schlucht des Mariabergbaches bei Obsteig querschneidet, wobei an jeder der kaum 1 cm messenden Feinschichten ein wiederkehrender Unterschied zwischen oben und unten festzustellen ist, sozusagen polare Rhythmik der Feinschichtung.

Eine unübertrefflich regelmäßige Rhythmik, deren eingehendere Schilderung als außerhalb des Umfanges dieser Studie liegend späterer Gelegenheit vorbehalten bleibt, beherrscht die Sedimentation tertiärer Mergel in der Ismüder Bucht im nördlichen Kleinasien. Man kann sich angesichts solcher Erscheinungen der Einsicht nicht verschließen,

welche ungehobenen Schätze wundervoll registrierten Wechsels bisweilen eines wahren Pulsschlages von Hebung und Senkung in küstennaher Flachsee bisweilen klimatischer Periodizitäten verschiedener Größenordnungen die fast ununtersuchte Rhythmik derartiger Sedimente beherbergt. Und man kann sich nur der Auffassung Andrées (Geologie des Meeresbodens II pg. 430) anschließen, was die Kennzeichnung dieser nächsten ganz großen mangels entsprechender petrographischer Schulung von der Stratigraphie bisher belassenen Lücke unserer Kenntnis anlangt; welche Lücke allmählich auszufüllen mir besonders der mikroskopierende Feldgeologe berufen scheint.

In unserem Falle bleibt es fortzusetzenden Untersuchungen vorbehalten, die folgenden Zusammenhänge (nicht nur vermutungsweise) zu erklären:

Die größeren bituminösen Serien sind erstens toniger, zweitens kalkiger als ihre dolomitischen Begleiter.

Die bituminösen Feinschichten sind toniger als ihre kalkigen Begleiter.

Namentlich die letztgenannte Rhythmik scheint mir in ihrer Abhängigkeit von Salzungsunterschieden zu untersuchen und vielleicht mit einer klimatischen (jahreszeitlichen?) Rhythmik in Zusammenhang zu bringen; die erstgenannte Rhythmik aber vielleicht letzten Endes mit einer tektonischen.

Ueber die kohleführenden Gosauschichten des Brandenberger- und Thierseertales in Tirol.

Von Otto Ampferer.

Mit 5 Zeichnungen.

Die Brandenberger Ache schneidet auf ihrem Wege von der bayrischen Grenze ins Inntal zwei Gosaubuchten durch, welche das mächtige Wettersteinkalkgewölbe des Guffert-Pending-Zuges voneinander trennt. Die südliche dieser Gosaubuchten wird von der Weitung der Ortschaften Brandenberg und Aschau eingenommen.

Ueber diese ist im Jahrbuch 1909 bereits ein geologischer Bericht erschienen.

Die nördliche Bucht habe ich im heurigen Sommer bei der Aufnahme von Blatt „Kufstein“ kennen gelernt und dabei die folgenden Beobachtungen gemacht.

Das Wettersteinkalkgewölbe des Guffert-Pending-Zuges wird von der Brandenberger Ache in der Gegend des Kaiserhauses quer durchbrochen. Dieser Durchbruch erfolgt in ganz eigentümlicher Weise. Am Eintritt und Austritt aus dem Wettersteinkalkgewölbe fließt die Ache in tiefer, schmaler, eisenbeinweißer Klamm, während in der Mitte die breite, schutterfüllte Weitung des Kaiserhauses eingeschaltet ist. Von dieser Weitung, die genau in den First des Gewölbes eingeschnitten erscheint, zieht gegen Osten das breite Ellbachtal weiter, das ebenfalls noch ganz in das Gewölbe eingesenkt ist.

Eine Erklärung für diese Verlegung breiter Talzüge in den Gewölbekörper des festen Kalkes hinein bietet das Vorhandensein einer alten Abtragungsfläche, welche die Schichten des Wettersteinkalkes schräg schneidet. Dies ist besonders deutlich an dem Kamm des Hohen Nock südlich vom Kaiserhaus zu erkennen. Die Anlage dieser Abtragungsfläche ist jedenfalls bedeutend jünger als die Ablagerung der Gosauschichten, welche sich sowohl im Süden wie im Norden längs tiefer Erosionseinschnitte bis ganz an den Wettersteinkalk heranziehen.

Während aber die große südliche Gosaubucht die Schichten vom Wettersteinkalk bis zu den Liaskalken übergreift, lagern die Sedimente der kleineren nördlichen Bucht nur auf Wettersteinkalk und Hauptdolomit.

Heute sind die beiden Gosaubuchten durch das schon oft erwähnte Wettersteinkalkgewölbe reinlich geschieden, zur Zeit der Ablagerung aber war wohl sicher ein Zusammenhang darüber hinaus

vorhanden. Es wird dies um so wahrscheinlicher, wenn man sieht, wie in der Brandenberger Bucht die Gosaukonglomerate mit steigender Höhenlage immer weiter ausgreifen und endlich sich an das Wettersteingewölbe anschmiegen.

Die nördliche Gosaubucht wird von der Ache in zwei ungleiche Stücke zerschnitten, ein größeres westliches im Bereiche des Weißachtals, ein kleineres östliches im Bereiche des Breitenbaches.

Während im Gebiete des Breitenbaches fast nur noch Breccien und Konglomerate vorliegen, weist die Schichtfolge im Weißachtal einen reicheren Bestand auf, der durch Koblenfunde in letzter Zeit mehr Beachtung gefunden hat.

Der beiliegende Querschnitt Fig. 1 durch die Mulde des Weißachtals gibt hier die von mir angetroffene Verhältnisse wieder.

Die Schichtfolge beginnt auf beiden Seiten der Mulde mit Breccien und Konglomeraten aus lokalem Material, die mit grauem, manchmal mit rotem Zement verkittet sind.

In den höheren Lagen stellen sich bereits kleine exotische Gerölle zugleich mit Sandsteinbänken ein. In dem Sandstein treten dann ganze Lagen von Aktäonellen neben den exotischen Geröllen auf. Weiter aufwärts nehmen die Sandsteine eine eigenartige dunkelgraugrüne Färbung an und sind dabei so leicht verkittet, daß man sie mit der Hand zerdrücken kann. Die Verwitterung löst diesen Sandstein tief hinein in losen Sand auf. Mit diesen grünen Sandsteinen sind nun im Weißachtale und, wie sich dann ergeben hat, auch weiter ostwärts Koblen- und Oelsteinflöze engstens verbunden.

Die grünen magnetitreichen Sandsteine enthalten lagenweise exotische blanke Gerölle und zahlreiche Gastropodenschalen. Im Weißachtale kommen neben diesen grünen auch eigentümlich rotbraun gefärbte Sandsteine von derselben Milde vor, die dadurch ausgezeichnet sind, daß dieselben massenhaft kleine elliptische, blanke Geschiebe von Serpentin enthalten, der bisher von mir an keiner anderen Stelle der Nordalpen in den exotischen Geröllen der Gosau angetroffen wurde. Im Dünnschliff erkennt man sehr deutlich die Maschenstruktur eines tektonisch nicht durchgearbeiteten Peridotit-Serpentins mit rhombischen und monoklinen Pyroxenkristallen.

Auffallend ist die Kleinheit (Gerölle von winzigen Dimensionen bis etwa 5 cm größtem Durchmesser), die riesige Menge und die Beschränkung auf diese roten Sandsteinlagen. Neben den Serpentingeröllen sind auch noch grellrot gefärbte Kiesel in denselben Sandsteinen massenhaft eingeschlossen.

In der benachbarten Gosaubucht von Brandenburg sind mir bisher unter den dort reichlichst vorhandenen exotischen Geröllen keine Serpentine untergekommen. Die reichste Fundstelle von Serpentingeröllen liegt in dem rotbraunen Sandstein, welcher im Weißachtal in der Schlucht der Hochtalalpe ansteht.

Aber auch in dem Graben, der von der Zöttbachalpe zur Weißachsclucht hinabzieht, führen dieselben rotbraunen Sandsteine in Menge Serpentingerölle. Wechsellagernd mit den grünen Sandsteinen oder etwas unterhalb oder oberhalb derselben sind nun auch auf eine große Horizontalerstreckung hin Kohlenflözchen eingeschaltet.

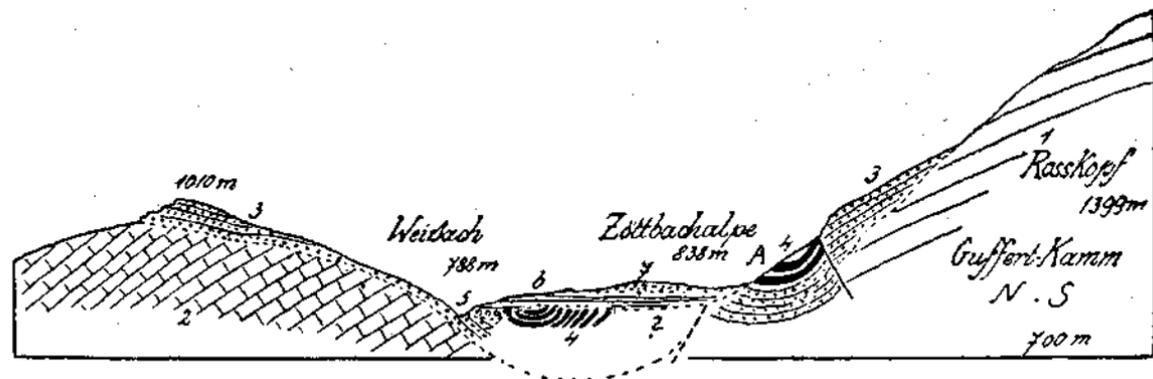


Fig. 1.

1 = Wettersteinkalk.

2 = Hauptdolomit.

3 = Konglomerate, Breccien. Gosauschichten.

4 = Sandsteine, bituminöse Kalke und Mergel, Kohlenflöze. Gosauschichten.

5 = Schotter.

6 = Lehm. — 7 = Blockwerk.

Meist sind 3—5 solche Flözchen vorhanden, von denen jedoch keines eine bauwürdige Mächtigkeit erlangt. Eine Mächtigkeit von zirka 40 cm (Fig. 2) an der sichtbaren Basis der Flözfolge bei der Zöttbachalpe ist das derzeit hier bekannte Maximum. Einige Flöze sind dann noch 10—20 cm, die meisten aber nur 1—2 cm stark. Die Kohle zeigt einen schönen, glänzenden, glatten Bruch und dürfte hohen Heizwert besitzen.

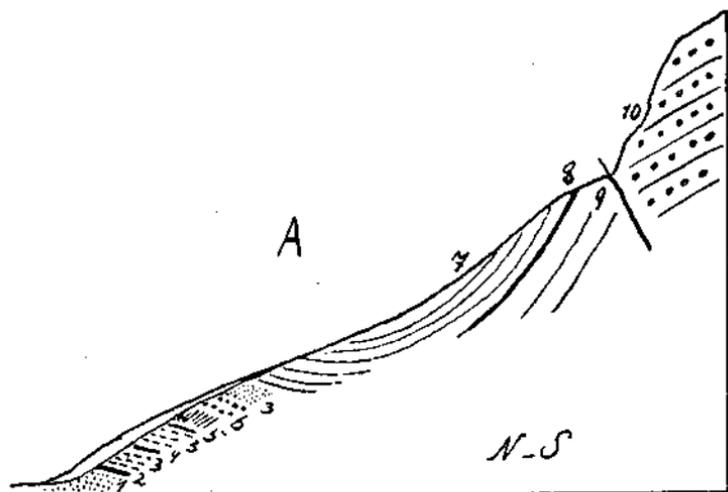


Fig. 2.

- 1 = Grüner, weicher Sandstein, reich an Magnetitkörnchen.
- 2 = Kohlenflöz -- zirka 40 cm.
- 3 = Mergel mit exotischen Gerölln und Gastropoden.
- 4 = Kohlenschmitzen, unrein — 10—15 cm.
- 5 = Kohlenschmitzen, 1—2 cm dicke Lagen.
- 6 = Kalkkonglomerat im Sandstein.
- 7 = Kalkreiche, sandige Mergel.
- 8 = Kohlenflöz, 10—20 cm.
- 9 = Schwärzliche, zähe Mergel.
- 10 = Kalk- und Dolomitbreccien.

Sämtliche Lagen Gosansichten.

Mit den Kohlenflözchen liegen meistens auch bituminöse Kalke in nahem Verbande. Dieselben sind vielfach feinschichtig, enthalten oft Pflanzenspuren und viele Muschelschalen. Der Oelgehalt ist voraussichtlich für eine technische Verwertung viel zu gering.

Die Ausdehnung dieser bituminösen Kalke ist eine sehr beträchtliche, ihre Mächtigkeit steigt in manchen Profilen auf mehrere Meter an.

Die Kohlenflöze und die bituminösen Kalke sind bisher in den Gosaubuchten von Brandenburg, Weißachtal, Krumbachalpe, Nachbergalpe und auch in jener des Thierseertales nachgewiesen.

Was nun die Tektonik dieser Gosaubuchten betrifft, so kann man behaupten, daß sie alle einen ähnlichen Grundzug besitzen. Es

sind deutliche ostwestlich gestreckte Mulden, deren Südflügel meist steiler als der Nordflügel ist.

Der Querschnitt Fig. 1 durch die Mulde des Weißbachtals zeigt diese Eigentümlichkeit deutlich genug.

Des weiteren sieht man hier, daß die höheren Teile des Südflügels über die tieferen gegen die Mulde zu hereingeschoben wurden.

Auch diese Erscheinung ist in manchen Kreide- und Tertiärmulden der Ostalpen zu verfolgen und wohl als eine Heraushebung der höheren Sattelzone gegenüber der tieferen Muldenzone zu verstehen. In der Mulde des Weißbachtals wird die kohleführende Gosau durch diese Schubfläche gegen oben hin sehr scharf abgegrenzt.

Die untere Grenze ist durch Schutt verhüllt. Vergleicht man aber dazu die Aufschlüsse in der tiefen Schlucht bei der Hochtalalpe, so wird es sehr wahrscheinlich, daß außer der ebenerwähnten Schubfläche noch eine Verwerfung vorliegt, der entlang der mittlere Teil der Gosaumulde etwas abgesunken ist.

In dem mittleren Teil der Mulde sind hier keine Aufschlüsse, da der Schutt sehr breite Räume einnimmt und kein Bacheinschnitt denselben durchschneidet. Entlang der Weißbachschlucht aber befindet man sich schon in den Basalbreccien und Konglomeraten des Nordflügels. Legt man diese Tektouik zugrunde und bestimmt auf der Karte die Ausdehnung des grünen Sandsteines, die sich beiläufig mit der Flözausdehnung decken dürfte, so erhält man für die Mulde des Weißbachtals eine Horizontalerstreckung von etwa $\frac{1}{2} km^2$. Von dieser Fläche liegt aber der weitaus größte Teil unter mächtigen Schuttmassen begraben.

Diese Schuttmassen selbst haben folgende Zusammensetzung. In dem Graben, der von der Weißbach gegen die Zöttbachalpe emporzieht, sehen wir zuunterst grobes Geröll der Ache, darüber lokale fast ganz aus Gosaumaterial bestehende Schuttlagen, noch höher ausgedehnte Lehmlagerungen und darüber endlich größeren Blockschutt. Weiter taleinwärts treten über den Schottern und Lehmassen Grundmoränen auf. In den Schottern und Grundmoränen sind nicht selten erratische Gerölle (kristalline) eingeschaltet.

Nimmt man nun an, daß die Durchschnittsmächtigkeit aller Flöze zusammen etwa $\frac{1}{2} m$ beträgt, so würde hier immerhin ein mögliches Kohlenvermögen von zirka $250.000 m^3 =$ zirka $375.000 t$ vorhanden sein. Das ist natürlich nur unter den günstigsten Annahmen möglich. Trotzdem ist dieses Kohlenfeld wegen der Zersplitterung in lauter dünne, durch mächtige taube Zwischenmittel getrennte Flözchen unbenützlich, es müßte denn sein, daß unter der gewaltigen Schuttdecke der Zöttbachalpe noch stärkere Flöze verborgen liegen. Dafür ist jedoch nicht der geringste geologische Anhalt vorhanden.

Wie ich schon erwähnte, reicht der grüne Sandstein nur ganz wenig gegen Osten über die Brandenberger Ache hinaus. Hier ist noch ein schmaler Zipfel an der Mündung des Wernbaches unterhalb der Brandalpe zu sehen.

Sonst besteht der ganze im Bereiche des Breitenbaches aufgeschlossene Gosauabschnitt aus Sandsteinen und Mergeln, überwiegend jedoch aus Basalbreccien und Konglomeraten, die hier nahe bis zur

Breitenbachalpe 1273 m emporreichen. Interessant ist, daß in diesem Ostteil der Weißacher Gosaubucht das Schichtgefälle fast durchaus mäßig steil gegen Westen gekehrt ist, also auch hier wieder die Muldenachse selbst kräftig verbogen ist.

Wir haben dieselbe Erscheinung, eine kabnförmige Verbiegung der Mulde, seinerzeit auch bei der Gosaubucht von Brandenberg-Aschau beschrieben. Nabezu zusammenhängend mit der großen Gosaubucht von Brandenberg ist die hochgelegene kleine Bucht der Krummbachalpe

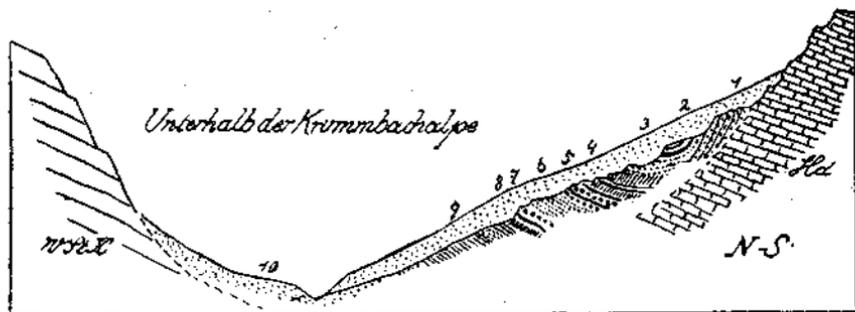


Fig. 3.

- 1 = Rötliche Sandsteine und Kalke mit Lagen von Dolomitgeröll.
- 2 = Graue Sandsteine mit Aktaeonellen, graue Mergel mit Rudisten.
- 3 = Bituminöse Kalke mit Muschelbreccien.
- 4 = Bituminöse Kalke und Sandsteinlagen mit unreinen Kohlenschmitzen.
- 5 = Aktaeonellen Sandstein mit unreinem Kohlenflöz — 10–12 cm.
- 6 = Grüne weiche Sandsteine mit exotischen Gerölln und Gastropoden.
- 7 = Fester Aktaeonellen Sandstein.
- 8 = Bituminöse Kalke mit Pechkohlschmitzen.
- 9 = Sandsteine, Mergel, Muschelbreccien.
- 10 = Schutt.

Hd = Hauptdolomit. — *WStK* = Wettersteinkalk.

Die Lagen 1–9 sind Gosauschichten.

hachalpe und die wieder etwas davon abgetrennte der Nachbergalpe. Die Bucht der Krummbachalpe (1305 m) ist so eingeschaltet, daß der Nordflügel auf den Wettersteinkalk des Hohen Nocks übergreift, der Südflügel auf den Hauptdolomit des mächtigen Heuberges — Fig. 3. Die Entwicklung ist sehr ähnlich mit der eben beschriebenen Gosau der Zöttbachalpe. Auch hier erscheint wieder derselbe grüne Sandstein und in seiner Begleitung schmale Kohlenflözchen und Oelsteinlagen. Das beiliegende Profil 3 gibt ihre Verteilung und Lagerung wieder.

Die Gosauschichten sind nur an der Sohle der tieferen Einschnitte entblößt, da sonst ein mächtiger Schuttmantel und Wälder alles verhüllen. Der Schutt ist teils Gehängeschutt, teils aber wohl auch älterer Glazialschutt.

Die Ausdehnung der kohleführenden Zone dürfte nach meiner Kartierung hier etwa $\frac{1}{10}$ km² betragen. Die Mächtigkeit aller Flözchen zusammen wird etwa $\frac{1}{4}$ m ergeben. So erhält man einen möglichen Kohlenvorrat von etwa 25.000 m³ = zirka 37.000 t.

Die Höhenlage des Vorkommens ist zwischen 1250—1400 m.

Eine Ausnützung ist nicht möglich wegen der Geringfügigkeit der Flözchen. Die bituminösen Kalksteine treten in mehreren Lagen auf, sind aber für eine Ausbeutung ebenfalls zu unergiebig.

Noch etwas höher greift die Gosaubucht der Nachbergalpe — 1472 m empor.

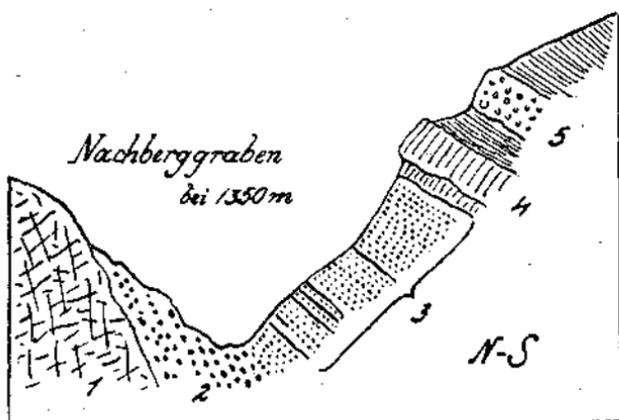


Fig. 4.

- 1 = Hauptdolomit.
- 2 = Sandstein mit Nestern von exotischen Geröllen.
- 3 = Grüner, weicher Sandstein mit exotischen Geröllen und Gastropoden. — 5 schmale Kohlenflözchen.
- 4 = Fester Sandstein.
- 5 = Konglomerat und Mergellagen.

Die Lagen 2—5 sind Gosauschichten.

Dieses Vorkommen wird durch den Graben, der von der schön gelegenen Nachbergalpe westwärts herabzieht, vorzüglich aufgeschlossen.

Wie Profil Fig. 4 angibt, treffen wir auch da über den Basalkonglomeraten die Zone des oft erwähnten grünen Sandsteins wieder, in dem hier stellenweise bis zu 5 schmale Flözchen eingeschaltet sind.

Der grüne Sandstein ist hier sehr reich an exotischen Geröllen (weit überwiegend porphyrische Gesteine), doch scheinen als Seltenheiten auch kleine Serpentinegeschlebe aufzutreten. Neben den exotischen Geröllen sind Unmassen von weißen Schneckenschalen mit eingeschlossen.

Die Gosauschichten greifen hier sowohl im Norden als auch im Süden auf Wettersteinkalk über und überlagern in ihrem unteren Teil eine kleine Mulde von Raibler Schichten und Hauptdolomit.

Zugleich greifen die Gosauschichten hier in der Umgebung der Nachbergalpe über die Kammhöhe gegen das tief unten liegende Inntal vor, wo die Schichtbänke frei in die Luft ausgehen.

Die Ausdehnung der kohlenführenden Zone, in der auch hier bituminöse Kalke eingeschaltet sind, ist nach meiner Aufnahme auf etwa $\frac{1}{12} \text{ km}^2$ zu schätzen. Die Mächtigkeit aller Flözchen zusammen dürfte kaum $\frac{1}{4} \text{ m}$ ausmachen. So erhält man einen möglichen Kohlenvorrat von zirka $20.000 \text{ m}^3 = \text{zirka } 30.000 \text{ t}$.

Ausbeutung wegen Zersplitterung nicht möglich. Oestlich der Nachbergalpe ist nun eine ziemlich große Lücke in der Erhaltung der Gosauschichten. Die Gosau von der Kegelalpe scheint keine Kohlenablagerungen zu enthalten. Außerdem stellt sich in dem hauptsächlich in Betracht kommenden Gebiet entlang des Glemmbaches sowie im Süden von Hinter- und Vorder-Thiersee eine ungewöhnlich breite und mächtige Schuttbedeckung ein.

Die Schutthedeckung stammt von einem breiten Strang der Inntalterrassen her, der sich hier vom Brandenbergertal ins Thierseer- und Inntal zurück ergossen hat. Diese Tatsache war mir bereits im Jahre 1908 bekannt geworden. Nun ist durch die Neuaufnahme das Gebiet dieser seitab liegenden Inntalterrassen genauer abgegrenzt worden. Dabei hat sich ergeben, daß hier zwei getrennte Zuschüttungen vorhanden sind, eine ältere, bis über 1000 m Höhe hinanreichende, die zu einer festen Nagelfluh verkittet ist, und eine jüngere, unverkittete, die nicht so hoch emporsteigt.

In der älteren Zuschüttung sind die Einschlüsse von zentral-alpinen Geröllen ziemlich spärlich, in der jüngeren dagegen sehr reichlich. Die Nagelfluh selbst ist stellenweise als Bau- und Werkstein gebrochen worden.

Die Nagelfluh ist heute auf die breite Terrasse an der Nordseite des Pendlings zwischen Krangut und Altmosau beschränkt. Die jüngere Aufschüttung bildet einerseits einen langen Terrassenzug von der Pretzalklausen bis Vorder-Thiersee, andererseits umschlingt sie fast geschlossen den Larchberg südlich von Landl.

In den Gräben, welche den ebenerwähnten Terrassenzug zwischen Pretzalklausen und Vorder-Thiersee zerschneiden, haben sich nun auf eine große Strecke hin Gosauschichten nachweisen lassen.

Die ersten Aufschlüsse traf ich bereits östlich der Ebenwaldalpe, und zwar rotzementierte Basalbreccien und Konglomerate.

Dieselben sind hier in mehreren Gräben zu finden. Darauf folgt wieder eine ganz verschüttete Strecke, bis der tiefe Einschnitt des Sixengrabens südlich von Hinter-Thiersee die in Fig. 5 abgebildeten Verhältnisse enthüllt.

Von hier gegen Vorder-Thiersee zu stellen sich dann reichere Aufschlüsse ein, welche über den Basalbreccien und Konglomeraten auch wieder die Zone des grünen Sandsteins mit den begleitenden Kohlen- und Oelsteinflözen erkennen lassen.

Knapp östlich von Altmosau liegen die letzten Aufschlüsse dieses Gosauzuges. Auch hier ist die Zusammensetzung ganz ähnlich mit den früher beschriebenen Gosaubuchten. Die Kohlenflöze, ich traf ein

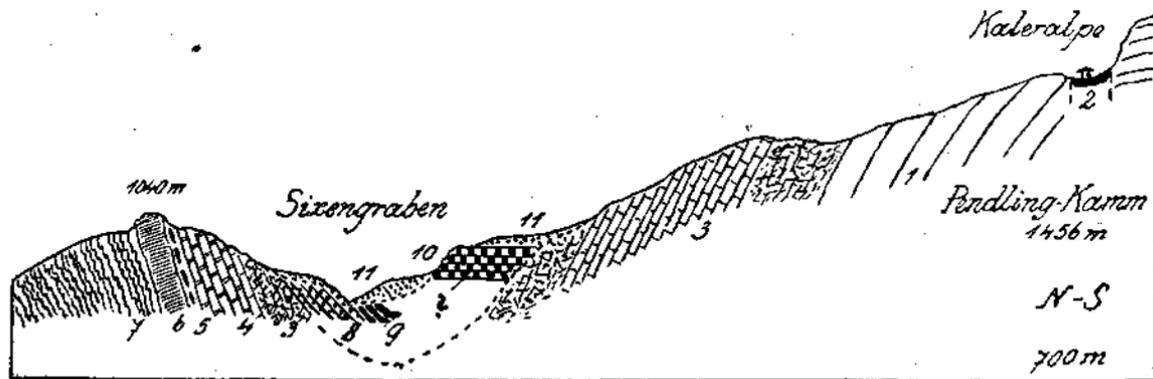


Fig. 5.

- 1 = Wettersteinkalk.
- 2 = Raibler Schichten.
- 3 = Hauptdolomit.
- 4 = Plattenkalk.
- 5 = Kössener Schichten.
- 6 = Dachsteinkalk und Liaskalk.
- 7 = Oberer Jura.

- 8 = Konglomerate, Breccien. Gosauschichten.
- 9 = Sandsteine, bituminöse Kalke, Kohlenflöze, Gosauschichten.
- 10 = Hochgelegene konglomerierte Innschotter.
- 11 = Grundmoränen.

unteres Flöz von etwa 20 cm Stärke und ein oberes von zirka 2 cm, sind auch hier mit bituminösen Kalken eng benachbart.

Die Verschüttung ist aber so bedeutend, daß sich nur in einzelnen Gräben kleine Aufschlüsse finden.

Es ist daher sehr leicht möglich, daß hier die Kohlenzone unter dem Schutt eine recht beträchtliche Erstreckung einnimmt, es kann aber auch diese leicht zerstörbare Zone weithin erodiert sein.

Nach meinen Aufnahmen ist eine horizontale Ausdehnung der kohleführenden Zone von etwa $\frac{1}{4}$ km² ganz gut möglich, was bei einer schätzungsweisen Mächtigkeit von etwa $\frac{1}{4}$ m einen Vorrat von zirka 60.000 m³ = zirka 90.000 t ergeben würde. Die Lage dieses Kohlenfeldes wäre bedeutend günstiger als die der früher erwähnten Gebiete, da dasselbe zwischen 900 und 1000 m Höhe liegt und nur etwas über 1 km von der Thierseer-Straße entfernt ist.

Es ist aber auch hier keine Aussicht auf abbauwürdige Kohlen- oder Oelsteinflöze vorhanden.

Ueberblicken wir nun noch einmal diese hier beschriebenen einzelnen Reste von Gosauablagerungen, so geht aus dieser Beschreibung wohl ohne weiteres hervor, daß wir es mit einer ursprünglich zusammenhängenden Ablagerung zu tun haben, in welcher der grüne Sandstein mit den Kohlen- und Oelsteinflözen einen recht charakteristischen Bestandteil bildet.

Die ostwestliche Erstreckung dieser Ablagerung beträgt noch heute über 17 km. Dabei ist wahrscheinlich ursprünglich auch ein zusammenhängendes Kohlenfeld von derselben Dimensionierung vorhanden gewesen. Bei der Krummbachalpe hängt dieses Gebiet auch mit der Bucht von Brandenberg zusammen, in der mir bisher zwar der grüne Sandstein nicht bekannt wurde.

Wohl aber treten auch in dieser Bucht entlang ihrem Nordrande Kohlen- und Oelsteinflöze auf, die am besten am tiefen Einschnitt der Brandenberger Ache aufgeschlossen sind. Hier haben sogar schon in früherer Zeit Schürfungen auf Kohle stattgefunden. Die Kohle tritt auch hier nur in ganz dünnen Flözen auf (ein tieferes von 12—20 cm, darüber noch 2—3 ganz dünne Flözchen) und wird von bituminösen Kalken begleitet.

Auch hier überdecken gleich die mächtigen Schuttmassen der Inntal-Terrasse die Aufschlüsse am Ufer der Ache und wir treffen erst wieder $2\frac{1}{2}$ km östlicher und zirka 600 m höher am Kreuth-Mahd Vorkommen von bituminösen Kalken sowie schmalen Kohlenflözen. Ein Profil von dieser Fundstelle ist bereits in unserem Jahrbuch 1909, Seite 297 veröffentlicht worden.

Auffallend bleibt der Befund, daß sich die Gosauablagerungen ganz eng an die mächtige Aufwölbung des Guffert-Pendling-Zuges anschließen. Sie begleiten dieses Wettersteinkalkgewölbe im Norden und Süden und liegen streckenweise auch auf seinem Scheitel.

Ueber die regionale Stellung des Kaisergebirges.

Von Otto Ampferer.

Mit vier Zeichnungen.

Seit dem Erscheinen der Arbeit von K. Leuchs: „Die geol. Zusammensetzung und Geschichte des Kaisergebirges, Innsbruck, Zeitschrift des Ferdinandeums 1907“, ist die geologische Erforschung dieses Gebirges so ziemlich abgeschlossen gewesen.

Das Bild der hoch erhobenen, an allen Seiten von vertikalen Verwerfungen umgrenzten Mulde von Wettersteinkalk ist allen geologischen Besuchern deutlich im Gedächtnis geblieben.

Das Kaisergebirge erscheint nach dieser Darstellung als die unmittelbare Fortsetzung des Guffert-Pending-Zuges, nur durch den Einbruch des Inntales von demselben geschieden.

Leuchs hält auch in seinem 1921 erschienenen geologischen Führer durch die Kalkalpen vom Bodensee bis Salzburg an dieser Vorstellung fest.

F. Hahn hat bei seiner regionalen Betrachtung der nördlichen Kalkalpen ebenfalls das Kaisergebirge mit dem Guffert-Pending-Zug zusammengeschaltet und in die Linie Guffert-Pending-Nordkante des Kaisergebirges die Grenze zwischen seiner bajuvarischen und tirolischen Schubmasse verlegt.

Kober schlägt das Kaisergebirge zu seiner voralpinen Decke, ohne sich für eine Einordnung in die Unterteilungen dieser großen Schubmasse zu entscheiden.

Ich habe nun in den letzten drei Jahren, anfangs durch die Studien über die bituminösen Gesteine des Unterinntaler Tertiärs, dann bei der Neuaufnahme von Blatt „Kufstein“ das ganze Gebiet kennen gelernt und bin dabei auf Grund des erweiterten Beobachtungsschatzes zu anderen Vorstellungen gekommen, über die ich hier in gedrängter Kürze berichten will.

Ausführlichere Detailangaben werden in der Arbeit über das Unterinntaler Tertiär in unserem Jahrbuch geliefert werden.

Wie die umstehende Kartenskizze (Fig. 1) angibt, bildet das Kaisergebirge eine allseitig freie, schwebende Schubmasse, die nach meiner Auffassung im Westen der Inntaldecke, im Osten wahrscheinlich der von F. Hahn als „juvavisch“ bezeichneten Berchtesgadener Schubmasse entspricht.

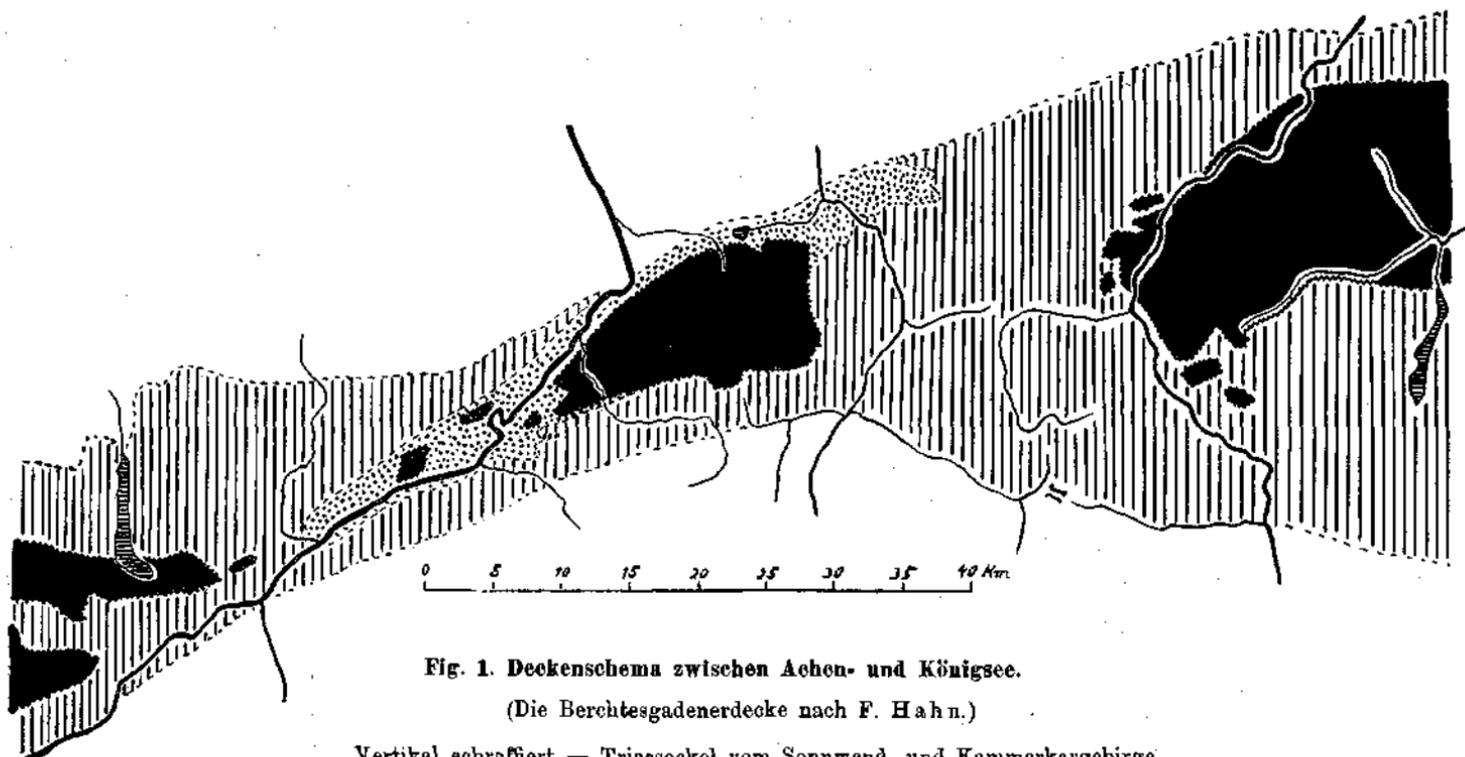


Fig. 1. Deckenschema zwischen Achen- und Königsee.

(Die Berchtesgadenerdecke nach F. Hahn.)

Vertikal schraffiert = Triassockel vom Sonwend- und Kammerkargebirge.

Punktiert = Unterinntaler Tertiär.

Schwarz = im Westen Inntaldecke, in der Mitte Kaisergebirgsdecke, im Osten Berchtesgadenerdecke.

Die Fortsetzung des Guffert-Pending-Zuges ist nicht im Kaisergebirge, sondern nördlich desselben in einer Reihe von Wettersteinkalkklippen zu suchen, welche die Verbindung zwischen dem Pendingkamm und der großen Wettersteinkalkmasse von Rauschenberg und Hoch-Stauffen herstellen.

Die Schubmasse des Kaisergebirges ist auch heute noch im wesentlichen geschlossen, nur an der Westseite, im Bereiche des Inntales, sind eine Reihe von kleinen Deckenresten durch die Erosion davon abgetrennt worden.

Es sind dies ein Hanfwerk von Schollen von Wettersteinkalk und Hauptdolomit bei Kötsching nördlich von Haring, eine Scholle von altertärer Korallenkalk bei der Glaurchmühle (ganz abgebaut), eine Reihe von Wettersteinkalk- und Hauptdolomitschollen in der Gegend von Maria-Stein und endlich die völlig mylonitisierte große Hauptdolomitscholle des Kochelwaldes, die sich bei Breitenbach bis zum Innufer herabzieht.

Mehrere von diesen Schollen sind bisher als Bergsturzmassen gedeutet worden, andere sind erst durch die Neuaufnahmen aus ihrer Umgebung herausgelöst worden.

Alle diese hier aufgezählten Schollen sind dadurch charakterisiert, daß sie auf dem Unterinntaler Tertiär lagern und daß weiters eine Erklärung als Bergsturzmassen nach den lokalen Verhältnissen ausgeschlossen erscheint.

Die tertiären Schichten tauchen überall unter diese Deckenreste hinein.

Sie zeigen dabei keinerlei auffallende Aenderungen, weder in ihrer Struktur noch in ihrer Lagerung.

Im Gegensatz dazu sind die Gesteine der Deckschollen selbst, besonders die dolomitischen, ausnahmslos ganz mylonitisiert.

Am großartigsten tritt diese Mylonitisierung an der großen Scholle des Kochelwaldes hervor, welche durch und durch zu einem Gesteinsmehl zerrieben wurde.

Inntalaufwärts treffen wir dann bei Münster eine weitere solche Scholle, die wohl ebenfalls hieher gehört. Sie ist schon unmittelbar benachbart, wenn nicht zusammenhängend, mit der Schubmasse der Ebner Spitze, welche bisher als das Ostende der Inntaldecke gegolten hat.

Die Schubmasse der Ebner Spitze ist in sehr klarer Weise auf das Sonwendgebirge aufgeschoben, wobei an der Stirne dieser Schubmasse im Sattel des Schichthalses Gosauschichten mitgeschoben erscheinen.

Eine Beschreibung dieser Stelle samt einem Profil ist in unserem Jahrbuch 1908 (S. 294 u. f., Profil Figur 7.)

Die hier erwähnte Kette von kleinen und größeren Deckschollen stellt also eine Art von tektonischer Verbindung zwischen der Inntaldecke und dem Kaisergebirge her.

Oh sich an der Ostseite des Kaisergebirges auch Deckenreste befinden, welche hier eine Verbindung mit der großen Berchtesgadener Schubmasse zuwebringen, kann ich nach meinen bisherigen Erfahrungen noch nicht entscheiden.

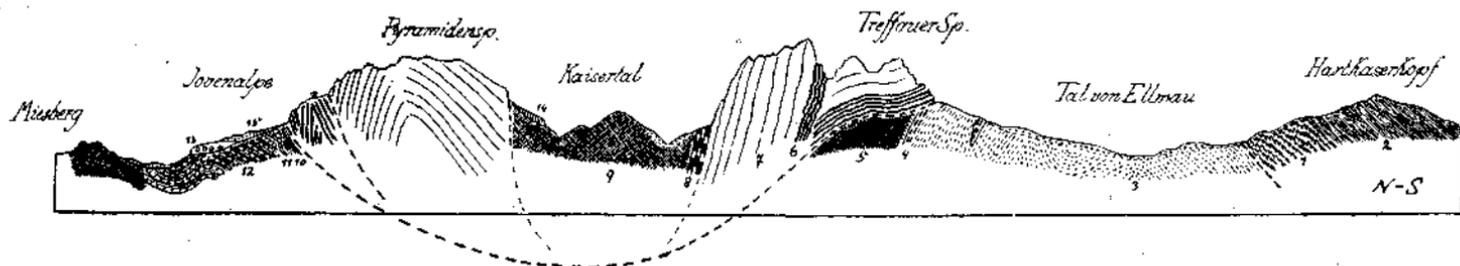


Fig. 2.

- 1 = Grünschiefer, Diabasporphyr. n. Angitporphyritschiefer. bunte Tonschiefer.
 2 = Tonschiefer und Grauwacken mit Diabaslagern.
 3 = Verrukano und Buntsandstein.
 4 = Reichenhaller Schichten, Rauhwacken und Dolomit.

- 5 = Dolomitmylonit.
 6 = Mnschelkalk.
 7 = Wettersteinkalk.
 8 = Raibler Schichten.
 9 = Hauptdolomit.
 10 = Gosauergel und Konglomerat.
 11 = Scholle von Triasdolomit.

- 12 = Angerbergsschichten — Oberligocän — Untermiocän.
 13 = Hohe Inntalschotter — konglomeriert.
 14 = Gehängebreccien.
 15 = Moränenschutt.

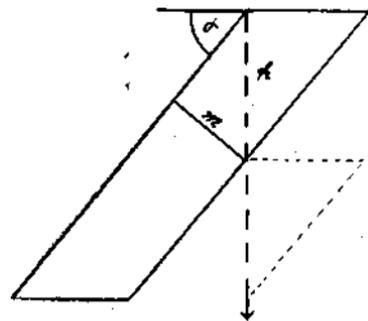


Fig. 3.

Erklärung zu nebenstehender Figur 4.

Das obere Schema soll ausdrücken, daß bei diesem Vorgang der untere Muldentheil gegenüber dem oberen in der Bewegungsrichtung zurückbleibt.

Das untere Schema soll andeuten, daß hier die Muldensohle infolge langer Wanderung allmählich durchgewetzt wurde.

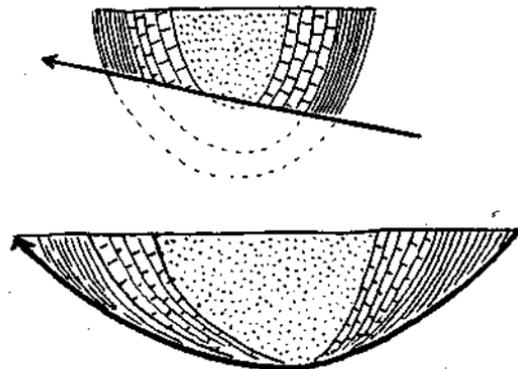


Fig. 4.

Kehren wir nun nach dieser neuen Umgrenzung der Kaisergebirgsdecke zum Hauptteil dieser Schubmasse zurück, so können wir seinen Aufbau am leichtesten mit Hilfe eines hier durchgezogenen Querschnittes (Fig. 2) veranschaulichen und besprechen.

Dieser Querschnitt verläuft ungefähr durch die Mitte des Kaisergebirges und ist gegen Süden noch ein Stück weit in die Grauwackenzone hinein verlängert, da dies zu einem besseren Verständnis nötig erschien.

Wir erkennen an diesem Querschnitte sofort wieder die erhabene Mulde und sehen, daß sich gegenüber dem Bilde von Leuchs nur am Nord- und Südrand Abweichungen einstellen.

Am Nordrand ist der Wettersteinkalk der Pyramidenspitze zu einem Knie verbogen, ebenso auch der hier vorgelagerte Muschelkalk der Jovenalpe. Der Muschelkalk stößt mit scharfer Schubfläche an einen Streifen von blaßrötlichen und grauen milden Mergeln mit eingelagerten Fetzen von harten Konglomeraten. Die Mergel sind außerordentlich stark durchschiefert und ausgewalzt, ebenso auch die eingeschalteten Konglomerate. Mergel und Konglomerate sind ganz von jener Ausbildung, welche die Gosauschichten der Eiberger Bucht besitzen, und ich stelle so diesen tektonisch schärfst beanspruchten Schichtstreifen zu den Gosauschichten, welche sich auch weiter östlich am Ausgange des Habersauertales in derselben tektonischen Lage, aber in weit größeren Massen vorfinden.

Weiter nordwärts treffen wir danu am Abfall des Grabenberges (1030 m) gegen die Durchholzer Rieder sehr schöne Aufschlüsse von mäßig steil unter das Kaisergebirge einfallenden tertiären Sandsteinen und Konglomeraten, nicht selten mit Schlieren und Fetzen von Pechkohlen. Es sind dies genau dieselben Schichten, welche weiter westlich in dem Eitaler Graben prächtig entwickelt sind und hier deutlich die unteren Nummuliten führenden Häringer Schichten überlagern.

Es sind dies weiter genau dieselben Schichten, welche nördlich von Kufstein am Innrand und dann im Bereich des Unter- und Oberangerberges in großer Mächtigkeit entfaltet liegen.

Für diese Schichten hat Schlosser ein oberoligocänes (vielleicht untermiocänes Alter) aus Fossilfunden abgeleitet, dem ich nach meinen Erfahrungen zustimme.

Diese Angerbergsschichten spielen auch in der Bucht von Kössen und von Reit im Winkel eine große Rolle. Sie sind auch hier ebenso wie im Inntal durch die Führung von massenhaften Geröllen der unteren Trias, des Buntsandsteins, Verrukano und der Grauwackenzone ausgezeichnet.

Dagegen fehlen nach meiner Einsicht alle typischen Gesteine des Zentralalpins und des Engadins, die sowohl für die dortigen Glazialablagerungen als die Innterrassen so bezeichnend sind.

Die von mir und von Schlosser aufgestellte Behauptung, daß die Konglomerate der Angerbergsschichten mit Innschottern zu vergleichen seien, muß also zurückgenommen, beziehungsweise sehr eingeschränkt werden.

Dagegen hat sich für die Annahme von Schlosser, daß die Angerbergsschichten transgressiv auf den Häringer Schichten lagern, nun ein direkter Beweis ergeben, da ich heuer im Spätherbst in den liegenden Konglomeraten des Oberangerberges beim Bergsteiner See ein kopfgroßes, schöngerundetes Gerölle von Nummulitenkalk (mit zahlreichen kleinen Nummuliten) aufgefunden habe. Zwischen diesen Angerbergsschichten und den geschieferten Gosauschichten des Grabenberges ist nur noch eine schmale Scholle von Triasdolomit eingeschaltet.

Es liegt auf der Hand, daß man diese tektonische Schichtgruppierung nicht durch eine einfache Verwerfung erklären kann, sondern daß dieselbe an die Stirne einer großen Ueberschiebung gehört und dieselbe anzeigt.

Die hier geschilderten Aufschlüsse sind am schönsten an der Ostseite des Kammes zu sehen, der vom Grabenberg gegen die Joveualpe emporzieht. Sie lassen sich aber auch noch weiter westwärts und ostwärts verfolgen.

Während westwärts am Schubrand der Muschelkalk bald verschwindet und Wettersteinkalk an seine Stelle tritt, greift der Schubrand ostwärts sogar in Reichenhaller (Myophorien) Schichten hinab.

Am Ausgange des Habersauertales treffen wir hier ziemlich ausgedehnte Massen von rotzementierten Gosaukonglomeraten, verbunden mit rötlichen und grauen Mergeln. Etwas weiter talein liegen graue Mergel vom Aussehen des benachbarten Neokoms von Schwendt.

Offenbar haben wir hier ein Fenster unter der Schubmasse des Kaisergebirges vor uns, das leider durch die gewaltigen Grundmoränenmassen des Habersauertales um seine Deutlichkeit gebracht wird. Dieselben rotzementierten Gosaukonglomerate stehen auch weiter östlich noch oberhalb des Gehöftes Holzen an.

Wenig östlich davon begegnen wir hier den Neokommergelu von Gagás, die mit dem großen Vorkommen derselben Schichten bei Schwendt zusammenhängen.

Das Neokom von Schwendt gehört aber nicht etwa in die Hauptdolomitmulde des Kaisergebirges, sondern bildet das oberste Glied einer normalen Schichtserie auf dem gewaltigen nordwärts geneigten Hauptdolomitmassiv des Unterberghorns. Dieses Massiv stößt längs des breitsohligen Kohltales schroff mit der großen Hauptdolomitmulde des Kaisergebirges zusammen.

Der hier vorbandene große tektonische Gegensatz der beiden Flanken dieses nordsüdlich verlaufenden Tales wird durch den breiten Schnittboden, das beiderseitige Vorherrschen von Hauptdolomit und die reiche Bewaldung stark verschleiert. Immerhin tritt dieser Gegensatz auch schon auf der Karte von Leuchs dem Beschauer entgegen.

Er ist aber in Wirklichkeit bedeutend ausgesprochener.

Der Nordflügel der Hauptdolomitmulde des Kaisergebirges biegt von der Mündung des Kohlalpentaales nahezu rechtwinklig nach Norden ab und stößt so völlig quer auf die seinem Abbruch vorliegenden Neokommergel von Gagás und von Schwendt.

Auch der breite in sich gefaltete Plattenkalkkern der Hauptdolomitmulde findet auf der östlichen Talseite keinerlei Fortsetzung.

Noch tiefer im Süden tritt uns bei Griessen wieder eine Verschiedenheit der beiden Talseiten entgegen.

Auf der Westflanke sehen wir steil nordfallende Hauptdolomit-schichten aus dem Kaiserbachtal herausstreichen, während östlich von Griessen flach geneigte Hauptdolomitmassen lagern. An der Mündung des Kaiserbachtals begegnet uns dann weiter eine steil aufgerichtete, nordsüdlich streichende Zone von Hauptdolomitbreccien, welche Leuchs dem Tertiär zugewiesen hat, die aber auch möglicherweise noch der Gosau angehören können. Fossilfunde sind bisher keine gemacht worden.

Dringen wir hier noch weiter südwärts vor, so stehen wir vor dem großartigen Ostabbruch des Wilden Kaisers, der zu den geologisch und landschaftlich eindrucksvollsten Bauwerken der Nordalpen gehört.

Der Wettersteinkalk bricht hier im Streichen bei steilem Nordfallen in einer Mächtigkeit von über 2 km in einer stellenweise über 1000 m hohen Wandflucht ab.

An der Nordseite wird der Wettersteinkalk von einem schmalen Band von Raibler Schichten und dem schon erwähnten mächtigen Hauptdolomit des Kaiserbachtals begleitet, die mit ihm so ziemlich dasselbe Fallen und Streichen besitzen.

Die Raibler Schichten lassen sich hier bis etwa zur Lärcheckalpe verfolgen, der Hauptdolomit bis zu der quer daranklebenden Tertiärbreccie von Griessen.

Auf der Karte von Leuchs sind die Raibler Schichten bei der Lärcheckalpe als Kössener Schichten eingetragen, was wohl nach dem ungestörten Durchstreichen und dem Auftreten von Rauhwacken ausgeschlossen erscheint.

Der größtenteils mylonitisierte Hauptdolomit der Mauckalpe gehört ins Liegende der Kaisergebirgsdecke, nimmt dementsprechend ganz andere, meist flachere Lagerungen ein und setzt sich auch ungebrosen weiter gegen Osten hin fort.

Fassen wir diese Ergebnisse am Nord- und Ostrand des Kaisergebirges zusammen, so können wir sagen, daß unser Gehirge auf dieser ganzen Strecke den Ausstrich einer großen einheitlichen Schubbahn erkennen läßt.

Diese Schubfläche zeigt allenthalben ein steiles Einfallen unter das Kaisergebirge, was wohl zum großen Teil auf ein Niederdrücken der Unterlage durch diese schwere Masse zurückzuführen sein dürfte.

Die Grenze verläuft dabei von Kufstein an ziemlich gerade in nordöstlicher Richtung bis zum Nordfuß des Ebersberges (Habersauertal), dann ostwestlich bis Gagas, von dort südlich entlang dem Kohlental bis Griessen und endlich südwestlich bis zur Mauckalpe.

Kehren wir nach dieser Abschweifung wieder zur Besprechung von Profil Figur 2 zurück, so deckt sich das ganze Mittelstück völlig mit den Angaben von Leuchs und kann somit übergangen werden.

Am Südabfall des Kaisergebirges gegen die weite Ellmauer Talung nehmen die roten Quarzsandsteine mit ihren glimmerarmen, grellroten Tonschiefern, teilweise auch noch Verrucano, einen über 4 km breiten Streifen ein.

Wie das Profil zeigt, besteht dieser Streifen aus mehreren Falten, in deren Muldenkernen noch Rauhdecken und Dolomit der Reichenhaller Schichten eingebettet liegen.

Diese Faltenzone von Buntsandstein taucht nun unter die flach darauf liegende Deckscholle der Treffauer Spitze hinein. Die Scholle der Treffauer Spitze ist aber nur ein abgesunkenes Stück der Kaisergebirgsdecke.

Dieses Verhältnis tritt auf der Karte von Leuchs nicht deutlich hervor, weil dieser Autor westlich von der Treffauer Scholle einen kompliziert gebauten Streifen, an dem sich Dolomit und Rauhdecken der Reichenhaller Schichten, Muschelkalk, Wettersteinkalk, Raibler Schichten, Hauptdolomit, Gosauschichten und Nummulitenbreccien beteiligen, mit der Farbe des Muschelkalkes zusammengefaßt hat.

Während man von der Ostecke des Kaisergebirges an der Südseite den Ausstrich der großen Schubfläche unzweideutig bis an die Westseite der Treffauer Scholle, zu der auch noch der kleine Sonnenstein gehört, verfolgen kann, ist von dort bis zum Hintersteiner See keine solche Klarheit. Wahrscheinlich stoßen in dieser Strecke Dolomitmassen des Liegenden mit solchen der Kaisergebirgsdecke zusammen und erschweren so die tektonische Trennung.

Vom Hintersteiner See westwärts ist die Grenzlinie wieder in aller Deutlichkeit zu sehen.

Es schaltet sich nämlich zwischen der Decke des Kaisergebirges und dem darunter eintauchenden Triaszug des Achleitens—Böfenskamms wieder ein gut entwickelter Streifen von Tertiär ein, und zwar von unverkeunbaren Häringer Schichten mit Kohlen- und Oelsteinflözen, Nummulitenbreccien und hangenden Zementmergeln.

In der Tiefe der Weißbachklamm sowie in den Schluchten, die hier ostwärts gegen den Hintersteiner See, westwärts gegen den Sattel von Peppenau emporziehen, sind diese Verhältnisse recht gut zu sehen.

Die Hauptdolomitmassen vom Eibergkopf und Wildschwendtalpe, die in der Höhe von Nummulitenbreccien gekrönt werden, liegen mit lebhafter Faltung ziemlich flach hier den Häringer Schichten auf.

Weiter westlich verhüllen große Massen von Grundmoränen, die zum Beispiel auf dem Sattel von Peppenau eine Mächtigkeit von zirka 80 m erreichen, und von Terrassenschottern den Ausstrich unserer Schubfläche.

Es ist aber sehr wahrscheinlich, daß diese Linie vom Peppenauer Sattel nach Aufing, von dort um den aus Hauptdolomit und Nummulitenbreccie bestehenden Birnberg zieht und von hier nordwärts zu der ebenfalls von Nummulitenbreccien bedeckten Westecke des Kufsteiner Waldes abschwengt.

Damit sind wir wieder im Inntale angelangt, wo die Schollen der Kufsteiner Festung und des Zellerberges auch noch zur Kaisergebirgsdecke zu zählen wären. Zwischen der Scholle des Zellerberges und dem Pendlingzug ist auch hier wieder das südwärts einfallende Angerbergtertiär des Lausbichels eingeschaltet.

Damit wäre in kurzen Strichen die tektonische Umrandung des Kaisergebirges gekennzeichnet, wie sie sich nach den Neuaufnahmen bisher enthüllt hat.

Es fragt sich nun, ob auch die Innenstruktur der neugebackenen Schubmasse den an ihren Rändern beobachteten Bewegungsanzeichen irgendwie entspricht.

Ich glaube, daß dies der Fall ist und möchte dafür die folgenden Beobachtungen vorlegen.

Zu den auffallendsten Eigentümlichkeiten des Kaisergebirges gehört die scharfe Mächtigkeitsschwankung im Streichen, welche besonders an den Muschelkalk- und Wettersteinkalkmassen hier zum Vorschein kommt.

Das schönste Beispiel bietet der steil aufgerichtete Wettersteinkalkzug des Wilden Kaisers, der bei einer streichenden Länge von zirka 11 km von 0 bis über 2000 m Mächtigkeit erreicht.

Die Durchschnittsneigung beträgt dabei etwa 60—70°.

Für die Erklärung dieser Erscheinung, die sich, wie schon erwähnt, auch im Zabmen Kaiser ganz ähnlich wiederholt, kommt ernstlich wohl nur sedimentäre oder tektonische Zuschneidung in Betracht.

Die Zuschneidung erfolgt nun in beiden Fällen immer von der Außenseite der Mulde her. An der Muldeninnenseite lassen die Raibler Schichten, die ja auch vielfach tektonisch beschädigt sind, deutlich erkennen, daß es sich um keinen Erosionszuschchnitt handeln kann. Dasselbe gilt an der Unterseite von der Muschelkalk-Wettersteinkalkgrenze.

So bleibt zur Erklärung nur tektonische Arbeit übrig.

Auch Leuchs hat schon bei seiner Beschreibung zur Erklärung dieser gewaltigen Mächtigkeitsschwankungen die Tektonik zu Hilfe gerufen, doch glaubte er, mit steilen Verwerfungen auskommen zu können.

Wenn man nun aber die steile Aufrichtung des Wettersteinkalkes bedenkt, so ergibt sich daraus, daß man mit vertikalen Verwerfungen nur wenig ausrichten kann.

Um die Leistung einer Verwerfung in bezug auf die Vermehrung der scheinbaren Schichtmächtigkeit zu beurteilen, kann man sich folgender Ueberlegung bedienen.

Das Maximum der Vergrößerung der Schichtmächtigkeit durch eine vertikale Verschiebung ist eine Verdoppelung derselben.

Wie Figur 3 zeigt, besteht hierbei die Beziehung

$$\text{Sprunghöhe} = \frac{\text{Mächtigkeit}}{\cos \text{Neigungswinkel}} = h = \frac{m}{\cos \alpha}$$

Rechnet man sich nun nach dieser einfachen Formel die Beträge der Sprunghöhen für verschiedene Neigungswinkel des zerschnittenen Schichtsystems durch und legt dabei für unseren Fall dem Wettersteinkalk eine Durchschnittsmächtigkeit von etwa 1000 m zugrunde, so erhält man für:

	Meter
90° eine Sprunghöhe von	∞
85°	11494
80°	5747
70°	2923
60°	2100
50°	1555
45°	1414
40°	1305
30°	1154
20°	1063
10°	1015
0°	1000

Aus dieser Zahlenreihe erkennt man leicht, daß bei steiler Schichtstellung sehr große vertikale Verschiebungen nötig sind, um zum Beispiel eine Verdoppelung der ursprünglichen Schichtdicke herbeizuführen.

Es ist dabei gleichgültig, ob diese Sprunghöhen durch eine große oder mehrere kleinere Verschiebungen zustande gekommen sind.

Wenden wir diese Erfahrung auf das Kaisergebirge an, so ergibt sich, daß hier mit den Hilfsmitteln von Verwerfungen für die Erklärung so schroffer Mächtigkeitsschwankungen wenig auszurichten ist.

Nun hat allerdings die Neuaufnahme gezeigt, daß zum Beispiel im Zahnen Kaiser an der großen Mächtigkeitzunahme des Wettersteinkalkes Faltung wesentlich beteiligt ist.

Dasselbe scheint auch für den Wilden Kaiser wenigstens in dem Abschnitt östlich vom Ellmauer Tor in Betracht zu kommen, wenn es mir bisher auch nicht gelungen ist, im Wettersteinkalk eine entsprechende Gewölbebiegung nachzuweisen. Dafür ist im Muschelkalk an der Südseite der wildzackigen Törispitze eine große liegende Falte angedeutet.

Kann man also vielleicht unter der Annahme von Verfaltung für die gegen Osten zu so stark verdickten Enden der Wettersteinkalkflügel eine Erklärung finden, so nützt diese natürlich für die westwärts gerichtete Zuspitzung derselben Flügel nichts.

Mit Verwerfungen kommt man hier ebensowenig zum Ziele.

Dagegen bietet die Mechanik einer frei beweglichen Schubdecke unschwer Erklärungen dafür dar.

Man kann zum Beispiel (Fig. 4) annehmen, daß die basale Schubfläche schräg durch die bereits früher gefaltete Muldenform durchschneidet und dann bei der Vorwärtsbewegung das tiefere Sohlenstück zurückgeblieben ist.

Man kann aber auch die Vorstellung in Betracht ziehen, daß die unteren Teile unserer Mulde erst im Laufe der Bewegung durch Reibung oder andere Hindernisse abgeschliffen worden sind.

Als Endergebnis bleibt jedenfalls eine „Mulde ohne Sohle“ bestehen, eine tektonische Form, die mit den im Kaisergebirge vorliegenden Verhältnissen recht gut in Einklang zu bringen ist.

In dieser Beleuchtung wären also die gewaltigen Mächtigkeitsschwankungen im Inneren der Kaisergebirgsdecke als ein Beweis für eine Fernüberschiebung aufzufassen.

Eine andere Erscheinung, welche ebenfalls im inneren Bau der Kaisergebirgsdecke für deren tektonische Selbständigkeit spricht, liegt in dem merkwürdigen Streichen der Hauptdolomitmulde begründet.

Die Mulde weicht in ihrem Streichen von der ostwestlichen Richtung nur wenig gegen Nordost zu ab, dabei treten aber die Muldenflügel des Hauptdolomits gegen das Kohltal zu stark auseinander und biegen dabei, der eine nach Nord, der andere gegen Süd zu um.

Besonders stark ist dieses Umbiegen an dem nördlichen Flügel zu sehen.

Es erweckt dies den Anschein, als ob die Kaisergebirgsdecke einen scharfen Schub von oder gegen Osten zu erfahren habe, wobei die freien Muldenenden kräftig auseinandergedrückt wurden.

Die Anzeichen für eine Bewegung in der ostwestlichen Richtung sind aber nicht auf diese Erscheinung allein beschränkt.

F. Hahn hat schon darauf hingewiesen, daß für die eigentümliche Gestaltung des Eiberger Beckens solche Bewegungen einen erklärenden Wert besitzen.

Ich möchte dem zustimmen und einige weitere Angaben darüber machen.

Das Eiberger Becken liegt am Westende der großen Hauptdolomitmulde des Kaisergebirges und ist von Leuchs als ein tiefer eingesunkenes Stück dieser Mulde beschrieben worden, das auch deshalb eine viel reichere jüngere Schichtserie aufzubewahren vermochte.

Es ist auf drei Seiten von steilen Abhängen aus Hauptdolomit und Plattenkalk eingefast.

Nur die vierte Seite, jene gegen Westen, ist offen und wird von den flachen Höhen der Inntalerrasse von Schwoich gebildet.

Es ist keine einfache Muldenform, sondern eine starke Verfaltung vorhanden, so daß Profile von Nord nach Süd oder von Ost nach West so ziemlich dasselbe Maß an Faltung zeigen.

Die Schichtserie beginnt mit Kössener Schichten, auch dickbankiger oberrätischer Kalk ist vorhanden, dann eine mächtige Folge von Fleckenkalken, hornsteinreichen Kalken, Fleckenmergeln und Manganschiefern des Lias, rote und grüne Hornsteinkalke, Aptychenkalke, darüber transgredierend die Gosauschichten. Diese beginnen mit Breccien, Konglomeraten, dann folgen Sandsteine, endlich die roten und grauen Zementmergel, aus denen Schlosser eine reiche oberseneue Fauna beschrieben hat.

Beim Bau der neuen Straße von Kufstein gegen Ellmau sind eine Reihe von schönen Aufschlüssen geschaffen worden, welche uns zeigen, daß die Gosauschichten hier auf einem bereits kräftig gefalteten und tief erodierten Gebirgsboden zum Absatz gelangten. Leuchs hat in einer interessanten Mitteilung darüber zuerst berichtet.

Die Gosauschichten selbst sind später ebenfalls noch gefaltet worden.

Betrachten wir nun das Becken von Eiberg im Rahmen der Kaisergebirgstektonik, so fällt sofort auf, daß dieses Becken seiner Lage nach nicht in der Muldenachse dieses Gebirges, sondern erheblich weiter südlich liegt.

Die Achse der Großmulde streicht etwa gegen Kufstein zu, liegt also um mehr als 2 km weiter nördlich als die Mitte des Eiberger Beckens.

Das kann man durch keine Verwerfung mehr ins rechte Geleise bringen.

Ich bin hier zu der Vorstellung gekommen, daß wir in dem Eiberger Becken allerdings ein Stück der Kaisergebirgsmulde vor uns haben, das jedoch von der Hauptmasse dieses Gebirges von Osten oder vielmehr von Südosten her überschoben worden ist.

Nach der Verteilung der Gosauschichten und ihrer Anlagerung an den ganzen Nord- und Ostrand der Einfassung des Eiberger Beckens mußte man diese Ueberschiebung bereits in eine vorgosauische Zeit zurückverlegen.

Damit kommen wir auf das Alter der Ueberschiebungen im Kaisergebirge zu sprechen.

Wie man aus der beiliegenden Karte (Figur 1) gleich ersieht, braucht der jungtertiäre Vers Schub der Kaisergebirgsdecke kaum mehr als 5 km zu betragen.

Es ist sogar nicht wahrscheinlich, daß eine wesentlich größere Schubweite hier vorliegt, da wir ja auf der Kaisergebirgsdecke noch in ziemlicher Ausdehnung Reste der Häringer Schichten, also des Alttertiärs aufgeklebt finden.

Mit dieser geringen Förderweite dürfte sich aber die Entstehung einer „Mulde ohne Sohle“ kaum vereinigen lassen. Dazu ist wohl ein größerer Bewegungsraum erforderlich.

Dies leitet uns wieder zu der Vermutung zurück, daß doch die vorgosauische Ueberschiebung schon diejenige war, welche den Grundzuschnitt der Kaisergebirgsdecke besorgt hat.

Das dürfte mit den Beobachtungen über die Gosauschichten des Eiberger Beckens wohl in Einklang zu bringen sein.

Es würde dies aber auch zugleich die Verbindung gegen Osten mit der Berchtesgadener Schubmasse wesentlich erleichtern, für welche ja hekanntlich ein vorgosauischer Einschub von Hahn stets behauptet worden ist.

Die Unterlage der Inntal-Kaisergebirgsdecke würde nach meiner Einsicht der Unutz-Guffert-Pendingzug bilden, der sich nach Osten in den Rauschenberg-Hochstauflenzug fortsetzt. Auf diesem Wettersteinkalk-Hauptdolomitsockel liegt im Westen bekanntlich das Sonnwend-, im Osten das Kammerkargebirge.

Das Sonnwendgebirge trägt eine wohlerhaltene vorgosauische Gipfelfaltung, von der im Kammerkargebirge nichts hekannt geworden ist.

Das Kammerkargebirge taucht nun ostwärts unter die große Berchtesgadener Schubmasse ein, welche hier in der weitgespannten

Mulde zwischen Rauschenberg - Hochstauffen einerseits, den Loferer und Leoganger Steinbergen anderseits sich breit macht.

Hält man sich diese Lagebeziehungen vor Augen, so wird man zu der tektonischen Gleichung Inntaldecke = Kaisergebirgsdecke = Berchtesgadenerdecke geführt.

Dabei ist wohl zu merken, daß eine solche Gleichstellung zunächst nur darauf begründet wird, daß mehrere heute nicht mehr zusammenhängende Schubmassen auf einer gemeinsamen Unterlage zur Ablagerung gekommen sind.

Nun ist allerdings die Lücke zwischen Inntal- und Kaisergebirgsdecke durch eine Kette von kleinen Deckenresten so gut wie geschlossen, während die zwischen Kaisergebirgsdecke und Berchtesgadenerdecke auch heute noch besteht.

Es kommt aber weiter noch dazu, daß alle diese Decken sich als frei schwebende herangestellt haben, was wieder für eine nähere Beziehung derselben zueinander spricht.

Eine Verschiedenheit kommt zwischen diesen Schubmassen nur insofern zur Geltung, als für die Inntaldecke sicher ein nachzenomaner, für ihr Ostende sogar ein nachgosauischer Vorstoß, für die Kaisergebirgsdecke noch ein mitteltertiärer Vorstoß beweisbar ist, während die Tektonik der Berchtesgadener Schubmasse für vorgosauisch gilt.

In allen diesen Decken liegen Anzeichen von vorgosauischer Bewegung aufbewahrt, doch scheinen diese von Westen gegen Osten an Bedeutung zuzunehmen.

Eine tektonische Gleichstellung würde also nur die Gemeinsamkeit einer ersten Anlage, nicht aber auch die der späteren tektonischen Schicksale zu bedeuten haben.

Wenn wir nun endlich die Verhältnisse an der Südseite des Kaisergebirges in Hinsicht auf eine Herleitung der Kaisergebirgsdecke in Betracht ziehen, so finden wir erst an der Grenze von Buntsandstein und Grauwackenzone eine tektonische Fuge, die dafür allenfalls einen Weg bieten könnte.

Wie ich schon erwähnt habe, bildet der Buntsandstein in der Ellmauer Talung einen zirka 4 km breiten, kräftig zusammengefalteten Streifen (vgl. Fig. 2).

Im Süden taucht er mit einem mächtigen Gewölbe, in dessen Kern noch Verrukano zutage tritt, steil unter die Grauwackenzone hinab, die in diesem Gebiete offenkundig über den Buntsandstein aufgeschoben liegt.

Zwischen dem Buntsandstein und der darüber liegenden Grauwacke muß da eine bedeutende tektonische Lücke klaffen, eine Lücke, aus der vielleicht die Kaisergebirgsdecke hervorgegangen sein könnte.

Jedenfalls fehlen hier zwischen Buntsandstein und hangender Grauwacke alle jüngeren Schichten, die also leicht nur abgeschoben sein könnten, während in der Kaisergebirgsdecke gerade umgekehrt der ganze Buntsandstein fehlt.

Es ist aber auch möglich, daß die Heimat der Kaisergebirgsdecke noch weiter südlich in der Grauwackenzone liegt, in der ja, wie die schönen Profile Ohnesorges zeigen, sich noch tiefgreifende

Fugen einstellen, an denen sich auch Streifen von Buntsandstein erhalten haben.

Es liegt ja auch die kleine Triasscholle des Gaisberges noch südlicher, die übrigens wie das Sonnwendgebirge offenbar alte Ost-westtektonik besitzt.

Bemerkenswert ist immerhin, daß in der Fortsetzung unserer Fuge im Süden des Ellmaner Tales die bekannte Erzzone am Röhrerbühl auftritt, die zwar nicht genau an der Fuge, aber nahe genug an dieser wichtigen Schubzone in der Grauwacke liegt.

Uebrigens zeigen sich auch an der Südseite des Ellmauer Tales die Grauwacken entlang dieser Zone mehrfach erzführend.

Zum Schlusse noch einige Bemerkungen über den Buntsandstein an der Südseite des Kaisergebirges.

Wir haben hier noch echten, meist grellrot gefärbten Buntsandstein und nicht Werfener Schichten vor uns. Ueberwiegend sind ziemlich feinkörnige, rotgefärbte, seltener grane, grünliche oder weißliche Quarzsandsteine von gewaltiger Mächtigkeit, wie sie zum Beispiel prachtvoll in dem Seebach-, Aubach-, Wochenbrunner- und Rettenbachgraben aufgeschlossen sind.

Die Sandsteine tragen auf den Schichtflächen reichlich klein zerriebenen, weißen Glimmer, sind häufig feinschichtig und reich an Kreuzschichtbändern. Mit ihnen wechsellagern milde, grellrote, fast glimmerfreie Tonschiefer.

Gegen unten zu stellen sich gröbere Sandsteine und Konglomerate ein, die man wohl schon als Verrukano bezeichnen kann. Eine scharfe Grenze ist indessen nicht vorhanden.

Wenn wir vor diesem gewaltigen, einförmigen „Rotfisch“ der unteren Trias stehen, so ist der Gedanke wohl unabweislich, daß dieser wenigstens zum weitaus größten Teil nicht aus der Abtragung der heute benachbarten Grauwackenzone entstanden sein könne.

Gewiß sind an der Basis, besonders der südlichen, Buntsandsteinlagen vorhanden, welche Gerölle und Bruchstücke der Grauwackenzone enthalten, aber ebenso sicher bilden die grünen Gesteine und die grauen Schiefer der Grauwackenzone nicht das Baumaterial unseres Buntsandsteins.

Es bleibt also nur die Wahl, diese riesige Sedimentation von heute völlig zerstörten Teilen der südlich benachbarten Grauwackenzone abzuleiten oder an eine Herkunft von Norden aus dem heute versenkten Gebiete unter den Kalkalpen oder deren nördlichem Verband zu denken.

Mir scheint die zweite Hypothese, eine Herleitung des Materials aus dem Norden, die wahrscheinlichere zu sein, denn käme das Material von der südlichen Grauwackenzone, so müßte man gerade nach aufwärts eine Annäherung an den jetzigen Grauwackenschutt erwarten. So macht es aber den Eindruck, als ob der Zufluß von Grauwackenmaterial nur ein ganz lokaler gewesen sei, der unter den aus Norden reichlich zugeführten Sandmassen bald ganz erlosch.

Wien, November 1921.

Zur Geologie der Zentralalpen.

Von Bruno Sander.

Mit Beiträgen von O. Ampferer und E. Spengler.

(Mit einer tektonischen Uebersichtskarte und 6 Textfiguren.)

Einleitung.

Im folgenden habe ich zunächst versucht, den derzeitigen Stand einer Synthese der Tiroler Zentralalpen zu kennzeichnen. Anlaß hierzu waren außer dem freundschaftlichen und stets auskunftbereiten Interesse eines kleinen Kreises geologischer Beobachter, von deren Arbeit mir der nächste Fortschritt in dieser Sache abzuhängen scheint, neuere Studien wie Schmidts anregende Ausführungen über Grauwackenzone und Tauernfenster in diesem Jahrbuch, das Erscheinen von Blatt Landeck (Ampferer und Hammer), ferner die wenn auch durch die Zeitlage vielgehemmte Aufgabe für Hammer und mich die Blätter Oetzal und Matrei zu bearbeiten und nicht zuletzt das Erscheinen des Alpenbandes (his Heft 9) von Albert Heims Geologie der Schweiz, welche mir durch das große referierte Material und durch die sehr persönliche Art des Autors den Beginn neuerlicher Wirkung und Gegenwirkung zwischen den Anschauungen einzuleiten scheint. Wenn es uns dabei nicht gelingt, dort überall Abschlüsse zu sehen, wo sie Heim in den Ostalpen sieht und wenn wir manches, u. a. an Ampferers Theorien und Darstellungsart, weniger gewürdigt als mißverstanden glauben, so wird damit unserseits weder der außerordentlichen Belehrung durch Heims Werk noch des Umstandes vergessen, daß sein Buch uns auch als Zweifler vor neue Zweifel führt, bis zu welchen wir eben sonst nicht gelangt wären; weder lediglich durch geologische Kartierungsarbeit noch etwa gar in dem gewiß nicht im Sinne von Heims Lebensarbeit liegenden Bestreben, Schweizer Auffassungen der „Einfachheit“ halber ohne Fühlung mit der Aufnahmsgeologie zu vertreten.

Zur Orientierung des Lesers sei bemerkt, daß bei dieser Gelegenheit noch keineswegs in der wünschenswerten Weise die unpublizierten Ergebnisse anderer, z. B. die Arbeiten Ohnesorges in den Kitzbüheler Alpen, die neuen Arbeiten des Grazer Universitätsinstituts, die Detailarbeiten der Wiener Schule nach Uhlig zu Worte kommen konnten.

Nach einem Versuch, einige allgemeinere Umriss der Synthese zu zeichnen und einem Exkurs über Wurzeldecken und Bewegungshorizonte wird bei der weiteren Analyse besonderes Gewicht auf schiefe Scharung des Streichens und auf neuere Einblicke in die Serieninhalte gelegt. Bei Gelegenheit der Bezugnahme auf Schmidts oben angeführte Arbeit und auf die Deckensystematik der Schweizer ergibt sich, wie weit wir meines Erachtens derzeit gelangen können und welche Lücken dabei besonders unsicher machen. Auf mehreres hier Erörterte ist bereits im Jahresbericht der Staatsanstalt hingewiesen.

Der Arbeit kam sowohl eine Spende schwedischer Fachgenossen als die durch Professor Dal Piazz vermittelte Reambulierung auf Blatt Brixen zugute.

I. Allgemeinere Grundlagen der Synthese.

Wir machen hier die Annahme, daß der Quarzphyllit zu irgendeiner Zeit gegenüber den alten Gneisen einheitlich horizontierbar war. Wenn man der Kürze halber hier und weiterhin von Quarzphyllit und alten Gneisen spricht, so ist dabei festzuhalten, daß es sich in diesem Zusammenhange sehr wohl um die primären Fazies der beiden Gesteine handeln kann, aus welchen die sekundären kristallinen¹⁾ und tektonischen Fazies erst wurden: Quarzphyllit (ein typischer Tektonit) einerseits, „Alte Gneise“, Phyllitgneis, Arterite und Granat-Cyanit-schiefer andererseits. Darauf, daß die obige Annahme keineswegs die einzige mögliche ist — schon weil nur Sekundärfazies vorliegen — habe ich u. a. Denkschr. d. Ak. 1911 (über „Formationen“ kristalliner Schiefer) hingewiesen und betone wie bei jeder Gelegenheit, daß es Quarzphyllite (und Kalkphyllite) verschiedener Formationen gibt (vgl. auch die Karte des Tauernwestendes, Jahrbuch 1921).

Es besteht die Möglichkeit, daß der Quarzphyllit zur Zeit seiner einheitlichen Horizontierbarkeit gegenüber den alten Gneisen über oder unter denselben lag. Die zweite Annahme hat Ohnesorge gelegentlich eines unpublizierten Vortrages, Wien 1921, gemacht, indem er Oetzaler und Schladminger Altkristallin als metamorphe Grauwacken betrachtet, wie ich dies hinsichtlich der Schneeberger Gesteine feststellte und hinsichtlich ihrer eventuell noch auszuscheidenden Aequivalente gelten lassen möchte, während es für die Laaser Serie heute noch fraglich ist. Dementgegen gehe ich von einer Anordnung aus, in welcher der Quarzphyllit auf den alten Gneisen lag. Die vielfachen einschlägigen Arbeiten Wilhelm Hammers in Südtirol stützen diese Annahme und auch meine heurigen Neubeobachtungen auf Blatt Klausen und Bruneck scheinen mir die Annahme, oben Quarzphyllit, unten Gneis, im Raume südlich der Tauern, näherzulegen.

¹⁾ Ich glaube, statt „metamorphe Fazies“ besser „kristalline“ zu sagen, da doch sowohl Kristallisation als Teilbewegung im Gefüge — immer begrifflich zu trennen — erst die Metamorphose ausmachen.

Wir gehen also von einer Folge aus, in welcher (stratigraphisch oder tektonisch) Quarzphyllit über alten Gneisen lag. Vielleicht waren diese da und dort bereits mit vorkristalliner Tektonik deformiert und wurden da und dort Granite von Quarzphyllit transgrediert (Rannachkonglomerat? Sunk? Manche Knollengneise der unteren Schieferhülle?), was in den heute vorliegenden tektonischen Fazies freilich überhaupt nicht mehr mit Sicherheit erweislich sein dürfte.

Diese Anordnung ist im Raume südlich des Brixner Granits vorpermisch. Ebenfalls noch vorpermisch erfolgt dort parakristallin (zu Albit) bis nachkristallin (zu Biotit) eine lebhaftete tektonische Durchbewegung. Sie bringt im Raume von Brixen vielleicht bereits das dort mit dem OW-Streichen der Alpen und der alpino-dinarischen Grenze so sehr kontrastierende NW- bis NNW-Streichen hervor. Ferner lehren die Einschlüsse von Quarzphyllit seines heutigen Gepräges im Perm, daß dieser vorpermischen Phase die tektonische Fazies des Brixner Quarzphyllits zuzuschreiben ist, nämlich seine Phyllitisierung und Umfaltung, vielfach ohne die Linsenbau erzeugenden starken Differentialüberschiebungen in s wie sie alle Phyllite nördlich des Brixner Granits kennzeichnen.

Die zeitlich mit der vorpermischen Durchbewegung interferierende Kristallisation steht mineralogisch (Albit, Biotit) der Tauernkristallisation nicht allzufern. Beim heutigen Stande unserer Kenntnis läßt sich weder eine Identifikation dieser Metamorphose mit der Tauernkristallisation erweisen, noch eine Identifikation der spärlichen Angengneise des Brixner Quarzphyllits mit Augengneisen der Tauern, aber beides ist festzuhalten.

Wir fragen nun nach dem vorpermischen Schicksal unserer Folge Quarzphyllit—alte Gneise im Norden. Da sind größere Züge einer vorpermischen Tektonik noch nicht erkannt oder durch jüngere Tektonik hindurch nicht mehr erkennbar. Immerhin läßt sich eine gewisse Dissonanz der Zentralgneistektonik mit der Schieferhülletektonik, ferner der nicht seltene Fall der Diskordanz oder deutlich sekundären Parallelschichtung von Zentralgneis und Hülle und einigermaßen auch grobe, auf starke Gefällknicke weisende Konglomerate unter der Trias von hier aus als Hinweis auf vorpermische Faltung nördlich der Dinariden beachten; ferner die später erörterten Fälle, in welchen Perm und Mesozoikum diskordant auf nichtkorrelat deformiertem Kristallin liegt, und einige petrographisch-tektonische Befunde. Aber was alte Tektonik nördlich des Brixner Granits betrifft, ist auch folgende Ueberlegung zu machen. Sowohl bei den granitischen Intrusiven des Altkristallin als bei den Tauerngneisen und bei den Tonaliten nördlich Mauls ist Parallelkontakt so sehr das Ueberwiegende und Bezeichnende, daß wir in diesem Raume auf ein bis zum Auftreten der Tonalite (Rieserferner) nicht stark durchbewegtes Areal schließen können, wie dies Löwl in allerdings anderen Zusammenhängen tat.

Das nächste Ereignis, welches den Brixner Quarzphyllit nach seiner Regionalmetamorphose (tauernäquivalente Batholite?) und tektonischen Durchbewegung trifft, ist das Auftreten des Brixner Granits

im Laaser Niveau zwischen Quarzphyllit und alten Gneisen, wie namentlich an der Rensenspitze ersichtlich ist.

In größerer Tiefe, schon innerhalb der alten Gneise, ist die zum Brixner Granit gehörige Rieserfernermasse erstarrt.

Granitisch-tonalitische Massen von der Ordnung Brixner Granit sind also teilweise bis zum Quarzphyllitniveau in unsere Folge Quarzphyllit—Gneis südlich und nördlich der heutigen alpinodinarischen Grenze eingedrungen, vielleicht aber auch noch zwischen die älteren Tauerngneise.

An der Rensenspitze erkennen wir, daß der Brixner Granit in den alten Gneisen und Laaser Gesteinen die sauren Intrusiva von der Ordnung des Antholzer Gneises bereits vorfand.

Nach dem Brixner Granit treten im Raume von Brixen die zahlreichen basischen Ganggesteine von der Ordnung des Klausner Diorits auf, wahrscheinlich nahestehend den basischen Ergüssen im Liegenden des Bozner Porphyrs und also permische Alters. Sie sind für den Raum südlich des Brixner Granits mit seiner damals bereits erloschenen tektonischen Durchbewegung und mit seiner Neigung zur Spaltenbildung bezeichnend und fehlen im Norden davon fast gänzlich.

Es folgt im Süden als letzte Phase die Ablagerung von Perm und Trias der Dolomiten auf dem vorpermischen bis in die Nähe von Franzensfeste (Flaggtal) transgredierte Quarzphyllitgebirge. Von einer dem durchbewegten Grundgebirge irgend korrelaten tektonischen Deformation des Perms und Mesozoikums ist keine Rede, die Anschoppung des Permomesozoikums gegen den nördlichen Quarzphyllit (zum Beispiel Piccolein) lediglich als Argument gegen die Annahme einer Nord-Süd-Bewegung der Dolomiten an jener Stelle erwähnenswert.

Wir haben bis jetzt das Schicksal unserer Quarzphyllit-Gneis-Folge im Raume von Brixen mehr als im Norden betrachtet und bezeichnend gefunden, daß die starke vorpermische Durchbewegung dieses Raumes im Norden kein derzeit nachgewiesenes volles Äquivalent hat und daß die basischen Gänge im Norden fehlen.

Wenn wir nun die Zusammensetzung unserer Quarzphyllit-Gneis-Folge weiter betrachten, so finden wir zwei oder drei Ordnungen saurer Intrusiva in diese Folge eintretend. Die jüngere Ordnung, Brixner Granit—Rieserferner, ist als zusammengehörig gut erkennbar. Älter, das heißt früher erstarrt sind nachweislich die Pegmatite, Aplite, Muskovitgranite, Augengneise und Antholzergranite, welche vor der Faltung bis in das Niveau „alte Gneise“ empordrangen. Es sind dieselben Gesteinskategorien Aplitgneis, Augengneis, die wir unter den Tauerngneisen finden, zum Teil geradezu als dieselben Typen erkennbar, zum Teil wohl durch Erstarren in verschiedenen Niveaus und durch tektonische Deformation unter verschiedenen Bedingungen differenziert. Es würden dann etwa bis in unsere Quarzphyllit-Gneis-Folge im Raume von Brixen nur sehr wenige Intrusiva dieser Ordnung (Augengneis von Aberstickl und von der Farcellscharte) eingetreten sein, und zwar in das untere Niveau; weiter nördlich in die erzeugende Zone für den heutigen Maulser Gneiszug bedeutend mehr (Augengneise, Aplite, Pegmatite, Muskovitgranite, häufig Arteritbildung); ebenso weiter nördlich in die erzeugende Zone für die spätere

Hauptachse der Tauern (Augengneise, Aplite, assimilierte Sedimente). Ich habe dabei den Eindruck, daß in unserem Meridian die Zone für die Hauptentwicklung der alten sauren Massen südlicher liegt als für die Tauerngneise und daß die Antwort auf die Frage, ob die batholitische Hauptachse nach Norden gewandert ist, wie so vieles andere davon abhängt, wie weit das Herausbeben gemeinsamer (eventuell nur sekundär abgeänderter) Glieder aus den Tauerngneisen und den alten Gneisen gelingt.

Man würde also von Süden her in einen Raum mit zunehmender und in der erzeugenden Achse für die Tauern bis ins Quarzphyllitniveau aufsteigenden älteren sauren Intrusionen eintreten, welchen vielleicht die für die Laaser, Maulser, Oetztaler und Pferscher mineralreichen Glimmerschiefer bezeichnende regionale Mineralbildung Granat, Staurolit, Cyanit zeitlich entspricht, nicht aber die jüngere Tauernkristallisation, welche die erstgenannte kristalline Fazies auslöscht (untere Tauernhülle) oder mit ihr jene Mischtypen bildet, welche, wie zum Beispiel im Pfossental, an der Grenze gegen Altkristallin weder diesem noch der Schieferhülle mit Sicherheit zuzuweisen sind. Diese Uebergänge der beiden metamorphen Fazies bleiben erst von diesem Gesichtspunkt aus zu studieren; die wichtigste Mineralfazies ist Granat, Staurolit, Cyanit, Muskovit, Albit. Und besonders durch diese Glimmerschiefer mit Laaser Mineralfazies ist Gelegenheit gegeben, zunächst wenigstens eine alte tektonische Deformation überhaupt nachzuweisen: Man findet vorkristalline von der Kristallisation dieser alten Mineralfazies überdauerte Deformation neben der jüngeren nachkristallinen (zuweilen diaphoritischen). Ich habe (Jahrb. 1914, S. 621) auf das starke Ueberwiegen der nachkristallinen Deformation in diesen Gesteinen hingewiesen. Das Zurücktreten vorkristalliner Deformationen entspricht dem Vorherrschen des Lagertypus bei den alten Intrusionen insofern, als beides eher auf ein geringes Maß der voralpinen Durchbewegung in unserer Quarzphyllit-Gneis-Folge im Raume nördlich des Brixner Quarzphyllits deutet. Wir kommen auf die Frage der Trennung älterer und jüngerer Orthogneise noch zurück und werden sie für ein erst zu erörterndes Dilemma der Tauerngeologie ebenfalls entscheidend finden. Ich glaube, daß man über den dem sogenannten Altkristallin und den Tauern gemeinsamen Typen, welche ich seit 1911 (Denkschr.) annehme, nicht vergessen darf, daß es wenigstens zwei Ordnungen saurer Intrusionen gibt, welche beide sowohl der Tauernachse als dem Altkristallin gemeinsam sind, deren eine (im ganzen muskovitreichere und saurere) aber im Altkristallin ihre Hauptentwicklung hat, während die andere jüngere (mehr tonalitisches-granitische) in den Tauern ihre Hauptentwicklung hat und vielleicht auch „periadriatische“ Massen als eine zugehörige südlichere Zone mit anderem tektonischem Schicksal umfaßt. Vorerst bleibt die Tauernkristallisation zu erwähnen.

Man findet aus der heutigen Tauernachse gegen Süden gehend über den Tauern eine starke, in der Tauernhülle, also gegen Süden zunehmende Tauernkristallisation. Das ist der eine von Becke auch für andere Teile der Tauern betonte Grundzug der Anordnung und ich habe dafür die Annahme gemacht, daß der Bewegungshorizont,

aus welchem die Tauerngneisschwellen emportauchten, ein nach Norden ansteigender war, als Kristallisation und mannigfach interferierende Teilbewegung die Gesteine der unteren Schieferhülle prägen.

Der zweite Grundzug in der Anordnung der Tanernkristallisation ist folgender: Die Tanern als Ganzes zeigen starke, die Rensen (= Matreier) Zone viel schwächere. Dieser zweite Zug in der Anordnung der Tauernkristallisation, die zonare Anordnung mit Steigerung gegen Norden, bedarf einer anderen Erklärung als der erste. Wir gelangen, wenn wir die Tanernkristallisation als Ergebnis von Tiefenlage und Anwesenheit von Magma auffassen, zur Vorstellung, daß zur Zeit der Tauernkristallisation weiter im Süden die (tektonische oder sedimentäre) Ueberlagerung geringer und der magmatische Einfluß schwächer war. Dabei ist zu beachten, daß der Brixner Quarzphyllit weiter im Süden lag und die Maulser alten Gneise heute eine sehr stark eingeschnürte Zone mit tektonisch verminderter Breite sind, die Schieferhülle zonen aber Synklinen von unbestimmter Tiefe.

Wir sind in der vorpermischen Geschichte unseres Quarzphyllit-Gneis-Areals im Raume zwischen Klausen und Innsbruck nördlich von Mauls keiner bisher sicher nachgewiesenen, an Bedeutung der vorpermischen Tektonik des Brixener Quarzphyllits vergleichbaren, vorpermischen Tektonik begegnet, eher sogar Gründen für ein geringeres Ausmaß alter tektonischer Durchbewegung. Auf diese Frage hin gerichtete Untersuchungen, für welche wohl der angedeutete petrographisch tektonische Weg der gangbarste ist, finden sehr große Schwierigkeiten angesichts der mehrphasigen jüngeren Tektonik, welche nördlich von Mauls die sogenannten altkristallinen Gebiete nachkristallin, die tauernkristallinen Gebiete wesentlich vorkristallin bis parakristallin, selten nachkristallin umgeformt hat. Dieser Tektonik entspricht im Gegensatz zum Brixner Raume alpines Streichen und sie bringt einen entscheidenden tektonischen Unterschied zwischen „Alpen“ und „Dinariden“ im Gebiete unserer Betrachtung mit sich: Perm und Jüngerer liegt ohne entsprechende Tektonik auf dem Brixner Quarzphyllit, während schon bei Mauls, ferner in den Tuxer Voralpen und in den Kalkkögeln unsere Folge Quarzphyllit—Gneis mit Perm und Mesozoikum verfaltet ist. Diese Verfaltung erreicht teilweise (so zum Beispiel Maulser Trias, Schneeberger Zug, Tuxer Voralpen) einen Grad, daß sie der derzeitigen Gesamtdeformation der Quarzphyllit-Gneis-Folge wohl entsprechen kann, derselben streng korrelat ist (vgl. Verh. 1914, S. 232 ff). In anderen Fällen liegt Perm und Mesozoikum diskordant, ohne korrelate Tektonik auf dem Grundgebirge. Das Permo-mesozoikum ist zugleich mit dem Grundgebirge deformiert, aber Eigentektonik des Grundgebirges noch wahrnehmbar. Auch auf solche Stellen ist Gewicht zu legen. Sie sind Hinweise auf die für weitere Arbeit immer im Auge zu behaltende vorpermische Tektonik der Quarzphyllit-Gneis-Folge auf „alpinem“ nichtdinarischem Boden und helfen unläugbar den oben hervorgehobenen tektonischen Hauptgegensatz der Alpen und Dinariden verwischen und den Wirkungskreis der Tauerntektonik besser erkennen.

Hierher gehören der Elferspitz im Pinuistal und die Kalkkögel (Verfaltung nicht korrelat zur Tektonik des Grundgebirges; Hinweis

auf vorpermische Tektonik des Stubai-Kristallins), ferner der Ortler nach W. Hammer (Hinweis auf vorpermische Tektonik des Ortler-Kristallins). Andere Stellen, wie zum Beispiel Pfäferscher Keil des Tribulau, ergaben keine Antwort auf unsere Frage. Im Osten der Tauern darf man nach Schmidts und Heritsch-Angels Arbeiten Beiträge zu dieser Frage erwarten. Der erörterte tektonische Gegensatz zwischen Alpen und Dinariden dürfte voraussichtlich mehr ein Gegensatz zwischen dinarischer Tektonik und Tauerntektonik im engeren Sinne werden, für welche die volle Ueberwältigung und Einbeziehung noch des Jura in ein tiefentektonisches Bild bezeichnend ist.

Diese auch für den Bau unseres Quarzphyllit-Gneisareals nördlich Mauls fast restlos entscheidende Tektonik fällt also größtenteils zwischen Jura, der noch mitergriffen ist, und Gosau, wie sogleich erörtert wird. Ebenso die mit der Teilbewegung an dieser Tektonik vielfach zeitlich interferierende Tauernkristallisation.

In der Gosau der Ostalpen (namentlich westlich) liegen als Gerölle die Zeugen einer vorpermischen Durchbewegung der Zentralalpen. Zwei Tatsachen beleuchten sich gegenseitig:

In der Gosau liegen als Gerölle Tektonite der Grauwackenzone, nachkristalline Tektonite des Altkristallins und tauernkristalline Gesteine (Verh. 1917, 138 ff.).

In der Grauwackenzone des Paläntales sehe ich, wie ich gelegentlich eines Referates über Heritsch im Zentralblatt für Mineralogie, nachkristalline Tektonite (Gneise und basische Gesteine) und ebenfalls auch tauernkristalline Gesteine, übrigens mehr Tektonite als Heritsch damals annahm, und auch hier wieder große direkte Ähnlichkeit mit der unteren Schieferhülle.

Diesen beiden Tatsachen entsprechend entstand die Grauwackenzone vorpermisch als Serie aus den genannten Tektoniten und Tauernkristallin. Vorgosauisch war also in den Zentralalpen sowohl eine nachkristalline Durchbewegung des Altkristallins als die (nicht notwendig gleichzeitige) Durchbewegung der Tauerngesteine während ihrer Kristallisation, der „Tauernkristallisation“.

Eine Grauwackenzone, stratigraphisch und in den tektonischen Fazies geich den heutigen Tuxergrauwacken hat der Gosau des Muttekopf (Oberinntal) Gerölle geliefert. Die Untersuchung dieser Gerölle sowie zahlreicher Schiffe aus der Oetztalesmasse (Jahrb. 1914, 592) hat ergeben, daß das Oetztales Kristallin eine starke nachkristalline Durchbewegung vor der Gosau mitgemacht hat. Wahrscheinlich korrelat zu einer Ueberwallung und Versenkung der Oberinntaler Grauwackenzone durch das Oetztales Kristallin.

Wir stehen nun vor dem Dilemma: Entweder sind die Tauerngneise nicht alt oder die Tauernkristallisation ist keine regionale Kontaktmetamorphose der Gneise, oder es ist unrichtig, daß die Tauerntektonik noch Jura mitergreift. Es erscheinen also drei unvereinbare Ergebnisse, von denen ich keines aufgeben möchte.

Der Ausweg scheint mir wieder in folgender, schon oben gemachter Annahme zu liegen, so lange von anderer Seite keine bessere gezeigt wird: Es gibt unter den Tauerngneisen ältere, welche ihre Aequivalente in den Orthogneisen (zum Beispiel Angengneis) der

alten Gneise haben (Denkschr. 1911, S. 295) und jüngere (zum Beispiel Tonalite und Aplite), welche übrigens wohl ebenfalls Aequivalente innerhalb der „alten Gneise“ haben.

In den Tauern hätten auch die periadriatischen granitisch-tonalitischen Massen (Ordnung Brixner Granit—Rieserferner Tonalit) und vielleicht auch gewisse Oetztaler Tonalite ihre eventuell anderem tektonischem Schicksal entsprechend metamorphen Vertreter, ihrem Alter nach älter als Gosau und gleich alt ungefähr wie die Schieferhülletektonik, welche ja noch Lias mitergreift und vielfach von der Tauernkristallisation überdauert wird.

Es verbirgt sich in den Tauern bei dieser Annahme sozusagen ein periadriatischer Intrusivhogen mit ganz anderem tektonischem Schicksal.

Wir betrachten nun vor der Tauerntektonik unsere Folge Quarzphyllit—Gneis im Raume der Hoben Tauern.

Die sauren Intrusiva, welche, abgesehen von peripheren granitisierten Paragneisen (mit reliktitischer Feinschichtung in Granat), zweifellos die Hauptmasse der Tauerngneise ansprechen, finden wir im Westen bis ins Niveau des Quarzphyllits hinauf, weiter im Osten vielleicht noch höher; jedenfalls nach meinem Eindruck, vom Granatpitzkern zum Beispiel, nicht überall so genau im selben Niveau, wie es bei Betrachtung der alten Karten den Anschein hat.

Wir finden dann in den Ostalpen über unserem Quarzphyllitniveau Paläozoikum und Mesozoikum verschiedener Fazies, namentlich das Paläozoikum teils reich, teils arm gegliedert, ohne daß für unsere heutige Betrachtung die Bedeutung tektonischer Lücken und die Frage, was sich etwa vom faziellen ostalpin-lepontinischen Gegensatz überhaupt festhalten ließe, geklärt ist.

Ungefähr empor bis zum Quarzphyllitniveau fanden wir da und dort Granitisation und noch höher empor korrelierte Tauernkristallisation, ferner zeitlich mit letzterer interferierend, sie jedoch für viele Serien überdauernd, die erste der nachpermischen tektonischen Durchbewegungen, bei welcher hierzu korrelierte vorkristalline und außer dem Wirkungskreis der Tauernkristallisation nachkristalline tektonische Fazies entstehen.

Nach Norden offene Scharniere weisen auf Bewegung gegen Norden; höhere Niveaus waren dabei die schnelleren als tiefere, so daß gegen unten diese Bewegung etwa im Niveau der Tauerngneise (des Quarzphyllites) überhaupt abklang und die Tauerngneise, trotz den vielleicht schon in dieser Phase nach oben abgegebenen Teildeckfallen, relatives Autochthon bedeuteten. Diese erste Phase nachpermischer tiefentektonischer Bewegung ist auch im Schneeberger Gesteinszug erkennbar (vgl. Jahrb. 1921), hierber vielleicht auch die Deckenbildungen Roßkopf-Steinacherjoch zu stellen, die seinerzeit erörterten Analogien im Bau des Turracher Gebiets (siehe Exkursionsführer für die Geologische Vereinigung 1913) und des Steinacherjochs, welche durch Holdhaus' Funde eine Bestätigung und Erweiterung erfahren haben; weiter die durch die tektonische Fazies erwiesene Durchbewegung der Murauer Phyllite und vielleicht auch noch der Tektonite im Grazer Paläozoikum.

Der ersten Phase würde der früher erörterte, nach Norden ansteigende Bewegungshorizont der eigentlichen unteren Schieferhülle der Tanern angehören, ferner weiter im Süden als Fortsetzung die untere Schieferhülle in der Rensen—Matrei-Zone. Dagegen halte ich für jünger weiter im Süden die Ausbildung der da und dort noch blastophyllonitischen Tektonite am Nordrand des Brixner Granits und an seinem mit ihm damals noch zusammenhängenden Nordende, dem Rensengranit, als einen Bewegungshorizont mit basischen Gesteinen, Marmoren und graphitischen Myloniten wie in den Laaser Serien (und am Adamello-Nordrand). Es wäre der Boden des Brixner „Lakkolithen“ damals noch kein tektonischer Bewegungshorizont gewesen.

Wir haben nach der ersten tektonischen Phase bereits die Folge Gneis—Quarzphyllit—Paläozoikum—Mesozoikum schon in Form der tektonischen Serien aus verfalteten und gewalzten Tektoniten der genannten Formationen vor uns und es wäre dabei die Folge der Serien: Quarzphyllite, Kalkphyllite und mit beiden verfaltete Mesozoikum.

Von hier aus wäre nun die zweite tektonische Phase zu verstehen als eine ebenfalls vorgosauische, ebenfalls mit der Tauernkristallisation (z. B. im Schneebergerzug) interferierende Weiterentwicklung der ersten tektonischen Phase, wobei sich der eben erwähnte Bewegungshorizont mit seinen Serien selbst wieder faltet, sozusagen wirft, selbst überwallt und rückfaltet, wofür vielleicht gerade die Zonen maximaler Granitisation, Wiedererweichung und kristalliner Mobilisation der Paragesteine wie die Zone der Hohen Tauern prädisponiert sind.

Wenn man nun, wie hier geschieht, diese zwei tektonischen Phasen voneinander trennen will, so kann dies solange nicht mehr als ein ganz vorläufiger Versuch sein, als die Aufgabe nur ganz teilweise gelöst ist, zunächst vorkristalline, tauernkristalline und nachkristalline Tektonik petrographisch zu trennen; denn diese drei Unterschiede sind schon für die erste Analyse zu machen. Erst hiernach wird sich das letzte Wort auch über Schmidts und meinen Versuch, die Tauerntektonik als eine sekundäre mehrphasige zu begreifen, sagen lassen. Mehrfache Uebereinstimmung in unseren Vorstellungen aber ermutigt, diesen bloßen Vorversuch einer Trennung mehrerer Phasen fortzusetzen.

Um die zweite tektonische Phase zu erfassen, bedenken wir vorerst, daß in unserer ersten tektonischen Phase keine Gelegenheit für die Ausbildung nachkristalliner diaphoritischer Tektonite im unteren Niveau der Quarzphyllit-Gneis-Folge gegeben war. Es liegt also nahe, hier alle Tektonik mit derartiger Teilbewegung im Kleingefüge versuchsweise zusammenzufassen als Tektonik einer Phase, in welcher die alten Gneise entweder bereits in einem höheren Niveau deformiert wurden oder auf ihrem tektonischen Wege in ein solches, wonach die Mineralfazies jener Tektonik verständlich wäre. Von besonderem Interesse sind ferner von hier aus die nachkristallinen Tektonite tauernkristalliner Gesteine, welche, trotz des Fortwirkens der Tauernkristallisation andernorts, selbst den Bedingungen der Tauernkristallisation anscheinend ebenfalls auf tektonischem Wege entrückt und Diaphthoresen ausgesetzt waren. Und endlich wird die wesentlich para-

kristalline tektonische Fazies des Innsbrucker Quarzphyllits von hier aus interessant, worauf ich in einem anderen Zusammenhange zurückkomme.

Da meine Studien an Faltenquerschliffen und schiefriigen Tektoniten nach dem Kriege wegen der hohen Kosten der Präparate keine Fortsetzung finden konnten, bin ich im wesentlichen auf die früheren Ergebnisse angewiesen, deren Verdichtung gewiß für diese Ueberlegung sehr wünschenswert gewesen wäre.

Nachkristalline, bisweilen diaphthoritische tektonische Fazies fanden wir:

1. Im Oetztaler und Stubaijer Kristallin (unterscheidbar von vorkristallinen Deformationen) teilweise nachweislich korrelat zur basalen Verfaltung der Kalkkögel und teilweise wahrscheinlich korrelat zur Ueberwallung und Versenkung der Oberinntaler Grauwackenzone, welche ich als Lieferantin der Gosaugerölle vom Muttekopf annehme.

2. Im Maulser Altkristallin (trennbar von vorkristallinen Deformationen): Phyllitgneise sind eben Phyllonite von Gneisen und Glimmerschiefern.

3. Wesentlich nachkristalline Deformation zeigten die vorher noch tauernkristallinen Phyllite der oberen Schieferhülle (Pfunders), ferner die in den Kalkphyllit eingefalteten triasbegleitenden Quarzphyllite, ferner die der Steinacher Decke.

4. Die tauernkristalline untere Schieferhülle in der Rensen (Matri) Zone zwischen Maulser Gneis und Kalkphyllit zeigt ebenso wie teilweise die untere Schieferhülle des Schneeberger Zuges nachkristallin durchbewegte ehemalige „Greinerschiefer“.

5. Nachkristalline Teilbewegung zeigt auch der Innsbrucker Quarzphyllit, doch scheint sie mir, soweit mein Schliffmaterial zu sehen erlaubt, gegenüber parakristalliner tektonischer Fazies deutlich zurückzutreten, worauf ich Gewicht lege.

6. Auch der Brixner Quarzphyllit ist parakristallin bis nachkristallin gefaltet, nur an Kontakten vorkristallin hinsichtlich der Kontaktkristallisation (vgl. Jahrb. 1915, 631 ff.).

Wir haben nun zu fragen, in welcher Weise sich diese bloßen Hinweise, deren weitere Kritik und Begründung eine einzelne Arbeitskraft übersteigt, zum Bilde unserer zweiten tektonischen Phase brauchen lassen. Eine Hauptaufgabe im Oetztal sehe ich für unser Problem in der Trennung von vorkristallinen und nachkristallinen tektonischen Deformationen, wie so vielfach anderwärts im zentralalpinen Kristallin, wo ich nur ganz flüchtige Stichproben vor dem Kriege machen konnte (zum Beispiel nachkristalline Faltung der Amphibolite in der Breitenau bei Mixnitz) und meinstetß die Arbeiten Schmidts und Heritsch-Angels um so dankenswerter finde, als ich diese Trennung der tektonischen Fazies für den besten Weg zu einer Zentralalpen-Synthese und vielfach für gangbar halte (vgl. Jahrb. 1915, 591, 592, 612—15, 617). Lediglich zur Anregung, nicht aber zur Ersparung weiterer, eventuell kritisierender Arbeit in dem hier vertretenen Sinne darf man sich folgendes Bild der zweiten Phase machen:

Die Oetztaler Schiefer übersteigen Quarzphyllit und Grauwacken gegen Norden. Die Grauwacken, welche die Muttekopfgosau mit Geröllen beliefert haben, liegen unter der nach Norden überstürzten Folge Gneis—Quarzphyllit des Hocheder. Ohnesorge glaubte in dem oben zitierten, bisher unpublizierten Vortrage die Grauwacken dort (und dem analog in der Schladminger Masse) als hochkristalline Schiefergneise des Oetztales wieder zu erkennen. Ich schließe mich dem vorläufig nicht an, obwohl ich hochkristalline, und zwar tauernkristalline Grauwacken als Baumaterial der Oetztaler Masse im Schneeberger Zug lange ausführlich nachgewiesen und auf die Notwendigkeit weiterer Analyse in diesem Sinne hingewiesen habe. Denn festgestellt sind im Ranne des Oberinntales bisher nur die Grauwackentektonite der Muttekopfgosau, welche einer Folge Grauwacken—Quarzphyllit—Gneis unter der Hochederstirne am besten entsprechen.

Im Westen werden die Engadiner und Prättigauer Gesteine von Altkristallin überwallt. Voraussichtlich wird die Zukunft die hierzu korrelaten tektonischen Fazies des Kristallins in vollem Umfange als wesentlich nachkristalline und diaphthoritische kennen lehren. Ich möchte von da aus die Entstehung dieser Zonen sowie der durch die Muttekopfgosau nachgewiesenen Oberinntaler Zone sowie die Ueberdeckung der Engadiner Gesteine für jünger halten als die hier unterschiedene erste tektonische Phase. Soweit der Nachweis nachgosauischer Gesteine in den überdeckten Gesteinen zu Recht besteht, erhält also unsere zweite tektonische Phase eine über die Gosau hinausgreifende Dauer.

Wie die Tauerngneise mit ihrer Stirnhülle, aus Quarzphyllit und Paläomesozoikum, in der Tuxerzone als tekt. Höheres an den Innsbrucker Quarzphyllit herantreten, so traten die Oetztaler Gneise, die Tauerngneise überholend, über Quarzphyllit und Grauwackenpaläozoikum (vielleicht auch Mesozoikum) an die Inntalzone heran, selbst die Kalkalpen noch überdeckend, wie Ampferer im „Querschnitt“ zeigte. Die letzte Tektonik beider Zonen gehört in unsere zweite Phase. Wenn wir nun annehmen, daß nach der ersten Phase der Innsbrucker Quarzphyllit nördlich von den Tauern lag und daß nach der ersten Phase die Kalkalpen nördlich des Quarzphyllits lagen, so erscheinen in der zweiten Phase die Oetztaler Gneise an der Inntallinie auf Quarzphyllit liegend und samt ihrer Trias an der Inntallinie, gegenüber dem nördlich folgenden Kalkgebirge noch höher, selbst nach dem Sinken der Stirne; und es erscheinen in der zweiten Phase die Tuxergneise gegenüber dem nördlich folgenden Quarzphyllit eingesunken, wie dies Ohnesorge für den Pinzgau annimmt, trotzdem sie ihn vielleicht vor der Senkung ihrer Stirne unter sich hatten. Ich lasse hier noch die Frage offen, wie weit die zahlreichen typischen tektonischen Fazies der Kitzbüheler Alpen, auf die ich nach einem Besuche geführt und belehrt, von Ohnesorges vorbildlicher Karte vorläufig nur dringend hinweisen kann, in der ersten oder zweiten Phase entstanden sind; jedenfalls aber zwingen sie (z. B. Porphyrtettonite des Kitzbüheler Horns, die Tektonite des Buntsandsteinkonglomerats der Ehrenbachhöhe), auch dieses Gebiet als ein stark durchbewegtes zu betrachten.

Es ist schon, wenn man das bisher entworfene Bild festhält, die Vorstellung gegeben, daß in unserer zweiten Phase auch das Verhältnis zwischen Altkristallin, Tauernhülle und Innsbrucker Quarzphyllit, im Meridian des Brenners, seine für das heutige Bild entscheidende Gestaltung erfuhr.

Zunächst ist festzustellen, daß eine Folge Oetztaler Gneis—Quarzphyllit—Kalkphyllit—Tauerngneise, die Biegung um das Tauernwestende als Deckenfolge im Sinne Termiers nicht mitmacht. Der Quarzphyllit setzt aus und so liegen die Oetztaler (und Stubai) Gneise zwischen Innsbruck und Matrei auf Quarzphyllit, weiter südlich auf Kalkphyllit, bezw. Schieferhülle: erst ganz im Süden, von Mauls über Luttach und weiterhin mächtig anschwellend, finden wir wieder Quarzphyllit zwischen Altkristallin und Kalkphyllit eingeschaltet. Obzwar nun Quarzphyllite als tektonische Fazies an der Basis einer altkristallinen Decke auftreten können und obgleich tektonische Auswülfungen, ja Lücken denkbar sind, sehe ich in unserem Falle von dieser Deutung ab und nehme eine sekundär-tektonische Entstehung der Quarzphyllitlücke am Tauernwestrande in unserer zweiten Phase an. Ich kann in den geringen quarzphyllitischen Einschaltungen zwischen Altkristallin und Kalkphyllit am Brenner nicht etwa die gewaltigen Massen des Innsbrucker Quarzphyllits-Aequivalentes in einer kontinuierlichen Deckenfolge sehen und finde diesen Quarzphyllit etwa bei Matrei zu Ende.

Eine tektonische Diskordanz zwischen Altkristallin und Quarzphyllit besteht bei Matrei nicht, ebensowenig von Peterbrünnl bei Innsbruck bis zum Hocheder. Im Silltal ist die Grenze im übrigen nicht aufgeschlossen. Patscherkofl als Quarzphyllitsockel mit Glimmerschieferkappe und Saile als Glimmerschiefer—Gneis—Massiv mit Permotriaskappe stehen sich wohl zu unvermittelt gegenüber, als daß hier die Situation ganz ohne Bruch im Silltal, wie ihn Frech und Ohnesorge annehmen, erklärlich wäre. Die eigentliche Bedeutung der tektonischen Grenze zwischen Altkristallin und Quarzphyllit kann sich aber nicht aus tektonischen Details, sondern nur aus der Betrachtung beider Gesteinsfolgen ergeben.

Der Quarzphyllit trägt nach Ohnesorges Feststellungen Grauwackenpaläozoikum und Trias. Nach meiner Annahme, daß in der unteren und untersten Tauernhülle Grauwackenpaläozoikum (im Süden und im Schneeberger-Zug tauernkristallin) und Trias vorhanden ist, kann demnach in den Tauern und im Quarzphyllit ohne Inversion noch immer dieselbe Folge wie vor Beginn unserer zweiten tektonischen Phase erblickt werden. Der Quarzphyllit selbst, mit seinem von hier aus gesehen bedeutsamen Vorwalten parakristalliner tektonischer Deformation, wäre eben eine aus der ersten Phase stammende tektonische Fazies des Quarzphyllitniveaus, unter welchem wir in der ersten Phase den Horizont der alten Gneise und Tauerngneise zu suchen haben. Ich lasse offen, aus welcher tektonischen Phase die Reste von Tauernkristallin auf Quarzphyllit stammen, welche ich wie die Steinkogelschiefer im Pinzgau (Verh. 1913, S. 161) gelegentlich neben die untere Schieferhülle stellte, während ich als Tauerngneise manche Gneise im Quarzphyllit (z. B. Navisjoch, Jahrb. 1915, 591) betrachtete

und darauf hinwies (z. B. Denkschr. Ak. 1911), daß Schwazer Augengneis gleich anderen sg. „alkristallinen“ Gneisen auch allernächst den Tauerngneisen, z. B. im Tuxertal unter den Grauwäcken, zu finden ist.

Es liegt also bis hieher der Annahme nichts im Wege, daß der Innsbrucker Quarzphyllit schon vor der zweiten tektonischen Phase, welche, wie wir sahen und sehen werden, erst die heutige Tauerntektonik erschuf, noch als ein Glied desselben Bewegungshorizontes wie die Tauerngneise im Norden derselben lag.

In den Oetztalern fanden wir vor der zweiten tektonischen Phase die untere Schieferhülle des Schneeberger Zuges bereits als Bewegungshorizont auf alten Gneisen liegend mit (ganz wie in den Tauern) nach Norden bewegten Teildecken (Steinacher Decke), welche auch tauernkristalline Fazies nach Norden bringen (Roßkopf—Brenner).

Wenn wir nun auch unter diesen tauernkristallinen Fazies noch Quarzphyllite und Kalkphyllite vermuten können und Quarzphyllite auch ohne Tauernkristallisation noch in der Steinacher Decke — von Kerner bis ins Pinnistal nachgewiesen — finden, so darf darüber nicht übersehen werden, daß zwischen Altkristallin und Trias der Stubai Alpen eine mit den Verhältnissen östlich vom Silltal vergleichbare Entwicklung des Quarzphyllits und des Grauwacken-Paläozoikums fehlt; und von einer mit der oberen Schieferhülle vergleichbaren Kalkphyllitentwicklung ist zum mindesten nichts erhalten.

Es war also vor der zweiten tektonischen Phase das oben genannte altkristalline Areal von Tauern- und Innsbrucker Quarzphyllit immerhin so verschieden, daß ich annehme, die jetzt bestehende Annäherung der beiden Areale sei in der zweiten Phase tektonisch erfolgt und daß dabei auch jenes Fehlen des Quarzphyllits im Brennerpaß zustande kam. Es wäre der Innsbrucker Quarzphyllit in der zweiten tektonischen Phase, ähnlich wie dies Schmidt im Osten fand, nicht mit dem Altkristallin von Stubai und Oetztal gegangen, sondern von demselben überstiegen worden. Wiederum liegt es nahe, die nachkristalline tektonische Phase des Altkristallins allgemein mit der Ueberwallung des früheren Hangend der alten Gneise (Quarzphyllit und Untere Schieferhülle) in Zusammenhang zu bringen. Es ist die zweite tektonische Phase, in welcher zum Teil vorgosauisch das altkristalline Liegend des Quarzphyllitniveaus nachkristallin durchbewegt wurde und sich dabei bereits über statt unter dem Niveau Quarzphyllit—Untere Schieferhülle befand. Es wurden die Oberinntaler Grauwacken überwältigt und der Quarzphyllit überschoben, während auscheinend andernorts; so zum Beispiel im Schneeberger Zug, die Tauernkristallisation noch Kleindeformationen überdauernd und abbildend fortwirkte. Es ist damit auch das für die primitive Deckentheorie unerklärliche Fehlen eines altkristallinen Saumes nördlich des Innsbrucker Quarzphyllits erklärt: Oetztal und Stubai sind erst in der zweiten Phase und wesentlich westlich der Tauern vorgegangen, vielleicht eine tektonische Depression neben der Tauernschwelle benützend. (Vgl. Brennerführer 1913.) Die Wanderung der Kalkalpen nach Norden ist, wenn und gleichviel wie weit aus Süden sie kommen, vor dieser Phase, bereits in unserer ersten Phase erfolgt, denn die Tauernnische hat in der Kalkalpentektonik der NS-Phase kein Korrelat.

Und es ergibt sich nun diese Beziehung zwischen zentralalpiner und kalkalpiner Tektonik: Wenigstens die erste Abwanderung kalkalpiner Decken nach Norden über die Grauwackentektonite vor der Tauernnische und die korrelele Durchbewegung der Kitzbüheler Grauwacken hat vor unserer zweiten Phase stattgefunden. Denn nach mündlicher Mitteilung Ampferers findet die Tauernnische im langen Strange der nördlichen Kalkalpen keine direkte Abbildung. Es hätte also die wesentliche Deckenbildung, von hier aus betrachtet, vorgosauisch und schon vor unserer zweiten Phase begonnen, und erst in der zweiten Phase wäre das Mesozoikum von Stubai den Kalkalpen bis auf Inntalbreite nabegerückt. Dahiugestellt lasse ich es vorläufig, ob in der später besprochenen Phase mit NW-Beanspruchung die Tauernnische ein Korrelat in der Kalkalpentektonik erhält.

Sämtliche bisher betrachteten Erscheinungen erster und zweiter Phase entsprechen größerer Nordgeschwindigkeit höherer Niveaus, um einmal das Bewegungsbild bei einem bescheidenen Namen zu nennen. Wir suchen, ehe wir auf Bewegungen in anderer Richtung eingehen, im Süden nach ebensolchen Bewegungen der zweiten Phase.

Da legen sich am Nordrand der Manlser Phyllitgneise diese vielfach nachkristallinen und diaphtoritischen tektonischen Fazies, den Nordflügel des Fächers von Terenten verlängernd und das Fenster von Mühlbach im Lappachtale bildend, als Speikbodendecke über Quarzphyllit, über nachkristalline Tektonite tauernkristalliner Unterer Schieferhülle und Kalkphyllit. Die Decke wird also gebildet von unserer überstürzten Folge erster Phase. Sie bedeckt bei Lutlach im Ahrntale die Kalkphyllite bis auf einen wenige 100 m breiten Streifen zwischen Altkristallin, beziehungsweise Quarzphyllit des Steinerbolm und Tauernhülle. Diese Decke, welche übrigens bisher das beste Beispiel einer ersichtlich viele Kilometer breiten Ueberdeckung des Kalkphyllits durch Altkristallin im Süden ist, betrachte ich wegen der ebenerwähnten tektonischen Fazies als eine sekundäre Bildung der zweiten tektonischen Phase aus der früher beschriebenen Gesteinsfolge der ersten Phase. Der Tonalit der Rieserferner steckt in ihr. Sie ist eine sekundäre Decke und nicht Wurzel zu nennen, um so weniger, als ihr nördlich der Tauern nichts entspricht: Wie denn überhaupt ein Querprofil durch die Alpen mit Tauernnische, die zum Beispiel auf Kobers Uebersichtskarte verdienstlich hervortritt, das Versagen der über Termiers Entwurf und Hinweis auf mögliche weitere Komplikationen nicht hinausgelangenden primitiven Deckentheorie, wie sie meines Erachtens besagte Karte begleitet, ohne weiteres hätte erweisen können.

Zur Annahme einer Ueberwallung der Tauernnische durch WO-Bewegung am Westrand, welche jünger wäre als die Eigentektonik des Tauernfensters, kann ich derzeit vom Tauernwestende keine Belege bringen, obwohl mir meine heurigen Begehungen im Gebiete der eigentlichen Tarntaler Kögel (Ostgehänge der Sonnenspitze u. a.) auch dort mehr nichtmeridionale Beanspruchung zeigten, als nach der Literatur zu erwarten stand.

Beim heutigen Stand der Kenntnisse erscheinen mir also die Zentralalpen im Raume unserer Betrachtung als ein gleich einer

stratigraphischen Folge in sich weiter gefalteter vorgosauischer Bewegungshorizont, dessen endgültige Tektonik ganz wesentlich im zweiten Durchbewegungsakte geprägt ist. Beide nicht scharf voneinander trennbaren tektonischen Phasen sind wesentlich vorgosauisch, an die zweite schließen vielleicht noch gleichsinnige tertiäre Bewegungen an.¹⁾ In der Entwicklung unserer Anschauungen hat besonders der Versuch eine Rolle gespielt, allzuviel von der letzten Tektonik in ein System kontinuierlicher Decken zu bringen.

II. Decken- und Bewegungshorizonte.

Ich habe, wie auch schon in früheren Arbeiten, im Vorausgehenden den Namen Decke auf klare Fälle tektonischer Ueberlagerung von Höherem durch Tieferes eingeschränkt, im übrigen aber Bewegungshorizont gesagt und möchte hiezu einiges zu bedenken geben.

Einmal hat gerade das Vorangehende ein Beispiel (unter vielen anderen) gegeben, daß man in derartigen Ueberlegungen Niveaus begegnen kann, deren stratigraphische Gliederung dahingestellt bleibt, ebenso wie Förderlängen, Wurzeln etc., während der Charakter als Bewegungshorizont aus der Teilttektonik und tektonischen Fazies feststellbar ist. In solchen Fällen ist die Bezeichnung Decke als eine vielzuvielen vorwegbehauptende, übrigens trotz Ampferers präzisen Fassungen in der Literatur unklar verwendete zu meiden.

Ferner ist a priori zu sagen, daß Ueberschreitungen von Höherem durch Tieferes, also (wieder nur teilweise) stratigraphisch feststellbare „Decken“ immer nur einen Teil der Horizontalbewegung in der Erdhaut bezeichnen werden, am meisten vielleicht die Stellen mit Inhomogenität in der Bodenreibung eines horizontal bewegten Horizontes. Man wird sich also bei der Beurteilung der Verbreitung horizontaler Bewegung von vornherein nicht an „Decken“ klammern dürfen.

Die lediglich primitiv stratigraphisch (häufig mit paläontologisch nicht begründbarer Ueberschätzung des Leitfossiliencharakters) arbeitende Tektonik, die mit primären Fazies arbeitende Tektonik, die mit metamorphen Mineralfazies arbeitende Tektonik bezeichnen heute die drei Wege, welche zur Feststellung von abnormalen „oben und unten“ und zur Rekonstruktion der (selbst wieder normalen oder abnormalen) Gesteinsfolge führen können, welche vor der Deformation vorlag (vortektonische Folge in bezug auf die tektonische Phase x). Aber alle drei Methoden führen bestenfalls zur Auffindung von Decken, nicht aber zur Feststellung der a priori zu erwartenden Fälle von horizontaler Verschiebung. Man wird also nach einem Mittel fragen, beim Versagen der drei obgenannten tektonischen Methoden, Bewegungshorizonte noch erkennen zu können, zum Beispiel Horizonte mit höherer Nordgeschwindigkeit oberer Niveaus, wie wir sie oben für die 1. tektonische Phase angenommen haben. Nur dieses Mittel wird der Tektonik eine Uebersicht über die Horizontalverschiebungen

¹⁾ Dies ist während der Korrektur dieser Arbeit durch einen Vortrag Ampferers über das Häringer Tertiär noch wahrscheinlicher geworden.

in der Erdkrinde gestatten und damit erst eine Stellungnahme zu manchen Hypothesen ermöglichen. Dieses Mittel ist die lebendige Erfassung der tektonischen Gesteinsfazies. Nur mit Hilfe der tektonischen Fazies kann man Horizontalverschiebungen, Bewegungshorizonte ohne nachweislich abnormale Lagerung feststellen, ferner die Orientierung (zum Beispiel meridional) der Bewegung, nicht aber von vornherein ihre Richtung (Nord oder Süd), da in einem Bewegungshorizont mit höherer Nordgeschwindigkeit oberer Niveaus das tiefentektonische Bild und die tektonische Fazies dieselbe ist wie in einem Bewegungshorizont mit höherer Südgeschwindigkeit tieferer Niveaus; wonach es darauf ankommt, ob man das obere oder das untere tektonische Stockwerk für den Initiator der Bewegung hält.

Ein weiterer Grund, von Bewegungshorizonten und tektonischen Fazies zu reden ist die weite Verbreitung des Phänomens, welche ich unabhängig von obigen Ueberlegungen fußend auf manchen Standpunkten der Deckenlehre und mehr noch auf meinem Vergleich zwischen alpinem und finnischem Kristallin seit langem betont habe. Man findet tektonische Fazies, das heißt Gesteine mit (vorkristalliner, parakristalliner oder nachkristalliner) summierbarer Teilbewegung im Kleingefüge, im Grundgebirge keineswegs auf die Gebiete mit nachweislichen inversen Serien, mit Umstellung von stratigraphischen oder Tiefenstufenfolgen, beschränkt, sondern in so weiter Verbreitung, daß sie vielfach geradezu als Norm für die Auffassung der kristallinen Schiefer überhaupt genommen wurden und darüber die so entscheidende Trennung von Mineralfazies, das betrifft Kristallisation bedingter Minerale, und tektonischer Fazies, das betrifft summierbare Teilbewegung im Kleingefüge, in den Hintergrund trat, ebenso wie die Abbildungskristallisation, das Prinzip der Ausarbeitung älterer Strukturen, der Umstellung von *s*, der Teilbewegung in *s*, der Phylionitisierung u. a. m.

Die Beachtung und das weitere Studium tektonischer Fazies bedeutet also, wie man beispielsweise aus diesem Aufsatz und Schmidts vorhergehender Studie sieht, keineswegs ein Einrennen offener Türen, wie anfänglich laut ward; eher kommt diesem Studium ähnliche Bedeutung für die allgemeine Tektonik zu wie etwa der Deckentheorie und scheint es vielmehr gerade der Deckentheoretiker zu sein, dem man damit weitere Türen zu öffnen hat, wo die oben-erwähnten drei Methoden versagen werden. Denn die tektonische Fazies läßt heute schon, wo ihre Grundbegriffe noch fast allen Lehrbüchern fehlen, namentlich im Grundgebirge Bewegungshorizonte und deren Bedingungen erkennen, wo die Tektonik bisher keine Bewegung von Tieferem über Höheres und demnach — überhaupt nichts erkannt hat; was eine Fehlerquelle für das tektonische Erdbild ist.

Endlich wird man von Bewegungshorizonten statt von Decken sprechen, wo nur „relatives Autochthon“ nachgewiesen ist (zum Beispiel Teildecken der Tauerengneise in die Schieferhülle), oder wo es sich um „gemischte Areale“ handelt aus relativem Autochthon und wurzellosen Schubmassen gleicher Fazies.

III. Zur weiteren Analyse. Schiefe Scharungen des Streichens.

Für die weitere Analyse unserer westlichen Zentralalpen unterscheidet ich, fußend auf den Arbeiten Hammers und meinen, die folgenden Gesteinsserien, welche durch ihre Mineralfazies, durch ihre tektonische Fazies, durch das Verhältnis zwischen Kristallisation und Teilbewegung im Gefüge und durch ihren Inhalt zu charakterisieren sind. Diese Serien zeigen wenig stratigraphisch bestimmbareren Inhalt, wenige Diskordanzen, in der Regel keine scharfen Grenzen gegeneinander und die Zeichen der Durchbewegung unter Belastung. Ihre Unterscheidung wurde der Darstellung auf dem Uebersichtskärtchen zugrunde gelegt. Ihre Folge ist vor der zweiten tektonischen Phase von unten nach oben:

1. Gneis—Glimmerschiefer-Gruppe des Altkristallins; Oetztal—Stnbel, Maulser Gneiszone. Gemeinsame Typen mit den Tauern (Augengneise!). Tauerngneise.

2. Die Laaser Serie in der im folgenden erörterten Zusammensetzung und, so weit heute möglich, auf der Karte ersichtlich gemachten Verbreitung. Sehr oft von Trias begleitet. Bisweilen von Unterer Schieferhülle weder gut trennbar noch mit derselben identifizierbar.

3. Quarzphyllit-Serie.

4. Untere Schieferhülle.

5. Mesozoikum Ortler—Tribulaun—Mauls, Mesozoikum der Farn-taler Zone.

6. Kalkphyllit-Serie.

Wir wissen von der Struktur der Oetztaler noch nicht alles für eine Synthese Nötige und haben die Hammer'sche Neuaufnahme abzuwarten.

Das heutige Streichen in der Oetztaler Masse läßt auf verschiedenartige Beanspruchung schließen. Eine Beanspruchung im Meridian hat OW-Streichen erzeugt, einer Beanspruchung in NW-SO-Richtung entspricht das Streichen der Schneeberger Synklinalen (übrigens auch der Zone A bis D, der Engadiner Phyllite und der Gneise des Tauernwestends). Letzteres Streichen zugleich das Streichen des Schweizer Autochthons (Aarmassiv) und voralpiner Ablagerungsräume ist in den Kalkalpen durch die Ränder von Ampferers Decken im Westen, ferner durch die Sehne der Weirer Bögen und Ähnliches, vielleicht auch noch durch die Ränder der Kalkalpendecken und Semmeringdecken u. a. m. im Osten angedeutet (vgl. Fig. 3). Das Verhältnis des Ostflügels der Tauern zum Westflügel ist in diesem Zusammenhang noch wenig bekannt. Eine genaue Analyse der Interferenzen älteren und jüngeren Streichens in den Oetztalern ist heute noch nicht möglich. Alles in allem aber entsprechen die Oetztaler in ihrer innereu Struktur nicht einer aus der Zone A geförderten oberostalpinen Decke, ebensowenig wie ein so einfaches Bewegungsbild schon die Tektonik der Engadiner Dolomiten für uns befriedigend und weiterer Forschung förderlich resumieren könnte oder wir uns mit transportiertem hercynischem Streichen in Wurzeldecken zufrieden geben können.

Randlich treten die Oetztaler, wie auf der Karte dargestellt, ziemlich deutlich als Einheit¹⁾ hervor, nicht nur gegenüber den „Scherenfenstern“ der Tauern und des Engadins, auf welche ich bald zu sprechen komme, sondern noch gegenüber dem Quarzphyllit des Inn-ales und gegenüber der Silvretta, und es kennzeichnet die Tendenz zur Stirnbildung den NW- und N-Rand der jetzigen Umrisse, nicht aber den Ostrand, an welchem die von mir eingehend beschriebenen und auf eine über den Brenner vorgehende Belastungsmasse zurückgeführten Wirbelstrukturen mit westeinfallenden Wirbelachsen das Bewegungsbild im Liegenden der Masse beherrschen und am Erosionsrand der Oetztaler zutage treten.

Um die Verhältnisse im Süden zu erläutern, muß ich nun zunächst eine wichtige Zone als Laaser Zone hervorheben.

Auf Grund der Aufnahmen Hammers bis Meran und meiner eigenen im Osten unseres Gebietes unterscheide ich eine entgegen manchen bisherigen Darstellungen im Streichen zusammenhängende Zone zwischen Zumpanell und dem Ostende des Antholzer Granits bei Kalkstein. Für diese Zone mache ich bezeichnend Hammers Laaser Schiefer, Kalkmarmor, grobe Orthogneise und Augengneise, kurz die Laaser Serie. Und wie sonst fast überall ist diese Laaser Serie von zentralalpiner Trias begleitet. Wir haben im Westen die Trias des Ortlers und der Engadiner Dolomiten sowie Triaseinfaltungen in die Laaser Serie, weiter östlich die Trias von Pens, Stilfs, Mauls und Kalkstein. Die Heraushebung von Laaser Gesteinen aus dem steirischen Kristallin wäre zu versuchen.

Betrachten wir diese Zone, die Laaser Zone, im Streichen, so sehen wir, wo sie östlich von Meran mehr und mehr eingeschnürt wird und damit den Habitus einer Wurzelzone bekommt, an Stelle der Engadiner Dolomiten und des Ortler die obengenannten Triaseinfaltungen. Ich fasse sie also sozusagen als vom Nordrand der Dinariden eingeklemmte Ortlerreste mit sekundärem Wurzelhabitus auf, gleichviel ob der Ortler auf seiner Unterlage von jeher sitzt, gegen dieselbe verschoben oder eine eigene Decke ist.

Der Verrucano dieser Scheinwurzeln ist bei Mauls mit dem Kristallin meines Erachtens bereits vor ihrer synklinalen Einfaltung und bevor sie den Wurzelhabitus erhielten, verfaltet. Sie waren also vor Erreichung des Wurzelhabitus nicht streng autochthon. Wahrscheinlich stehen sie zur Brennertrias im selben Verhältnis wie zum Ortler als anlässlich des Anschubes der Dinariden eingeklemmte Reste mit Wurzelhabitus, nicht aber als echte Wurzeln, das wäre als Endformen einer Synklinalen, aus welcher die Brennertrias gefördert worden wäre. Ist es doch von letzterer, am Elferspitz zum Beispiel, noch wahrscheinlicher, daß sie wurzelt, als von diesen Maulser Wurzeln. Die Triaseinfaltungen unserer Laaser Zone stehen also weder zur Ortlertrias noch zur Brennertrias im Verhältnisse von Wurzeln, aus welchen diese beiden gefördert worden wären. Sie sind faziell zentral-

¹⁾ „Einheit“ lediglich im Zusammenhange dieser Arbeit obwohl der durch Hammers Arbeiten bereits erreichte Stand der Analyse eine durchgreifende Teilung in eine Zweifheit erwarten läßt.

alpines Mesozoikum, worauf ich ebenfalls schon vor zehn Jahren hinwies. Einem Systeme „Unterostalpine Decken und Wurzeln“ im Sinne der jetzigen Schweizer Deckensystematik können sie nicht wohl angehören, da sie wie die Trias des Tribulaun auf den im Sinne jener Systematik oberostalpinen Oetztaleschiefern liegen.

Die Laaser Zone ist die südlichste Zone, welche das ganze Gebiet unserer Betrachtung durchzieht.

Wie die Laaser Serien von Kappl im Paznaun und auch die vom Patscherkofl und Rosenjoch halten sich die Gesteine der Laaser Zone an die Grenze zwischen Gneisen und Quarzphyllit. Wir kennen die Verbreitung der Laaser Serie und ihre tektonische Rolle innerhalb der eigentlichen Oetztales Masse noch nicht. Sie ist aber, wenn vorhanden, auch dort vor der Teiltektonik über den Gneisen zu vermuten, entsprechend der durch Hammer zum erstenmal hervorgehobenen Horizontierbarkeit der Laaser Schichten Hammers und der begleitenden Augengneise. Im Sinne der Schweizer Deckensystematik (vgl. tektonische Karte in Heims Geologie der Schweiz) würde die Laaser Serie in der Laaser Zone zum System Unterostalpinen Decken und Wurzeln gehören, in der Silvretta und in den Oetztales zu den Oberostalpinen Decken, in der insubrischen Zone (A) nördlich des Adamello zu den oberostalpinen Wurzeln. Demgegenüber ist es besser, im Fortschritt der tektonischen Analyse nicht von diesem Deckensystem, sondern von dieser bezeichnenden ungefähr horizontierbaren Serie auszugehen. Ihr Charakter als Bewegungshorizont ist durch ihre tektonischen Fazies (Augengneise und geschieferte Granite, mehrfach vorkristallin—parakristallin durchbewegte Glimmerschiefer, geflossene Marmore) im Bereich der sg. Wurzelzonen wie im Bereich der Decken gleichermaßen ersichtlich. In beiden Bereichen ist die Tektonik der Laaser Serien erfasslich als Sekundärtektonik eines Bewegungshorizontes, für dessen echten Deckencharakter mit voller Förderlänge und Wurzel es noch keine Beweise gibt. Sekundärer Wurzelbabitus ist zum Beispiel im Ratschingestal und namentlich am Nordrand des Brixner Granits ausgeprägt, wo andererseits die tektonische Fazies gerade besonders deutlich auf den Charakter der Laaser Serie als Bewegungshorizont vor seiner Aufrichtung zu Scheinwurzeln an der schürfenden Stirne des Brixner Granits hinweist.

Gehen wir von der Laaser Zone nach Süden, so finden wir zunächst Quarzphyllit nach Hammer synklin auf Laaser Gesteinen liegend und aus denselben bei Meran aushebend. Dieser Quarzphyllit enthält petrographische Aequivalente der Brixen—Rieserferner Massen und der sauren Muskovitgranite des Tauferertales zum Beispiel, welche wohl zur Antbolzer Granitgruppe gehören. Wir sehen also auch hier wieder, daß für diese beiden Intrusivgruppen die alpinodinarische Grenze nicht existiert. Eine östliche Fortsetzung unserer Quarzphyllitzone C mit alpinem Streichen finden wir im Turntaler Quarzphyllit; dazwischen liegt der inhaltlich mit unserer Zone C wenig kontrastierende Quarzphyllit und Gneis des Raumes von Brixen mit anderer Tektonik und von den alpinen Zonen zum Teil quer zum Streichen getrennt, zum Teil, wie am Nordrand des Brixner Granits, dieselben überfahrend, vor sich anschoppend und mit der Stirne dann

niederbrechend, wie dies Termier annahm und die tektonischen Fazies bestätigen. Wie denn überhaupt Einsinken von Deckenstirnen in die Unterlage und Rückfaltung eher die verständliche Regel als die Ausnahme in der Deckenmechanik zu werden scheint.

In seiner wohl wesentlich vorpermischen Eigentektonik kontrastiert also der Quarzphyllit im Raume von Brixen mit den alpinen Zonen. Deren südliche Streichen schief zur Judikarielinie ganz mit demselben SW—NO-Streichen, welches sonst eine so große Rolle als Zeuge wahrscheinlich jüngerer nordwestlicher Beanspruchung in den Alpen spielt. Ich fasse demnach ihr Streichen nicht als Schlepplage an den vordringenden Dinariden; sie sind an der Judikarielinie mehr abgeschnitten als geschleppt. Das alpine NO-Streichen ist an dieser Stelle älter, vielleicht aber wenig älter als die Ausgestaltung des Verhältnisses zu den Dinariden. Andererseits aber zeigt sich auch das dinarische Gebiet hier mit den Judikarienfalten, der Stirne des Brixner Granits und der tektonischen (nicht Erosions-) Umrandung des Ganzen mitbeteiligt an einem Bau, in welchem die Nordwest- und Nordkontur der Oetztaler Einheit ein Analogon zur Nordwest- und Nordkontur der Dinariden ist und mir beides als Vorschwenken des rechten Flügels beider Einheiten in jenem weit größerem Felde nordwestlicher Kraftlinien verständlich scheint, welches, wie schon erwähnt und später weiter ausgeführt, in den Ostalpen eine noch zu wenig beachtete Rolle spielt.

Es muß hier weiteren Beobachtungen die Antwort auf die Frage überlassen werden, ob nicht auch innerhalb der Dinariden des Alpenknicks die schiefe Scharung ostwestlichen und judikarischen Streichens in einem höheren tektonischen Stockwerke das Analogon zur Scharung der Beanspruchungsrichtungen in unseren hier betrachteten Gebieten bildet.

Ich habe für die Tiroler Zentralalpen bereits in früheren Arbeiten darauf hingewiesen, daß hier zwei Streichrichtungen interferieren. Das eine dieser Streichen ist das ostwestliche, auf welches sich bekanntlich die tektonische Deutung der Ostalpen fast ausschließlich bezog, namentlich die Deckentheorie. Daneben beachtete man mehr die Bögen und Ostwestschubfrage als die zweite nordöstliche Hauptstreichrichtung und deren Scharung mit der ersten. Es wäre, sofern ich mich auf Heims Darstellung der Schweiz stützen darf, ein tektonischer Hauptunterschied der westlichen Schweizer Alpen und der Ostalpen, daß in jenen das Streichen der autochthonen Rücken und der Ablagerungsräume mit dem Streichen der letzten Gebirgshildung zusammenfällt, also Scharung eine geringe Rolle spielt, während in der Ostschweiz (Arbenz) und namentlich in den Ostalpen schiefe Scharungen der Beanspruchungsrichtungen eine große Rolle spielen. Vielleicht aber gibt es auch in der Schweiz mehr Scharungen und analoge Situationen wie am Westende und am Ostende (vgl. Fig. 3) des Tauernbogens als heute ersichtlich.

Jedenfalls ist auf NO streichende Zonen, Stirnen (und Ablagerungsräume?) in den Ostalpen dringend hinzuweisen. Anlaßlich der Frage nach der tektonischen Verknüpfung von Kalk- und Zentralalpen, nach Korrelaten der Zentralalpentektonik in den Nordalpen.

bin ich überraschend häufigen NO-Konturen in der ganzen Erstreckung der Ostalpen begegnet, besonders durch die Arbeiten Ampferers, und ich verdanke Ampferer und Spengler die am Ende dieses Abschnittes angefügten vorläufigen Beiträge zu meiner Frage, welche die Feststellung des NO-Streichens in den Kalkalpen und eine Kennzeichnung der Scharung zwischen OW- und NO-Streichen in den so viel besser als die Zentralalpen bekannten Nordalpen betraf. Cornelius hat (Verh. d. Geol. R.-A. 1919, Nr. 11) das NO-Streichen zahlreicher Scharniere in den Allgäuer Schubmassen festgestellt und damit einen wertvollen Beitrag zur Klärung der Situation gegeben, gleichviel ob wir diese Stirnen mit ihm schlechthin auf die Bewegungsrichtung jener Decken beziehen oder an jüngere schiefe Beanspruchung denken und mehr an Trennung der Phasen wie seitens Trümpys im Rätikon und in dieser Arbeit geschieht.

Die Hypothese, welche ich nun selbst im folgenden entwickeln will, nimmt an, daß die Verhältnisse in den Tiroler Zentralalpen vielfach das Ergebnis einer Beanspruchung in NW—SO-Richtung sind, welche OW verlaufende Zonen bereits vorfand und in denselben Schwenkungen erzeugte.

Auf die jüngere Beanspruchung in NW—SO-Richtung weisen nicht nur auf tirolischem Gebiete, sondern — wie oben erwähnt — in den Zentralalpen bis zum Semmering und ebenso in den Kalkalpen bis ans Wiener Becken zahlreiche Konturen in SW—NO-Richtung. Ich überlasse es den Geologen jener Gebiete, nach und nach die Leistungsfähigkeit dieser Betrachtungsweise der Interferenz älteren und jüngeren Streichens für jene Gebiete zu prüfen und eventuell zu erschöpfen, nachdem ich über deren grundsätzliche Anwendbarkeit bereits die beistehenden Gutachten von Ampferer und Spengler eingeholt habe. Ich will hier zunächst aber einiges Allgemeine über die Entstehungsmöglichkeit von Scherenfenstern vorbringen, dabei aber betonen, daß ich den Terminus Scherenfenster rein beschreibend festhalte und nicht mit einer bestimmten Anschauung über das Zustandekommen verbinde. Ein Scherenfenster ist ein Fenster mit mehr als einer Decke unmittelbar auf dem Fensterinhalt; ein Fenster also, welches nicht unter einer Decke liegt und keinen tektonisch einheitlichen Rahmen hat.

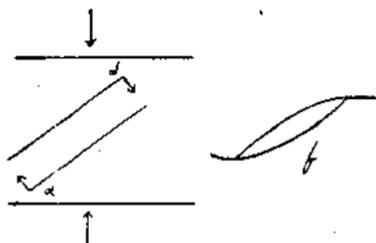
Ganz allgemein können tangentielle Drehmomente und korrelierte Schwenkungen bewegter Krustenteile auftreten, wenn eine neue Beanspruchung schief zu vorhandenem Zonenbau antritt. Einen Spezialfall bildet die einseitige oder zweiseitige Zuschüerung (durch deckende Schollen oder Falten je nach dem tektonischen Stil der betreffenden Materiale und Tiefen) von Gesteinsstreifen, wie ich sie zunächst im beistehenden Schema anschaulich mache, welches die Entstehung zweiseitiger Scherenfenster aus Sedimentstreifen zeigt. Die Anordnung und Lokalisierung der Drehmomente hängt vom vortektonischen Bau vor unserer betrachteten Phase ab, ganz besonders von der Starrheit einzelner Teile und von der Bodenreibung (Verteilung von Schmierschichten). Wesentlich für meine Auffassung ist, daß ich die Erscheinung im Gefolge der schiefen Scharung zweier Streichrichtungen als lokalisierte Auswirkung dieser schiefen Scharung

betrachte oder als lokalisierte Auswirkung einer Beanspruchung schief zu einem zonaren Bau.

Es handelt sich hiernach zum Beispiel vielfach nicht mehr um „OW-Schub“, sondern um Beanspruchung im Sinne NW—SO und lokale OW-Bewegungen korrelat hierzu.

Fig. 1 zeigt einen Streifen s in einem neuen Feld meridionaler Tangentialkräfte mit drehendem Komponenten d ; etwa ein Detail ans

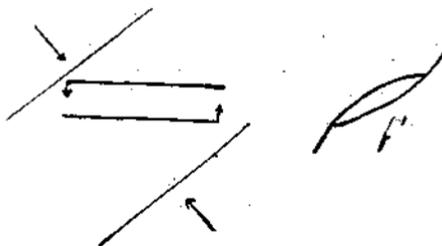
Fig. 1.



den Schweizer Alpen, wenn die neue alpine Beanspruchung nicht normal, sondern schief zum alten Zonarbau erfolgt wäre, nämlich meridional und also schief zur nordöstlich-südwestlichen Zonenfolge.

Fig. 2 zeigt einen Streifen eines ostwestlichen Zonensystems etwa unserer Ostalpen in ihrer geosynklinalen Anlage und ersten tektonischen Hauptphase, neuerlich ausgesetzt dem tangentialen Kräftefeld in NW—SO-Richtung, welches wir in den Ostalpen so vielfach

Fig. 2.

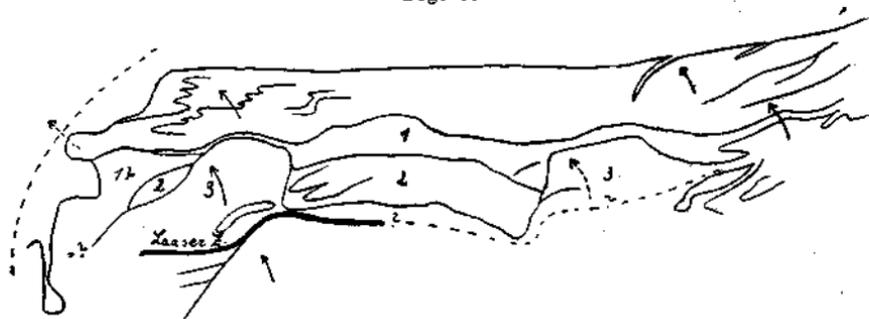


illustriert sehen. f und f' sind zwei Typen zweiseitig aus dem Streifen herausgescherter Scherenfenster eines mit dem Uhrzeigersinn, eines dem entgegen geschlossen; vielleicht kommt f' dem Typus des Engadiner „Fensters“ nahe.

Fig. 3 zeigt unter anderem die Anwendung dieser Betrachtungsweise auf die Tiroler Zentralalpen, wofür aber auch die größere tektonische Karte beizuziehen ist. Schiefe Scharung zwischen O—W-Zonarbau und NW-Beanspruchung. Einige hiezu Korrelate NO-Konturen. Serienfolge: 1 Quarzphyllit und Grauwacken, 2 Tauern und

Engadin, 1? Silvretta, 3 Oetztal und Schladming. Der Tauernbogen hat keine meridionale Symmetrieaxe. Die Laaserzone ist im Osten erst zu suchen.

Fig. 3.



Ich setze noch voraus, daß der Gedanke der schiefen Scharung noch andere Erklärungsmöglichkeiten offen läßt, besonders insoweit wir noch so gut wie nichts über nordöstlich streichende Ablagerungsräume in den Ostalpen wissen, auf deren Diskussion ich als auf eine wichtige nächste Aufgabe hier nur hinweisen möchte.

Nehmen wir also an, daß die Oetztaler Einheit 3 (auf die Schladminger 3 komme ich im Anschluß an Schmidts Arbeit zu sprechen) eine im ganzen entgegen dem Uhrzeiger schwenkende Bewegung machte, vielleicht mit einem Zentrum nahe den Bögen (Schling, Jackl, Engadiner Dolomiten), deren Bau gelegentlich von hier aus betrachtet werden soll, so fand sie bereits in situ den noch ungeteilten Streifen 2, den Streifen 1 und zum wenigsten im letzten Akt ihres Vorgehens auch bereits die Silvretta 1', von der es unsicher, aber wahrscheinlich ist, daß sie tektonisch mehr mit der faziell nächststehenden Oetztaler Einheit als mit dem Quarzphyllit ging. In diesem Falle würde die Phyllonitzone mit Triaseinschaltungen und Laaser Gesteinen nördlich Kappl die in den Quarzphyllit gesunkene und von der Oetzer Masse überholte Stirn der Silvretta bedeuten und die Fortsetzung der Tarntaler Mischungszone unter beiden erst in der Aufbruchzone wieder zutage treten, wofür die von mir vor 10 Jahren betonten gleichen Fazies sprechen. Ich lasse aber die Stellung der Silvretta hier noch offen und mache zum Inhalt dieser Hypothese nur, daß die Oetztaler Einheit durch ihre Schwenkung den Streifen 2 teilte.

Die Leistung dieser Hypothese ist folgende:

Sie erklärt, daß Engadin und Tauern Scherenfenster mit übereinandergeschobenen Rahmenteilern sind.

Sie macht den vom Bau abhängigen Umriß und die Orientierung der beiden Fenster verständlich und beseitigt die Inkonsequenzen der bisherigen Deckensystematik, indem sie dieselben ebenfalls begründet macht und die gegen den Uhrzeiger schwenkende Oetztaler Masse als eine tektonische Einheit zweiter Phase der bereits in der ersten Phase nördlich vom Kalkphyllitstreifen Engadin-Tauern befindlichen Einheit Silvretta-Innsbrucker Quarzphyllit gegenüberstellt.

Sie macht die evidente Ueberwallung des Quarzphyllitstreifens Arlberg-Zillertal verständlich.

Der innere Bau des Engadiner Fensters, namentlich die nord-östliche Richtung der Kleinfaltenachsen, die Verschiedenheit von NW-Rand und SO-Rand und die innere Asymmetrie des Fensters wird klar; ebenso daß der SO-Rand kein reiner Erosionsrand ist.

Ebenso wird der innere Bau des Tauernwestendes die Asymmetrie des Tauernfensters, der Scherenwinkel bei Matrei und ferner die von mir dargestellte Stengel(Wirbel)Faltenstruktur mit westfallenden Achsen als Ergebnis über das Tauernwestende und den Brenner vorgehender Belastungsmassen verständlich.

Was wir vom inneren Bau der Oetztaler Masse, der rhätischen Bögen und des Schneeberger Zuges wissen, genügend, um die Vorstellung einer einfachen Förderung des Komplexes aus einer Wurzelzone abzulehnen, ist im Bewegungsbilde nach NW schwenkender Ueberschiebungsmassen verständlich.

Die Analogie im Bau der Tuxer Zone (Tarntaler Mischungszone) sowie des nordwestlichen Rahmens im Engadin ist begreiflich, da beide vor der Bedeckung ihres Verbindungsstückes durch die Oetztaler Masse im Norden über Kalkphyllit lagen.

Das Vorschwenken der Oetztaler Decke, der Dinariden im Alpenknick, der Zonen südlich der Laaser Zone, der Speickbodendecke (vielleicht auch des Turntaler Quarzphyllits) geht in ein Bewegungsbild zweiter Phase, in welchem auch die Tauern und ihre Bewegungshorizonte erster Phase sekundär überwallt werden.

Das Fehlen der jungen Kalkphyllite auf der Oetztaler Masse sowie die anderen faziellen Unterschiede zwischen Tribulaun- (Ortler-) Mesozoikum und Tarntaler (Radstädter) Mesozoikum sind verständlich.

Wenn man bedenkt, daß die Erosionsränder der Oetztaler Decke nicht ihre ursprünglichen sind, so wird das Hochkristallin auf Quarzphyllit (Patscherkofl, Rosenjoch) als überrolltes Hangend der Oetztaler Decke oder als mitgenommen aus der Schieferhülle der Tauern auch in der 2. Phase verständlich.

Ferner ergibt sich, wenn wir uns entschließen, die bisherige Seriensystematik, wie sie in Heims Geologie der Schweiz und im Berichte der Wiener Schule noch festgehalten ist, aufzugeben, eine gewisse Analogie zum Bau der penninischen Schweizeralpen. Es liegt mir fern, in dieser Analogie, auf welche später ausführlich eingegangen wird, einen Beweis für gleiche Bauart beider Gebiete zu sehen, wie das mehrfach mißbräuchlich ist; immerhin aber bedeutet die Analogie eine Leistung unserer Hypothese.

Endlich ordnet sich meines Erachtens die Hypothese in das größere Bewegungsbild der gesamten Tiroler Alpen ein und vertieft dasselbe. Die Unterscheidung der Oetztaler Einheit und die Beanspruchung in der NW-Linie mit schwenkenden Bewegungen der Massen ermöglicht es, den analogen Verlauf mancher Schweizer Bögen (Arbenz) der Deckengrenzen Ampferers, des N- und NW-Randes der Oetztaler Einheit, der alpinodinarischen Grenze und selbst der Ostalpengrenze als mitbedingt in einem Bewegungsbilde nordwestlicher Beanspruchung zu begreifen. Nicht auf Bogenbildungen und nicht auf

OW-Schub möchte ich dabei den Hauptton legen, sondern auf eine im „Alpenknick“ besonders große Auswirkung einer schiefen Scharung der Beanspruchungen, welche nicht nur die Alpen, sondern auch die Dinariden mitergriffen und beide in einem Bewegungsbilde höherer Ordnung vereinigt hat. Ich muß es hier von der beschreiblichen Seite der Erscheinung ausgehend ausdrücklich dahingestellt lassen, ob die Beanspruchungen, die tangentiellen Kraftlinienfelder, auf welche man aus dem Bau eben noch direkt schließen kann, selbst wieder auf sich scharende tiefere orogene Zonen im Sinne Ampferers, Schwingers, W. Penks zurückgehen und unter welchen Ampferer zuerst wieder auf tiefere Motoren der Faltung überhaupt, Schwinger auf die Möglichkeit schwenkender Wanderung derselben hingewiesen hat.

Man findet im Alpenquerschnitt von Ampferer und Hammer (668 und 705) Konturen, welche ich in beistehendes Schema mit-hineingezeichnet habe und als Erosionspräparate von Scharungserscheinungen in dem hier festgehaltenen Sinne auffasse. Diese Konturen vermitteln den Anschluß an Arbenz' Arbeit über die Schweizer Faltenbögen (Vierteljahrscr. d. Naturf. Ges. Zürich 1913), welcher voraussichtlich andere Schweizer Arbeiten folgen werden, die auf Scharungsphänomene in der Schweiz mehr Gewicht legen als Heims Geologie bis jetzt oder selbst Arbenz' Arbeit. Aus diesen bestehenden Konturen sieht man folgendes: Sie alle gehen in ein Bewegungsbild mit NW-Beanspruchung, welches ich für jünger als ostwestlichen Zonarbau halte, aber je mehr wir uns den peripheren NO-Konturen nähern, desto deutlicher wird durch die Erosion eine noch jüngere Phase meridionaler Beanspruchung mit ostwestlichem Zonarbau z. B. in den ausgezackten Konturen der Lechtal- und Inntaldecke.

Vielleicht ist auch der Verlauf der Ostalpengrenze eine analoge ausgezackte Kontur. Und er ist dann allerdings ein Erosionsrand, aber kein zufälliger, sondern einer, dessen allgemeiner Verlauf noch auf das nordwestliche Kraftlinienfeld auf die NW-Phase der Schübe und dessen Verlauf im einzelnen auf die noch folgende meridionale Phase hindeutet.

Wir sind immer noch weit von einem der prachtvollen Aufgeschlossenheit unseres Gebietes angemessenen Bewegungsbild des Alpenknicks. Aber es ist schon im Querschnitt von Ampferer und Hammer der gleiche Verlauf der Ostalpengrenze und alpinodinari-schen Kontur hervorgehoben. Es schließt sich also, was ich hier beigebracht habe, am besten an jenes schöne Werk an, nur gehe ich, statt von NS- und OW-Schub und gelegentlichen Komponenten beider, von nordsüdlicher und nordwestlicher Beanspruchung und der schiefen Scharung beider aus.

Die Stellung der Silvretta ist, wie bemerkt, noch nicht geklärt. Es ist fraglich, ob sie als eine ungeteilte einheitliche Decke zu betrachten und ob sie auf eine Wurzel im Süden und N-Richtung ihrer Bewegung zu beziehen sei. Daß sie schon vor dem letzten Vorgehen der Oetztaler Decke auf Kalkphyllit schwamm, zeigt das Verhältnis zur Oetztaler Decke im Norden des Engadiner Fensters. Wir besitzen auch aus der Silvretta noch keine genügenden tektonischen

Details zur klaren Beurteilung der NW-Beanspruchung. Die Silvretta kann sowohl eine Großdecke sein, gleichsam ein vor dem Vorschub der Oetztaler zwischen Engadin und Tauern erhaltenes Rahmenstück eines penninischen Großenfensters Engadin—Tauern. Oder es wäre denkbar, daß eine Verbindung zwischen Engadin und Oberhalbstein—Malenco erst sekundär überdeckt oder zugesichert wurde, oder es mag die Analogie zwischen Rhätikon und Tarntalerzone in der obenerwähnten Hypothese zu Worte kommen. Es ist über alles dies in einem Gebiet mit verschiedenen Streichrichtungen erst durch den Abschluß genauer Kartierung zu entscheiden, deren Beobachtungen ja eo ipso nicht nur mit NS-Beanspruchung zu rechnen haben.

Die Ausbildung der Bogenform (NO-Streichen) in den westlichen Tauern ist korrelat zum Vorgehen der Oetztaler Einheit erfolgt, welche die westlich einfallenden Stengelfalten im Vorgehen übereinander gewalzt hat. Nehmen wir an, daß die meridionalen Zerrklüfte nördlich des Tauernbogens (und die durch Ohnesorge auch in den Kitzbüheler Alpen bekanntgewordenen) zur Ausbildung der Bogenform korrelat sind, so ist es verständlich, daß auch jene Stengelfalten noch meridional zerschnittene sind.

Ich stelle nun die Beiträge Ampferers und Spenglers zu meiner Frage nach einer NW-Beanspruchungslinie in den Kalkalpen und nach ihren Folgen hieher. Vielleicht ist es möglich, daß, wie die schiefe Scharung in den westlichen Zentralalpen dort mit manchen Phänomenen in den Kalkalpen zusammenhängt, umgekehrt im Osten aus den Scharungen in den Kalkalpen Schlüsse für die tektonische Analyse der Zentralalpen möglich sind, nachdem Schmidt bereits (dieses Jahrbuch) darauf hingewiesen hat, daß mindestens die Bewegungsrichtungen in den Radstädter Tauern nicht auf einfachen Wurzeldeckenmechanismus aus einem Guß beziehbar sind, eine Ansicht, der ich mich nach einem Besuch der Draugsteingebiete hiermit anschließe.

Es muß im übrigen eine Frage der Zukunft bleiben, wie viele von den „Erscheinungen des OW-Schubes“ in den Alpen und welche „Bögen“ Phänomene schiefer Scharung des Streichens im Sinne dieser Arbeit sind. Und ebenso möchte ich somit nur darauf hinweisen, daß durch schiefe Scharung scheinbare Deckengrenzen durch Sekundärstirnen vorgetäuscht werden können, deren richtige Einschätzung für die Deckensystematik nur bei Berücksichtigung unseres Scharungsphänomens gelingen kann.

Hier folgen die Beiträge von Ampferer und Spengler zur Frage der NW-Beanspruchung in den Kalkalpen, welche ich als vorläufige betrachte.

Ueber NW-Beanspruchungen in den Nordalpen.

Von O. Ampferer.

Mit der Bedeutung eines Wechsels der Fall- und Schubrichtungen für die Entzifferung der Baurunenschrift der nördlichen Kalkalpen habe ich mich seit langer Zeit verschiedentlich beschäftigt.

Ich dachte dabei zunächst an eine Drehung der Bewegungsrichtung um etwa 90° , also zum Beispiel erst Ost-West-, dann Nord-Süd-Richtung. Die weiterlaufenden Feldbeobachtungen führten aber zur Erkenntnis der Häufigkeit von schrägen, tektonischen Aenderungen, wie sie möglicherweise einer Drehung von 45° , also erst einer Ost-West-, dann einer SO—NW-Richtung entsprechen würden.

Es wäre dies eine naheliegende Deutung des statistischen Befundes, daß innerhalb der tirolischen Kalkalpen nach den unbedingt vorherrschenden ostwestlich orientierten Bauelementen die nächste auffallende Orientierung aus Schrägheiten besteht, welche in die Richtung SO—NW fallen oder derselben nahesteheu.

Für den Bereich der tirolischen Nordalpen kann man noch hinzufügen, daß zum Beispiel die hier erhaltenen Faltenstirnen fast ausnahmslos gegen NW zu schauen.

Eine Zusammenlesung der tektonischen Anordnungen an der Grenze von Ost- und Westalpen führte mich weiter zu der Vorstellung einer Kuickung des Alpenstranges und einer Herausschwenkung der Ostalpen über die Westalpen — Alpenquerschnitt — 1911.

Dem Gedanken einer großangelegten Verschwenkung an der Grenze von Ost- und Westalpen hat nun Sander einen neuen Inhalt und Umfang auf Grund wesentlich vermehrten Beobachtungsmaterials verliehen, was mich veranlaßt, die neue Fragestellung auch für die Nordalpen in Erwägung zu ziehen.

Für die Beurteilung der Zentralalpen wird die Annahme zurechtgelegt, daß tektonische Gebilde eines nordsüdlich orientierten Spannungsfeldes später in ein schräg dazu orientiertes Feld geraten.

Die Wirkung des zweiten Feldes kann sich, da schon eine ältere Struktur vorliegt, nicht mehr frei entfalten und also nur in einer Umgestaltung und Ablenkung derselben bestehen. Die geometrischen Möglichkeiten sind hierbei recht mannigfaltig, doch liegt es mir für diesmal fern, auf Durchbesprechung derselben einzugehen.

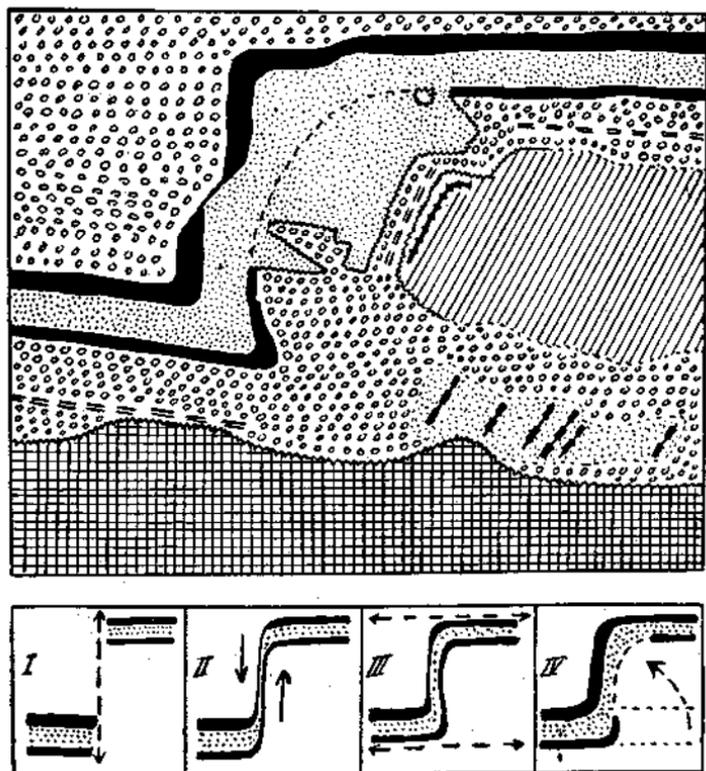
Ich möchte nur an einem besonders deutlichen Beispiel zeigen, daß auch für die Tektonik der Kalkalpen die ebenerwähnte Hypothese einen Erklärungswert besitzt.

Als Beispiel wähle ich die tiefe und lange Kreidemulde, welche aus der Gegend von Mittenwald sich bis in jene von Kiefersfelden verfolgen läßt.

Dieses in mancher Beziehung gegen seine Umgebung wohlcharakterisierte tektonische Element hat heute noch eine ostwestliche Erstreckung von zirka 70 km, gehört also zu den großen Bauelementen der Nordalpen. Ungefähr in der Mitte, in der Gegend von Achenkirchen, erscheint nun der enger zusammengepreßte östliche Teil gegenüber dem breiteren westlichen um fast 4 km nach Norden verschoben. Ich habe mich in meinem ersten Vortrag an der Geologischen Reichsanstalt am 18. Februar 1902 bereits mit dieser auffallenden Erscheinung befaßt und bin damals zu der Meinung gelangt, daß hier zwei verschieden stark zusammengepreßte Gehirgsteile aneinanderstoßen.

Durch die genauere Einsicht in den Bau des Karwendel- und Sonnwendgebirges ist diese Ansicht indessen bald genug hinfällig geworden.

Wie die beiliegende schematische Zeichnung Fig. 4 angibt, vollzieht sich diese Aenderung im Ostwest-Streichen der Kreidemulde in einer Form, welche eine rein nordsüdliche Verschiebung der beiden Teilstücke, eine Faltung mit vertikalen Achsen und auch eine rein ostwestliche Verschiebung ausschließt. Bemerkenswert ist vor allem, daß an der Bugstelle statt einer Verschmälerung eine Verbreiterung



Erklärung zu Fig. 4.

Schema der Drehscheibe von Achenkirchen.

- | | |
|---------------------|--|
| Schräge Schraffen | = Wettersteinkalk und Dolomit + Raibler Schichten. |
| Ringe | = Hauptdolomit + Plattenkalk. |
| Schwarze Streifen | = Rät + Lias der Muldenzone. |
| Punkte | = Jura + Kreide der Muldenzone, Rät + Jura + Kreide im Sonwendgebirge. |
| Gitter | = Inntaldecke. |
| Doppelte Striche | = Muldenzone des Gutenbergs. |
| Feine Punktreihen | = Schichtgrenzen. |
| Gezackte Linie | = Ausstrich von Überschiebungen. |
| Dickere Strichreihe | = ehemaliger Überschiebungsrund. |
| Zaunlinie | = Stirne des Unnutzkaumes |
| Kolbenlinie | = Schragstruktur des Sonwendgebirges. |
| I | = Nordsüdverschiebung |
| II | = Nordsüdzerrung. |
| III | = Knickung durch ungleiche Ostwestschübe. |
| IV | = Drehscheibe. |

auftritt und die jungen Schichten des Muldenkerns hier ziemlich flache Lagerungen einnehmen. Dafür erscheinen diese flachlagernden Jura- und Kreidesedimente des äußeren Bogenstückes von den Gesteinen des inneren Bogenstückes weithin überschoben. Für die beträchtliche Ausdehnung dieser Ueberschiebung legen auch heute noch die Deckschollen des Jochberges und Mahmooskopfs Zeugnis ab. Nach dem Verlauf der Ueberschiebungsgrenze ist es recht wahrscheinlich, daß auch die beiden Muldenflügel noch ein Stück weit an dieser Ueberschiebung teilnehmen.

Ebenso dürfte diese Ueberschiebung wohl noch unter den Kamm der Unnutze hineinreichen, welche hier mit einer schönen gegen W und NW schauenden Faltenstirne die Bugstelle begleiten. Die Wettersteinkalkmasse der Unnutze bildet den Kern der Aufwölbung des Sonnwendgebirges und paßt mit ihrer stark übertriebenen Einseitigkeit genau in die Bugstelle der Kreidemulde hinein.

Dabei ist allerdings noch zu bedenken, daß das Wettersteinkalkgewölbe der Unnutze und die vorgelagerte Kreidemulde nicht unmittelbar Teile einer Falte sind, sondern noch eine schmale und meist ganz unterdrückte Mulde dazwischen hineingehört.

Erkennbare Reste dieser Mulde sind in der Zone des Gutenbergs westlich von Pertisau, am Westhang der Unnutze sowie an der Nordseite des Guffert-Pendlingkammes vorhanden.

Wir hätten also noch eine ganz dünne südlichere Muldenschlinge außerhalb der breiten nördlichen Schlinge zu unterscheiden.

Wie ich 1903, Verhandlungen S. 47, in Fig. 2 dargestellt habe, ist dieser Muldenrest sowohl auf das liegende Neokom (in diesem Profil nicht vom Jura geschieden) aufgeschoben, als auch von der Wettersteinkalkstirne überschoben.

Er liegt somit zwischen zwei Schubflächen eingeschlossen.

Da nun die scharfe Exzentrizität des Unnutzgewölbes mit den Ueberschiebungen an der Bugstelle zusammentrifft, liegt die Annahme nahe, daß vielleicht die Unnutzmasse wie ein Keil von SO herein gedrängt wurde und dabei die Muldenstücke auseinanderschob.

Man kann aber auch denken, daß hier eine drehende Bewegung eingeschaltet war, welche die Ueberschiebung an der Bugstelle gleichsam als eine „Drehscheibe“ ausgebildet hat.

Die Struktur des Sonnwendgebirges bietet nun noch einen merkwürdigen Zug, der sich, wie mir scheint, in dieses Bewegungsbild hineinfügen läßt.

Es sind dies die prächtigen Ueberfaltungen in seiner Gipfelkrone, deren Stirnen ebenfalls gegen NW hin gerichtet sind.

Ich habe diese Querfaltungen seinerzeit, da die Gosau bereits der tieferodierten Gipfelkrone anlagert, als „vorgosauische Ostwestfaltung“ beschrieben.

In der Richtung stimmen diese Falten gut mit der Stirne der Unnutze zusammen.

Wenn man annimmt, der Bug von Achenkirchen sei durch den Vorschub des Sonnwendgebirges von SO→NW gebildet worden, so wäre dieser Schub, sofern er auch die Gipfelfaltungen geschaffen hat, von vorgosauischem Alter.

Ein ähnliches Bewegungsbild treffen wir tatsächlich an der Grenze zwischen Osterhorngruppe und Gamsfelddecke im Salzkammergut. Diese Region wurde von mir¹⁾ seinerzeit genau tektonisch analysiert.

Ich ging damals von der Voraussetzung aus, daß die mittelkretazischen Alpen dieser Gegend durch reines W—O-Streichen der Schichten ausgezeichnet waren, also einem S—N gerichteten Druck ihre Entstehung verdanken. Dies ergab sich hauptsächlich daraus, daß die unter dem Gosastreifen Strobl-Abtenau verschwindende mittelkretazische Ueberschiebung des Einbergzuges auf die Osterhorngruppe noch heute ein genaues O—W-Streichen besitzt, und wir keine Veranlassung haben, eine später erfolgte Drehung dieser Dislokation anzunehmen. Daß die gesamten mittelkretazischen Ostalpen ebenso wie die heutigen im großen bereits ein ostwestliches Streichen besessen hatten, ergibt sich ja aus dem ostwestlichen Verlauf der offenbar als Gebirge zu denkenden Grenze zwischen der oberkretazischen Gosau- und Flyschfazies, ferner daraus, daß die Gosauschichten in den Nordalpen auf Trias und Jura, in den Zentralalpen auf Paläozoikum transgredieren (Kainach).

Wie ich bereits l. c. hingewiesen habe, waren die mittelkretazischen Alpen selbstverständlich ein viel einfacher gebautes Gebirge als die heutigen, und zwar schon deshalb, weil ihrem Schichtbestande eine über ein erosionszerschnittenes Gebirge transgredierende Formation gänzlich fehlte. Daher kamen offenbar Abweichungen vom normalen O—W-Streichen viel seltener vor als heute. Es scheint aber doch bereits in den mittelkretazischen Alpen Abweichungen vom normalen O—W-Streichen gegeben zu haben. So konnte ich zum Beispiel zeigen²⁾, daß die Drehung der Schafbergfalten aus der ostwestlichen Streichungsrichtung im Osten in die nordsüdliche im Westen bereits ein Werk der vorgosauischen Tektonik ist. Es wäre also denkbar, daß bereits innerhalb der mittelkretazischen Gebirgsbildungsphase lokal Drehungen der Druckrichtung stattfanden, doch kann man diese wegen der starken Verwischung durch die tertiären Bewegungen nicht verfolgen, ohne sich allzusehr ins Hypothetische zu verlieren. Jedenfalls kann man im großen und ganzen für die mittelkretazische Gebirgsbildungsphase in diesem Kalkalpenabschnitt einen S—N gerichteten Druck annehmen.

Hingegen ergab sich durch die Analyse der tertiären Bewegung der Gamsfelddecke, daß hier sämtliche Punkte derselben mehr oder minder stark gegen NW oder NNW bewegt wurden. So hat sich zum Beispiel das Gamsfeld relativ zur Osterhorngruppe um $9\frac{1}{2}$ km, der Taborberg um $3\frac{1}{2}$ km nach NNW bewegt. Ich habe diese tertiäre NNW-Bewegung nun als Interferenzerscheinung einer zuerst erfolgten reinen S—N-Bewegung, welche den auf Oleate I (in der zitierten Arbeit) dargestellten Zustand in den der Oleate II ver-

¹⁾ E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten II. Teil. Das Becken von Gosau. Sitzungsber. d. Wiener Akad. der Wissensch. 1914, S. 305—316.

²⁾ E. Spengler, Die Schafberggruppe. Mitt. d. Wiener geolog. Gesellsch. 1911, S. 264—270.

wandelt, und einer später erfolgten SO→NW gerichteten Bewegung aufgefaßt, welche Oleate II in den heutigen, auf Tafel III dargestellten Zustand verwandelt. Es fand also an dieser Stelle die von Sander vermutete Drehung der Druckrichtung aus der ursprünglichen S→N- in die spätere SO→NW-Richtung bereits innerhalb der tertiären Gebirgsbildungsphase statt.

Kommt nun ein ähnliches Bewegungsbild noch an anderen Stellen des hier in Betracht kommenden Kalkalpenabschnittes vor?

Ganz auffallend parallel mit dem eben besprochenen Schubrande der Gamsfelddecke ist der Rand der Reiteralmdecke zwischen Unken und Reichenhall¹⁾. Wenn auch die Ueberschiebung der juvavischen Decke, deren größter Denudationsrest ja die Reiteralmdecke ist, vor Ablagerung der Gosauschichten durch einen meridionalen²⁾ Schub erzeugt ist, so ist doch der heutige Schubrand der Reiteralmdecke in dieser Strecke durch einen jüngeren, nach F. F. Hahn³⁾ frühestens oligocänen SO→NW gerichteten Schub erzeugt worden, da nach den Untersuchungen von H. Krauß⁴⁾ Gosauschichten und Eocän hier überschoben wurden. Diese Bewegungsrichtung macht sich auch im ganzen Reiteralmgebirge selbst durch vorherrschendes SW—NO-Streichen bemerkbar, ferner taucht die südöstlich angrenzende Wimbachgruppe (Watzmann und Hochkalter) in der Berchtesgadener Ramsau mit ebenso SW—NO streichendem Rande unter der Reiteralmdecke hervor. Es läßt sich also im Gebiete der Reiteralm wenigstens das feststellen, daß auf eine S→N gerichtete vorgosauische Phase eine SO→NW gerichtete oligocäne folgt.

Oestlich vom Trauntale finden wir vor allem im Toten Gebirge zahlreiche Anzeichen einer SO—NW Beanspruchung. Ein solches ist der Nordwestrand dieses Gebirges gegen den Kargrahen und die diesem Rand parallel SW—NO streichende Synklinale der Schwarzenbergalpe. Ebenso zeigen die meisten der zahlreichen von G. Geyer auf Spezialkartenblatt „Liezau“ eingetragenen Lias- und Juravorkommen auf dem Plateau des Toten Gebirges ein SW—NO gerichtetes Streichen.

Ferner treffen wir eine im gleichen Sinne streichende Dislokationslinie im Stodertale. Hier biegen sich die Triasmassen zu beiden Seiten der stellenweise durch Gosauschichten bezeichneten Linie gegen dieselbe hinab.⁵⁾ Meiner Ansicht nach ist hier offenbar ein

¹⁾ Vgl. die tektonische Karte bei F. F. Hahn, Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitt. d. Wiener geol. Gesellsch. 1918, Taf. XIV.

²⁾ R. Schwinner (Vulkanismus und Gebirgsbildung, Zeitschr. für Vulkanologie, V. S. 221) möchte aus theoretischen Gründen die juvavische Decke von SO einschieben, doch spricht dagegen einerseits ihre ausgesprochen in O—W-Richtung langgestreckte Form, andererseits die Tatsache, daß sich für einzelne Teile derselben genau südlich ihrer heutigen Lage fazielle Anknüpfungspunkte für die Lage ihrer Wurzelregion finden. (Vgl. E. Spengler, Die Gebirgsgruppe des Plassen, Jahrb. geol. R.-A. 1918, S. 387.)

³⁾ F. F. Hahn, l. c., S. 402.

⁴⁾ H. Krauß, Geologische Aufnahme des Gebietes zwischen Reichenhall und Melleck. Geognostische Jahreshefte XXVI, München 1913.

⁵⁾ G. Geyer, Ueber den geologischen Bau der Warscheneckgruppe im Toten Gebirge. Verh. geol. Reichsanstalt 1913, S. 281—286.

vorgosauisches, mit Gosauschichten erfülltes Erosionstal durch einen tertiären, SO→NW gerichteten Druck zusammengedrückt worden.

Ferner besitzen ein WSW—ONO gerichtetes Streichen die in Gosauschichten eingebetteten Trias-Riffkalkklippen zwischen Grimming und Pyhrnpaß und die Synklinale des Hirschwaldsteins bei Kirchdorf. Hingegen konnte ich als jüngste tektonische Phase in der Plassengruppe einen OSO—WNW gerichteten Druck beobachten.¹⁾

Sonst ist in dem hier in Betracht kommenden Kalkalpenabschnitt nirgends etwas von einem SO→NW gerichteten Druck zu bemerken.

Sanders Frage scheint also bisher in bejahendem Sinne beantwortet; denn es läßt sich nachweisen, daß auf eine S→N gerichtete eine SO→NW gerichtete Phase gefolgt ist. Aber mit diesen beiden Bewegungsrichtungen ist das heute vorliegende tektonische Bild dieses Kalkalpenabschnittes noch keineswegs völlig erklärt.

Die zuletzt erwähnte Druckrichtung in der Plassengruppe leitet bereits zur reinen O→W-Bewegung über, für welche wir zahlreiche Beispiele in diesem Kalkalpenabschnitt kennen, die von F. F. Hahn²⁾ in ausgezeichneter Weise vom regionaltektonischen Standpunkt gewürdigt wurden. Hahn zeigt daselbst, daß sich diese O→W-Bewegung im Hochkaltergebiete um einen etwa im Steinernen Meer gelegenen Angelpunkt sogar in eine NO→SW gerichtete Bewegung dreht. Auf der tektonischen Karte Hahns (Taf. XIV) kann ich mich nur der Deutung des oben besprochenen Stirnrandes der Gamsfelddecke als Randspalte einer nach W bewegten Masse nicht anschließen. Auch dürfte die Hahnsche Darstellung des Lammergebietes zwischen Golling und Abtenau durch die derzeit im Gange befindlichen Untersuchungen J. Pias eine beträchtliche Abänderung erfahren. Doch ändert dies nichts wesentliches an dem von Hahn entworfenen Bilde, soweit es uns hier interessiert.

Ferner kennen wir Bewegungen, welche durch einen SSW→NNO gerichteten Druck erzeugt sind. Dazu gehört die Ueberschiebung der Osterhorngruppe über die Gosauschichten des Wolfgangseebeckens³⁾ und die Zwieselalmüberschiebung.⁴⁾

Endlich treffen wir am Südrande der Kalkalpen N→S gerichtete Bewegungen an.⁵⁾

Besonders interessant ist es nun, die zeitliche Aufeinanderfolge dieser mannigfachen Bewegungsrichtungen kennen zu lernen.

¹⁾ E. Spengler, Die Gebirgsgruppe des Plassen, Jahrb. geol. R. A. 1918, S. 442.

²⁾ F. F. Hahn, l. c., S. 479—490.

³⁾ E. Spengler, Die Schafberggruppe. Mitt. d. Wiener geolog. Gesellsch. 1911, S. 261, 269, und E. Spengler, Ein geolog. Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Mitt. d. Wiener geolog. Gesellsch. 1918, S. 65. Hier ist die Ueberschiebungsrichtung nur ungenau als „nordgerichtete Bewegung“ bezeichnet.

⁴⁾ E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten II. Das Becken von Gosau. Sitzungsber. d. Wiener Akad. 1914, S. 291.

⁵⁾ F. Trauth, Die geologischen Verhältnisse an der Südseite der Salzburger Kalkalpen. Mitt. d. geolog. Gesellsch. in Wien 1916.

Die ältesten Bewegungen sind wohl die S-gerichteten Schuppen am Südrande der Kalkalpen (Paleocän oder Alteocän).¹⁾ Dann folgen die NNO gerichteten Bewegungen; denn die Schubfläche über die Gosauschichten des Wolfgangseetales schneidet nächst Hof an der Flyschgrenze ab, ist daher älter als die Ueberschiebung der Kalkalpen über den Flysch. Dann folgt die mächtige, rein N gerichtete Bewegungsphase, welche die Kalkalpen über den Flysch führte. Dieses Ereignis muß sich im Zeitraum Obereocän-Unteroiligocän vollzogen haben. Gleichzeitig ist wahrscheinlich die mächtige bogenförmige tirolische Deckenüberschiebung erfolgt²⁾, vielleicht eine Abbildung des Tauernbogens in den Zentralalpen. Nun folgen die NW gerichteten Bewegungen, welche, wie oben bemerkt wurde, frühestens oligocän sind. Die jüngsten Bewegungen endlich sind die W, beziehungsweise SW gerichteten, welche Hahn³⁾ für frühestens oberoligocän hält. Wenn wir von den südgerichteten Bewegungen am Kalkalpenrande absehen, so scheint sich die überraschende Eigentümlichkeit herauszustellen, daß sich während der eocänen und oligocänen Gebirgsbildung in diesem Alpentheile die Druckrichtung von NNO über N, NW, W bis SW, also um nahezu 180° in einem dem Uhrzeiger entgegengesetzten Sinne gedreht hat. Es liegt mir selbstverständlich fern, aus diesen wenigen Daten bereits ein allgemeiner gültiges Gesetz ableiten zu wollen, doch ist die Erscheinung immerhin bemerkenswert, besonders im Hinblick auf die von R. Schwinner vermuteten Wirbel. Jedenfalls hat bei der tertiären Gebirgsbildung die rein N gerichtete Phase weitaus die bedeutendsten Schubweiten erzielt. Trotzdem dürften die meisten Punkte dieses Kalkalpentheiles einen vom Meridian etwas gegen W abweichenden Weg zurückgelegt haben, da die Bewegungen mit westlicher Komponente gegenüber denen mit östlicher entschieden überwiegen.

IV. Verhältnis zu W. Schmidts Auffassung und zur Geologie der Schweiz.

Man wird unschwer finden, daß ich mich in den allg. Grundlagen zur Synthese ausschließlich auf eigene, fast durchwegs in anderen Zusammenhängen schon erörterte Beobachtungen und Deutungen gestützt habe, mit deren mehreren auch Schmidt in seiner Synthese bereits gerechnet hat. (Grauwackenzone und Tauernfenster. Dieses Jahrbuch S. 101 ff.)

In vielen Beziehungen besteht zwischen unsereu allgemeinen Ergebnissen gute Uebereinstimmung. Es ist Schmidts von der primitiven Deckentheorie stark abweichende Synthese bisher der¹⁾ einzige

¹⁾ E. Spengler, Ein geolog. Querschnitt etc., S. 65.

²⁾ F. F. Hahn stellt die tirolische Ueberschiebung ins Paleocän (l. c. S. 269). Diese Altersbestimmung dürfte nach den neueren Aufnahmen Ampferers im Kaisergebirge nicht mehr zu halten sein. Wegen des Herübertretens der tirolischen Schubfläche über die Flyschzone am Rauschberg scheint mir gleiches Alter mit der Ueberschiebung der Kalkalpen über den Flysch am wahrscheinlichsten.

³⁾ F. F. Hahn, l. c., S. 252, 466.

Versuch, offen mit allen Ergebnissen der Aufnahmen zu rechnen und zugleich an einem System die Alpen überspannender kontinuierlicher Großdecken festzuhalten.

Dementsprechend wird der proteusartige Gegensatz „ostalpin und lepontinisch“ fallen gelassen. Es kommen die bis ins einzelste gehenden Analogien zwischen Tauern und Semmering—Wechsel (Verh. 1910, 361—64, Jahrb. 1914, 618) zu Wort, ebenso meine Annahme, daß schon zwischen Tauernostende und Semmering im Gegensatz zu E. Sueß' Uebersichtskarte im Antlitz der Erde Gesteine auftreten, welche in den Tauern lepontinisch genannt werden. (Verh. 1910, 364; 1913, 163; Jahrb. 1915, 591, 619 ff. Brennerführer.) Hierzu bemerke ich übrigens, daß sich diese Fälle noch weiter mehren werden, zum Beispiel liegen unter dem Turracher Karbon, welches seinerseits von nachkristallinem Quarzphyllit von Süden her überwallt wird, parakristallin gefaltete Blastophyllonite (Jahrb. 1915, 619 ff; Brennerführer 47), welche in der unteren Tauernhülle ebenso zu finden sind; auch der den Sekkauer und Gleinalmgneis trennende Glimmerschiefer ist vielleicht als Hülle des Sekkauer Gneises daher zu rechnen. Ebenso fügt sich gut in die Schmidt'sche Synthese meine Feststellung (Jahrb. 1910, 591): Die Murauer Kalkphyllite sind sämtlich sehr typische postkristalline und mit Zerstörung früherer kristalloblastischen Gefüges „nichtmolekular in *s* durchbewegte“ tektonische Fazies, das heißt eben Gesteine mit zu tektonischer Bewegung summierbarer Teilbewegung im Kleingefüge; also sogar hinsichtlich Kalzit noch nachkristalline Tektonite.

Während von oben die kontinuierliche Verfolgbarkeit der Tauern gegen Osten im gleichen tektonischen Horizont noch zweifelhaft erschien (Verh. 1913, 162), hat nun Schmidt dieselbe nachgewiesen und Tauernnische und Sekkauer Nische zu einem Problem gemacht. Auch meine gelegentlich eines Referats über Heritsch im Zentralblatt f. M. geäußerte Vermutung, daß in der steirischen Grauwackenzone nachkristalline Tektonite (Gneise und basische Gesteine) häufiger seien, als damals angenommen war, hat Schmidt durch die Feststellung zahlreicher Gneisphyllite übertroffen.

Eine viel wesentlichere Uebereinstimmung betrifft ferner Schmidts Annahme, daß die Tauern eingesunken und sekundär überwallt sind, wie ich das unlängst mutatis mutandis vom Schneeberger Gesteinszug (dieses Jahrbuch) angenommen habe, also von einem der Unteren Schieferhülle der Tauern in seinen primären, mineralischen und tektonischen Fazies äquivalenten Streifen. Und es entspricht Schmidts Annahme, ja es scheint mir, sie ganz wesentlich zu begründen, daß sowohl über den alten Maulser Gneisen in der Rensen—Matrei-Zone als über den Tauerngneisen des Hochfeiler Untere Schieferhülle liegt und sich das damals sogenannte Wurzel-land vom damals sogenannten Deckenland im tektonischen Baustil nicht unterscheidet. (Denkschr. Ak. 1911.)

Unterschiede liegen nun in folgendem: Schmidt deutet die Semmering-Teildecken seines Kartenschemas als Schuppen auf der Muralpendecke, die Tauern als tektonisch äquivalente, aber eingesunkene und überwallte Schuppen auf der Muralpendecke. Dem-

gegenüber liegt es mir, da sich Tauerngneise zum Teil und alte Gneise (Muralpengneise Schmidts) zum Teil entsprechen (Denkschr. Ak. 1911) näher, anzunehmen:

Die Tauern sind am Tauernwestende keine auf Altkristallin (Muralpendecke Schmidts) schwimmende Decke (eher schon auf den Quarzphyllit überschoben), wohl aber ein Bewegungshorizont, aus welchem sich Granite des Altkristallins (der Muralpendecke Schmidts) mit unbestimmter Tiefe der Synklinen emporwölben. Das Altkristallin möchte ich nicht in der Ausdehnung, wie sie Schmidts Skizze zeigt, als (Muralpen-) Decke bezeichnen, sondern nur dort, wo tatsächlich, nach unserer Auffassung vielfach sekundäre, Deckenbildungen stattfinden. Es fragt sich, ob von der Muralpendecke, abgesehen von den sekundären Decken, mehr übrig bleibt, als unser Bewegungshorizont aus der ersten Phase, in welchem nicht auf so große Flächen hin kontinuierlich Tieferes über Höheres gelegt ist, daß man von einer Muralpendecke sprechen könnte. Nicht mitgehen kann ich vorläufig, wenn Schmidt auf seiner Karte den Quarzphyllit und Granit von Brixen zur Grauwackendecke rechnet. Es könnte dies natürlich nicht auf die vorpermische Tektonik des Quarzphyllits bezogen werden, sondern nur auf die Nordbewegung in unserer ersten Phase, für welche es im Raum von Brixen keine deutlichen Zeichen gibt.

Dieser Bewegungshorizont der ersten Phase (bei Schmidt Muralpendecke, Semmering- und Grauwackendecke, bei mir ein Bewegungshorizont mit relativem Autochthon und Teildecken), hat also nach der Auffassung von Schmidt und mir als sekundäre Tektonik die Tektonik erhalten, welche Termier, E. Suez und deren Nachfolger als primär nehmen und ihrer Deckensystematik sowie ihrer Auffassung des Tauernfensters zugrunde legten.

Unser Bewegungshorizont erster Phase (Schmidts Grauwacken- und Semmeringdecke) ist unter Belastung geprägt (vgl. Gneisteildecken des Hochfeiler). Von dieser Belastung nehme ich an, daß sie als höheres Niveau mit größerer Nordgeschwindigkeit die Tauern überschritten hat, lasse aber ausdrücklich dahingestellt, ob dies in Gestalt einer zusammenhängenden Decke geschah. Wenn dies aber eine zusammenhängende Decke war, so war es gleichwohl nicht die ostalpine Decke der älteren Deckensystematik, sondern höchstens ein oberes Niveau derselben, nach welchem wir sogleich fragen werden. So ziemlich die ganze ostalpine Decke der älteren Deckensystematik liegt bei Schmidt als Muralpendecke vor der Sekundärdeckenbildung unter der Grauwackendecke. Wie weit sie überhaupt Deckencharakter hat, ist im Osten unerwiesen und es scheint mir nach Schmidts, Heritsch'-Angels und einigen eigenen Studien an ihren Gesteinen sogar noch fraglich, ob sie dort ein einheitlicher Bewegungshorizont mit der Ausdehnung wie auf Schmidts Karte war. Im Westen aber scheint es mir sehr fraglich zu sein, ob nach Abzug sämtlicher Sekundärdecken aus dem Liegendkristallin der Grauwacken noch genügend Gründe bleiben, dieses Altkristallin als Ganzes als eine Decke (Muralpendecke Schmidts) zu bezeichnen.

Die ostalpine Decke der älteren Systematik kommt also nun unter die Grauwacken zu liegen, wohin sie auch stratigraphisch

gehört als relativ autochthones Liegend eines Bewegungsbezugs. Was bleibt uns also als Belastung, als *trainau écraseur*, für die Tauerndeformation, wenn das Kristallin der ehemaligen ostalpinen Decke unter der Tauernhülle liegt? Es bleibt als Belastung für den Bewegungsbezugs der Grauwacken mit seinen Tektoniten nicht die ganze ehemalige ostalpine Decke, sondern vom Norden aus betrachtet kalkalpines Deckenmaterial. Im Süden bliebe als Tauernbelastung Termiers dinarischer *trainau écraseur* in einer allerdings viel hypothetischeren Form als bei Termier, da ich die Ueberschiebung des Brixner Granits für sekundär und der zweiten Phase angehörig halten muß.

Wenn wir die Belastung der Grauwacken (Untere Schieferhülle) in unserer ersten Phase eine Decke nennen wollten, so würden wir auch hier wieder sehr von der alten Deckensystematik abweichen und es würden in diese Decke sowohl die Nordalpen als die Südalpen, beide vielleicht mit Quarzphylliten und Perm an der Basis, gehören, was vielleicht einer meines Wissens bei uns zuerst von F. Trauth versuchten Identifizierung von Ostalpen und Dinariden nahekommt. Ich selbst würde dabei nicht an eine einheitliche ostalpin-dinarische Decke mit voller Förderlänge denken, sondern eher an etappenweise abwandernde Teildecken, vielleicht mit Beziehungen zu sukzessiven Wölbungen und Intrusionen unseres Bewegungsbezugs erster Phase, in welchem wir eben zonaren Wechsel der Tauernkristallisation angedeutet fanden. Und es würde sich vielleicht von hier aus eine Stellung zu der kürzlich von Ampferer schematisierten Verknüpfung nordalpiner und zentralalpiner Tektonik gewinnen lassen, nachdem die mesozoischen Fazies der Nordalpen, Zentralalpen und Dinariden genügend diskutiert sind, wovon wir noch weit entfernt sind.

Ich kann am Tauernwestende Schmidts Anschauung, daß das Tauernfenster sekundärtektonischer Entstehung ist, teilen, aber nicht annehmen, daß die Tauerngneise in das Altkristallin der Oetztalfer eingebrochen seien, sondern nur in den Quarzphyllit, wonach das Altkristallin wenigstens randlich über beide tieferen Serien ging. Diese Mechanik wurde bereits im vorhergehenden Kapitel erörtert und wir werden ihr im folgenden im Hinblick auf Schweizer Verhältnisse noch einmal begegnen.

Entsprechend der Neubelebung, welche die Zentralalpengeologie durch Schmidts Studien erfährt, möchte ich nun noch einen Zweifel zu bedenken geben. Der Bau der Tauern ist vielleicht genetisch nicht so rein der in bezug auf den Meridian symmetrische Bogen, als den wir die Tauern vielleicht auch morphologisch nicht ganz berechtigt zu betrachten pflegen. Auch im Osten scheint mir das Uebertreten der Schladminger Masse in die Nische als Schwenkung im NW-Banspruchungsfelde verständlich. Der Bau wäre im Osten eher derselbe wie im Westen, nicht ein spiegelbildlicher. Vielleicht werden uns die Spezialaufnahmen der Wiener Schule am Tauernostende hierin weiter belehren. Auch ist das Mittelstück der Tauern noch zu wenig bekannt, um Verkürzungen im NW-Felde ausschließen zu lassen. Es ist also eine Frage, ob sich dann die Seriensystematik und Mechanik, wie ich

sie hier für das Tauernwestende und die Oetztaler erörtert habe, auf das Tauernostende bis in das Detail übertragen läßt, wie ich derzeit vermute. Zu dieser Frage habe ich (Fig. 3) einige wesentliche Konturen aus den Darstellungen im Querschnitt aus Schmidts Kärtchen herauschematisiert, noch nicht, um zu beweisen, sondern um zu zeigen, worum es sich handelt. Im Westen wie im Osten steht das Altkristallin mit seiner Trias als tektonisch Höchstes und tektonisch Jüngstes dem Streifen 1 gegenüber, mit welchem die Trias seiner Serie verfaultet ist und in welchem da und dort auflastende Stirnwölbungen der Tauern eingesunken und da und dort rücküberfaultet sind. Dieser Streifen 1 aus Quarzphyllit und Grauwacken (Schmidts Grauwacken und Semmeringdecke, deren Trennbarkeit als Decken ich dahingestellt sein lasse) ist ob parautochthon oder nicht jedenfalls zuerst am Platze gewesen und lediglich in der jüngsten meridionalen Phase rücküberfaultet.

Nun hat Schmidt in den Radstädter Tauern das Neukarsystem mit ausgesprochener Bewegungstendenz gegen NW bekanntgemacht und vielleicht ist auch das zweite, nach SW übereinandergetürmte Schuppensystem (Speiereck, Hochfeind, Lantschfeld, Tauerndecke) im Gefolge des Vorschwenkens der Schladminger Masse und der Ostflügel der Tauern im großen Felde nordwestlicher Beanspruchung verständlich. Diese Frage sowie die Frage, wie weit man hier von Teilbewegungen zu einer Zuscherung wie der des Engadins durch die Oetztaler Einheit sprechen darf, muß der Bearbeitung Schmidts überlassen bleiben, ebenso die Kritik meiner hier angeregten Erklärung für eine meridionale Asymmetrie des Tauernbogens, von der ich übrigens nicht annehme, daß sie das ganze Bewegungsbild des Tauernostendes erschöpft, ebenso die Kritik meiner Vermutung, daß die von Schmidt festgestellten 2 Phasen: übergleiten nach W, übergleiten nach SW der Zuscherung des Tauernscherenfensters in der NW-Phase der Beanspruchung, die „Eigentektonik der Tauernnische“ aber der letzten meridionalen Beanspruchung entsprechen und sich damit in ein größeres Bewegungsbild der ganzen Tauern fügen könnte.

Es wäre dann vielleicht nicht „die Decke der Pinzgauer Phyllite jünger als der seitliche Zusammenschub der Tauernnische“, wohl aber eine Rückfaltung der Pongauer Phyllite über eingebrochene Tauernstirnen. Das auch von Schmidt berührte Problem, einen Zusammenhang zwischen Nordalpen und Zentralalpen in ihren axialen Verkürzungen zu sehen, habe ich in etwas anderer Fassung durch die Hinweise auf NW-Beanspruchung in Kalk- und Zentralalpen bereits oben behandelt.

Damit gehe ich auf Zusammenhänge mit den Studien der Schweizer im Westen über.

Besteht eine solche Kontinuität der Decken, daß das Schweizerische Deckensystem in unsere Alpen, zunächst nach Tirol, übertragbar ist? Diese Frage ist hinsichtlich der Fazies und hinsichtlich der Tektonik getrennt zu erörtern und es wird die Antwort in jedem Falle nicht direkt die Ergebnisse der Schweizer berühren und nicht etwa gar für oder wider „die Deckentheorie“ ins Feld zu führen sein, aber vielleicht letzten Endes für weitere heobachtende geologische Arbeit.

Eine andere Frage ist es dann wieder, ob nicht in den Ostalpen mehr Bewegungshorizonte als Wurzeldecken festgestellt sind, was ebenfalls zunächst das Bewegungsbild der Schweiz so wenig berührt, wie es von dort aus ohne eigene Beobachtung berührt werden könnte. Es ist nicht von vornherein anzunehmen, daß der Mechanismus der Schweizer Alpen der einzige ist und nicht irgendwo z. B. in den Ostalpen in ein mehr und mehr abweichendes Bewegungsbild übergehen könnte, in welches sich nicht, ohne der ganzen Sache zu schaden, jeder Terminus der Schweizer Geologie übertragen läßt.

Meinen bei früheren Gelegenheiten geäußerten Auffassungen nahe kommt es, daß im Westen an Stelle der großen Decken mehr und mehr Teildecken treten. Allerdings aber erwartete ich, daß sich dadurch die Anschauung über den Vorgang bei der Deckenbildung ändern werde und erwarte dies noch immer etwa in dem Sinne, daß die Teildecken während der Bewegung im Bewegungshorizont zustande kamen und sich nicht mehr eindeutig mit Wurzeln in Verbindung setzen lassen. Dementgegen bezeichnet es die Entwicklung der Ansichten in der Schweiz, daß auch die Teildecken weitgehend auf eine eigene Wurzel bezogen werden und eine Komplikation unterwegs nur durch Einwicklung stattfindet. Es scheint mir hierbei allerdings fraglich, ob man mit verkehrten reduzierten Deckenfolgen in den Liegendsynklinen von Einwicklungen, mit kaum oder gar nicht angedeuteten Mittelschenkeln nicht schon fast zu jeder Aufeinanderfolge etwas sagen kann, das Anschauungen zu bestätigen scheint, die es in Wirklichkeit nur voraussetzt.

Lassen sich die Teildecken auf eigene Teilwurzeln beziehen, so nenne ich sie Wurzeldecken; wo nicht, so können sie unterwegs als Teilbewegung des ganzen Transportes entstanden sein, Teilbewegungsdecken heißen und nur auf einen Bewegungshorizont, nicht aber auf eine Großdecke mit voller Förderlänge rückschließen lassen. Oder aber sie können Komplikationen schon vorhandener Großdecken und Bewegungshorizonte (zum Beispiel Tauernhülle am Tauernwestende) sein, als solche Scheinwurzeln und „relative Wurzeln“ besitzen und eben auf die Bewegungshorizonte oder Großdecken rückschließen lassen, deren „sekundäre Teildecken“ sie sind.

Auf der tektonischen Uebersichtskarte in Heims Geologie der Schweiz ist für die Grenze zwischen Ost- und Westalpen eine Deckensystematik gegeben. Wenn wir daneben noch stellen, was sich aus dem Text entnehmen läßt, so erhalten wir folgende Systematik:

Oberostalpine Decken	Mittelostalpine	Unterostalpine
und Dinariden		Decken
Nordalpen (Lechtaldecke)		
Landecker Phyllitzone		
Serie nördl. Kappl	Ortler (S. 692)	Falknisbreccie
Silvrettakristallin (S. 692)	Engadiner Dolomiten	Tauern Semmering
Oetztaler (S. 731)	Campo	E. Sueß' Lepontin
	(S. 691)	(S. 690)
Penninisch		
Engadin		
Prättigau		

Ferner ist die Silvrettadecke (o. o.) eingewickelt unter die Campodecke (m. o.), was von Staub bis in den Tribulaun fortgesetzt wird. Dadurch ist in den Einwicklungszone die normale Deckenfolge umgekehrt worden (S. 681).

Es wäre also im Tribulaungebiet Oberostalpin (Oetztaler nach Heim) unter Mittelostalpin eingewickelt. Aber nicht eine Einwicklung von oberostalpinem Oetztaler Kristallin unter ein mittelostalpinen Aequivalent (etwa den Tribulaun?) des Ortler und der Campodecke, sondern eine Einwicklung von Innsbrucker Quarzphyllit (auf Heims Karte bei Landeck als Oberostalpin bezeichnet) unter das Oetztaler Kristallin (bei Heim ebenfalls Oberostalpin) kommt am Brenner in Frage und auch für diese kann ich mich nicht entscheiden.

Die derzeitige Schweizer Deckensystematik für die Ostalpen und das Grenzgebiet trennt Tauern und Engadin als Unterostalpin und Penninisch.

Das scheint derzeit weder tektonisch begründet noch durch den Serieninhalt.

• So haben wir im Prättigau, Engadiner Fenster und in der Tuxer Zone junge Kalkphyllite und gegen die Grenze mit dem nördlichen Kristallin jeweils eine u. a. durch Breccien gekennzeichnete Serie, welche ich anlässlich eines Vergleiches zwischen Prättigau und Tuxer Zone (Verh. 1911, Nr. 15) bekannt gemacht habe. Ferner liegen im Engadin und am Brenner die Kalkphyllite unter Oetztaler Kristallin.

Darin, daß Heim von ostalpinen (usw.) Decken spricht und nicht von einer ostalpinen (usw.) Decke, folgen wir ihm besonders gern im Gegensatz zur Fassung mehrerer österreichischer Geologen. Eben damit, daß es sich nicht um eine Decke handelt, sondern um Decken, ergibt sich die Frage, ob diese Teildecken auf Teilwurzeln beziehbar oder Teilbewegungsdecken eines Bewegungshorizonts sind, was dann nicht mehr notwendig in das Bewegungsbild der schweizerischen Wurzeldecken hineinfällt. In der Tat sind für die ostalpinen Decken Heims keine eigenen Wurzeln nachgewiesen, sie sind also bisher als selbständige Wurzeldecken nicht nachgewiesen.

Es hat sich ferner ganz wesentlich durch Hammers Arbeiten herausgestellt, daß das Engadiner Fenster tektonisch nichtäquivalente Rahmenteile hat. Ich muß die Verhältnisse im Norden so deuten, daß dort Oetztal über Silvretta liegt und es bilden meines Erachtens verschiedene Decken den Fensterrahmen. Die tektonische Bedeutung derartiger „Fenster“, welche nicht unter einer und derselben Decke lagen, ist eine andere, als die der echten Fenster und man muß sie, wofern man sie überhaupt Fenster nennen will, etwa wie oben geschehen, als „Scherenfenster“ unterscheiden wegen des scheren- oder irisblendenartigen Uebereinandergreifens ihrer Rahmenteile.

Engadin- sowohl als Tauernfenster sind Scherenfenster und als solche mehrdeutig.

Sicher nachgewiesen (durch Hammer, Blatt Landeck 1:75.000) ist im Nordrahmen des Engadiner Fensters die tektonische Grenze zwischen Silvretta-Oberostalpin und Oetztaler Oberostalpin, mit welcher das Heim'sche Deckenschema nicht rechnet.

Bisher kommen die sicheren tektonischen Grenzen im Deckensystem weniger zu Worte als hypothetische. Gleiches gilt hinsichtlich der deutlichen Tektonik überhaupt und mehrfach hinsichtlich des Faziesvergleiches. Es bedeutet also dieses Deckensystem noch keine Lösung unserer Aufgabe, aus dem bisher Bekannten ein Bewegungsbild zu rekonstruieren, sofern dies bereits möglich ist, wenngleich wir den schweizerischen Versuchen eine Erweiterung des Gesichtskreises verdanken.

E. Sueß hatte Tauern und penninische Decken der Schweizer bereits als „Gruppe der lepontinischen Decken und Pienninen“ zusammengefaßt. Dann zeigte ich, daß die damalige Charakterisierung lepontinischer und ostalpinen Serien versagte unter anderem wegen der Grauwackenzone in der Unteren Schieferhülle der Tauern. Dementsprechend sehen wir ostalpine Areale Sueß, in der Literatur lepontinisch werden (Mohr), allerdings noch nicht im folgerichtigen Ausmaß, und von Ubligs Schülern ein und dasselbe Areal als lepontinisch und ostalpin bezeichnet (Kober, Mohr), bis endlich Schmidt den Gegensatz Ostalpin-Lepontinisch mit mir fallen läßt und in seiner Grauwackendecke die stets als lepontinisch (= penninisch E. Sueß) bezeichneten Tauern und die stets als ostalpin bezeichneten Teile der Grauwackenzone zusammenfaßt als Grauwackendecke.

Als bezeichnendste Serie verbleiben in den Tauern die jungen Kalkphyllite. Auf diese Serie ist das Hauptgewicht zu legen, wenn wir den Anschluß an die Schweizer Deckensystematik neuerlich diskutieren.

Was das allgemeine Bewegungsbild anlangt, scheint mir ein Hauptfortschritt im Nachweis von Wirbeln im Bewegungshorizont zu liegen.

Derartige Wirbel aus Deckenfolgen haben die Schweizer vielfach angenommen und Einwicklung genannt, ein Ausdruck, den wir für Wirbel in Deckenfolgen ebenfalls annehmen. Einwicklungen haben in den Ostalpen schon Ampferer und Hammer im Querschnitt angenommen, dann am Tauernostende Kober; Schmidt hat auf die technologischen Bedingungen der Wirbelentstehung hingewiesen; ich habe ein Beispiel von Wirbelbildung beim Vordringen der Oetztaler neben und über den Tauern mit Karte und Profilen ausführlich dargestellt und darauf als auf ein normales Phänomen zwischen Niveaus mit verschiedener Geschwindigkeit und Störungen in der Reibung hingewiesen. Einwicklungen oder, da es sich ja nicht immer um Deckenfolgen handeln muß, Wirbel (Schmidt) in Bewegungshorizonten sind keine besondere ausnahmsweise zu verwendende Verlegenheitshypothese, sondern ein technologisch zu erwartendes Phänomen, mit dem stets zu rechnen ist. Es ist dieses Ergebnis schweizerischer Beobachtung weit leichter annehmbar als manche Deckenableitung aus Wurzeln. Es scheint mir mechanisch für Gleitdecken nahezuliegen, während für mich der „Einwicklungsstoß“ zum Beispiel keine Wahrscheinlichkeit besitzt.

Ferner ist von Wichtigkeit, daß Wirbel im Bewegungshorizont und alle dadurch entstehenden Teildecken als Teilbewegungsdecken,

als ein Modus der Fortbewegung und Ueberdeckung zu betrachten sind, nicht aber als nachträgliche Komplikation einer zur Ruhe gelangten Serienfolge. Wenn also in den zuerst als kontinuierlich betrachteten Deckensystemen mehr und mehr Wirbel, Einwicklungsstirnen und Abwicklungen nachgewiesen werden, so treten eben Teildecken als Modus der Fortbewegung an Stelle der kontinuierlichen Systeme, deren Mechanik oft schwerer faßlich ist. Allenthalben bemerken wir heute, daß derartige Deckenenden nicht nur nach N gerichtet, sondern auch nach NW auftreten, wo früher kontinuierliche Decken angenommen und oft vom Aufnahmegeologen ungehört bekämpft waren.

Betrachten wir die Stirnen der rhätischen Bögen, die Stirne am SO-Rand des Engadiner Fensters, die vermutliche Stirne im Oberinntal, die Tuxer Stirne, die Ueberwältigung von Quarzphyllit und Grauwacken im Oberinntal, so stehen wir unmittelbar vor der Auflösung der „Großdecken“ in Teilbewegung und vielleicht schon etwas näher vor den durch Ampferer theoretisch aufgeworfenen Fragen betreffend den Zusammenhang zwischen Kalk- und Zentralalpen.

Es ist nun, dank Heims Geologie der Schweiz, leicht geworden, die Resultate der österreichischen Detailarbeit in den Tauern — die der Uhlig-Schule stehen leider noch nicht zur Verfügung — neben die Ergebnisse der Schweizer Geologen im penninischen Deckengebirge zu halten, und es soll dies hier geschehen, was die Fazies der Serien und was die Tektonik anlangt; sodann erhebt sich erst die Frage, ob der Bewegungshorizont der Tauern im Gefüge der Alpen kontinuierlich oder aus einer Sekundärtektonik rekonstruierbar mit den penninischen Decken der Schweiz zusammenhängt.

Vergleichen wir nun den Fazies nach die Tauerngesteine mit dem Penninikum der Schweizer Alpen.

Man wird unter den Paragesteinen der Tauern und des Schneeberger Zuges, also in der „Unteren Schieferhülle“, die „Gneise mit schlierigen Knauern bis Konglomeratgneise“ (meine Knollengneise der Unteren Schieferhülle), ferner Injektionsgneise und Grauatglimmerschiefer des Schweizer Penninikums uns schwer wiederfinden. Dagegen ist die Mineralfazies Staurolith-Disthen der tieferen penninischen Schweizer Decken für die Laaser Serie bezeichnend. Lebendgneis zwischen Antigorio- und Monte Leone-Gneis, beiderseits von Trias begleitet, mit seinen Aplit-Konglomeratgneisen bis Angengneisen etc. entspricht der Unteren Tauernhülle zum Beispiel in der Greiner Zone, namentlich der Beschreibung, welche ich von den dortigen Knollengneisen gegeben habe.

Das Permokarbon zwischen alten penninischen Gneisen und Triasquarziten, Theobalds Casannaschiefer, würden dem Permokarbon der Unteren Schieferhülle entsprechen, dessen Grauwackencharakter ich hervorgehoben habe. Wir hätten also von hier aus betrachtet unsere Grauwacken im penninischen Permokarbon der Schweiz, was für die Synthese festzuhalten ist. Was die französisch-schweizerischen Forscher für die Walliser und Westalpen nachwiesen, habe ich am Tauernwestende für die Ostalpen nachgewiesen: nämlich, daß das (Grauwacken-) Paläozoikum seitlich in das Kristallin (die tauern-

kristalline Untere Schieferhülle) übergeht. Was in der Schweiz die Casannaschiefer, das sind in den Ostalpen die Aequivalente des Paläozoikums in der Unteren Schieferhülle. Das Bestreben, „ostalpine“ Grauwacken und „lepontinische“ Tauern primär faziell auseinanderzuschematisieren, hat uns gewiß einer haltbaren Synthese ferner gebracht statt näher. Es war, was die Vortrias anlangt, die Gleichstellung von Tauern und Schweizer Penninikum eine ältere Annahme, unter anderen Annahmen allerdings. Eine Gleichstellung bis in Details ermöglichten dann meine Untersuchungen, weshalb ich an derselben auch festhalte, ungeachtet dessen, ob die Tauern in irgendeiner Deckensystematik augenblicklich gerade lepontinisch, ostalpin oder penninisch heißen. Zugleich kann ich nicht davon abgehen, daß die sogenannten ostalpinen Grauwacken sowohl in der Unteren Schieferhülle als eben auch in den Casannaschiefern vertreten sind.

Was übrigens noch die Schweizer Verhältnisse anlangt, so vermute ich, daß die Lebendungsweise nicht als Altkristallin den Casannaschiefern gegenüberzustellen sind, sondern daß sie analog zu den Verhältnissen am Tauernwestende ebenfalls zum metamorphen Paläozoikum gehören wie die Casannaschiefer, sofern diese nicht selber Tektonite des Altkristallins mitenthalten.

Auch die Erze und Magnetitquarzite der Schweizer Casannaschiefer fehlen unter den Fazies der Unteren Schieferhülle nicht (Schneeberg etc.). Dem autochthonen und penninischen Paläozoikum der Schweiz entspricht in den Ostalpen ein da und dort mineralisch und tektonisch metamorphes Paläozoikum, in welchem sich Bewegungshorizonte und sekundäre Ueberwallungen, aber bisher nicht Wurzeldecken wie in der Schweiz unterscheiden lassen.

Während nach Heim der Verrucano im Schweizer Penninikum fehlt, läßt sich dies für die Tauernhülle nicht mit solcher Sicherheit aussprechen, da das Alter der Quarzite und Quarzkonglomerate nicht genügend feststeht. Daß in der Schweiz die Quarzite tektonisch mit dem Kristallin gehen, entspricht der Feststellung, daß in den Ostalpen die Quarzite ebenfalls mit dem Kristallin, allerdings ganz besonders mit dem als „ostalpin“ geltenden Kristallin, zum Beispiel Innsbrucker Quarzphyllit gehen, welcher bisher noch nicht als penninisch erklärt worden ist, obwohl dies in vieler Beziehung wenigstens, folgerichtiger gewesen wäre.

Wenn ich nun weiter den Vergleich zwischen penninischem Mesozoikum der Schweizer Alpen und zwischen den ähnlichen Serien der Tauern durchführe, so geschieht dies mit dem Vorbehalt, daß mir die persönliche Erfahrung fehlt, zu beurteilen, ob und wieviel Paläozoikum etwa in den als mesozoisch betrachteten Serien der Schweizer enthalten ist. Zu diesem Bedenken führt verschiedenes: Die Marmore und Dolomite, welche fast lückenlos die höheren penninischen Decken umhüllen, sind „wohl in der Mehrzahl“ (Heim, S. 482) mesozoische Gesteine. Die stratigraphische Abgrenzung der Casannaschiefer nach unten, vielleicht auch nach oben, ist eine unsichere. Ganz wie bei uns die Untere Schieferhülle (zum Beispiel Tuxer Grauwackenzone) dürften die Casannaschiefer nicht nur Tektonite von Gneisen, sondern auch mit dem „Mesozoikum“ gemeinsame

Typen Serizitquarzite, Arkosen etc. enthalten, welche sich in einem Bewegungshorizont schwerlich mit einiger Sicherheit dem Paläozoikum zuweisen lassen. Wir finden ferner sowohl derartige Typen als Basis-konglomerate (mit Aplitgerölln etc.), namentlich letztere bald dem „Altkristallin“ zugewiesen, welches dann wahrscheinlich den Knollengneisen und damit metamorphen Grauwacken der Tauern entspricht, bald der Trias. Daher mache ich obigen Vorbehalt.

Die penninischen Buntsandsteinquarzite der Schweiz, manchmal durch petrographische Uebergänge mit Paläozoikum verbunden, lassen sich in der Unteren Schieferhülle wohl wiederfinden, viel bezeichnender sind sie freilich gerade für die Serien mit Quarzphyllit und Altkristallin, deren Bezeichnung als Ostalpin oder Lepontin in manchen Fällen (Mauls zum Beispiel) schon zum drittenmal wechselt, augenblicklich wären sie gerade ostalpin, sofern man diese Bezeichnungen etwa ernst nehmen will. Dasselbe wie von den Quarziten gilt von den Raubwacken.

Im ganzen können wir die penninische Trias der Schweiz besser in den Tarntal-Radstädter Serien wieder erkennen als in der Unteren Tauernhülle. Es zeigen aber auch die Tarntal-Radstädter Serien sehr starke Anklänge an ostalpine Ausbildung.

Was die vortriadischen Fazies anlangt, lassen sich also die Tauern penninisch nennen, ebenso aber das ostalpine Grauwackenpaläozoikum und manches „ostalpine Altkristallin“.

Was die Trias angeht, so ist sie zur Charakterisierung der Unteren Schieferhülle der Tauern als penninische Fazies derzeit nicht brauchbar. Man findet penninische Fazies der Trias gerade mit Quarzphyllit verbunden, der sich hierin penninischer bezeigt als die Tauernhülle, obwohl er augenblicklich als ostalpin bezeichnet wird. Auch daß sich die Trias ohne hercynische Faltung des Kristallins auf dasselbe legt, läßt sich angesichts der von mir publizierten Profile für die Tauern keineswegs sicher behaupten und ich muß auch hier wieder darauf aufmerksam machen, daß Heim die Bezugnahme auf die Thesen der Wiener Schule (S. 697) um die Fühlung mit den wirklichen und nachprüfaren Aufnahmsergebnissen brachte. Denn ich habe längst außer der tektonischen Parallelschichtung der Gneise und der Hülle vielfach Kontaktverhältnisse nachgewiesen, wie sie Heim (zum Beispiel S. 157) aus den autochthonen und parautochthonen Sedimentmänteln der Schweiz bekanntgemacht hat.

Weder hinsichtlich der vortriadischen noch hinsichtlich der triadischen Fazies genügen die bisherigen Versuche, Schweizer Deckensystematik in die Ostalpen zu übertragen, allen Tatsachen.

Die jungen Kalkphyllite aber müssen als die bezeichnendste gemeinsame Fazies von Schweizer Penninikum und Tauern gelten. Die jungen Kalkphyllite sind seit Pichler als Lias vom Tanernwestende (Tarntalerkögel) bekannt. Ich habe sie durch den Nachweis eingeschalteter Feinbreccien und Vergleich der ganzen Serien mit den Prättigauer Kalkphylliten direkt und also indirekt mit den Engadiner Kalkphylliten gleichgestellt. Die jüngeren sedimentären Tarntaler Breccien, auf welche ich und sodann Hartmann und Spitz hingewiesen haben, gehören hierher, wo sie in die Kalkphyllite

der Tuxer und Tarntaler Zone eingeschaltet sind. Auf Malmradio-larite in den Tarntalerköpfen haben Hartmann und Spitz hingewiesen.

Vom Standpunkt der Fazies aus sind also die Tauern als penninisch zu bezeichnen, wenn man die jungen Kalkphyllite ins Auge faßt.

Was nun den Gebirgsbau anlangt, so habe ich schon vor zehn Jahren beginnend und ehe darüber etwas seitens der Wiener Schule da war, den tiefentektonischen Baustil der Tauern so eingehend behandelt, daß es leichter wäre, manche Grundzüge im tiefentektonischen Baustil des schweizerischen Penninikums durch den Hinweis auf meine Darstellungen zu beschreiben, als etwa unsere Tauern durch den Hinweis auf die Schweiz, und es bleibt, beiläufig bemerkt, in dieser Hinsicht die Bezugnahme Heims (S. 697) auf die Ergebnisse der Wiener Schule so sehr an der Oberfläche, daß er mir bei näherer Einsichtnahme diese Anmerkung vielleicht nicht verargen würde. Es bestehen also hinsichtlich des tiefentektonischen Baustils gewiß viele Uebereinstimmungen, viel gründlichere bereits, als etwa durch so vage Fassungen wiedergegeben werden können, wie: Die Molekularmetamorphose überwiegt bei weitem die klastische und die Tektonik entspricht einer Ueberfaltung aus S wie aus einem Guß.

Ferner habe ich zwar selber die ersten Details beigebracht, welche die Nordbewegung in den Tauern wirklich kontrollieren lassen (tauchende Deckenlappen der Tuxer Zone, Scharniere und Gneislappen südlich des Hochfeiler, Speickbodendecke), aber auch andere (Eigentektonik der Tuxer Gneise, Fächer, Rückfaltungen gegen Süd), denen zufolge ich den Satz von der Ueberfaltung aus S aus einem Gusse als für das Tauernwestende unzutreffend und für die östlichen Tauern derzeit durch keine Publikation kontrollierbar bewiesen ablehne. Uebrigens wäre es auch angesichts der Argandschen Profile durch das penninische Deckenland denn doch ein eitles Bemühen, derartige Komplikationen „aus einem Guß“ etwa in einem Pseudoexperiment nachahmen zu wollen. Es wäre dies eben auch dort schon wegen der Fächerbildungen, der Rückbewegungen gegen S und der wahrscheinlich hierzu korrelierten sekundären Verbiegungen und Faltungen der penninischen Decken eine zum mindesten unglückliche Wendung, welche viel mehr einseitigen Schub suggeriert als selbst mit Argands hypothetisch ergänzten Profilen irgend verträglich ist.

Eben im Vorhandensein der Rückbewegungen liegt eine weitere Analogie zwischen Tauern und Argands Profilen: sie sind beide zwar „stetige Deformation“ und fluidale Tiefentektonik, aber keineswegs Ueberfaltungen aus einem Guß.

Uebrigens lese man sich die Darlegungen Argands über die drei Phasen penninischer Faltung mit nachträglicher Einschiebung der Decke V zwischen IV und VI, nachträglicher Verfaltung der schon fertig überschobenen Decken miteinander etc. und man frage sich dann, ob die Wendung „aus einem Guß“ solche Vorgänge veranschaulichen und einen Vergleich zwischen penninischem Faltenland der Schweiz und Tauern begründen könnte und nicht vielmehr auch für das penninische Deckfaltenland der Schweiz ganz irreführend

ist noch ganz abgesehen von unstimmig streichenden Falten. Dies ist nicht aus einem Guß, sondern selbst „nachdem alle liegenden Decken bereits hervorgepreßt und übereinandergeschoben waren, wurde das ganze Gebäude noch mehr zusammengedrängt“ (Heim). Beiläufig bemerkt, scheint mir die obenerwähnte „Einschiebung“ einer Decke zwischen zwei andere in einem Bewegungsbild mit fluidaler Tektonik nicht durch Druckleitung in V erklärbar, sondern eine solche Zwischenschaltung nur durch hydraulische Einpressung von Süden oder aber durch sehr bedeutende Rückbewegungen gegen Süden verständlich und letztere Deutung am nächsten zu liegen, nachdem Heim selbst (S. 56), der Nestor technologischer Tektonik, die Unverständlichkeit einer Schubleitung auf weite Distanzen bei derart plastischer Deformation angemerkt hat. Jedenfalls ist nicht viel getan, wenn man die mehrdeutigen penninischen Profile Argands und die Tauern durch so allgemeine und unzutreffende Wendungen wie „aus einem Guß“ platterdings gleichstellt, noch bevor sich in den Tauern den Argandschen Profilen ähnliche der Kritik durch den Aufnahmsgeologen ausgesetzt haben. Vorausgesetzt, daß alle Profile Argands richtig ergänzt sind, ist man gerade damit auch in der Schweiz unmittelbar vor die Aufgabe gestellt, die Rolle hydraulischer Druckübertragungen zu kontrollieren. Dies kann, wie ich anlässlich der Kritik von Lachmanns Erklärung alpiner Tiefentektonik durch Kristallokinese erörtert habe, nur dadurch geschehen, daß man zunächst, Teilbewegung und Kristallisation begrifflich auseinanderhaltend, den Anteil der Teilbewegung in Lösung an die ganz oder „teilweise fließende“ Deformation beurteilt, ohne sich, wie zum Beispiel Lachmann, durch die äußerliche Ähnlichkeit aller Tiefentektonik beirren zu lassen. Man kann, kurz gesagt, auch die penninischen Profile der Schweiz erst verstehen, wenn man ihre tektonischen Gesteinsfazies so analysiert haben wird, wie dies bei uns eingeleitet und mehrfach im Gang ist, und weder für die Schweiz noch für uns haben Begriffe wie „Molekularmetamorphose“ den moderner Fragestellung entsprechenden Erklärungswert für die Tektonik.

Wir sehen die Monterosadecke fast ganz aus Augengneis gebildet und erinnern uns dabei der Augengneise der Tauern, aber auch des Umstandes, daß das Hauptgebiet unserer Augengneise „ostalpine“ Decken waren, bis sie Schmidt für die weder ostalpine noch leontinische (im Sinne der Wiener Schule) Semmering- und Grauwackendecke in Anspruch nahm, da sie ja wirklich weder für Ostalpin noch für Lepontin, scharf charakteristisch, immerhin aber für „Ostalpin“ viel bezeichnender sind.

Die Arölla- und Valpelline-Serie der Dent blanche steht bei uns wohl der Laaser Serie am nächsten.

Besonderes Gewicht möchte ich endlich von hier aus auf den Rofnaporphyröid legen als bisher einzigen Vertreter der Porphyrtettonite der Ostalpen im Schweizer Penninikum. Als ich (Jahrb. d. Reichsanstalt 1912, S. 223 ff.) die Porphyrtettonite der Unteren Tauerhülle (im Tux) sowie der Maulser und Tarntaler Serizitgrauwacken bekanntmachte und nach hierzu unternommenen Bereisungen neben ihre Aequivalente in den Ostalpen stellte, da habe ich (S. 227) auch

Rofnaporphyrroid vergleichsweise mituntersucht und aufmerksam gemacht, daß Rofnaporphyrroid mit ähnlichen Gesteinen der Radstädter Grauwacke am Roßbrand und der Blasseneck-Serie zu den orthoklasreichen Typen der von mir unter den ostalpinen Porphyrtetoniten unterschiedenen Gruppen geböre. Und ich weise nur im Zusammenhang dieser Arbeit darauf hin, daß auch die penninischen Porphyrtetonite, welche his jetzt nur in der Surettadecke nachgewiesen sind, in die erwähnte Porphyrgruppe der Ostalpen und damit gleichermaßen neben Tauernporphyroid wie neben die Porphyroide der „ostalpinen“ Areale zu stehen kommen. Die Suretta enthält ebenso wie Tauern-Semmering Porphyrtetonite der Grauwackenzone und auch ihre Erzführung dürfte neben die unserer Grauwackenzone zu stellen sein (Siderite des Rofnaporphyrts und Schwader Eisenstein etc. etc.).

Wir finden also neuerdings kennzeichnende Gesteine penninischer Decken in unserem Ostalpin wieder. Das stimmt damit, daß, wie oben erwähnt, penninische Trias mit dem ostalpinen Quarzphyllit geht. Es läge, vom Serieninhalt aus betrachtet, ebenso nahe, den Innsbrucker Quarzphyllit und die Laaser Serien penninisch zu nennen, als mit Heim die Tauern ostalpin. Abermals läßt der Serieninhalt für die Stützung der derzeitigen Deckensystematik im Stich und wir sind auf den oben beschrittenen Weg gewiesen nicht mit Hilfe derartiger Deckensystematik, sondern mit charakterisierbaren Serien und der Detailtektonik zu analysieren.

Wir haben dann in den Ostalpen vor der Gosau einen vom Engadin bis zum Semmering zusammenhängenden Bewegungshorizont mit Tiefentektonik und größerer Nordgeschwindigkeit höherer Niveaus. Er liegt auf Kristallin und steht seinem Inhalt nach den penninischen Falten der Schweiz besonders nahe, namentlich durch die jüngeren Kalkphyllite. Einen Uebergang in sein Autochthon im Süden kennen wir meines Erachtens nicht mit Sicherheit, vielleicht gehört das Grazer Becken mit seinen paläozoischen Tektoniten hierher. Ebenso kennen wir meines Erachtens keine sicheren Wurzeln im Sinne von Argands penninischem Bewegungsbild für diesen Horizont. Was wir sehen und worauf sich die in Anlehnung an die Schweizer Tektonik gemachten Versuche zur Konstruktion einer primären Deckeutektonik bezogen, scheinen mir ganz wesentlich Erscheinungen einer sekundären tektonischen Phase zu sein: So die Bildung nachträglicher Scheinwurzeln durch Steilstellungen im primären Bewegungshorizont, ferner die Bildung von zwei Scherenfenstern (Engadin und Tauernwestende) durch das Vorgehen der Oetztaler Einheit über den einheitlichen Streifen, ferner die anderen Phänomene zweiter Phase, welche ich in dieser Arbeit beschrieben habe, möglicherweise auch eine ähnliche, aber nicht ganz durchgeführte sekundäre Trennung des Streifens in Tauernnische und Sekkauernische - Semmering durch die Muralpendecke Schmidts, welcher insofern kein Großdeckencharakter zukäme. Die Frage, ob derartige Anschauungen namentlich hinsichtlich der Scheinwurzeln für Schweizer Verhältnisse einen Erklärungswert besitzen, muß natürlich den dortigen Geologen zur Entscheidung überlassen bleiben; ich weise nur darauf hin, daß die Annahme von Bewegungshorizonten mit Teildecken, welche nicht aus Synklinen

gepreßt, sondern lediglich jener an einem andringenden Block zu Scheinwurzeln steilgestellt sind, für manche Gedankengänge von Reyer, Ampferer und der heiden Penk (Wandern der erzeugenden Welle) Raum läßt.

Für die weitere Entwicklung der Anschauungen dürfte im Osten zunächst der Versuch in Frage kommen, ob sich die NW-Beanspruchung, die im Westen Zentralalpen und Kalkalpen gemeinsam betraf und in den östlichen Kalkalpen vorhanden ist, auch im Osten der Tauern wahrnehmen läßt; kurz eine Analyse der schiefen Scharung des Streichens, welche, da sie Deckengrenzen und Fenster vortauschen kann, auch für die Deckensystematik grundsätzlichen Wert hat.

Im Westen aber ist noch immer der Westrand der Ostalpen und der Zusammenhang unseres Streifens mit den jungen penninischen Kalkphylliten das nächste Problem von größerer Tragweite für die Tektonik. Denn soviel läßt sich durch alle unreife und fortwährend geänderte Eintagsdeckensystematik hindurch an der Hand der Tatsachen bereits erkennen:

Eine durch den Serieninhalt gekennzeichnete Zone zieht, in der Schweiz penninisch, in den Ostalpen leider teils lepontinisch, teils ostalpin geheißen, von Dent blanche, St. Bernhard, Monterosa und ihren südwestlichen Aequivalenten an über Tessin, Tambo, Suretta und Margna, ferner über Engadin, Tauern und Nordsteiermark bis an den Semmering. Diese Zone durch primäre und sekundäre Fazies analoger Gesteinswelten macht den Alpenknick in einer noch zu wenig aufgeklärten Weise mit. Sie verhält sich anscheinend in Argands Arbeitsgebieten tektonisch anders als im Osten, wo wir mehr von einem Bewegungshorizont abklingend gegen Süden und Osten als etwa von Argands und R. Staubs Wurzeldeckenmechanismus sehen, wohl auch mehr und sicherer Paläozoikum als im Westen und vielleicht mehr und mehr Ergebnisse der Scharung verschiedener Streich- und Beanspruchungsrichtungen. Diesen Streifen möchte ich die lepontinische Zone nennen, wofern sich meine hier gegebenen Gesichtspunkte durchsetzen und man mit mir über die seit E. Sueß erfolgten voreilig und unglücklich gehandhabten Bezeichnungen lepontinisch und ostalpin hinwegsehen und den Anteil E. Sueß' an dieser Sache ehren will.

Es fragt sich nun, ob wir in den Analogien mit der Schweiz bereits weiter kommen als bis zur Aufstellung dieser lepontinischen Zone.

Ich stelle zunächst, was den Serieninhalt anlangt, einige Anhaltspunkte für weitere Arbeit in Uebersicht, auf welche ich nur vorläufig hinweisen will.

	Inhaltlich zu vergleichen.	Tektonisch zu vergleichen.
VI. Dent Blanche, Margna.		
Serien von Arolla Valpelline.		
Maloya und Fedoz.	Laaser Serie?	Oetztaler Einheit mit Trias.
Triadische Kalkphyllite.		
Liaskalkphyllite mit Breccien.		
V. Monterosa, Tambo-Suretta.		

	Inhaltlich zu vergleichen.	Tektonisch zu vergleichen.
	Augengneise.	
Augengneise, Porphyrtettonite.	Porphyrtettonite	Tauern.
Viele Phyllonite, vortektonische Pegmatite,	der Grauwacken und der Schiefer- hülle.	Teile der Grau- wackenzzone.
mächtige Kalkphyllithülle und Liasbreccien (du telegraphe).	Tarntaler Breccien.	Tarntal-Radstadt. Semmering.
IV. St. Bernhard, Adula.	Phyllite der	Innsbrucker
Casanna-Serien.	Grauwackenzzone.	Quarzphyllit.

Ich habe diese Nebeneinanderstellung so gewählt, daß sie noch anderen Deutungen als der folgenden Raum läßt und betrachte sie lediglich als Ausgangspunkt für weitere Arbeit. Ja sie zeigt schon, daß derzeit keine strenge Uebertragung möglich ist.

Immerhin können wir unter anderen Möglichkeiten nach allem Vorangegangenen nun etwa sagen, die Tauern (analog zu V) seien eingebrochen in den tieferen, sodann nach Süden rückgefalteten Quarzphyllit (analog zu IV) und es habe sodann beide als höchste die Oetztaler Einheit (analog zu VI) unter NW-Beanspruchung über den Raum zwischen Engadin und Brenner schwenkend überdeckt, wobei, wie oben erörtert, die Scherenfenster zustande kamen. Diese Vorgänge sind in dieser Arbeit zum Teil begründet, zum Teil wenigstens ohne Widerspruch. Wenn wir die Serienähnlichkeiten in Betracht ziehen, welche zur Annahme der lepontinischen Zone in dieser Arbeit geführt haben, so können wir von deutlichen Analogien mit der Schweiz sprechen, wobei ich freilich weder dem von Argand und Staub für die Schweiz angenommenen Mechanismus, noch der kürzlich von Heim auf die Ostalpen übertragenen Deckensystematik gefolgt bin.

Die beistehende Skizze (Fig. 6) schematisiert diese Auffassung, wobei die Linie den Bewegungshorizont erster Phase bezeichnet, wie

Fig. 6.



er in der zweiten Phase für einen Schnitt nahe dem Brenner verläuft und die Analogien mit der Schweiz durch Ziffern bezeichnet und die Rückfaltungen angedeutet sind.

Der Fortschritt in der Schweizer Forschung wird auch hierin erst abzuwarten sein, wenn wir nach den Zusammenhängen zwischen Oberhalbstein und Meran fragen, bevor wir der oben skizzierten Anschauungen ganz sicher werden. Der Argand-Staub'schen Phasenfolge für ihre Gebiete vermag ich nicht zu folgen. Die nach Süden

offenen Triaseinfaltungen der Suretta halte ich für Anzeichen schnellerer Südwegung höherer Niveaus, wie manches andere in den Schweizer penninischen Profilen, der nachträgliche Einschub von Tambo-Suretta zwischen Margna (mehr Bewegungshorizont als Decke) und Adula (Decke?) scheint mir eine willkürliche Annahme ohne mechanische Wahrscheinlichkeit, solange nicht etwa die Annahme hydraulischer Tektonik durch das Studium der Tektonite wahrscheinlich zu machen ist.

Versuchen wir trotz der Lücken in der Bearbeitung einen Anschluß nach Westen zu gewinnen, so ergeben sich folgende Hinweise zu weiterer Prüfung.

Am wichtigsten ist in dieser Hinsicht die Verbindung der Laaser Zone gegen Westen, da sie die erste ist, welche unabhgeschnitten durch den dinarischen Block gegen Osten weiterführt. Die Laaser Zone scheint im Streichen gegen Westen mit dem Unterostalpin R. Staubs zusammenzufließen: hier Bernina und Ortlertrias bezeichnend, dort Maulser-Antholzergneise und Maulser Trias. Andererseits ist aber die Laaser Zone von den Oetztalern nicht als Unterostalpin von Oberostalpin trennbar, sondern liegt auf dem Oetztaler Kristallin mit Augengneisen und Trias zwischen Gneis und Quarzphyllit. Dasselbe ist von ebenfalls in Staubs Sinn unterostalpinem Quarzphyllit der Zone C zu sagen, welches noch über den Laaser Gesteinen liegt und dies nicht nur im Süden, sondern wahrscheinlich auch in der Steinacher Decke.

Die weiter südlich folgende Zone A meiner Uebersichtskarte fällt in das Oberostalpin—Insubrische—Dinarische Gebiet von Heim. Ich halte es nicht für möglich, sie als oberostalpine Wurzel mit den ostalpinen Oetztalern in Verbindung zu bringen. Es ist sowohl die Deckensystematik als die Wurzel-Decken-Beziehung überhaupt noch keineswegs eine gefestigte Sache. Und so wie unter der Unterostalpinen Decke (Campo und Engadiner Dolomiten) die penninischen Horizonte, ebenso folgen unter Laaser und Oetztaler Serien die Tauern. Ich sehe auch von hier aus keinen rechten Grund, Bernina, Oetztal und Tauern überhaupt ostalpin zu nennen, statt Oetztaler, Laaser und Campo-Serien als ein Teilbewegungsdeckensystem mit Scheinwurzeln als oberstes Penninikum zu betrachten.

Für die Stellung der Tauern und der Oetztaler ergibt sich also eine ziemlich einfache Analogie mit der Schweiz. Schwieriger ist es, die Analogie des Quarzphyllits zu umgrenzen. Er ist ein Bewegungshorizont mit parakristalliner tektonischer Fazies, also wohl in beträchtlicher Tiefe deformiert. Wo er unter der Oetztaler Einheit wieder auftaucht, da erscheint er durch eine Zone jüngerer nachkristalliner Tektonite mit Triaseinschaltungen und Laaser Gesteinen vom Silvretta-Kristallin getrennt, aber mit der Lechtaldecke verbunden (?). Er scheint mir also nicht schlechtweg mit der Silvretta zusammen neben die St. Bernhardsdecke zu stellen, in welchem Falle der nordwestliche Fensterrand des Engadins der eingesunkenen und von Quarzphyllit rücküberfalteten Tuxer Zone entsprechen würde. Sondern er ist vielleicht ein nicht nur von der Oetztaler Einheit, sondern auch von der Silvretta schon im Norden vorgefundener Streifen, auf

dessen Charakter als Bewegungshorizont seine tektonische Gesteinsfazies hinweist.

Die Gebiete der penninischen Decken der Schweiz zeigen nach Argand nach ihrer theoretischen Abwicklung eine allgemeine Zunahme der Kristallinität von Nord und Süd gegen die Mitte. Ich habe oben eine ähnliche Verteilung im Meridian des Tauernwestendes auf Grund meiner früheren Publikationen ebenfalls angenommen, wobei ich nicht die Abwicklung von Decken, aber die Ausplattung eines sekundär komplizierten Bewegungshorizontes meiner Vorstellung zugrunde legte.

Untief gebildete Sedimente vom Karbon aufwärts wurden nach Argand, Staub und Heim in der Schweiz die Deckenstirnen kennzeichnen. Vom Tauernwestende aus läßt sich hierzu sagen, daß wir eine Zunahme untief gebildeter Sedimente gegen Norden durch kristalline und tektonische Metamorphosen hindurch erkennbar scheint. Da aber trotz der angedeuteten Stirnform und der Tauchlappen in der Tuxer Zone Tuxer und Zillertaler Gneis selbst bisher nicht als Decken nachgewiesen sind, lassen sich Argands Schlußfolgerungen nicht in die Tauern übertragen und wir entgehen auch vorläufig dem Dilemma, daß die maximal granitisierte Muldentiefe der Geosynklinale zugleich schon seit dem Karbon eine Antikline gewesen wäre. Was ich sehe ist: Zunahme untiefer Sedimente und Abnahme der Tauernkristallisation (entsprechend Belastung und Granitisation) gegen Norden, größere Nordgeschwindigkeit höherer Niveaus im Bewegungshorizont und endlich starke sekundäre Komplikatiou des Gauzen.

Eine weitere ernstliche Fühlungnahme mit den überaus lehrreichen und von Heim so zugänglich gemachten Ergebnissen der Schweizer ist hinsichtlich der Tauern vom Fortschritt unserer Untersuchungen und ganz besonders davon abhängig, ob es gelingt, die Auffassung Staubs und Heims vom Westrande der Ostalpen so darzustellen, daß sie dem Fernerstehenden ebenso kontrollierbar vorliegt wie die Arbeiten von Spitz-Dybrenfurt und W. Hammer. Jedenfalls wird sich aus gemeinsamer Arbeit die Synthese ergeben, welche nicht mehr an so vielen Tatsachen vorübergeht wie die verdienstvolle, aber nicht für eine Synthese ausreichende primitive Deckentheorie.

Wien, 14. Jänner 1922.

Nachtrag.

Unabhängig von mir und mit ganz anderer Begründung spricht sich Schmidt für penninischen Charakter der Muralpen aus in einem Manuskript, in welches ich Einblick erhielt, nachdem meine Arbeit bereits an die Redaktion gegeben war. Ich halte diese weitere Phase im Abbau der von mir nie angenommenen und oft bekämpften Teilung und Charakteristik von Ostalpin und Lepontin in der primitiven Deckentheorie für einen Fortschritt und man kann gespannt sein, ob jene Systematik nicht endlich allenthalben aufgegeben wird.

Ein zweites betrifft den mir gewährten Einblick in die Hammer-schen Aufnahmen südlich und nördlich des Vintschgaus. Nach diesen Arbeiten (bevorstehende Publikation von Blatt Nauders 1:100.000 mit Profilen) und der für heuer beabsichtigten gemeinsamen Bearbeitung von Blatt Meran dürften sich die Fragen nach dem Vorhandensein von Wurzeln und tauchenden Stirnen südlich der Oetztaler Hauptmasse insbesondere was Laaser Serie und Schneebergerzug anlangt, einer kontrollierbaren Darstellung nähern, worauf ich im Hinblick auf die betreffenden Lücken der obigen Arbeit hinweise.

Inhaltsverzeichnis.

- I. Allgemeiner Grundlagen zur Synthese.
- II. Decken und Bewegungshorizonte.
- III. Zur weiteren Analyse. Schiefe Scharungen des Streichens.
- IV. Verhältnis zu W. Schmidts Auffassung und zur Geologie der Schweiz.
Erläuterung zum tektonischen Uebersichtskärtchen.

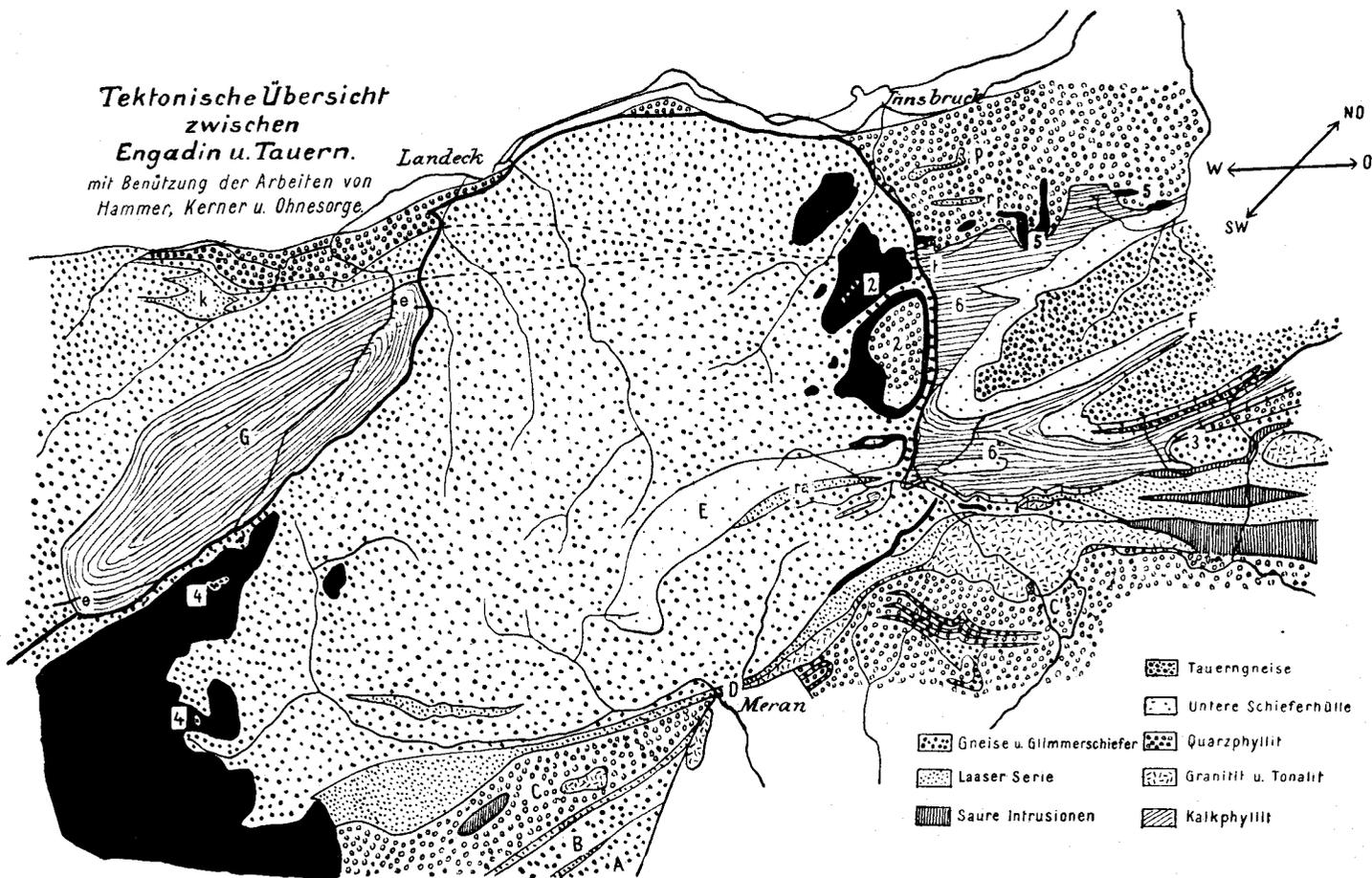
Berichtigung

zur Arbeit „Grauwackenzone und Tauernfenster“ Dr. W. Schmidt (Leoben).

In obiger Arbeit wurde die Behauptung aufgestellt, daß die Wechelschiefer entgegen der Ansicht Mohrs Phyllonite der Wechselgneise seien. Untersuchungen an neuem Schliffmaterial haben ergeben, daß diese Ansicht unzutreffend ist, daß tatsächlich, wie Mohr angibt, die Wechselgneise durch Kristalloblastese aus den Wechelschiefern hervorgehen.

Dagegen hat sich die Anschauung, daß die Phyllite der höheren Semmeringdecken eine tektonische Fazies der Granitgneise seien, vollkommen bestätigt.

W. Schmidt.



Erläuterungen zur tektonischen Uebersichtskarte.

- Nordoststreichende Zonen eingestellt auf Beanspruchung in der Linie
NW—SO: A—G.
- C südliche Quarzphyllitzone (C' Quarzphyllit im Raum von Brixen).
D Laaser Zone.
E Schneeberger Zug.
F Tauernwestende
G Engadiner Fenster.
- 1 Ueberschiebung der Oetztaler Einheit über Inntaler Quarzphyllit und Silvretta-Kristallin. Signatur 1 im Kartendruck ausgeblieben (Punktlinien beachten).
2 Steinacher Decke.
3 Speickboden-Decke.
4 Kristallin auf den Engadiner Dolomiten.
5 Quarzphyllit auf Kalkphyllit in der Tarntaler Zone.
6 Gewalzte Elemente mit westeinfallenden Achsen.
- k Laaser Serie von Kappl.
" " " vom Rosenjoch.
p " " vom Patscherkofl.
ra " " von Ratschinges.
e Scherenwinkel des Engadiner Fensters.
t " " des Tauern-Fensters.