

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, Fehring, 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 Stur 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. (Untsch 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 vulkantektonischen 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 Balatongegend 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.

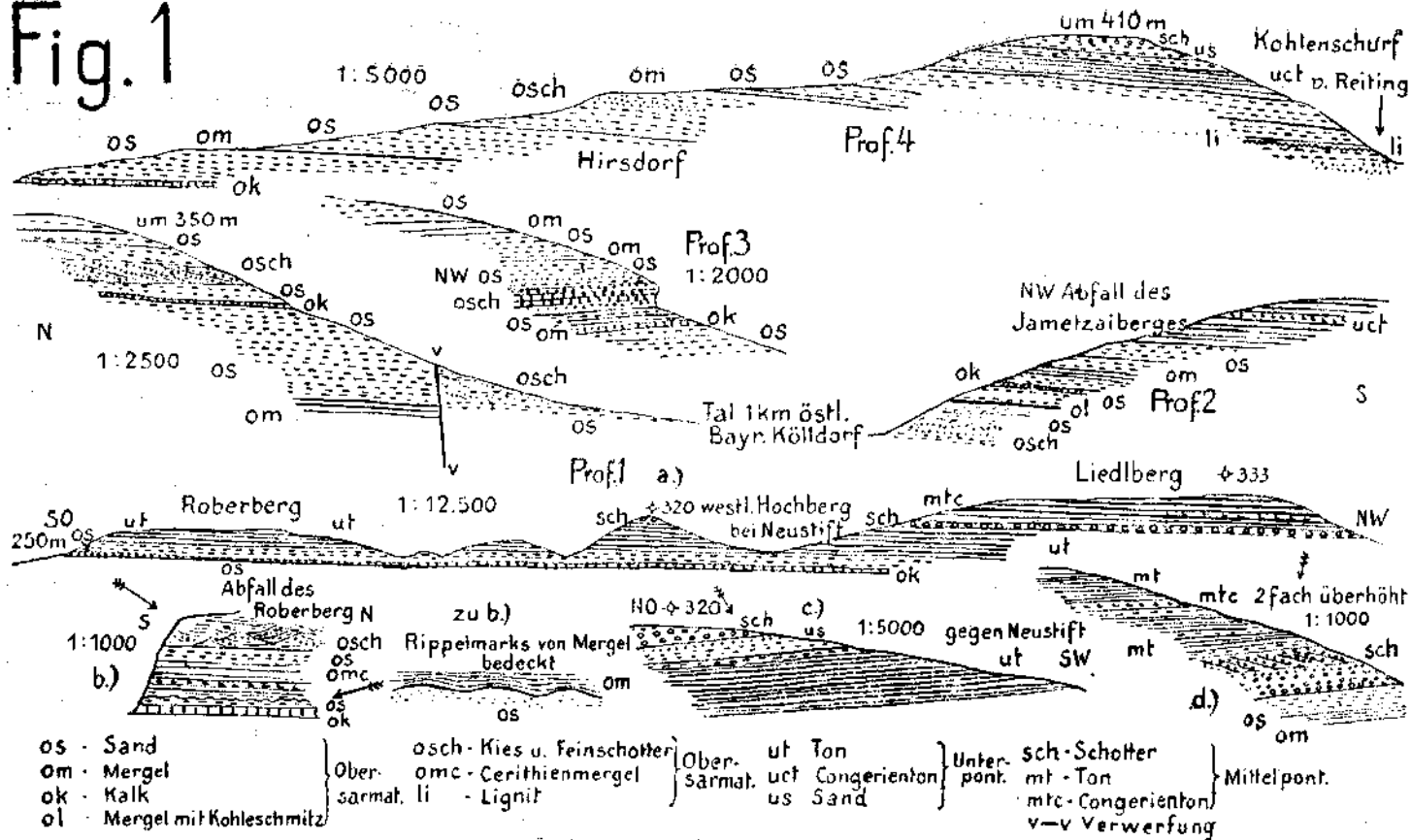
1. Die Grenzschichten zwischen Miocän und Pliocän.

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.



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 bestehen. 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 (Lagune) 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 Uebergang 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 gebildeten 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 Geschiebepbank 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 Schuttkiegels 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 (Hartberger 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, Neritinen 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. 422 etc.)

³⁾ Erwähnt von D. Stur (1a), R. 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 Kalkfözcchen) 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.

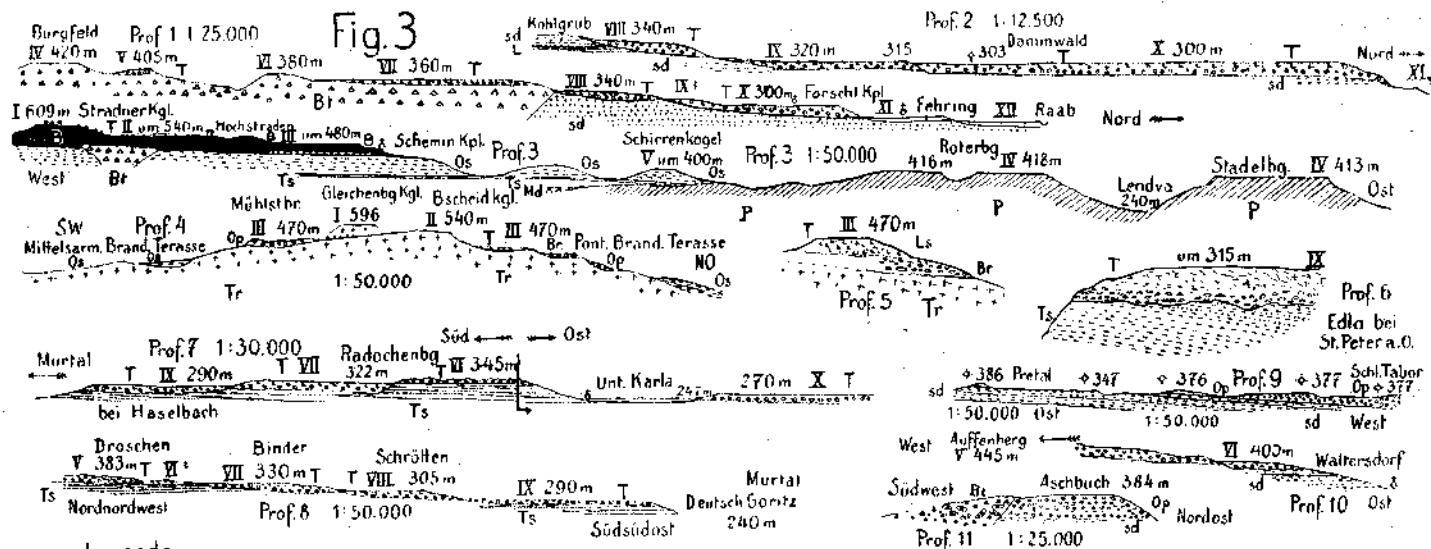
c) Sarmatisch-Pontische Abrasionsterrassen am Gleichenberger Trachyt-Andesitmassiv.

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 Aufnahmeaktion) 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. Kies | T - Terrassenlehme, Kiese
und Schotter des
höheren Pliocäns und
älteren Quartärs |
| Tr - Trachyt u. Andesit
(Unter miozän) | Os - Oberes | | sd - Sand, Grobsd. u. Tone | Mindpontisch | B - Basalt | Br - Basalttuff |
| Md - 2. Mediterranstufe | | | L - Lignit | | | |

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-¹⁾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 Grensrücken 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 auskeilende Auftreten der Schotter, ihre muldenmörtige 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 [1 a, 45], Hörnes [16 a], Clar 13.) Die Schotterbänke enthalten überwiegend Quarzgerölle, also aus den Alpen auf fluviatilen Wege herbeigebrachtes Material, untergeordnet aber auch Brocken aus dem Eruptivgestein, dem sie unmittelbar anlagern. Außer zahlreichem phytopalaontologischem Material von gutem Erhaltungszustand, das ich Herrn Univ.-Prof. Dr. Bruno Kubart 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 fluviatile 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 *Unio atavus* wohl sehr für eine echte Landbildung.

Noch interessanter sind jene ausgedehnten Schottervorkommnisse, welche sich unter der großen Basaltdecke des Hochstraden (besonders 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 obersarmatischen, 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 fluviatile 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. (Bioslegung 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“, Erosionstaschen 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 noch 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 auf, 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 stammen 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 Klösch 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 Seehöhen 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 Seehöhe) 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.

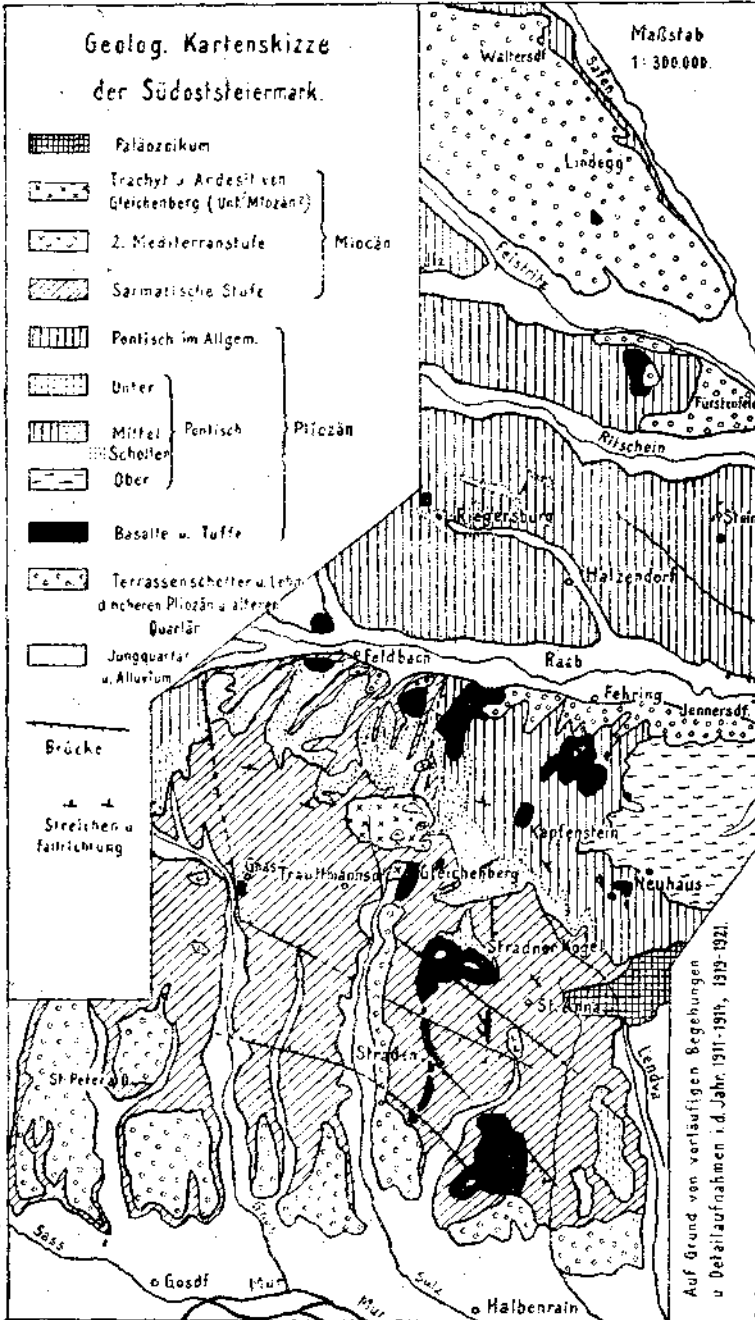
Am Hochstraden muß die nachbasaltische Schotterüberdeckung eine Mächtigkeit von mindestens 100 m besessen haben. Damit erscheint das spätpontische Alter der Eruptionen hinreichend fixiert.

3. Einige Bemerkungen über die Eruptivbildungen.

Es ist nicht möglich, an dieser Stelle das reiche Beobachtungsmaterial, das ich über die Vulkantektonik der oststeirischen Basalteruptionen 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.

Ähnliche 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 kam 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 Lörenthy (4) vorschlägt, während Halavats den tieferen Teil des Oberpontikums als Mittelpontikum abtrennt.

²⁾ Lörenthy (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 Birkblöße“²⁾ 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-jugoslawischen 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 Plateauarakter. In der Umrandung der Gleichenberger Kogeln finden sich hierhergehörige Niveaus an der Nordostseite (Plateau des Weinkogels [404 m], hier bereits etwas abgeböcht, 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)

Könnte 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 Aluvialboden 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, Wachseneck 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 obenhin 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 begannen, 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 entgegentreten. Die deutlichste Flur liegt bei Premstätten 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 (= Zamberg 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 Murtalterrassen 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-Premstätten, 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 Anfrichtung 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 Safenbach 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 Stadterrasse von Fürstenfeld (zirka 276 *m*), die sich östlich im Stadtwald absenkt (261 und 268 *m*), hier eine ausgedehnte, 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 wird ¹⁾. Die seither von Dreger (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 übersarmatischen 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, Pertlstein, 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 kombinierte. (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 Umrandung 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 südöstliche 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 lebhaftere Erosions-tätigkeit. 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 Köflich-Voitsberger Alpen kom-mender 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 Quartärs.

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, eingeengt 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 Terrassenlehmen 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 weichen Geröllkomponente erfolgte nun schon in den Tobeln und Schluchten des Oberlaufs, die sich damals an Stelle eines reifen oder spätreifen Reliefs gebildet hatten.

γ) 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.

δ) 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 Sölch (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 Sölchs (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 „fossilifiziertem“ 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. Sölch hat auch in den Windischen Büheln (62) ihre Bedeutung erkannt und gewürdigt.

Diese Gleitbewegungen treten vor allem in tonig-lettigen 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 Torrenten, 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 Pinkfelder (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 Ober-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), Lóczy's 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 Grenzgebietes 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 arvernensis* 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-oberpliocänen) 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.

Könnten 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 Febring)				Oestl. Graz (Hilber)	Westungarn		Wiener Becken	
	Terrassen		Bild- Medium	Schichtfolge	Terrassen- bezeich. nach „Taltreppe“	Stufe	Schichten	Terrassen- bezeich. nach Hassinger	
	Nr.	Höhe							
Unter-Pliocän	Unter- Pontikum	Brandungs- terrasse	um 470	See	Tone und Mergel mit Congerien und Cardien	Pontische Tone und Sande	Unter-Pontikum	Mergel mit Congerien und kl. Cardien	Trans- gression. Tahriinnen- füllung. XII—XI (540)
				Land	Flußschotter			Schotter von Baltavar?	X—VI
			See	Sande und Tone mit Congerien und Melanopsis	Thrazische Belvedere- schotter (Höhen- schotter)	Lyrcaea- Sande		V—IV (360)	
		Ober- Pontikum	I	um 610	Land (Kratersee)	Flußschotter. Basalt- ausbrüche	Ober- Pontikum	Sande des Zalagebietes. Congerien- Schichten vom Balaton	III—II
				Land	Terrassen und Verebnungen	Hilbers Stufen Nr. 1—6		Flußschotter	I (265) a) (240) Leitha gebirg. b) (220)
	Mittel-Pliocän	Levantikum	II	550	Land				
			III	470					
			IV	420					
	Ob-Plioc.		V	400	Land				
			VI	380					
			VII	360					
			VIII	340					
Quartär	Aelteres Jung.	IX	315	Land	Flußterrassen mit Quarz- schotter- und Lehmdecken	Nr. 7 Nr. 8—12		Schotter- decke im Raabgebiet	Laaerberg Höbersdf. Arsenal
		X	300						27—35 m Terrasse
		XI	265						Hoch- Nieder- terrasse (Loczy)
Alluv.		XII	260	Land	Rezente Anschwemmungen				

Brandungsterrassen

Flußterrassen

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 Umgebung von Feldbach in Steiermark. Bergbau und Hütte, Heft 10 und 11, Mai 1918.
- 3 — Neue Fundorte tertiärer Mollusken in der Umgebung 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—543.
- 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 Umgebung 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 Körmend-Videke des ungarischen Kartenwerkes 1:144.000, ferner Aufnahmebericht 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 1915. 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. Tschermarks 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 Tschermarks miner.-petr. Mitteilungen, XXII. Bd., 1908, S. 386 u. 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 Miozän 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. Sölch, 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. Lörentzy, 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. 338 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. Sölch, Ein Beitrag zur Geomorphologie des Steirischen Randgebirges. Verhandl. des 18. Deutschen Geographentages, Innsbruck 1912.
- 62 — Die Windischen Bühel. Mitteil. der Geogr. Gesellschaft. 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 Anateigen 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*.