

Ergebnisse über junge Abtragung und Aufschüttung am Ostrande der Alpen.

Von

A. Winkler-Hermaden.

(Mit einer Profiltafel.)

Vorbemerkung.

Die in dieser Studie dargelegten Resultate über junge Aufschüttung und Abtragung am östlichen Alpenrande beruhen zum guten Teile auf Ergebnissen von Studien, welche mit Unterstützung der Akademie der Wissenschaften im Laufe der letzten Jahre und im Jahre 1929 mit Unterstützung des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins am Ostabfalle der Zentralalpen unternommen wurden. Es sei gestattet, auch an dieser Stelle den besonderen Dank für die gewährten Subventionen der Akademie der Wissenschaften und dem Alpenverein zum Ausdruck zu bringen.

Ein kurzer Auszug der die junge Alpenrandentwicklung umfassenden Resultate ist bereits im Anzeiger der Akademie der Wissenschaften Wien 1933, Nr. 4, veröffentlicht worden.

I. Teil: Neuere Auffassungen über die junge Entwicklung des östlichen Alpenrandes.

Der Ostrand der Alpen mit seiner reichen jungtertiären Schichtfolge und mit seinen, von glazialer Umformung kaum berührten Resten tertiärer Landflächen bietet die Möglichkeit, den Ablauf junger tektonischer und morphologischer Entwicklung der Alpen in klarerer Weise als in anderen Teilen dieses Gebirges zu überblicken und immer wieder neuere Erkenntnisse hieraus zu schöpfen. Das Streben, tiefer in die schwierigen Probleme der Hochgebirgswerdung der Alpen einzudringen, muß von Zeit zu Zeit neuerdings zur Prüfung der bestehenden Auffassungen und nötigenfalls zu deren Umbau veranlassen, für welchen gerade in letzter Zeit wieder mannigfache Bausteine von verschiedenen Seiten herbeigetragen wurden.

In drei allgemeineren Arbeiten habe ich in den Jahren 1923¹⁾, 1926 (1926/2) und 1929 (1929/1) den jeweiligen Stand der Erkenntnis

1) Die Literaturhinweise finden sich am Schlusse dieser Arbeit in einem nach dem Namen der Autoren alphabetisch geordneten Verzeichnis, wobei bei jedem Autor die Arbeiten in zeitlicher Reihenfolge ihres Erscheinens angeführt sind. Im Falle bei ein und demselben Verfasser mehrere Arbeiten in einem Jahre erschienen sind, sind sie unter einem Bruchstrich mit fortlaufender Nummer versehen.

über das jüngere Entwicklungsbild der Ostalpen, speziell ihres Ostrandes, klarzulegen versucht. Die Ergebnisse, welche aus vier Jahren weiterer Arbeit auf diesem Gebiete erwachsen, und die vielfachen neuen Anregungen, welche aus den tertiärgeologischen und morphologischen Arbeiten verschiedener Autoren in den letzten Jahren entsprossen sind, veranlassen mich, hier einen neuen Versuch für einen Überblick über die östliche Alpenrandentwicklung, zunächst bezüglich der Abtrags- und Aufschüttungsvorgänge, zu unternehmen, wobei aber nur bestimmte, gegenüber dem bisherigen Bild abweichende Gesichtspunkte eingehender behandelt werden sollen.

Vorerst sei betont, daß die Auffassungen, wie sie etwa in dem Zeitraum 1920 bis 1930 von verschiedenen Seiten über die jugendliche Alpenrandentwicklung im Osten veröffentlicht wurden, noch kein einheitliches und in jeder Hinsicht befriedigendes Bild ergeben haben. Man kann etwa drei Gruppen hauptsächlicher Ansichten einander gegenüberstellen:

F. E. Suess (1929, S. 233) vertritt den Standpunkt, daß der wichtigste formgebende Faktor in der jungen Ostalpenentwicklung durch regionale Vorgänge gegeben sei, welche sich in gleichsinnigen Trans- und Regressionen äußern, deren Ursache noch nicht geklärt sei (Polverlagerungen, Wanderungen der Kontinente, eustatische Bewegungen oder Veränderungen der Wasseroberfläche auf der Erde [vgl. auch Suess, 1920, S. 398—400]). Die Brandungswirkung des vordringenden Meeres, dann die speziell im Pliozän eintretende Regression und die mit letzterer verknüpfte fluviatile Erosion hätte an der Modellierung der Alpen wesentlichen Anteil, was in bedeutenden, regionalen, flächenhaften Abtragungen des Alpenkörpers und seiner Randgebiete zum Ausdruck komme. Die Annahme junger Hebungen wird — abgesehen von untergeordneten, auf das Fortwirken alpiner orogenetischer Kräfte zurückführbaren jugendlichen Verstellungen — abgelehnt und schon den miozänen Alpen, im Gegensatz zu den von verschiedenen Autoren geäußerten Auffassungen, der Charakter eines höheren Gebirges zugeschrieben. Dieses hätte die gewaltigen Abtragsprodukte, wie sie uns in den Randsenken vorliegen, geliefert. Seit dem Mittelmiozän (tortonische Transgression) hätte die Höhenlage des Gebirges kaum mehr eine Veränderung erfahren (Suess 1929, S. 231). Die regionale Senkung der Erosionsbasis prägte sich allenthalben in den Alpen, wie in allen übrigen Ländern Europas, als der die Neuformung leitende Hauptfaktor aus.

Eine zweite Gruppe von Anschauungen, welche hauptsächlich von morphologischer Seite (A. Penck, 1919; F. v. Machatschek, 1924/1925, 1930; J. Sölich, 1922, 1925; H. Hassinger, 1918; W. Penck, 1924; A. Aigner, 1925, 1926; N. Lichtenecker, 1925; R. Mayer, 1929; usw.), aber auch von einigen Geologen (O. Ampferer, 1922, 1923, 1925, 1926, 1926/1; J. Stiny, 1924, 1931; R. v. Klebelsberg, 1925, 1925/1, 1926; R. Schwinner, 1924; F. Heritsch, 1923, 1925, 1927; M. Richter, 1932; usw.) vertreten wurde, beinhaltet speziell auf Grund des morphologischen Alpenbildes die Annahme einer jugendlichen Hebung des Ostalpenkörpers, welcher ein in den Zeiten tektonischer Ruhe oder abgeschwächter Bewegung entstandenes, erst nachträglich hochaufgewölbtes Flachrelief (gelegentlich mehrstufig ausgebildet) auf seinem Rücken trage. Es wurde auch der

Versuch unternommen, die einzelnen Entwicklungsstadien dieser Hebungs- und Abtragungsvorgänge mit den korrelaten Sedimenten des Vorlandes in Verbindung zu setzen (W. Penck, 1924, S. 187—201).

Allerdings zeigen sich auch noch wesentliche Unterschiede in den Auffassungen. Ein Teil der Forscher nimmt eine Anzahl zeitlich getrennter und ineinandergeschalteter Rümpfe oder Flachreliefs (speziell J. Sölch, 1928, E. Seefeldner, 1933 und W. Penck) an, während andere der Auffassung zuneigen, daß im wesentlichen nur ein Hauptflachrelief gebildet wurde, wie es uns speziell in den Hochflächen der Kalkalpen (= Raxlandschaft Lichtenecker's,¹⁾ aber auch in hochgelegenen Flächenresten der Zentralalpen vorliegt. Hierbei werden die tiefer gelegenen, als eine morphologische Vorstufe des Gebirges erscheinenden oder entlang von Längstalzügen auftretenden Flächensysteme als im wesentlichen mit den hochgelegenen Altflächen gleichaltrige, erst später von diesen abgetrennte, abgesenkte Teile aufgefaßt (J. Stiny, 1931; A. Aigner, 1925/26; O. Ampferer, 1925, 1926).

Weitere Meinungsverschiedenheiten bestehen bezüglich der zeitlichen Einordnung von Hebung und Reliefformung. Während W. Penck (1924) und F. Machatschek (1922, S. 265) die Entstehung ostalpiner Abtragsflächen bis ins Alttertiär zurückzuverfolgen suchten und J. Sölch (1928, Tabelle) solche bis ins Oligozän zurückdatierte, nehmen andere ein altmiozänes Alter (vgl. z. B. G. Götzinger, 1913, E. Brückner, 1922) an. Ich vertrat bisher (1923, 1926/1, 1929/1) ein mittelmiozänes Alter der hochgelegenen Altflächen der östlichen Randberge der Alpen. Aigner setzte (1925/26) ein obermiozänes (jungmediterrän-sarmatisches) Alter voraus, Stiny (1924) hielt die Landformen für noch etwas jünger (Obermiozän—Altplozän), während schließlich Kober eine Fortdauer der Ausbildung unserer hochgelegenen „miozänen“ Landflächen bis ins höhere Plozän und ihre erst postplozäne (altquartäre) Dislozierung zu erweisen trachtete (1928, S. 108—125). In ähnlicher Weise hat sich W. Klüpfel (1931) ausgesprochen.

Fast allen Auffassungen ist aber die Annahme einer weitgehenden, vorherrschend im Miozän eingetretenen Flachformung und erst nachträglicher, allgemeiner, wenn auch ungleichmäßiger Hebung des Alpenkörpers gemeinsam. Unter diesem Gesichtspunkt erscheint, wie es F. v. Machatschek (1930, S. 307) zum Ausdruck gebracht hat, die junge Ostalpenentwicklung als eine durchaus einzyklische, welche die Alpen durch eine abgestufte Hebung von dem oligo-miozänen Zustand eines Flachreliefs zum gegenwärtigen Hochgebirgsrelief erhoben hätte.

Eine dritte Auffassung wurde auf Grund reicher geologischer Befunde vom östlichen Alpensaum von mir zu belegen versucht und in mehreren Arbeiten vertreten. (Speziell 1926/5, 1927/5, 1928/3, 1929/1.) Aus den am Alpensaume niedergelegten jungtertiären Sedimenten wurde geschlossen, daß die Entwicklung der Alpen im Jungtertiär (und Oligozän) eine mehrzyklische (5 Hauptzyklen)²⁾ gewesen ist.

¹⁾ Nach Lichtenecker (1925/1) wäre das Flachrelief der Raxlandschaft aus der älteren und noch flacheren „Augensteinlandschaft“ hervorgegangen.

²⁾ Innerhalb des letzten Zyklus wurden (1929) noch zwei Teilzyklen unterschieden, so daß in meiner Studie von 1929 von 6 Zyklen die Rede ist.

Der erste Zyklus entspreche der oligozänen Abtragsperiode; der zweite, durch eine bedeutende Hebung eingeleitet, umfasse die alt- bis mittelmiozäne Denudationszeit. Damals bildeten sich über den Blockschottern des untersten Miozäns die Grobschotter der älteren und die Feinsedimente der höheren Eibiswalder Schichten und der marinen Grunder Schichten des Mittelmiozäns. Der dritte Zyklus betreffe die Zeit des höheren Miozäns. Er setze mit der steirischen Phase der Gebirgsbildung ein, welche in tektonischen Störungen und in einem bedeutenden Blockschutttransport von den Randgebirgen in die Randsenken sich zu erkennen gibt. Seinem höheren Teil gehören sodann die feineren Sedimente des Tortons und Sarmats an. Ein vierter Zyklus beginne am Miozänende, werde abermals durch Schotterbildungen eingeleitet und umfasse die zum Teil feinkörnigen „pontischen“ Sedimente der Randbecken. Der fünfte Zyklus endlich schließe (mit seinem, seinerzeit als sechster Zyklus bezeichneten Teilstadium) die Zeiträume des mittleren und oberen Pliozäns und des Quartärs ein, in welchen wieder grobe Schottermassen aus dem Gebirge in die schon weiter abliegenden Teile der Randsenken herausgefördert wurden und in welchen erst die gegenwärtige Höhenlage der östlichen Alpenschollen — bei teilweiser Miteinziehung der tertiären Randsedimente in die Aufwölbung — erzielt wurde.

Nach dieser Auffassung ist sonach die junge Alpenentwicklung, wie sie in erster Linie auf Grund des sedimentologischen und tektonischen Bildes abgeleitet wurde, eine durchaus mehrzyklische. Sie prägt sich in einem, in mehreren Rhythmen sich wiederholenden Wechsel zwischen stärkerer Gebirgsstörung (Aufwölbung, auch Faltung) mit zugehöriger ausgedehnter, grober Schuttförderung einerseits und anschließender Abschwächung der Bewegungen und zunehmender Verfeinerung der Sedimentzufuhr von den Randbergen her andererseits aus.

So klar sich auch die Hauptzyklen aus den orogenetischen und stratigraphischen Verhältnissen der alten Randsedimente herauslesen ließen, um so schwieriger erschien die Verknüpfung zwischen geologischem und morphologischem Befund. In theoretischer Hinsicht war vorauszusetzen, daß der Abschluß der große Abtragungsperioden umfassende Zyklen jeweils in einer weitgehenden, flächenhaften Abtragung des Gebirges markiert sein müsse. Wenn man auch vom Oligozän absieht, aus welcher Zeit erkennbare Flächenreste infolge zu großer seitheriger Denudation als nicht mehr erkennbar vorausgesetzt werden mußten,¹⁾ so stand doch für die vorerwähnten vier weiteren Zyklen tatsächlich nur ein einziges, die ganzen höheren Randberge überziehendes altes Flächensystem zur Verfügung. Dessen Entstehung wurde während des älteren Miozäns vorausgesetzt und sein Abschluß ins Mittelmiozän hineinverlegt. Für die jüngeren (obermiozänen, altpliozänen und jungpliozän-quartären Zyklen) konnten morphologische Entsprechungen demnach allein in den vorzüglich nur

¹⁾ Eine Einreihung von nicht verschütteten (nicht in Wiederaufdeckung befindlichen) alten Landoberflächen noch ins Oligozän hinein wurde mit Rücksicht auf die gewaltigen, im älteren und jüngeren Miozän eingetretenen Abtragungen, welche ein oligozänes Relief der Zerstörung ausgesetzt haben müssen, entschieden abgelehnt.

randlich entwickelten und im wesentlichen dem Hochflächensystem gegenüber als „jünger“ betrachteten sekundären Fluren und in zugehörigen, in die Gebirgstäler eingreifenden Terrassen gesucht werden.

Es muß allerdings, bei unbefangener Betrachtung der Sachlage, gegenwärtig zugegeben werden, daß diese Art der Beziehungsetzung zwischen geologischem und morphologischem Befund nicht gerade sehr befriedigend erscheint. Denn dem in mehrere große Zyklen zerfallenden geologischen Entwicklungsgang stünde nach obiger Auffassung nur ein einziger, gleichsinnig fortschreitender und nur durch untergeordnete Teilzyklen gliederbarer Ablauf der morphologischen Erscheinungen gegenüber.

In der vorliegenden Studie sollen zunächst die genauen geologischen Grundlagen mitgeteilt werden, welche uns nunmehr am Ostalpenrand durch die Feststellung junger Abtragung und jugendlicher Aufschüttung für die Beurteilung der Landformung zur Verfügung stehen, während der Versuch einer neuen Parallelisierung des geologischen mit dem morphologischen Befunde den Inhalt einer erst später zu veröfentlichenden, separaten Publikation bilden soll.

II. Teil: Einige Bemerkungen zur stratigraphischen Gliederung des östlichen Alpenrandtertiärs.

Eine gesicherte stratigraphische Gliederung des Tertiärs am Ostalpenrande bildet naturgemäß eine notwendige Grundlage für die paläogeographischen und tektonischen Vergleiche, wie sie in den nachstehenden Darlegungen erfolgen werden. Obwohl die Untersuchungen verschiedener Forscher (Literatur bei Winkler, 1926/1) und eigene, über nahezu 20 Jahre ausgedehnte Studien im Bereich des steirischen Beckens und der anschließenden Gebiete schon eine weitgehende Klärung der stratigraphischen Verhältnisse mit sich gebracht haben, halte ich es dennoch für angezeigt, mit einer eingehenden, zusammenfassenden Darstellung der Schichtgliederung des Miozäns am östlichen Alpenrande zuzuwarten, bis die in Angriff genommene Aufnahme einiger weiterer Teile des steirischen Tertiärbeckens (speziell der Spezialkartenblätter 1:75.000 Wildon—Leibnitz und Fürstenfeld) dem Abschluß nahegerückt ist und bis einige Beziehungen zu den Neogenablagerungen der Nachbargebiete restlos geklärt erscheinen. Die bis zum Jahre 1926 erzielten Resultate über das steirische Miozän habe ich, unter kritischer Betrachtung der von anderer Seite entworfenen Schichtgliederungen, in der Geologischen Rundschau auseinandergesetzt. Die seither durchgeführten Begehungen haben die damals dargelegten Resultate — von einigen unbedeutenden Momenten abgesehen — durchaus bestätigt. Hier soll eine kurze Zusammenfassung der stratigraphischen Resultate in Erweiterung der Darstellung auf den Bereich der Savefalten und unter zeitlicher Ausdehnung auch auf das Pliozän gegeben werden.

Oligozän: Oligozän ist am östlichen Alpenrande nur im Bereiche der östlichen Südalpenausläufer, der Savefalten, verbreitet, wo es über den älteren, mesozoischen und carbonischen Untergrund transgredierend übergreift. Es handelt sich hier einerseits um die mitteloligozänen Marin-

schichten von Oberburg und jene von Klanzberg, anderseits um die kohlenführenden Sotzkaschichten (mit *Anthracotherium magnum*), welche letztere in ihrem tieferen Teil limnisch, im oberen Teil aber auch in gewissen Gebieten brackisch-marin ausgebildet sind, (vgl. hiezu F. Teller 1898, S. 80—85; W. Petrascheck, 1927, S. 11). Die Sotzkaschichten werden zumeist in die aquitanische Stufe¹⁾ eingereiht (vgl. R. Hoernes, 1903, S. 921—924) und als Oberoligozän betrachtet.²⁾

Miozän: In einem wesentlichen Teil der Savefalten (speziell in der Tüfferer Bucht) ist zwischen Oberoligozän und Miozän eine Schichtlücke vorhanden (A. Bittner, 1884, W. Petrascheck, 1927, S. 11), welche offenbar dort speziell das Untermiozän umfaßt, während im Nordteil der Savefalten marine Ablagerungen („marine Mergel“ F. Tellers) die Grenze zwischen Oligozän und Miozän überbrücken. Am nördlich anschließenden Südsaum der Zentralalpen (Südwestteil des steirischen Beckens) erscheint, südlich der Drau, ein Zug limnisch-fluviatiler Ablagerungen (Schichten von St. Lorenzen), welcher nördlich der Drau, am Radlgebirge, von den Wildbachschottern und Schuttbildungen der „Radelkonglomerate“ überdeckt wird. Ich betrachte die Radelkonglomerate (Winkler, 1929/2; S. 490) als Miozänbasis, vielleicht schon einem tieferen Teil des Burdigals entsprechend, während die vorerwähnten Basis-schichten von St. Lorenzen wohl noch dem Aquitan zuzuzählen sind.

Über dem Radlschotter folgt im Südwestteil der steirischen Bucht der Komplex der „unteren Eibiswalder Schichten“, vorzüglich Flußbildungen, in einer gesonderten Randsenke entstanden, als deren marine Äquivalente die am Ostrand des Poßbrucks auftretenden „basalen marinen Mergel und Sandsteine“, die ich dort in flysch-ähnlicher Facies entwickelt nachweisen konnte (1913/2, S. 515—520; 1928/1, S. 59—62), angesehen werden. Ich vermute, daß hier die burdigale Transgression zum Ausdruck kommt.

Die höheren Eibiswalder Schichten, welche im steirischen Becken und im Bereiche der östlichen Zentralalpen überhaupt weit transgredierend vorgreifen (kohlenführende Eibiswalder, Wieser und Köflacher Schichten, „Horizont“ der Lignite von Pitten [E. Sueß], kohlenführende Schichten Obersteiermarks usw.), sind während einer Versenkung großer Teile der östlichen Zentralalpen unter das limnische Aufschüttungsniveau entstanden, wobei sich aber auch marine Überflutungen (= „Florianer Tegel“ und Pölser Mergel in Südweststeiermark, transgressiver, tieferer Schlier am Poßbruck [Winkler, 1930/1, 1932]; marine Überflutungen in Ostkärnten [Höfer, 1887, Petrascheck, 1925—1926/2, Beck, 1929] und im Klagenfurter Becken [Kahler 1931]) eingestellt haben (= Helvetische Transgression). Säuger- und Landconchylienfauna sprechen für ein helvetisches Alter der höheren Eibiswalder Schichten (vgl. hiezu

¹⁾ Die Zuordnung des Aquitans zum Oligozän oder Miozän ist bekanntlich noch strittig, doch scheint mir im Sinne der Darlegungen von Kautsky (1928, S. 13) die Einreihung ins Oberoligozän berechtigter als jene ins Miozän.

²⁾ W. Petrascheck hält die Sotzkaschichten für älter als Aquitan (für chattisch), unter dem Gesichtspunkte der Zuordnung des Aquitans zum Miozän und einer zeitlich tieferen Einordnung des älteren Miozäns am Ostalpenrande. (Vgl. hiezu W. Petrascheck, 1925, 1926/2, S. 17—18, und 1927, S. 84.)

Winkler, 1926/1, S. 206, 207, und Schlesinger, 1922, S. 223). Der Florianer Tegel Steiermarks wird schon seit jeher als Äquivalent der allgemein als Helvet betrachteten „Gründer Schichten“ des Wiener Beckens angesehen. In den Savefalten ist die helvetische Schichtfolge offenbar im wesentlichen durch tuffreiche Ablagerungen (härtere Kalk- und Tuffsandsteine Tellers, Sandstein von Gouze, teilweise auch durch Schliermergel) vertreten.

Ein ziemlich scharfer Schnitt wird in der Schichtfolge des östlichen alpinen Randmiozäns durch das Erscheinen gewaltiger Block- und Flußschottermassen markiert, die in Südsteiermark dem Schuttkegel der tieferen „Arnfelder Konglomerate“ und jenem der höheren „Kreuzbergkonglomerate“ (mit dem „Urler Blockschutt“) entsprechen und welche beide (samt den zwischengeschalteten „Leutschacher Sanden“) gegen das im Osten gelegene freie Meer zu in den „Steirischen Schlier“ übergehen (Winkler, 1929/3). Am Nordostsporn der Zentralalpen erscheinen gleichzeitig analoge Ablagerungen, wie sie in den Sinnersdorfer Konglomeraten (Hofmann, 1877, Mohr, 1913, S. 35, Winkler, 1927/3 und 1933, S. 83—86), in den Grobschottern des Pittener Gebietes, die ich als Schuttkegel eines kalkalpinen Flusses auffasse, in den gemischten Auwaldschottern (Wolf, 1870, W. Petrascheck, 1925, 1926/1, S. 37, R. Janoschek, 1932) und dem Brennberger Blockstrom Janoschek's vorliegen.

Ob alle diese schotterreichen Komplexe noch in das obere Helvet zu stellen sind oder schon an die Basis des Torton, muß wohl bis zu seiner genauen faunistischen Durcharbeitung des allerdings nur sehr spärlichen Fossilmaterials offen bleiben.

Torton: Dem Torton sind im steirischen Becken seit langem und übereinstimmend die großen Leithakalkmassen (Aflenzner Stein) und marinen Mergel und Sande zugeschrieben worden, welche im Bereiche der Windischen Bühel, wie ich feststellen konnte (1932, Blatt Marburg), ebenfalls noch in Schlierbildungen ostwärts übergehen (Schliermergel und Sande von Spielfeld). Das Torton greift, meist allerdings unter jüngeren Sedimenten begraben, im Nord- und Nordostteil des steirischen Beckens transgredierend vor („Marin“ von Pinkafeld). Am Ostsaum der Koralpe ist damals eine Verschüttung vorher gebildeter Talrinnen mit grobem Wildbachschutt (= Schwanberger Schutt; Winkler, 1926/1, S. 53, 1927/5, S. 289, 1928/3, S. 319) entstanden. In den Savefalten können das untere konglomeratische Leithakalkniveau Tellers,¹⁾ die Tüfferer Mergel (Bittner, 1884, Teller, 1907, Petrascheck, 1927, S. 11) und der obere Leithakalk ins Torton eingereiht werden.

Obermiozän: Das Obermiozän ist überall einheitlich durch die „sarmatischen“ Ablagerungen vertreten. Im Bereiche der Savefalten hat das sarmatische Meer, wie seit langem bekannt, bis an den Fuß der Steiner Alpen hineingereicht, während es in der steirischen Bucht im West- und Südwestteil zurücktrat, gegen Norden (Hartberg, W. Brandl, 1930) und Osten hin (Transgression an der Schieferinsel östlich von Gleichenberg, Winkler, 1927/4, S. 418) aber an Raum

¹⁾ Dieses kann eventuell noch den früher erwähnten Schotterbildungen des steirischen Beckens entsprechen.

gewann. Im Südteil des steirischen Beckens macht sich inmitten des Sarmats das Vordringen eines, nach seinem Geröllbestand als Vorläufer der Drau anzusprechenden Flusses (= Carinthischer Deltakegel) geltend (Winkler, 1914, 1927/4, S. 397—400). Aus den nördlichen Kalkalpen und der Flyschzone ergoß sich im Sarmat über die quer in die nord-östlichen Ausläufer der Zentralalpen eingesenkte Wiener Neustadt-Ödenburger Pforte ein großer Schutt- und Deltakegel in das zurückweichende obersarmatische Meer (vgl. Winkler, 1928/2, S. 69—76, und Vendl, 1930, S. 107, 108).

Pliozän: Die Gliederung des Pliozäns am östlichen Alpenrand hat erst in neuester Zeit durch eingehende stratigraphisch-paläontologische Vergleiche mit jenem Osteuropas eine Abänderung und Klärung erfahren (vgl. Krejci-Graf, 1932, K.-G. und W. Wenz, 1931, Friedl, 1931). Leider besteht noch keine völlige Übereinstimmung in den Ansichten.

Die früher allgemein als „pontisch“ bezeichneten altpliozänen, kaspibracken (nach Krejci-Graf, 1932, S. 305) Ablagerungen des pannonischen Beckens und seiner Randgebiete werden nunmehr als Äquivalente der mäotischen Stufe Rumäniens und Rußlands aufgefaßt. Die im Wiener Becken früher auch als „levantin“ gedeuteten Paludinen-Tegelsande (Süßwasserschichten) werden von Krejci-Graf als Äquivalente der „pontischen“ Stufe Rußlands und der oberen Kongerienschichten Ungarns betrachtet, während Friedl dieselben Ablagerungen nur als eine höhere Abteilung des „Mäots“ ansieht und die Sedimente des russischen Ponts im Wiener Becken durch eine Schichtlücke markiert hält. Von Krejci und Friedl (1931, S. 24—26) werden für die Kongerienschichten + Paludinienschichten der Name „Pannon“, den W. Petrascheck (1925—1926/3, S. 2) und ein Teil der ungarischen Geologen schon seit längerer Zeit gebrauchten, vorgeschlagen. Noch anderer Auffassung sind D. Andrusov (1932, S. 98, 99) und St. v. Gaal (1932). Sie nehmen an, daß das Mäot Rußlands im pannonischen Becken durch die obersarmatischen Ablagerungen, nach Andrusov aber vielleicht auch noch außerdem durch einen Teil des Pannons vertreten ist. Demgegenüber vermutet Krejci-Graf (1932, S. 305), allerdings zweifelsohne mit Unrecht, ein Fehlen „obersarmatischer“ Ablagerungen¹⁾ in unseren Bereichen und demgemäß eine bedeutende Schichtlücke zwischen älterem Sarmat und Pannon.

Der momentane Stand der Kenntnis scheint dahin zu zielen, daß in unseren pannonischen Ablagerungen (Kongerienschichten + Paludinen-Tegelsanden), auf Grund der lichtvollen Ausführungen von Krejci-Graf, im höheren Teil die Äquivalente der pontischen Stufe Südrußlands, im tieferen Teil aber jene der mäotischen Schichten des Ostens vertreten sind, wobei freilich im Sinne von Andrusov und von Gaal mit der Möglichkeit gerechnet werden muß, daß die dem Mäot Rußlands entsprechenden Ablagerungen unserer Gebiete vielleicht auch noch unser Obersarmat mitumfassen. In den nachstehenden Erörterungen wird die Bezeichnung „Pannon“ im Sinne von Friedl und Krejci-Graf für den altpliozänen Komplex der Kongerienschichten + Paludinen-Tegelsande des Wiener Beckens gebraucht werden.

¹⁾ Vgl. hierzu Küpper H. und Bobies C. A. (1927, S. 7) und Winkler (1927/4, S. 422).

Im Bereiche der Savefalten sind die pannonischen Ablagerungen, z. T. kohlenführend, nur in dem östlichen Teile entwickelt, treten aber nicht mehr in das Laibacher Becken und auch nicht mehr in den Faltenbau der Tüfferer Zone ein.

Im steirischen Becken beschränken sich die pannonischen Ablagerungen im wesentlichen auf den nördlichen und nordöstlichen Teil (Winkler, 1913/2, S. 615), wobei der unterpannonische Horizont (Z. d. Cong. ornithopsis) schon in weiter Verbreitung (Gleichenberger Eruptivgebiet, Pinkafelder Bucht; Winkler, 1927/4, S. 423, und 1933/1, S. 91), festgelegt ist. Einem etwas höheren Horizont gehört das Auftreten eines speziell in der südöstlichen Steiermark erkennbaren Flußbettes (zeitweilige Trockenlegung = Kapfensteinerfluß) an, während noch höhere, etwa der Zone der *Congeria spathulata* angehörige Schichten sich besonders im südlichen Burgenlande (Gebiet von Stegersbach) in fossilreicher Entwicklung weit verbreitet zu erkennen geben (Winkler, 1933/2, S. 47—48). Ich stelle auch wesentliche Teile der sogenannten „Belvedereschotter“ der Umgebung von Graz und die Schotterschichten im Bereiche der Friedberg-Pinkafelder Teilbucht in ein höheres, pannonisches Niveau. Als jüngster Horizont sind die im Raume zwischen Raab und Kerka auftretenden, größeren Hangendschotter (= Silberbergschotter)¹⁾ und die ihnen äquivalenten vorbasaltischen Schotter im Gleichenberger Eruptivgebiete (Winkler, 1913/1, S. 462—465, 1927/2, S. 43—44) anzusehen. Aus der Verbreitung der pannonischen Ablagerungen ergibt sich das zeitweilige Vordringen von Flüssen in den sehr seichten See des steirischen Beckens und dessen vollständiger Rückzug gegen Ende des Pannons. Bezüglich der Gliederung und Verbreitung der pannonischen Ablagerungen im Wiener Becken sei auf die eingehenden Darlegungen von Friedl (1931, S. 17ff.) verwiesen.

Höheres Pliozän: Die neueste, auf Krejci-Graf (1932, S. 336) zurückgehende Gliederung des höheren Pliozäns unterscheidet über dem Pannon noch die Horizonte des Cimmer und des Ruman, welche im großen und ganzen den bisher allerdings keineswegs gleichartig verwendeten und gleichartig abgegrenzten Stufen des Daz und Levantins entsprechen sollen. Die jüngeren Ablagerungen des Pliozäns sind am Ostalpenrand — mit Ausnahme der örtlichen, kohlenführenden Seeablagerung von Wöllan im Schalltal (= nördliche Savefalten) — nur durch Flußbildungen vertreten. Der Hauptteil der letzteren dürfte wohl noch dem obersten Pliozän (Ruman?) zugehören (Laaerbergschotter, Arsenalerschotter?, höherer Teil der Terrassenschotter des oststeirischen Beckens), während die cimmerische Zeit wohl nur sehr spärliche Ablagerungsreste uns hinterlassen hat.²⁾ Auf die schwierige Frage der Abgrenzung von Pliozän und Quartär, welche ein weiteres Ausgreifen erfordern würde, sei hier nicht eingegangen.

Aus allem geht hervor, daß die Grundlinien einer modernen Tertiärstratigraphie im Bereiche des östlichen Alpenrandes im großen und gan-

1) Vgl. auch Loczy, 1916, S. 498. Silberberg = Ezüsthegy.

2) Zahlreiche kleine, hochgelegene Reste von Geröllbildungen und Terrassenteilen, wie sie speziell an den oststeirischen Basaltbergen auftreten, glaube ich hier einreihen zu können (1927/2).

zen — trotz einzelner noch bestehenden Lücken und Unsicherheiten in der Grenzführung — gegeben erscheinen, so daß eine Vergleichsmöglichkeit für die Feststellung und den Verlauf tektonischer und morphologischer Ereignisse innerhalb gewisser Grenzen vorhanden ist.

III. Teil. Die Mächtigkeit und Bedeutung jungtertiärer Aufschüttung am östlichen Alpenrande.

Der miozäne und altplozäne Abtragsschutt der östlichen alpinen Randschollen lagert in gewaltigen, in zeitlicher Folge vorwiegend nebeneinander aufgestapelten Schichtdepots in der pannonischen Ebene und in ihren Randbecken, dem inneralpinen Wiener Becken, der steirischen Bucht und in den allerdings später noch gefalteten und auch noch besonders stark abgetragenen Sedimentzonen der Savefallen.

In der Zeit des älteren (vortortonischen) Miozäns (Burdigal-Helvet), als tiefe Meeresbuchten sowohl am Nordsaume der Alpen entlang die Verbindung mit dem Molassemeer herstellen, als auch Meeresarme zeitweise bis tief in die Zentralalpen hinein — Klagenfurter Becken (Kahler, 1931/5) — vordrangen; als sehr ausgedehnte und weithin zusammenhängende limnische Senkungen große Teile der östlichen Zentralalpen überspannten und als schließlich das Meer die östlichen Südalpen bis an die julischen Alpen heran überflutet hatte (Miozän im oberen Savegebiet!), mußte der Schutt der inneren und westlichen Alpentteile naturgemäß schon in deren Bereich selbst zum Absatz gelangen. Damals wurde also dem steirischen Becken, der inneralpinen Wiener Bucht und den anschließenden Teilen der ungarischen Ebene nur der Schutt von den unmittelbar angrenzenden, über das Niveau der Meere und der Südwasserseen aufsteigenden östlichen Randerhebungen zugeliefert. Der Großteil des Alpenschutts blieb schon im Innern der Alpen und in den beiderseitigen, nördlichen und südlichen Randsenken liegen. Wenn wir trotzdem aus dieser Zeit am östlichen Zentralalpensaum (steirisches Becken) große Schichtmächtigkeiten feststellen können, gehen diese demnach nicht auf eine Anhäufung eines aus weitgedehnten Alpentteilen herbeigeschafften Materials, sondern auf eine Zufuhr von den damals zeitweilig in starker tektonischer Ausgestaltung befindlichen Randbergen zurück. Damit steht auch der lokale Charakter der Geröllbildungen im Einklang. Wir werden bei diesen Sedimenten eine rasche Mächtigkeitsabnahme gegen das pannonische Becken hin voraussetzen können.

Im „höheren Miozän“ sind, indem das Meer vom nördlichen Alpenrand und aus inneralpinen Senken¹⁾ (mit Ausnahme der Savefallen) zurückwich, große Flußschotterkegel entstanden, welche nebst Material aus den Randbergen auch schon viel Geröllschutt aus inneren Alpentteilen mit sich brachten, und auf welche bereits verwiesen wurde.

¹⁾ Die marinen Schichten des Lavantales wurden mit den Ablagerungen der zweiten Mediterranstufe des steirischen Beckens parallelisiert. Sie sind aber bestimmt vortortonischen Alters. Denn trotz unmittelbarer Lagerung am Westsaume der Koralpe zeigen diese Marinbildungen keine Spur der auf der steirischen Seite vor und während des Torton aufgetretenen Blockverschüttung von diesem Gebirge her, die sich an der damals stärker gehobenen Westflanke der Koralpe noch viel deutlicher hätte ausprägen müssen.

Hiebei läßt das Fehlen größerer Schuttkegel, speziell solcher mit aus weiterer Ferne herbeigebrachtem Geröllmaterial, im inneralpinen Wiener Becken, dagegen das Auftreten mächtiger Schuttmassen im außeralpinen Wiener Becken, besonders nördlich der Donau (Weinviertel usw.), mutmaßen, daß schon in diesem letzteren Raume ein wesentlicher Teil des miozänen Abtragsschutts der nordöstlichen Alpen zu suchen ist, von dem wohl hauptsächlich nur feines Material in den Nordteil des inneralpinen Wiener Beckens gelangen konnte.

In der altpliozänen (pannonischen) Zeit liegen die Verhältnisse noch ähnlich, wobei sowohl am Saume der Zentralalpen wie im inneralpinen Wiener Becken die Mündungen der Randgebirgsflüsse, zeitweise ostwärts bis an und in die ungarische Ebene vorgeschoben, feststellbar sind (verschiedene pannonische Flußbildungen im Steirischen Becken, zentralalpiner Schuttkegel im südlichen Wiener Becken bis zur Wiener-Neustädter Pforte reichend usw.). Von einem Vorläufer der Drau, der gegenüber jenem des Sarmats seinen Lauf nunmehr schon südwärts verlegt hatte, geben wohl Kalkgeröll führende, pannonische Schotter bei Luttenberg (östliche Windische Büheln zwischen Mur und Drau) eine Andeutung.

Erst die nachpannonische (höherpliozäne) Zeit schuf eine grundlegende Änderung, indem sie die Flüsse zwang, den durch die Hebung zurückweichenden, stehenden Gewässern bis tief in die pannonische Ebene zu folgen. Erst jetzt rückt die Zone der Aufschüttung vom Alpenrand weg, um im höheren Pliozän sich auf die Räume der großen ungarischen Ebene, speziell auf die Gebiete beiderseits der Theiß und das Slavonische Becken, zu beschränken. Die Zufuhr des auf seinem Wege naturgemäß weitgehend verkleinerten Materials muß dorthin schon im Jungpliozän und Quartär, wie im Gegensatze zur Annahme L. von Loczys (1916) und anderer hervorgehoben werden muß, durch einen Vorläufer der heutigen Donau erfolgt sein, da auch für diese Zeiten die Annahme des Bestandes einer Hauptentwässerung der nördlichen österreichischen Alpen und des Südtails der böhmischen Masse¹⁾ nicht zu umgehen ist. Übrigens setzt auch Schafarzik (1918) für den ungarischen Bereich die Existenz einer quartären Donau schon voraus.

Wenn dagegen die Zusammensetzung der nach Schlesinger (1916) ins Mittel- und Oberpliozän gestellten Terrassenschotter des Wiener Beckens (Laaerbergsschotter, Arsenalsschotter) ins Treffen geführt wird, so habe ich schon 1928 darauf verwiesen, daß das Fehlen der kalkalpinen Gerölle wahrscheinlich ein sekundäres ist, indem nur die widerstandsfähigen, der Lösung widerstehenden Komponenten (Buntsandsteine, Hornsteine, verkieselte Kalke usw.) erhalten bleiben konnten und tatsächlich auch vorhanden sind. Es handelt sich also um verarmte Schotter, wie sie in den jüngstpliozänen Schotterdecken des nördlichen Alpenvorlands vielfach bekannt und in ihrer Erscheinungsform vermutlich durch klimatische Einflüsse zu erklären sind.

¹⁾ Natürlich unbeschadet verschiedener, seither erfolgter, mehr oder minder örtlicher Verlegungen der Wasserscheide zwischen pannonischem und nördlichem Bereiche, wie solche im Böhmerwalde durch Kinzl u. a. erwiesen wurden.

Kürzlich hat F. Zeuner (1933) in überzeugender Weise den großen Einfluß dargetan, den klimatische Vorgänge für die Zusammensetzung und Umbildung der Schotter besitzen. Auch Ralph von Königswald (1930) weist darauf hin, daß die pliozänen Ablagerungen Deutschlands, auch wenn die Flüsse ihr Material „aus sicher kalkigen Ablagerungen bezogen“, frei von Kalk sind (S. 13). Als Ursache für die Besonderheiten der pliozänen Schotter wird vom Autor in Übereinstimmung mit Hucke (1928), Hesemann (1930) u. a. ein „arides“ Klima vorausgesetzt, wenngleich betont wird: „Ein Rätsel bleibt die ausgesprochene Kalkfreiheit dieser Schichten“ (S. 13).¹⁾

Jedenfalls liegt der alpine Abtragsschutt aus der Zeit des höheren Pliozäns (und des älteren Quartärs) im wesentlichen schon im Bereiche der großen Ungarischen Tiefebene, jener der jungdiluvialen und alluvialen Zeit aber in der Walachischen Ebene und im Schwarzen Meer.

Die nachfolgenden, speziell auf die Ergebnisse neuer Bohrungen gegründeten Angaben werden zeigen, daß es sich bei den meist nebeneinander abgelagerten und in tektonischen Depressionen aufgehäuften Abtragsprodukten der Ostalpen (speziell des Alpenrandes) um ganz gewaltige Sedimentmächtigkeiten handelt. Es ist aber gegenwärtig jedenfalls noch unmöglich, einen mittleren, durchschnittlichen Mächtigkeitswert dafür zu errechnen. Hierzu ist uns die Tiefe der Randbecken, in welcher nur vereinzelte Bohrungen den Grund erreicht haben, viel zu wenig bekannt und entsprechen die mit jungen Sedimenten bedeckten Schollen einem unregelmäßigen, mit den Methoden geologischer Forschung nicht aufzuhellenden und jedenfalls sehr veränderlichen Mittelgebirgsrelief. Es sollen daher im folgenden gewissermaßen nur stichprobenweise Angaben über festgestellte Maximalmächtigkeiten oder Mächtigkeitswerte überhaupt aus den Bereichen des östlichen Alpenrandes zusammenfassend mitgeteilt werden.

Älteres Miozän (siehe Taf. VII, Fig. 4). Der südwestliche Teil des Steirischen Beckens (Eibiswald-Wieser Teilbucht) war im älteren Miozän eine Zone mit besonders starker Anhäufung alpinen Randschutts (vgl. hiezu Winkler, 1913/2, 1926/1, 1927/1, 1929/2, und Kieslinger, 1924). Für die ins unterste Miozän eingereichten Radel-Blockschotter und ihre (vielleicht noch aquitanen) Basisschichten nehme ich eine maximale Schichtmächtigkeit bis zu etwa 1500 m an, welche allerdings in dieser Größenordnung nur in einer räumlich beschränkten, tektonisch niedergebrosenen Randsenke des miozänen Vorläufers der Koralpe aufgehäuft wurde.²⁾

Wie auf Grund genauer Prüfung zahlreicher Profile ermittelt werden konnte, lagert dem Radelschotter ein abermals sehr bedeutender Schicht-

¹⁾ Ganz analoge Beobachtungen konnte ich auch im südweststeirischen Tertiärgebiet bei Leutschach machen, wo höhergelegene (vermutlich jüngstpliozäne) Terrassenschotter, obwohl sie nachweislich von nur ganz kurzen Gerinnen, welche in einem sehr viel Kalkgeröll enthaltenden miozänen Schottergebiet ihren Ursprung hatten, aufgeschüttet wurden, doch keine kalkigen Komponenten mehr erkennen lassen.

²⁾ Vgl. zu diesen Ausführungen das Profil bei Winkler, 1929/2, S. 525 (Fig. 4), welches der Kosten halber hier nicht reproduziert werden kann.

komplex auf, welcher, wie der vorgenannte, aus den nur wenig weit transportierten Abschwemm Massen der alten Korallpengehänge besteht und bei stetigem Wechsel von Schotter, tonigem Sand und Sand wohl als das Erzeugnis einer in langdauernder Senkung begriffenen Schwemmebene vor dem altmiozänen Gebirge anzusehen ist. In der Achse der Senkung ergibt die Berechnung Schichtmächtigkeitswerte bis zu 1600 m!¹⁾ Die schon am Rande der altmiozänen Senke angesetzte Bohrung vom Oberhaag ist in 381 m Tiefe in den unteren Eibiswalder Schichten steckengeblieben (Radimsky 1875).

Bei diesen, über 3000 m betragenden Aufschüttungswerten des Altmiozäns muß berücksichtigt werden, daß die Materialzufuhr hierbei nur von einem einzigen, räumlich nicht allzu ausgedehnten Gebirgsstock her, wie die Geröllzusammensetzung und Geröllgröße ergibt, erfolgt ist.

Die Mächtigkeit der vermutlich gleichaltrigen „marinen Sandsteine und Mergel“ am Poßruck ist ebenfalls bedeutend, wenn auch geringer. Genaue Werte anzugeben, ist mir hier derzeit nicht möglich.

Mittelmiozän (Taf. VII, Fig. 3). Die schon dem „Helvet“ zugeordneten „höheren Eibiswalder Schichten“, welche räumlich weit nach Norden vorgreifen und wahrscheinlich mit jenen des Mürztals in direkter Verbindung standen,²⁾ sind im Steirischen Becken durch mehrere Bohrungen in ihren Teilmächtigkeiten festgelegt. Die Bohrung von Brunn bei Wies hat die untere Abteilung (= mittlere Eibiswalder Schichten [über dem Eibiswalder Flöz]) durchörtert, wobei eine Tiefe von 368 m erreicht wurde, während zahlreiche neue Cráliusbohrungen in den Jahren 1921—1925 den hangenden Schichtkomplex (= obere Eibiswalder Schichten) in einer Mächtigkeit bis zu 285 m (= Schichten über dem Wieser Flöz) durchsunken haben (Hießleitner, 1926), wobei aber höhere, nicht durchbohrte Schichten noch bis etwa 200 m über den Bohrpunkten das Hügelland aufbauen. Noch mehr als 30 km nördlich hat die Bohrung von Mooskirchen, welche nach den mir vorliegenden Bohrproben, meiner Auffassung nach, zur Gänze in den oberen Eibiswalder Schichten verblieben ist,³⁾ eine Schichtmächtigkeit von 370 m ergeben, ohne die Ablagerung zu durchsinken. Die Gesamtmächtigkeit der höheren Eibiswalder Süßwasserschichten kann demnach auf bis 800 m geschätzt werden. Rechnet man hierzu noch die konkordant auflagernden „marinen“ Ingressionsschichten (Florianer Tegel [Pölsmer Mergel und obere marine Sande]), deren Mächtigkeit ich auf 200—300 m schätzen möchte, so erhält man für die ins sichere Helvet gestellten Schichten des weststeirischen Beckens einen Mächtigkeitswert von etwa 1000 m.

Marine Konglomerate und Schlier (oberes Helvet oder basales Torton?). Die über den Florianer Tegeln (bzw. über den Eibiswalder Schichten) folgende Konglomerat- und Schotterentwicklung

¹⁾ Dabei sei betont, daß die guten Aufschlüsse deutlich erkennen lassen, daß Störungen im Schichtenbau nur eine ganz untergeordnete Rolle spielen und demnach keine, etwa durch Schuppungen vorgetäuschten Mächtigkeiten vorliegen.

²⁾ Als Reste der einzigen verknüpfenden Schotterbedeckung betrachte ich die zuletzt von Göttinger (1931, S. 115—119) beschriebenen „Augensteine des Hochlantschgebiets“ (siehe S. 258).

³⁾ Vgl. W. Waagen (1927), welcher allerdings den tieferen Teil der im Bohrloch angefahrenen Schichten als Gosaukreide deuten möchte.

im südwestlichen steirischen Becken (Arnfelder Konglomerate, Leutschacher Sande, Kreuzberg-Konglomerate) zeigen ebenfalls beträchtliche Mächtigkeiten, die allerdings bei dem starken Ineinandergreifen verschiedener Fazies und bei dem Fehlen von Bohrungen schwieriger festzustellen sind, die ich aber auch bis auf 600 m schätze. Der „Schlier“, in den diese im Grenzbereiche zwischen Meer und Festland entstandenen Schuttbildungen übergehen (am NO-Saum des Poßruckgebirges), ergab bei genauer Überprüfung eine Mindestmächtigkeit von 1500 m. In den untersuchten Profilen war die aufgerichtete, aber durch Brüche und Scherflächen nur untergeordnet beeinflusste Schichtfolge fast lückenlos aufgeschlossen (siehe Taf. VII, Fig. 2). Allerdings sind im tieferen Teil dieser Serie, soweit die bisherigen Feststellungen reichen, auch noch Äquivalente des Florianer Tegel (vielleicht auch noch jene eines Teils der oberen Eibiswalder Schichten) enthalten.

Die Mächtigkeit der Süßwasserschichten und Hangendkonglomerate in Ostkärnten und in der Fohnsdorfer Mulde.

Sehr bedeutende helvetische Schichtmächtigkeiten sind im ostkärntnerischen Lavanttal festgestellt worden; und zwar bei Vorherrschen ganz feinkörniger Schichtfazies. Die Bohrlöcher von St. Stefan und St. Marein sind bei Tiefe von 600 m im Miozän verblieben. Von den angetroffenen Schichten entfallen allein 470 m auf die noch nicht durchsunkenen Marinschichten (bituminöse Mergel und Mergel; vgl. W. Petrascheck 1926/3, S. 3). Unter Berücksichtigung der von Petrascheck mitgeteilten Bohrdaten der Profile von St. Marein und Wolkersdorf kann die Mindestmächtigkeit des helvetischen Miozäns auf 800 m geschätzt werden, wozu aber noch zu bemerken ist, daß das Liegende nicht erreicht wurde und das Hangende bei den Bohrpunkten abgetragen ist.¹⁾ Auf Grund kurzer Begehungen im Gebiete von St. Margareten, westlich von Wolfsberg, möchte ich vermuten, daß die von Petrascheck (a. a. O. S. 4) angedeutete Möglichkeit zu Recht besteht, wonach am westlichen Rande des Beckens Liegendschichten des Miozäns auftreten. Nach ihrer Fazies könnten sie bezüglich ihrer oberen Teile (Sande, Tegel und Kleinschotter) mit den höheren Eibiswalder Schichten, bezüglich ihrer tiefen Partien (Grobschotter und Blockschotter) aber mit den unteren Eibiswalder Schichten in Parallele gestellt werden. Trifft diese Vermutung zu, so wären im Lavanttal weit über 1000 m — unter Berücksichtigung des abgetragenen Hangend —, vielleicht 1500—2000 m mächtige Schichtaufhäufungen in der Zeit des älteren Miozäns anzunehmen, die auch Teile der Koralpe und Saualpe überdeckt haben dürften.

In Übereinstimmung mit diesen Resultaten steht auch die große Mächtigkeit der zweifelsohne ebenfalls ins Helvet zu stellenden Hauptmasse der Schichtfüllung der obersteirischen Kohlenmulden, insbesondere des Fohnsdorfer Beckens. Der Wodzickyschacht hatte im Jahre 1925 mit einem Gesenke, wie Petrascheck (1925—1926/1, S. 8) mitteilt, schon eine Tiefe von 870 m erreicht, „so daß ein Muldentiefstes von

¹⁾ Mit Petrascheck (1925—1926/2, S. 3) betrachte ich die am Ostsaum des Lavantaler Beckens, am Rand der Koralpe, festgestellten Blockschotter als jüngste Auffüllung des Lavanttals und vergleiche sie mit den annähernd die Helvet-Tortongrenze markierenden Konglomeraten der südweststeirischen Bucht.

1200 m nicht unwahrscheinlich ist“. Hierzu kommen noch die nach den Bergbauaufschlüssen nach der Tiefe der Mulde zu an Mächtigkeit zunehmenden „Liegendensandsteine“ und die den Südsaum des Beckens bildenden Hangendblockschotter. Letztere entsprechen, wie ich mich bei Begehungen zwischen Weißkirchen und Groß-Lobming überzeugen konnte, nach ihrer Blockschotterfazies den analogen Schottermassen des Steirischen Beckens, welche dort das Ende des Helvets, bzw. den Beginn des Torton markieren. Auch in der Fohnsdorfer Mulde wird man daher mit einer ursprünglichen Ablagerungsmächtigkeit helvetischer Schichten (einschließlich der Hangendschotter) von 2000 m rechnen müssen, deren Verbreitung nach den Lagerungsverhältnissen auch noch eine viel ausgedehntere als gegenwärtig gewesen sein muß.

Die Mächtigkeit tortonischer Ablagerungen am östlichen Alpenrand.

Mächtigkeit des Torton in den Savefalten.

In der genau erforschten inneren Zone der Savefalten (Tüfferer Faltenmulde) erscheinen die Mächtigkeiten des Torton auffallend gering. W. Petrascheck (1927, S. 14) gibt für Leithakalke und Tüfferer Mergel zusammen nur 200 m an. Die Ursache liegt hier wohl darin, daß man sich im Bereiche einer das ganze Miozän überdauernden, ausgedehnteren Restgeosynklinale der Ostalpen befindet, deren Bereich von mittelmiozänen Hebungen und Störungen nur in geringem Maße betroffen wurde und daher auch von aufgewölbten Zonen nur wenig Schutt zugeliefert erhielt.

Die tortonischen Ablagerungen Südweststeiermarks, welche mächtige Leithakalkmassen enthalten (am Buchkogel zirka 250 m), können mit einer Maximalmächtigkeit von 500—600 m in Rechnung gestellt werden.

Die Mächtigkeiten der mittelmiozänen Schuttbildungen und des Torton am Nordostsporn der Zentralalpen. (Siehe Taf. VII, Fig. 1.) An der Ostflanke des Wechsels (Nordostsporn der Zentralalpen) treten, wie erwähnt, ebenso wie in Südweststeiermark, sehr mächtige mittelmiozäne Schuttbildungen auf, die unter dem Namen „Sinersdorfer Konglomerate“ bekannt sind (Mohr, 1923, Winkler, 1927/3, 1933/3). Der tiefste Teil dieser groben Schuttmassen, welche nebst Wildbachschottern eckigen (Muhren-)Schutt enthalten, läßt sich in seiner Mächtigkeit, mangels einer ausgesprochenen Schichtung und starker bruchförmiger Zerstückelung, schwer genauer abschätzen. Doch hat schon Mohr auf Grund der Aufschlüsse beim Bau des großen Hartberg-Tunnels (1913, S. 45—47) auf die große Mächtigkeit der tieferen Abteilung verwiesen. Für die höhere Partie, welche ich als Fluß- und Bachablagerung, nur z. T. als Wildbachschotter, deute, glaube ich auf Grund der Abmessung der begangenen Profile eine maximale Mächtigkeit bis zu etwa 1500 m annehmen zu können.

Die über den Sinnersdorfer Konglomeraten gelagerten tortonen Marinbildungen (Gebiet von Pinkafeld) schätze ich auf 500—600 m mächtig. Eine im oberen Teil der Schichtfolge angesetzte Wasserbohrung hat eine Tiefe von 190 m erreicht und ist bis zu einem Schotter vorgedrungen, der nach den obertägigen Aufschlüssen schon einem höheren Niveau der Marinserie angehört (Winkler, 1933/1, S. 88).

Die Mächtigkeit des Torton im inneralpinen Wiener Becken. Im inneralpinen Wiener Becken sind leider Bohrungen bis zum Beckenuntergrund noch nicht vorgedrungen. Die nahe dem Beckensaum angesetzte 600 *m*-Bohrung von Liesing hat über 410 *m* marine, z. T. schlierartige Schichten des Torton¹⁾ durchsunken und ist in diesem verblieben (Toula, 1914). Wenn man die aus den Untersuchungen von Friedl (1929, 1933) hervorgehende bedeutende Zunahme der (jüngeren) Schichtmächtigkeiten gegen das Innere des Wiener Beckens (speziell östlich des großen Leopoldsdorfer Bruchs) in Rücksicht zieht und ein ähnliches Verhältnis auch schon für die tortonischen Ablagerungen voraussetzt, so wird man die Annahme Friedls, daß das Torton im Beckeninnern Mächtigkeiten bis 1000 *m* aufweisen kann (1927, S. 11), durchaus für wahrscheinlich halten. Die neue Bohrung II bei Oberlaa ist, wie Friedl angibt (1933, S. 51), trotzdem sie noch im stehengebliebenen Flügel westlich des großen Bruches angesetzt ist, ähnlich wie die Bohrung von Liesing, nach Durchsinken von 300 *m* tortonischen Schichten in diesen noch verblieben.

Die Mächtigkeiten der obermiozänen sarmatischen Schichten.

Bezüglich der Mächtigkeit der obermiozänen sarmatischen Schichten der steirischen Bucht kann, dank der Tiefbohrung von Radkersburg, eine genauere Angabe gemacht werden. Diese Bohrung verblieb in einer Tiefe von 400 *m* im Sarmat (Petrascheck 1930, S. 195), wobei aber das aus sarmatischen Schichten aufgebaute Hügelland noch bis 150 *m* über das Bohrloch aufsteigt. Man wird eine Mächtigkeit des Sarmats von 550—600 *m* voraussetzen können. Im Bereiche des bezüglich seiner sarmatischen Sedimente genauer studierten Gleichenberger Eruptivgebiets, an dessen Ostsaum das Sarmat über auftauchendes, altes Schiefergebirge transgrediert, sind die Mächtigkeitswerte naturgemäß etwas geringer, aber immer noch auf 350—400 *m* zu veranschlagen. Ähnliche Werte gelten für das Wiener Becken.

Wenn wir für das gesamte Miozän die in den Zonen besonders starker Anhäufung gewonnenen Mächtigkeitswerte addieren, so erhalten wir eine Schichtstärke von über 6000 *m*! Es sei aber ausdrücklich betont, daß es sich hierbei z. T. nicht um übereinanderliegende, sondern um nebeneinander und häufig nur in lokalen Senken gebildete Anhäufungen handelt. Immerhin wird man im ost- und weststeirischen Becken gegenwärtig noch — wo bereits ein Teil der Schichtfolge abgedeckt ist — eine miozäne Schichtmächtigkeit in der Nordhälfte wohl bis zu 1000 *m*, im südlichen Teil aber vermutlich eine noch wesentlich größere voraussetzen können. Insbesondere im Südostteil (zwischen Spielfeld, Mureck und Radkersburg) sind höhere Werte zu erwarten.²⁾

Die Mächtigkeit der pannonischen Schichten am östlichen Alpenrand.

Die nur im nördlichen und östlichen Teil des steirischen Beckens verbreiteten pannonischen Ablagerungen zeigen nicht den vollen, dieser

¹⁾ In Übereinstimmung mit der neuen Auffassung von Friedl wird vorausgesetzt, daß im inneralpinen Wiener Becken (südlich der Donau) helvetischer Schlier nicht mehr entwickelt ist, sondern die Beckenfüllung erst mit dem Torton beginnt.

²⁾ Eine Bohrung auf artesisches Wasser in Untervogau bei Straß (nördlich von Spielfeld) hat bis zur Tiefe von 140 *m* nur einförmige Schliermergel durchsunken, in denen sie auch verblieben ist.

Stufe ansonsten entsprechenden Mächtigkeitwert, da hier im Altplozän z. T. ein fluviatiles Durchzugsland (mit Schichtlücken) vorlag. Nur der untere, in typischer „kaspibracker“ Facies ausgebildete Teil dieser Schichten ist auf steirischem Boden faunistisch gut belegt. Das Profil der von mir in Untersuchung befindlichen Bohrung von Fürstenfeld zeigt bis zu seinem Endpunkte, bei 1415 m, nur älteres Pannon. Unter Berücksichtigung der über den Bohrpunkt gelegenen, das anschließende Hügelland zusammensetzenden pannonischen Schichten ergäbe sich eine Mindestmächtigkeit von 300 m, die jedoch, wie im nächsten Abschnitt gezeigt wird, noch durch eine abgetragene Decke von etwa 200 m Stärke zu ergänzen ist, so daß eine Gesamtmächtigkeit von etwa 500 m resultieren würde. Dabei ist aber noch auf vorhandene Schichtlücken zu achten und auch darauf, daß die Mächtigkeiten der obersten pannonischen Horizonte, die nur mehr lokal (entlang von Flußtalern) zur Ablagerung gelangt sind, in diesem Werte noch nicht enthalten sind. Wir müssen weiter nach SO hinausgehen, um die vollständige Mächtigkeit des Pannons zu erhalten, welche sich hier als erstaunlich groß erwiesen hat. In der Bohrung von Budafapuszta (Com. Zala) im untersten Murgebiet, — eine Örtlichkeit über 50 km südöstlich des Gleichenberger Eruptivgebiets gelegen —, welche eine Tiefe von 1737 m erreicht hat, wurde noch bei 1526 m die für Unterpannon bezeichnende *Congeria banatica* angetroffen (v. Papp, 1932, S. 122, Pavai-Vajna, 1930, S. 150). Das gleiche Gestein hielt bis zur Tiefe von 1737 m an. Mit Berücksichtigung der im Bereiche des Bohrpunktes bereits abgetragenen Hangendschichten des Pannons, wird dessen Gesamtmächtigkeit auf etwa 2000 m geschätzt.

In den Savefalten sind ebenfalls bedeutende Mächtigkeiten pannonischer Ablagerungen festgestellt worden. Tornquist schätzt die Mächtigkeit des Pannons am Südsaum des Samoboregebirges, des südöstlichsten, vom Karste abzweigenden Inselgebirgszuges der Südalpen, auf 800 m (1918, S. 75), W. Petrascheck (1927, S. 12) gibt die Mächtigkeit des Pannons in Zagorien, im Süden des Ivancagebirges, zu 1000—1400 m an. Nördlich der Ivancica wurde in pannonischen Schichten bei Poganec 800 m tief gebohrt (Petrascheck 1926/3, S. 26).

Im inneralpinen Wiener Becken haben die von Petrascheck (1921/22) und von Friedl (1927, 1931) beschriebenen und ausgedeuteten Bohrungen von Lanzendorf im südlichen Teil und von Landshut im nördlichen Teil sehr genaue Daten geliefert. Während das Pannon in der Bohrung von Lanzendorf (südlich der Donau) nur eine Mächtigkeit von 680 m aufzeigt, steigt nördlich der Donau die Mächtigkeit an (Landshut 800 m), so daß Friedl unter Berücksichtigung der abgetragenen Hangendpartien „in den zentral gelegenen Synkinalregionen des Wiener Beckens“ eine Maximalmächtigkeit von über 1000 m vermutet (1931, S. 23).

Die Mächtigkeit der pannonischen und jüngeren Ablagerungen im ungarischen Becken.

Es ist von Interesse, mit den vorerwähnten Daten die Schichtmächtigkeiten im pannonischen Becken selbst zu vergleichen. Leider liegen mir aus der kleinen ungarischen Tiefebene (außer der schon erwähnten Bohrung von Budafa) nur wenig Daten über tiefere Bohrungen vor.

L. von Loczy (1916, S. 452) wollte den pannonischen Schichten in der Nähe des Balaton-Sees, „besonders jenen an seinem Südrande die Grenzwerte von 265—318 *m*“ zumessen. Hier erscheint aber die Abtragung unterschätzt, indem er ein Hinaufreichen der pannonischen Sedimentation nur bis 300 *m* Seehöhe annahm. Doch fand ich auf der Basalthöhe des Somlohegy (Schomlauerberg), der 435 *m* hoch ist, noch Quarzgerölle, was nebst anderen Momenten für eine weitergehende spätpannonische Zuschüttung der kleinen ungarischen Ebene spricht. Für die vom Bakonyerwald entfernten Teile der kleinen ungarischen Ebene vermutete übrigens auch Loczy größere Schichtmächtigkeiten des Pannons. Sie dürften sich nach den früher erwähnten, in Steiermark und im unteren Murgebiet gewonnenen Daten nicht viel unter 1000 *m* halten, z. T. aber wohl noch größer sein.¹⁾

In der großen ungarischen Ebene haben verschiedene Bohrungen bedeutende pannonische Schichtmächtigkeiten ergeben. In der Bohrung von Hajdu-Szoboszló erwies sich das Pannon 1274 *m* mächtig (Papp, 1933, S. 125). In der Bohrung von Baja (Com. Bacsbodrog, nahe der Donau) ergab sich eine Mächtigkeit des pannonischen weißen Mergels mit 1000 *m*, noch in den höheren Partien durch Fossilien als tieferes Pannon gekennzeichnet.

Es folgt aus diesen Angaben, daß unbeschadet bedeutender Schwankungen der Mächtigkeiten doch ausgedehnte Teile der kleinen und großen ungarischen Ebene mit bis zu über 1000 *m* mächtigen pannonischen Schichten zugefällt sind.

Die dem Oberpliozän und vielleicht z. T. auch dem Altquartär entsprechenden levantinen Ablagerungen (Ruman nach Krejci-Graf),²⁾ die in der großen ungarischen Ebene auftreten,³⁾ sind nach Loczy durch eine Bruchstörung im Gebiete südöstlich des Plattensees vom Pannonbereich getrennt. Die Bohrung von Nagy-Beckerek hat für das obere und mittlere Levantin eine Mächtigkeit von nahezu 400 *m* ergeben (Papp, 1932, S. 121). Nach Pavai-Vajna ist die obere Grenze der Pannonschichten, also die Basis des Levantins, auf Grund der neueren Bohrungen im Bereiche der großen Alfölds zwischen 151 und 870 *m* festgestellt. Von den Schichten der jüngsten Füllung fällt nur ein kleinerer Teil aufs Diluvium. Es gab also auch noch im höheren Pliozän mächtige Aufschüttungen im Bereiche der pannonischen Ebene.

Vereinigen wir die Werte maximaler Schichtaufhäufung am Alpen-saume aus der Zeit des älteren Miozäns (Burdigal + Helvet), welche auf 3500 *m* geschätzt wurde, mit jenen des höheren Miozäns (zirka 2500 *m*) und mit jenen des Pliozäns im Bereiche der ungarischen Ebene (2000 bis 2500 *m*), so erhalten wir, ohne Berücksichtigung der jüngsten, erst in der Walachei und im Donaumündungsgebiete niedergelegten Abtragsprodukte, eine Gesamtmächtigkeit des aufgehäuften Abtrags-schuttles von

¹⁾ Nach A. Benda (1933) verblieb die Bohrung von Celldömölk bei 303 *m* Tiefe in mittelpannonischen Schichten.

²⁾ Bezeichnung für den „pliozänen“ Anteil.

³⁾ Bei den von Sümeghy (1923) dem Levantin parallelisierten Schichten der kleinen ungarischen Ebene dürfte es sich analog den Paludinen-Tegelsanden des Wiener Beckens, im Sinne von Loczy, z. T. um eine Süßwasserfazies des höheren Pannons handeln.

zirka 8000 bis 9000 *m*. Gewiß ist die durchschnittliche Schichtfüllung der großen pannonischen Senke und ihrer Randteile (Steirisches Becken, Wiener Becken und Savefalten) wesentlich geringer. Es ist natürlich auch zu beachten, daß das in aufeinanderfolgenden Zeiten z. T. nebeneinander aufgehäuften Material bis zu einem gewissen Grad aus der Umlagerung älteren Abtragsschuttes hervorgegangen ist, so daß die angegebenen maximalen Mächtigkeitswerte nur der Summe der in den Zonen stärkster Senkung jeweils maximal aufgestapelten Schichtmassen entsprechen, während der Abtrag vom alpinen Grundgebirge etwas geringere Werte ergeben müßte. Immerhin kann die Füllung des inneralpiner Wiener Beckens mit tertiären Ablagerungen nach den vorliegenden Daten in den inneren Teilen auf 2000 bis 3000 *m*, jene der kleinen ungarischen Ebene, speziell im Südteil, auch noch höher geschätzt werden, während die Bohrungen in dem östlichen Teil der großen ungarischen Ebene, welche bis auf Grundgebirge niedergestoßen wurden, nach von Papp (1932, S. 1923 ff.) jungtertiäre Mächtigkeiten¹⁾ von nur 1600 bis 1700 *m* (Hajdu-Szobozlo), bzw. von 1300 (1600 *m*?) (Debreczen) ergeben haben. Es erscheint auch durchaus verständlich, daß sich die abnormen Mächtigkeitswerte am Saum des jeweiligen Gebirges, am Rande der miozänen und pliozänen Senkungen vorfinden und daß eben ein großer Teil des Abtragsschuttes, insbesondere das grobe Material, schon hier liegenbleiben mußte.

Die ermittelten Werte geben uns einen Fingerzeig für die große Bedeutung junger Abtragung. Schon der Versuch, den miozänen Abtragsschutt, der im Bereiche des steirischen Beckens zum größeren Teil von den Randbergen abstammt und nicht aus dem Alpeninnern herbeigeschafft wurde, auf das Gebirge wieder aufzutragen, zeigt, daß dessen Oberfläche durchschnittlich wohl eine Erhöhung um mindestens 1000 *m* erfahren würde. Wenn wir auch noch den pliozänen Abtragsschutt hinzufügen, so rückt das Landniveau zu Miozänbeginn noch höher hinauf und jedenfalls hoch über die heutige Oberfläche des Gebirges. Schon hiedurch erscheint die Möglichkeit, der Erhaltung nicht verschütteter, bzw. nicht wiederaufgedeckter Landoberflächenteile aus der Miozänzeit in den östlichen Randbergen der Alpen sehr in Frage gestellt.

IV. Die Feststellung jungen Abtrags auf Grund des Lagerungsbildes im miozän-pliozänen Schichtbereiche.

Hatten uns die Mächtigkeiten jungtertiärer Aufschüttung am östlichen Alpenrande schon das große Ausmaß flächenhafter Denudation eindringlich vor Augen geführt, so soll nun auf Grund der aus dem Schichtenbau jungtertiärer Bereiche ablesbaren Werte die Größe der Abtragung örtlich direkt festgelegt werden.

Denudationen im Bereiche der Radel-Antiklinale.

Wie die Betrachtung des schon herangezogenen Profils in meiner Arbeit über das Radelgebirge (1929/2, S. 525, Fig. 4) erkennen läßt, muß eine gewaltige flächenhafte Denudation im Radelgebirge nach Ablagerung des älteren Miozäns (Burdigal + älteres Helvet) erfolgt sein. Denn es handelt

¹⁾ Das Miozän erscheint hier nur gering mächtig ausgebildet.

sich beim „Radelschotter“ und den ihm aufgelagerten „unteren Eibiswalder Schichten“ um eine mächtige einheitliche Schichtfolge, welche auf etwa 20 km Länge bei sehr gleichmäßiger, mittelsteiler Lagerung mit ihren Schichtköpfen südwärts in die Luft ausstreicht. Es ist die Annahme unausweichlich, daß die Fortsetzung dieser Schichten tatsächlich die Wölbung des Radels einst überdeckt hat und große Sedimentmassen von dort durch Abtragung entfernt wurden,¹⁾ wenn auch eine Mächtigkeitsabnahme der Schichten gegen Süden hin, mit Entfernung von ihrem nordwestlichen Herkunftsgebiete, durchaus wahrscheinlich erscheint. In der an die Radelwölbung im Süden anschließenden, tertiärerfüllten Synklinale, südlich der Drau, sind hauptsächlich nur die tiefsten tertiären Horizonte (Basisschichten des Radelschotters und dieser selbst) entwickelt. Im östlichen Teil dieser Zone konnte jedoch, im Liegenden des dort eingefalteten Schliers, ein Komplex festgestellt werden, der den Eibiswalder Schichten entspricht (Winkler, 1928/4, S. 71—72). Jedenfalls ist man zur Annahme berechtigt, daß über der Wölbung des Radelgebirges Schichten in einer Mindestmächtigkeit von 1500 m vollständig weggeschafft wurden. Das Alter der Abtragung läßt sich insofern einengen, als einerseits die Bewegungen, die an der Torton-Helvetgrenze im südweststeirischen Becken nachweisbar sind, zweifelsohne auch eine Aufwölbung und Abtragung am Radel eingeleitet haben werden; andererseits spärliche Reste hochgelegener Abtragsflächen, welche nach Analogie mit später zu erwähnenden Niveaus als mittelplozän gedeutet werden können, eine obere Grenze für die hauptsächlich, flächenhafte Erniedrigung des Radelkammes abgeben, unbeschadet natürlich noch späterer, weitgehenderer, linearer Zerschneidung des Gebirges.

Der flächenhafte Abtrag des Radelgewölbes dürfte demnach speziell die Zeiten des Torton, Sarmats und Altplozäns umfaßt haben.

Junge Abtragung an der Remschnigg-Antiklinale.²⁾

Noch viel eindringlicher läßt sich der Abtrag einer nach vielen hunderten Metern, wahrscheinlich bis über 1000 m betragenden Schichtdecke an dem plozänen Faltenwall des Remschnigg feststellen. An diesem nach O absinkenden, aus kristallinen und altpaläozoischen Gesteinen mit mitgefalteter tertiärer Bedeckung bestehenden Gewölbe (vgl. Winkler, 1933/3, Taf. I) lagern sich gegen O hin immer jüngere Miozänschichten übergreifend auf (zuerst Radelschotter, dann untere und höhere Eibiswalder Schichten, schließlich Arnfelder Konglomerate und Schlier). Während das Kristallin (mit auflastenden Erosionslappen von Paläozoikum) in längerer Erstreckung (15 km) im Kern der Antiklinale die Landfläche bildet, fallen an beiden Flanken des Gewölbes und des Höhenrückens, beiderseits gleichartig ausgebildete Miozänschichten, mit mittleren und örtlich auch steileren Neigungen ab,³⁾ deren ursprünglicher Zusammenhang über dem abgetragenen Gewölbescheitel sohin völlig außer Zweifel

¹⁾ Ob dies auch noch für die oberen Eibiswalder Schichten (und Florianer Schichten) gilt, mag noch dahingestellt bleiben.

²⁾ Selbständige jugendliche Vorfalte des Poßruck.

³⁾ Auf der Südseite schließt sich die von Radelschotter und Eibiswalder Schichten, im östlichen Teil auch von Arnfelder Konglomeraten und Schlier erfüllte Kappeler Synklinale an. Auf der geologischen Übersichtskarte Österreichs ist diese leider noch nicht entsprechend zur Darstellung gelangt.

steht. Das wird schließlich auch durch den Zusammenschluß des Miozänmantels über dem Grundgebirge im östlichen Teil der Falte bekräftigt. Das Alter der Abtragung ist gut fixierbar. Die Denudation kann erst nach Entstehung des vermutlich späthelvetisch-frühtortonischen Schliers begonnen haben und hat ihren Abschluß durch die Ausbildung einer, die Faltenwölbung des Remschnigg kappenden, den jungen Faltenbau übergreifenden alten Landfläche gefunden, die ich für Mittelplozän halte.

Junge Abtragung am Poßruck (siehe Taf. VII, Profil 3).

Das Studium der Miozänablagerungen an der NO-Flanke des Poßruck ergab, wie schon betont, die Möglichkeit, die Mächtigkeit des einförmigen Schliers mit 1500 *m* festzulegen. Wie das Profil zeigt, bildet das Schlier die Nord(NO)Flanke der mächtigen, plozänen Antiklinalwölbung des Poßruck, welche in einer Breite von über 10 *km* das Grundgebirge hervortreten läßt, während sich der synklinale Gegenflügel in einer steil zur Einfaltung von Reifnig-St. Lorenzen eintauchenden Süßwasser-Schlierfolge, südlich der Drau, zu erkennen gibt (vgl. Winkler, 1929, S. 5—10). Mit ganz einheitlicher und nur zwischen 20—30° wechselnder Neigung legt sich am Nordostgehänge des Poßruck (östlich von Hl. Geist a. P.) eine Schlierlage regelmäßig über die andere, wobei die Bänke in ihrer vollen (etwa 1500 *m* betragenden) Mächtigkeit in der Richtung zum Scheitel des Gewölbes in die Luft ausstreichen. Auch die im Gegenflügel, südlich des Poßrucks, zur Synklinale von St. Lorenzen eintauchenden Schlierschichten zeigen eine beträchtliche Mächtigkeit. Wir werden daher nicht fehlgehen, wenn wir am östlichen Poßruck eine flächenhafte Abtragung einer bis zu 1000—1500 *m* mächtigen Schlierdecke annehmen. Am Ostabfall des Poßruck schließt sich der Schliermantel, vom Gewölbe nach NO und O abfallend, wobei sich hier zwischen dem Grundgebirge und dem Schlier mehrere 100 *m* mächtige, ältermiozäne (burdigal-altheilvetische) marine Sandsteine und Mergel zwischenschalten. Deren mutmaßliche Äquivalente erscheinen in einer zu den Eibiswalder Süßwasserschichten überleitenden Facies in Resten auch noch auf der Höhe des Poßruck.

Man beachte, daß dieser angenommene Abtrag sich ähnlich, wie beim Remschnigg, auch hier wieder auf die Zeit des höheren Miozäns (und Altplozäns) einengen läßt. Ich glaube den Beginn dieser Abtragung mit dem Einsetzen jener Bewegungen identifizieren zu können, welche zu Tortonbeginn das Schliermeer nördlich des Poßrucks zeitweilig trockenlegten, einen Schuttransport von den Randbergen bis an die Mur heran in die Wege leiteten und in Erosionsdiskordanzen innerhalb der Miozänschichten zum Ausdruck kommen (= Schlußphase der Kreuzbergkonglomerate, Bildungszeit des Uler Blockschutts). Ein wesentlicher Teil der Abtragung ist aber zweifellos erst jünger als das Torton, welches, wenn auch im abgeschwächten Maße, an der Aufrichtung, Verbiegung und Dislozierung des Schliers noch teilgenommen hat. Auch am Poßruck begrenzt wieder eine schön erhaltene, wahrscheinlich mittelplozäne Abtragsfläche die Periode flächenhafter Denudation in zeitlicher Hinsicht nach oben hin.

Die Werte jungen Abtrags im oststeirischen Becken.

Im oststeirischen Becken, in welchem die Ablagerungen des Obermiozäns und des Unterplozäns vorherrschen, lassen sich die jugendlichen

Abtragsvorgänge zeitlich noch genauer fixieren, indem hier sicher datierbare tertiäre Landflächenreste hiezu herangezogen werden können. (Taf. VII, Fig. 2).

Im südlichen Gleichenberger Vulkangebiet ist unter der darübergeflossenen Basaltdecke des Stradner Kogels (609 *m*) eine etwa mittelplozäne (bzw. spätunterplozäne) vorbasaltische Landoberfläche erhalten geblieben, welche teils einem Erosionsrelief entspricht, teils aber eine spätpannonische Quarzüberschotterung aufweist. Der Basalt greift wie eine transgredierende Ablagerung, über letztere, dann über unterpannonischen Congerientegel und über Obersarmat bis auf Mittelsarmat über (Winkler, 1913/1, S. 465). Der Basalt überdeckt hier das östliche Ende einer altplozänen Wölbung, deren Existenz im südlichen Gleichenberger Eruptivgebiete und im westlich anschließenden „Grabenlande“ von mir schon 1913 erwiesen wurde (1913/2, S. 616). Tektonische Aufwölbungen und Abtragung gingen hier offenbar Hand in Hand, indem sie im Laufe des höheren Pannons eine Art Primärrumpf (Trugrumpf) entstehen ließen (intrapannonische Erosion). Unter dem Basalt dürften etwa 200—300 *m* sarmatischer und altpannonischer Schichten damals denudiert worden sein.

Die nachpannonische Abtragung. Die Werte nachpannonischer Abtragung im steirischen Becken lassen sich ermitteln, wenn das Ausgangsniveau, die höchste pannonische Aufschüttungsfläche, bekannt ist. Ich habe schon in verschiedenen Arbeiten (1921, 1927/2, S. 47—49; 1927/5) darauf verwiesen, daß auch noch die höchsten vulkanischen Höhen der Oststeiermark eine plozäne Schotterüberstreuung erkennen lassen. So reichen Quarzgerölle am Gleichenberger Kogel bis nahe an das Gipfelplateau (596 *m*) hinauf, das ich als spätpannonisches Abtragsniveau deute. Der Basalt des Stradner Kogels, der erst am Ende des Pannons ausgeflossen ist, zeigt noch auf seinem kleinen Gipfelplateau (609 *m*) Quarzrollsteine, die auch diese höchstgelegene, ans äußerste Ende des Pannons (etwa schon Mittelplozän) zu stellende Landfläche als Denudationsfläche erweisen. Sonach wäre hier das höchste Aufschüttungsniveau (am Ende des Pannons) in etwas über 600 *m* anzunehmen.

Daß dieser Wert auch für den ausgedehnten Bereich des Vulkangebiets zwischen Mur, Raab und Feistritz-Lafnitz Geltung hat, ergibt sich aus folgendem:

Über 40 Tuffschlote durchsetzen die tertiären Schichten dieses Raums, wobei auch noch die höherpannonischen Ablagerungen von den Explosionen durchschlagen wurden. Nirgends sind hier aber¹⁾ die zu den Ausbrüchen zugehörigen Tuffaufschüttungen (Tuffringwälle und Tuffdecken) erhalten geblieben; und doch wäre zu erwarten, daß sie, wenn die heutigen Hügellandfluren erst nur wenig unter die mittelplozäne Landoberfläche erniedrigt worden wären, wenigstens in einzelnen Resten bewahrt geblieben wären, zumal die Tuffe, als zur Verfestigung neigendes

¹⁾ Mit Ausnahme der hochgelegenen, aber nach ihrem Ausbruch, vermutlich über dem sich entleerenden Magmaherde nachträglich wieder nachgesunkenen Basaltdecke des Stradner Kogels und des ein ähnliches Schicksal aufzeigenden Basalt- und Tuffgebiets von Klöch.

Material, ihre Unterlage vor der Abtragung bis zu einem gewissen Grad geschützt haben müssen. Da die oberflächlichen Tuffdecken aber nicht mehr erhalten sind, ergibt sich der zwingende Schluß, daß die heutige, etwa bis 400 m Seehöhe hinaufreichende Höhenflur des oststeirischen Schichthügellandes schon beträchtlich unter das mittelplozäne Niveau erniedrigt sein muß.

An fünf Stellen treten im oststeirischen Vulkangebiete alte, allerdings ihrer Form nach schon vollkommen zerstörte „Maare“ auf. Der mit mächtigeren vulkanischen und sedimentären Produkten ausgefüllte Boden dieser in die mittelplozäne Landschaft eingesenkt gewesenen alten Kraterseen krönt gegenwärtig die Kämme der Hügel, bis zu Seehöhen von 450 m hinan, abermals ein Hinweis auf die Höhenlage der mittelplozänen Landfläche!

Nach derselben Richtung weist schließlich die Tatsache, daß ein großer Teil der Tuffdurchbrüche (z. B. jene von Kapfenstein, Fehring, Pertlstein, Riegersburg und insbesondere die burgenländischen bei Jennersdorf und Neuhaus) überreich an groben Quarzgeröllen und ganzen Schotterchollen sind, welche nach der Sachlage nur einer, heute bereits fast völlig abgetragenen, jüngstpannonischen Schotterdecke entnommen sein können, deren nach O rückgewitterter Erosionsrand auf der Höhe des Silberberges (östlich des Dreigrenzungspunktes zwischen Österreich, Ungarn und Jugoslawien [401 m]) in Erscheinung tritt, und welcher auch die schon erwähnten, unter dem Stradner Basalte und den Klöcher Tuffen auftretenden, bzw. diese überlagernden Schotterreste zugehören (Winkler, 1927/4, S. 442—445). Aus allem ergibt sich, daß seit dem Mittelpliozän noch eine bedeutende flächenhafte Ausräumung im oststeirischen Vulkangebiete Platz gegriffen hat, welche über den Fluren des Hügellandes eine mindestens 200 m mächtige, pliozäne Schichtdecke vollständig abgeräumt und außerdem die Täler noch bis zu 150 m Tiefe in das neugeformte, reichgegliederte Hügelland eingesenkt hat. Der durchschnittliche Abtrag wird sich demnach nicht viel von einem etwa 300 m betragenden Werte entfernen.

Junge Abtragung in den Savefalten.

Schon im Jahre 1923 habe ich unter Hinweis auf die große Bedeutung altpliozäner Abtragung auf ein Beispiel aus den Savefalten verwiesen (S. 373—375), ohne daß diese Bemerkungen, wie es scheint, weitere Beachtung gefunden hätten. Es sei hier kurz nochmals auf den Sachverhalt eingegangen. Die zentrale, im Pliozän gebildete Faltenzone der Savefalten, die Tüfferer Mulde, entspricht einem markanten, mit steilen Überschiebungen (besonders am Nordsaum) kombinierten Faltelement. Am Südsaum der Synklinale streichen sarmatische Schichten, oberer Leithakalk, Tüfferer Mergel und unterer Leithakalk¹⁾ im allgemeinen mit mittleren Neigungen südwärts in die Luft aus, während der im allgemeinen steiler, oft nahezu saiger aufgerichtete Nordflügel auch noch älteres Miozän und auch Oberoligozän zum Ausstrich bringt. Es ist klar, daß es sich bei den Sedimenten der Tüfferer Mulde nur um den eingefalteten Rest einer viel ausgedehnteren, die ganzen Savefalten, wenn

1) Dies gilt für den Profilschnitt im Gebiet von Tüffer.

auch nicht mit allen Horizonten überziehenden Schichtfolge¹⁾ handelt, welche auch über den großen, anschließenden Gewölben (Trojana-Antiklinale im N, Littai-er-Antiklinale im S) flächenhafte Ausbreitung hatte.

Die Mächtigkeit der abgetragenen Schichten ergibt sich (im Bereiche des Südflügels der Tüfferer Mulde) zu etwa 200 *m* Torton (Schichtmächtigkeit nach W. Petrascheck, 1927, S. 14) und etwa mindestens ebensoviel Sarmat (vgl. hierzu das Profil von A. Bittner, 1884, S. 538) also 400 *m* Tertiär, wobei aber, bei dem Fehlen von Miozänresten am Scheitel der Wölbung, auch noch mit einer Abräumung von Triasschichten zu rechnen ist. Die einstige weitere Ausbreitung der Schichtdecke nach S hin beweisen dann insbesondere noch die Miozänrelikte von Ratschach bei Steinbrück (Zidani Most) an der Save und die noch südlicher gelegenen von Johannstal. Der Rest bei Steinbrück, den Teller eingehend beschrieben hat (1898), entspricht einer tiefgehenden, tektonischen Einschuppung von Leithakalk und Sarmat in das triadische Grundgebirge hinein. Es ist ein großartiges Bild, inmitten der steilwandigen Triasschlucht, eine, mit gequetschten Miozanschichten erfüllte, breite Bewegungskluft, von den Höhen der Berge herabziehend, den Talboden unterteufen zu sehen! Von besonderem Interesse ist aber die Tatsache, daß sich in diesem Raum in 890 *m* Seehöhe, fast 700 *m* über dem heutigen Talboden, die Reste einer alten Landfläche (am Straski hrib) erkennen lassen, welche, als flächenhaftes Niveau entwickelt, wie Kossmat (1916, S. 52) zuerst betont hat, in Trias eingeschnitten ist, das Miozän übergreift und von der großen Störung nicht mehr beeinflußt erscheint. Wenn es sich hier, wofür schon die Höhenlage spricht, noch um ein mittelplozänes Flachrelief handelt, so ist erwiesen, daß in der Zeitspanne des Pannons über den Scheiteln der großen Gewölbe der Savefalten eine flächenhafte Abdeckung von 400 bis 500 *m* Platz gegriffen hat; ein Vorgang, der offenbar nur unter der Annahme einer Gleichzeitigkeit von Auffaltung und Abtrag plausibel erscheint. Denn die Denudation kann erst nach Heraushebung des Meeresgrundes und beginnender Faltung, also nach-sarmatisch eingesetzt haben, muß aber andererseits im Bereiche der widerstandsfähigeren Grundgebirgskerne der Gewölbe bereits im Mittelpliozän, insoweit flächenhafte Abtragung in Betracht kommt, abgeschlossen gewesen sein.

Wohl das großartigste Beispiel jugendlicher kräftiger Abtragung gewährt der Faltenwall der Ivancica (1067 *m*) im Ostteil der Savefalten, welcher, wie kein anderer in den Ostalpen, noch eine vollkommene Kongruenz zwischen tektonischem Bau und morphologischem Bild erkennen läßt (Winkler, 1923, S. 375). Es handelt sich hier um ganz junge, mittel- bis oberpliozäne Auffaltungen. Nach der klaren, zuletzt von W. Petrascheck gegebenen Profildarstellung (1925—1926/3, S. 26) muß man schließen, daß die pannonischen Schichten, die am Nordabfall der Antiklinale saiger aufgerichtet und teilweise sogar überkippt erscheinen, vom Südflügel aber ebenfalls deutlich abfallen, diesen engbegrenzten Triaswall noch überspannt haben. Wenn dies der Fall war, so müßten etwa 800 *m* pannonische Schichten über der Antiklinale abgetragen worden sein und zudem die

¹⁾ Transgression des älteren Miozäns und Transgression der Leithakalke unmittelbar über Grundgebirge.

Denudation auch noch Teile der sarmatischen und marinen Schichten (nebst etwas Oligozän und Trias) über dem Gewölbescheitel entfernt haben. Mag sein, daß die Abtragung der pannonischen Schichten schon im Laufe dieser Periode — bei Einsetzen einer Voraufwölbung der Trias-Miozänfalte — begonnen hat; für alle Fälle bleibt aber eine nach hunderten Metern betragende Abräumung des Ivancicagewölbes eine unerläßliche Schlußfolgerung. Bezüglich des diesem Gebirge nördlich vorgelagerten paunonischen Beckens (Varasdiner Bucht) gibt auch W. Petrascheck (1925—26/2, S. 26) an, daß sich die „Wahrscheinlichkeit“ ergebe, daß hier „ein nach mehreren 100 m zählendes (pannonisches) Deckgebirge abgetragen wurde.“

Die Abtragswerte am Nordostsporn der Zentralalpen. (Taf. VII, Fig. 1.)

Es sei nun auf die eigenen Untersuchungen der Tertiärablagerungen des NO-Sporns (1933) verwiesen, welche dort eine Abräumung sehr mächtiger Miozänschichten ergeben haben. Vom nordoststeirischen Becken und von der Landseerbucht (= Ostsaum des NO-Sporns) greifen hier miozäne Land- und Süßwasserbildungen in 3 Streifen ins Grundgebirge ein, welche im allgemeinen nach SW (WSW) einfallen. Wie genaue Begehungen gezeigt haben, handelt es sich hier um Reste einer ursprünglich mehr oder minder einheitlichen Schichtdecke, welche in Gestalt einer einseitig durch Brüche begrenzten Einklemmung nur mehr in diesen Resten vorliegt, während die zwischengelegenen, verbindenden Sedimente der Abtragung zum Opfer gefallen sind. Auch unter Berücksichtigung der Abnahme der Schichtmächtigkeit in der Transportrichtung und unter der Voraussetzung, daß die zeitlich aufeinanderfolgenden Horizonte nicht immer übereinander, sondern z. T. auch nebeneinander niedergelegt wurden, bleibt die Annahme gewaltiger Abräumung unvermeidlich. Über den kristallinen Schollenstreifen zwischen den Miozänschichten Sinnersdorf—Tauchen und jenen der Krumbacher Senke wird eine Abdeckung von mindestens 1000 m mächtigen Miozänsedimenten, wahrscheinlich aber noch mehr, vorauszusetzen sein. Denn den Neogenschichten, welche in der Sinnersdorf-Tauchener Zone mit mittelsteilen Neigungen (örtlich auch saiger) gegen NO hin über Kristallin in die Luft ausstreichen, stehen in der jenseits dieses Kristallins gelegenen, tief eingebrochenen Krumbacher Zone wieder analoge Miozänschichten gegenüber, deren Mächtigkeit (ohne Berücksichtigung des bereits abgetragenen Hangenden) auf 1200 m geschätzt werden kann (Winkler, 1933/1, S. 85 ff.).

Auch die Geröllzusammensetzung der in einer Einfaltung zwischen den heutigen paläozoischen Höhenzügen der Günserberge und des Bernsteiner Serpentinegebirges gelegenen mittelmiozänen Schotterdecken, welche von ihrer Einfassung unabhängig erscheinen, ist ein Beweis für die einstige weitgehende flächenhafte Verhüllung dieser älteren Gebirgshöhen und für eine erst nachträgliche Bloßlegung des Paläozoikums durch Wegwaschung der miozänen Schichtdecke, eine Erscheinung, wie sie übrigens ganz regional für den NO-Sporn kennzeichnend ist. Für das Alter dieser Denudationsvorgänge erscheint mir die Tatsache von Wichtigkeit, daß die Erscheinungen erst mit dem Torton (nach Aufschüttung der Sinnersdorfer Konglomerate) begonnen haben können und daß ihr Abschluß

durch die Ausbildung einer prächtigen, alten Flachlandschaft auf der Höhe der Buckligen Welt markiert wird (700—800 *m*). Die Altersstellung der letzteren erwies sich, wie ich (1933/1, S. 97) zeigen konnte, vermutlich als spätpannonisch, also etwa untermittelplozän. Somit verbleibt für die bedeutende Abräumung des Mittelmiozäns vom NO-Sporn der Zeitraum des Torton, Sarmats und Pannons, wofür auch korrelate, über 1000 *m* mächtige Sedimente in der Friedberg-Pinkafelder Bucht zur Verfügung stehen.

Junge Abtragungswerte im inneralpinen Wiener Becken.

Das inneralpine Wiener Becken ist eine große junge Ausräumungslandschaft; nichts weist so eindringlich darauf hin als der nach Friedl (1927, S. 2) eine Sprunghöhe von 540 *m* aufweisende Leopoldsdorfer Bruch, der während des Jungtertiärs vollständig einnivelliert werden konnte. Dabei wurde zwar der pannonische Anteil der Bruchbildung, wie Friedl begründet, schon durch die Sedimentation verschiedenen Ausmaßes beiderseits der Störung ausgeglichen, der immerhin noch wesentliche nachpannonische Anteil aber erst durch spätere flächenhafte Ausräumung zum Verschwinden gebracht.¹⁾ Für die einst weitgehende Zuschüttung des Wiener Beckens mit pannonischen Sedimenten und erst nachfolgender Ausräumung derselben spricht insbesondere, wie schon Kober (1926, S. 106), Winkler (1928/2, S. 247) und F. E. Sueß (1929, S. 222) hervorgehoben haben, der hochgelegene Denudationsrest unter der schützenden Süßwasserkalkdecke des Eichkogels bei Mödling, was in diesem Randteile des Beckens auf eine nachpannonische Entfernung von 150 bis 200 *m* Schichtmaterial schließen läßt. Im Gebiete des Anninger bei Mödling nimmt Kober (1926, S. 108) eine weitgehende Abräumung einer einst über diesen kalkalpinen Randberg ausgebreiteten, miozänen Schotterdecke voraus, eine Auffassung, der ich mich anschließen möchte. In diesem Falle wäre aber die Denudation im wesentlichen schon als vor- (und alt)pannonisch anzusehen.

Wie das Wiener und das steirische Becken ist auch die kleine ungarische Tiefebene im wesentlichen eine junge Ausräumungslandschaft, wovon die an den isolierten Basaltbergen bis zu größerer Höhe reichenden pannonischen Sedimentreste und die am Schomlauerberg von mir beobachtete Quarzschotterüberstreuung Zeugnis ablegen. In gewissen Teilen dürfte die Ausräumung den Betrag von 200 *m* überstiegen haben.

Es sei nun auf die Deutung eines etwas schwierigeren Falls eingegangen. Die Kalkberge des Grazer Paläozoikums tragen Altlandschaften, die besonders im Hochlantschgebiet eingehend von Baedeker (1922), Sölch (1924, 1928), Aigner (1925/1926) und Götzing (1931) beschrieben worden sind. Auf diesen hochgelegenen Kalkbergen wurden an zahlreichen Stellen (zwischen 1200 *m* und 1700 *m* Seehöhe) Augensteine als letzte

¹⁾ Meine (1929/1, S. 180) zum Ausdruck gebrachten Zweifel an einer nachpannonischen Sprunghöhe von 500 *m* (im Sinne Friedl's älterer Darstellung von 1927) bezogen sich nur auf die aus der Annahme eines so jugendlichen, großen Sprunges sich ergebenden morphologischen Unwahrscheinlichkeiten. Nachdem Friedl (1929) Beweise für die schon ältere Anlage und langdauernde Wirksamkeit des Bruchs beigebracht hat, erscheint nunmehr auch eine Sprunghöhe von über 500 *m* mit dem morphologischen Bild ohne weiteres vereinbar.

Reste einer alten Verschüttung angetroffen, welche zweifellos nichts mit der jüngeren, vom Steirischen Becken vorgreifenden, jungpannonischen Überschotterung zu tun haben, wie dies auch übereinstimmend vorausgesetzt wird. Wenn man die Profile des Miozäns im Mürztal betrachtet, welche Petrascheck mitteilte (1925—1926/1), so erkennt man in deutlicher Weise, daß hier ein mächtiger Schichtkomplex vorwiegend feinkörniger Ablagerungen (Schiefertone und Sandsteine), bei Überkippung und Überschuppung, in einer Mächtigkeit von einigen 100 m gegen S hin in die Luft ausstreicht. Zweifelsohne hat dieser Schichtkomplex an seinem Austrich nicht sein Ende gefunden, sondern sich noch weit über die südlich anschließende Zone (Kristallin des Rennfeldes usw.) erstreckt. Südwestlich von Wartberg beobachtete ich in der Nähe einer alten Halde Miozänschotter mit Quarzen, aber auch reichlich kalkalpinen Geröllen von Erbsen- über Haselnußgröße, die zu Konglomerat verfestigt erscheinen, ein Hinweis, daß die Materialzufuhr von N her gekommen ist. Wenn man nun weiter südlich, auf den an das nachbarliche Kristallin anschließenden höheren Kalkbergen, eine Augensteinüberstreuung findet, so erscheint ihre Ableitung von einer einst darüberebreiteten, zusammenhängenden helvetischen Süßwasserschichtdecke sehr naheliegend. Ich vermute also, daß das Süßwassermiozän im Mürztal nur den eingeklemmten und dadurch erhalten gebliebenen Rest einer ausgedehnten und mächtigen Schichtdecke darstellt, welche, wenn schon nicht das ganze Grazer Paläozoikum, so doch große Teile desselben bedeckt hatte. Eine vorpliozäne Abtragung war aber bereits imstande, diese Überschotterung zum größten Teil zu entfernen. Meine Auffassung berührt sich mit der Ansicht von W. Petrascheck, welcher im allgemeinen für die alpinen miozänen Kohlenmulden eine ursprünglich viel größere Ausdehnung voraussetzte. Die Augensteine des Hochlantschplateaus deuten nach dieser Auffassung die Verbindung an, welche zwischen den miozänen Ablagerungen des Mürztals, den Süßwasserschichten der Passailer Senke (F. Heritsch, 1915) und den analogen, seit langem bekannten (V. Hilber, 1893) kohlenführenden älteren Miozänbildungen am Nordsaume der Grazer Bucht ursprünglich bestanden hat, die sicherlich nicht nur in Form einzelner Rinnenfüllungen, sondern als eine breitere Sedimentaufschüttung zu denken ist. Vielleicht standen auch diese Bildungen mit den zwischen Grazer Paläozoikum und Wechselmassiv tief eingesenkten und eingefalteten kohlenführenden Miozänshollen von St. Kathrein-Kogel, die Stiny (1922, S. 56—57) beschrieben hat, in Zusammenhang. Auch im Bereiche des Murtales (Knittelfelder Becken) und in jenem von Leoben-Trofaiach, welche letzteres Stiny eingehend studiert hat (1931, S. 226—227), sind Anzeichen für weitgehende ursprüngliche Ausbreitung der Miozändecke vorhanden, wofür mit Stiny die von ihm aufgefundenen Augensteinfelder am Saume des Trofaiacher Beckens (Jesuitewald usw.) herangezogen werden können.

Aus den vorstehenden Angaben ergibt sich der Schluß, daß von der mittelmiozänen, helvetischen Verschüttung unserer östlichen Zentralalpen im Sinne W. Petraschecks nur mehr spärliche Reste in tektonischen Senken erhalten geblieben sind und daß von Teilen der kristallinen und paläozoischen Bergrücken eine z. T. nach hunderten Metern betragende

Schichtabdeckung, u. zw. bereits in vorpliozäner (altpliozäner) Zeit, eingetreten sein muß.

Zuletzt sei noch auf die Tatsache verwiesen, daß die Miozänablagerungen in den östlichen Alpen sehr häufig Eozängerölle in ihrem Bestande erkennen lassen, während anstehendes Eozän (mit Ausnahme des Vorkommens bei Kirchberg am Wechsel und Wimpasing im Leithagebirge) nicht bekannt ist. Hier gehören auch die bekannten, von Trauth (1918) beschriebenen Nummulitenkalkgerölle von Radstadt, die zahlreichen Nulliporenkalke im Miozän von Hieflau (Winkler, 1928, S. 202), die Eozängerölle in den mittelmiozänen Arnfelder Konglomeraten von Leutschach (Jäger, 1913, S. 403), Miozäneinschlüsse in den Konglomeraten von Leoben (Jacobsen, 1932, S. 60) und schließlich die reichlichen Eozängerölle in den Auwaldschottern des Nordostsporns (Janoschek, 1932, S. 47). Auch in den Kalkschottern von Pitten finden sich Eozängerölle, die ebenso im Miozän der Krumbacher Senke vertreten sind. Ich glaube, daß gegenüber diesem Phänomen jede kleinliche Annahme versagt. Im Helvet dürften noch ausgedehnte Reste eozäner Ablagerungen in weiten Teilen unserer östlichen Zentralalpen vorhanden gewesen sein, die seither bis auf minimale Spuren vollständig der Abtragung zum Opfer gefallen sind. Die seitherige flächenhafte Denudation war instande, die Ablagerung einer ausgedehnten marinen Eozäntransgression demnach so gut wie völlig zum Verschwinden zu bringen.

Alle angeführten Beispiele führen unweigerlich zur Auffassung, daß im höheren Miozän und Altpliozän von den Höhen unserer alpinen Randberge bis zu 1000 m und mehr lockeren Tertiärmaterials vollständig abgetragen zu werden vermochten und daß im Altpliozän (Pannon) allein, im Bereiche junger, leicht zerstörbarer Schichten, Abtragswerte von mehreren hundert Metern festzustellen sind. Die seit dem mittleren Pliozän eingetretene, flächenhafte Ausräumung unserer tertiären Randgebiete des östlichen zentralalpiner Saums kann etwa mit 300 m in Rechnung gestellt werden, während sich im Bereiche besonders starker, jugendlicher Hochbewegung (z. B. Teile der Savefalten) sogar noch beträchtlichere Werte flächenhafter Abdeckung vermuten lassen. Es ist klar, daß auch in den aus im übrigen zum guten Teil ebenfalls ziemlich rasch verwitterbaren Gesteinen (Glimmerschiefern usw.) bestehenden kristallinen Teilen des östlichen Alpenrandes im Laufe des Miozäns und des Pliozäns ebenfalls sehr namhafte, flächenhafte Abtragungen sich vollzogen haben müssen, wodurch die Erhaltung, wenn auch nur untergeordneter Landflächenreste aus der Zeit des älteren oder selbst noch des mittleren Miozäns wohl so gut wie ausgeschlossen werden kann. Höchstens in Kalkgebirgen könnten auf Grund der hier dargelegten Gesichtspunkte Reste jungmiozäner Landflächen möglicherweise noch anzutreffen sein.¹⁾

¹⁾ Dagegen soll das teilweise und ganz annähernde Zusammenfallen etwa pliozäner Oberflächen mit wiederaufgedeckten miozänen Niveaus, speziell im Bereiche der widerstandsfähigen Kalkmassive, in einem gewissen Ausmaß nicht in Abrede gestellt werden.

V. Bemerkungen zu den die Abtragung beeinflussenden Faktoren.

Die großen Abtragsvorgänge, deren Schauplatz die Ostalpen im Miozän und Pliozän gewesen sind, können sicherlich nicht nur vom aktualistischen Standpunkt aus beurteilt werden. Drei Momente sind es, welche als Abweichungen von den Verhältnissen der Gegenwart besondere Berücksichtigung verdienen:

1. im Miozän und Altpliozän grenzte der östliche Alpenrand unmittelbar an einem Meeresbereich oder an den eines großen Binnensees (Pannonischer See) an, wodurch die Erosionsbasis ganz an das damalige Alpengebirge herangerückt war;

2. das Klima war feuchter und wärmer, mag es nun subtropisch (vorherrschende Auffassung) oder tropisch (Harrassowitz, 1926, S. 544 ff.) anzusprechen sein, wodurch naturgemäß ein ganz anderer Ablauf der Verwitterungserscheinungen und damit auch der Landformung überhaupt bedingt war;

3. standen die Alpen zeitweise im Jungtertiär unter der Einwirkung viel stärkerer, hebender und senkender (auch faltender) Gebirgsvorgänge als gegenwärtig, dagegen in anderen Zeiträumen wiederum unter dem Einfluß eines anscheinend weitgehenden Stillstandes der Orogenese. Auch hiedurch mußte die Erosion und Denudation in ganz bestimmter Richtung beeinflußt werden.

Diese einzelnen, die jungtertiäre Alpenrandentwicklung bestimmenden Momente sollen der Reihe nach nunmehr noch etwas eingehender besprochen werden.

In einzelnen Phasen des Jungtertiärs standen die östlichen Alpen unter dem Einfluß ganz gewaltiger, im wesentlich aufwärts gerichteter Schollenbewegungen, die von analogen randlichen Einsenkungen begleitet waren. Es kam damals zu einem gewaltigen Abschütteln oberflächlicher Gesteinsmassen, das sich in einer Form vollzog, wie sie nur auf sehr rasche, ihre Umgebung mit steileren, z. T. schroffen Stufen überhöhende Aufwölbung zurückgeführt werden kann. Man vergleiche hiezu die von mir eingangs geschilderten Wildbach-Radelschotter (1929/2), die mit fossilen Bergstürzen und Murengängen in engste Verknüpfung treten. Solche Bildungen sind nur bei einem tektonisch sehr belebten Rücklande verständlich. Es sind rasche Aufwölbungen und Senkungen von Einzelschollen, vergleichbar etwa jenen, wie sie Behrmann (1928) so anschaulich von Neu-Guinea aus der jüngsten geologischen Vergangenheit geschildert hat.

Analoges wie für den Radelschotter gilt für die „steirische“ Hebung der Koralpe, welche aber auch den randlichen Sedimentmantel dieses Gebirges mitergriffen und die Senkung zeitweilig weiter hinausgeschoben hatten, wobei der Schutt aus den zweifellos vorhandenen engen Schluchten bis auf 30 km Entfernung vom heutigen Gebirgsfuß abtransportiert wurde. Dies läßt aber auch auf eine sehr bedeutende Höhe der mittelmiozänen¹⁾ Koralpe, bzw. auf eine damals rasch eingetretene

¹⁾ Die Bemerkung bezieht sich, was ausdrücklich betont sei, nur auf die lebhafte Bewegungsphase im mittleren Miozän (steirische Phase Stüles, 1924, S. 185), nicht aber auf das Mittelmiozän überhaupt.

Erhöhung dieses Gebirgsrückens schließen, welcher gegenüber sich das gegenwärtige, abgeflachte und abgeböschte Korallenrelief nur wie ein Rudiment ausnehmen dürfte. (Siehe Taf. VII, Fig. 4.)

Ähnliche Verhältnisse müssen ferner, ebenfalls gegen Ende des Helvets, auch am Nordostsporn der Zentralalpen (Winkler, 1933/1) und in verschiedenen anderen Teilen der Ostalpen überhaupt geherrscht haben, wie dies speziell die von W. Petrascheck so anschaulich geschilderte, allgemeine, grobe Geröllverschüttung¹⁾ der inneralpinen Miozänmulden erkennen läßt. Die östlichen Randgebirge der zentralen Ostalpen müssen damals aus zahlreich schroff aufragenden und jäh aufsteigenden Gesteinsblöcken bestanden haben, zwischen welchen ziemlich breite und von ausgedehnten Schuttkegeln erfüllte Senken sich hingezogen haben, während sich dieser Schutfächer in den Randgebieten z. T. bis in den Meeresbereich hinaus erstreckt hat (Kreuzbergkonglomerate).

Auch im höheren Sarmat deuten sich offenbar neu einsetzende, wenn auch in ihrem Ausmaß nach sicherlich nicht an jene des Mittel- oder Altmiozäns heranreichende Bewegungen am östlichen Alpenrande an. Der karinthische Schuttkegel in der Oststeiermark, der Gerölle bis zu Faustgröße aus den Kärntner Bergen her bis in die östliche Steiermark (Gebiet von Gleichenberg) abzutransportieren in der Lage war, muß wohl ein recht kräftiges Gefälle besessen haben. Der ihn aufschüttende Fluß muß ferner, ähnlich wie die heutige Drau, bis an den Saum des Steirischen Beckens in einem allerdings weit nach O verlängerten (gegenwärtig schon vollständig abgetragenen) Durchbruchstal geflossen sein. Ähnliches gilt auch für das zeitweilig bis fast an den Rand des Neusiedler Sees hinaus vorgeschobene, obersarmatische Schotterfeld in der südlichen Wiener Bucht, welches bei seiner Zusammensetzung aus Flysch- und Kalkalpengeröll und bei mittlerer Geröllgröße ebenfalls auf ein ganz lebhaftes Relief in seinem Ursprungsbereiche schließen läßt. Allem Anschein nach haben auch damals gewisse tektonische Neubelebungen²⁾ eingesetzt. (Vgl. auch Diskordanz von St. Margarethen i. B., Winkler, 1928, S. 54—55.)

Die große pannonische Aufschüttung am Nordsaum des steirischen Beckens zeigt noch ausgesprochenere grobe Schuttbildungen, z. T. Blockschottermassen, welche letztere in gewissen Gebieten dem Aussehen nach den miozänen Blockschottern völlig gleichen (Blockschotter der Zone Vorau—Dechantskirchen—Friedberg [Winkler, 1933/1, S. 92], Gratkorn bei Graz usw.). Auch unmittelbar vor, bzw. während der Aufschüttung dieser ausgedehnten Grobschuttbildungen sind starke tektonische Aufwölbungen anzunehmen, welche eine Aufstapelung des Abtragungsschutts

1) Diese lagert meist diskordant über der Unterlage der Süßwasserschichten.

2) Es wird jedoch nunmehr davon abgesehen, diese sarmatischen Bewegungen zur Abgrenzung von zwei tektonischen „Hauptzyklen“ zu verwenden, da mir hierfür die vorliegenden Anzeichen doch nicht auszureichen scheinen. Vielleicht kann man sie aber als Anzeichen für das Vorhandensein von zwei Teilzyklen, u. zw. eines tortonisch-alsarmatischen und eines obersarmatisch-altpannonischen Sekundärzyklus, ansehen. Früher vermutete ich im oberen Sarmat die wichtige, Miozän-Pliozän trennende tektonische Phase (= attische Phase), nunmehr aber eher eine Vorphase derselben.

in den sinkenden Randzonen zur Folge hatten. Bedeutende Abtragung und große Aufschüttung gehören eng zusammen (Stiny, 1923/2).

Das Ende des Pliozäns (Oberpliozän) entspricht zweifellos abermals einer stärkeren tektonischen Belebung der Alpenrandschollen, welche freilich ihrem Charakter nach mit den alt- und mittelmiozänen Bewegungsphasen derselben nicht in volle Parallele gestellt werden kann, indem die Raschheit der Hebung jedenfalls wesentlich geringer, die Ausdehnung und der Zusammenhang der einheitlich gehobenen Schollen ein größerer war und die Randsenken weiter vom Gebirge weg verschoben erscheinen.

Bei Beurteilung der Korrelation zwischen Schichtfacies und morphologisch-tektonischem Zustand des schuttliefernden Gebirges ist allerdings zu berücksichtigen, daß die Feinheit des Materials im Hauptbecken allein nicht für die Deutung ausschlaggebend ist. Wenn der von einem stärker gehobenen Gebirge herbeigeschaffte Schutt in einer unmittelbar anschließenden Senke zum Absatz gelangen konnte, bildete er einen verhältnismäßig nicht sehr breiten Streifen grober Schuttbildungen und ließ in einiger Entfernung von der Strandzone, genau so wie in Zeiten tektonischer Ruhe und schwächerer Abtragung des Hinterlandes, schon nur mehr vorherrschend feine Sedimente (Schlierbildungen, Süßwassertegel) zum Absatz gelangen. Wohl aber ist für die während einer Periode verstärkter Bewegung gebildeten, randferneren Ablagerungen eine größere Mächtigkeit zu postulieren. Deutlich prägt sich dies in der Tat in der so auffallend großen Schichtmächtigkeit der vorwiegend feinkörnigen höheren pannonischen Süßwasserschichten und insbesondere des mittelmiozänen Schliers im südlichen steirischen Becken aus. Bei dem engen Zusammenhang, der meist zwischen Hebung und Senkung besteht, ist sogar vorauszusetzen, daß während der Zeit verstärkter Bewegung in den inneren Teilen der Becken nur feinkörnige (vorherrschend tonige) Sedimente zum Absatz gelangen werden, weil eben dank fortdauernder Vertiefung der Becken der grobe Schutt schon an deren Rändern liegen bleibt.

Dagegen wird in den anschließenden Zeiten geringer tektonischer Beweglichkeit und abgeschwächter Abtragung des Rücklandes eine fluviale Zuschüttung der nunmehr nicht mehr oder nur in geringem Ausmaß niedergehenden Vorlandsenke erfolgen und damit auch ein Vorrücken gröberer Sedimentmaterials in ihr und die Ablagerung vor allem sandiger Sedimente selbst im Innern des Beckens Platz greifen können. So kann geradezu eine Verschiebung etwas gröberer Schichten in das Innere der Becken mit einer Abschwächung tektonischer Bewegung im schutfördernden Rückland und seiner Randsenke verknüpft sein. Ein solcher Fall scheint mir z. B. bei der weiten Ausbreitung sandiger Ablagerungen im höheren Pannon des östlichen steirischen Becken (südliches Burgenland) vorzuliegen.

So wie die Perioden besonders verstärkter Gebirgsbewegung auch auf Grund ihrer morphologischen Auswirkungen nicht mit den Erscheinungen der Gegenwart in Parallele gestellt werden können, so dürfte es auch mit dem Entwicklungsbild jener Zeiträume der Fall sein, in welchen die tektonischen Kräfte sehr abgeschwächt waren und in welchen große Teile des Ostalpenkörpers unter dem Einfluß von Senkungen einer weitgehenden

Verschüttung und jedenfalls auch Einrumpfung unterlagen. Daß sich ein solcher Zustand im Laufe des Helvets im Bereiche des steirischen Beckens allmählich angebahnt hatte und daß in einer späteren Phase dieses Abschnitts die zentralalpinen Randgebiete teils von weit vordringenden Meeren (Klagenfurter Becken und Ostkärnten, steirisches Becken), teils von großen Süßwasserseen (Obersteiermark) eingenommen waren, aus welchen die dazwischengelegenen Höhenzüge nur wenig, vermutlich nur in Form von Stümpfen der viel gewaltigeren altmiozänen Alpen, aufgeragt haben dürften, ist bereits angedeutet worden.

Einer analogen, wenn auch weit weniger ausgeprägten Periode abgeschwächter Gebirgsbildung scheinen die Zeiten des Torton (— Altsarmats) und jene des Unterpannons zu entsprechen. Im Torton greift ein transgredierendes Meer mit feineren Sedimenten über die groben Schuttbildungen oder über Grundgebirge am östlichen Alpenrand vor (Transgression der unteren Leithakalke und Tüfferer Mergel in den Savefalten; Vordringen der marinen Kreuzbergkonglomerate in Südweststeiermark über Süßwasserschichten; übergreifen des Tortonmeers über die Sinnersdorfer Konglomerate am Nordostsporn (Pinkafeld-Friedberger Bucht) und über den Bereich der Auwaldschotter (Brennberggebiet), Eingreifen des Meeres der zweiten Mediterranstufe in das inneralpine Wiener Becken und in die Kalkalpen hinein (Gaadener „Bucht“).¹⁾

Das unterste Pannon treffen wir ebenfalls mehrfach transgredierend an. Es greift in den nordöstlichen Savefalten (bei Viniza) über Leithakalke vor, es bedeckt im Murinselgebiet (zwischen unterster Mur und Drau) unmittelbar marine Sedimente, es deutet im Steirischen Becken — dem sandigen Obersarmat gegenüber — durch seine einheitliche und auch in der Küstenzone feinkörnige Congerientegelfacies zweifelsohne auf den Bestand eines etwas höheren Wasserspiegels, es erfüllt „vorpontische“ Rinnen am Nordsaum des Rosaliengebirges und erscheint auch speziell im südlichen Wiener Becken, gegenüber der dort vorherrschenden konglomeratisch-schotterigen Schichtfacies des Obersarmats (Piestingdelta!), als vordringende Überflutung.

Schließlich wird, wenn auch in noch eingeschränkterem Maße, ein längerer Zeitabschnitt des höheren Pannons als eine Phase relativer tektonischer Ruhe und örtlicher Transgressionen anzusehen sein, wie speziell aus den Sedimentverhältnissen im Steirischen Becken entnommen werden kann.

Mit nur wenigen Worten sei noch die Entwicklung des tektonischen Charakters der östlichen Randgebiete der Alpen im Laufe der jungtertiären Geschichte gestreift, welche ich schon 1927 und 1930 gekennzeichnet habe:

Im älteren und mittleren Miozän schroffe Hebung von Teilschollen über die randlichen Senken während der beiden Hauptzeiten tektonischer Bewegungen mit scharfer Ausprägung, tiefer alpiner Senkungsmulden! Dazwischen lange Zeiten mit größeren, weithin ausgreifenden marinen und limnischen Transgressionen und Denudationen!

¹⁾ G. A. Bobies (1926) stellt in seiner interessanten Studie zwar einen Teil der marinen Sedimentfüllung der Gaadener „Bucht“ bereits ins Helvet, in welcher Auffassung ich ihm jedoch nicht folgen kann.

Im höheren Miozän und Pliozän allmählicher Übergang zu mehr geschlossener, wenn auch, besonders anfänglich, noch stärkerer differenzierter Hebung des Alpenkörpers und Verdrängung der Senkungen in die Randzone!

Daraus folgt aber die für die Morphologie wichtige Schlußfolgerung, daß der speziell auch von der Tektonik der betreffenden Zeit abhängige Ablauf der Landformung sehr wechselnden orogenetischen Einflüssen unterworfen war und daß daher nicht die Abtragsvorgänge, wie sie sich gegenwärtig in den Alpen vor unseren Augen abspielen, zur Beurteilung der jungtertiären Landformung direktherangezogen werden können.

Als weiterer wichtiger, die Abtragung beeinflussender, von den gegenwärtigen Verhältnissen abweichender Faktor tritt das Klima in den Vordergrund. Es wurde schon darauf verwiesen, daß nach vorherrschender Meinung in unseren Gebieten in der Miozänzeit ein subtropisches tropisches Klima geherrscht hat (vgl. hiezu Harrassowitz und Ralph von Königswald). Die vielfach verbreitete Meinung, daß bei tropischem oder subtropischem humidem Klima dank der Waldbedeckung kein wesentlicher Abtrag erfolgen könne, erscheint wohl durch die lichtvollen Darlegungen von Behrmann, Sapper, Walter Penck u. a. widerlegt. Ich verweise speziell auf die interessanten Schilderungen der beiden Erstgenannten, welche klar erkennen lassen, wie unter dem Einfluß eines tropischen warmfeuchten Klimas mit großen Niederschlägen, durch die ständigen Platzregen ein immer nach der Tiefe zu fortschreitendes Aufweichen der Berghänge, oft unterhalb der darüber wachsenden Vegetationsdecke erfolgt (subsilvanes Bodenfließen); wie ferner Rutschungen, Bergstürze, Muren und Windbrüche eine alltägliche Erscheinung sind und wie die in kürzesten Intervallen immer wiederkehrenden Hochwässer bei raschem Anschwellen der Hochwasserfluten und beim Herabstürzen von den Bergen gewaltige Massen zersetzter Gesteinsmaterialien, speziell in Form von Schlamm, mit sich führen. Auch der Transport frischen Gesteinsmaterials, dessen Ablösung von den nur in den Gebirgsschluchten entblößten Felsgesteinen her erfolgt, geht ständig, wenn auch nicht in sehr bedeutendem Maße vor sich. Durch diese Denudationsvorgänge wird gewaltiges Material vom Gebirge abgetragen und in Form schlammiger Massen auf riesigen Flächen an seinem Fuße ausgebreitet.

Die Abtragungerscheinungen, wie sie Behrmann von Neuguinea, einem ganz jugendlich und schroff herausgehobenen, von tiefen Randsenken begleiteten Gebirge anschaulich beschreibt, scheinen mir für die Beurteilung der östlichen Alpenrandentwicklung zur Zeit der Bewegungsphasen des Miozäns, wo anscheinend ähnliche Verhältnisse geherrscht haben, von Bedeutung zu sein. Denn nahezu alle von Behrmann angeführten Erscheinungen finden sich in den Ablagerungen wieder: So kennzeichnet der große Reichtum der zubringenden Flüsse an Sedimenten gerade unsere miozänen Land-, Süßwasser- und Meeresbildungen am östlichen Alpenrande. Der große Anteil von Sand und Schlick in dem außerhalb der eigentlichen Flußrinnen und ihrer Mündungen gelegenen Bereiche kehrt ebenfalls bei uns wieder (z. B. mächtige sandig-tonige Zwischenlagen zwischen den Arnfelder Konglomeraten, rascher Übergang in den sehr mächtigen Schlier; Zusammensetzung der unteren Eibis-

walder Schichten aus einem glimmerreichen Abschwehmschutt der Koralpe, was auf eine sehr weitgehende Zersetzung der kristallinen Gesteine im Miozän schließen läßt; sehr reichliche, sandig-tonige Zwischenlagen im Bereiche der Sinnersdorfer Schotterserie usw.) Es ist nicht das Bild einer weitgehenden Saigerung und „Aussandung“ des Materials, sondern das einer reichlich schlammigen Brühe, welche, weite Strecken überziehend, von den Randbergen herabgeschwemmt wurde. Auch die reichlich eingebetteten vegetabilischen Reste (in Gestalt von Flözschmitzen) harmonisieren mit den reichlichen Einstreuungen von Holzresten in den heutigen Sedimenten warmfeuchter Klimate. Besonders möchte ich auf die gewaltigen Muren- und Bergsturzmassen verweisen, die sowohl im Altmiozän des Radelgebirges wie im Mittelmiozän des Nordostsporns in der Schichtfolge eingeschaltet sind, wobei speziell im letzteren Bereiche eine aus ganz zersetztem kristallinem Schiefermaterial bestehende, gewaltige Schuttbildung vorliegt, während das vorwiegend rote, leuchtende Zement (besonders im basalen Teil der Ablagerung) auf weitgehende Abschwehmung einer lateritischen Verwitterungsdecke schließen läßt. Besonders bezeichnend sind in dieser Hinsicht die Aufschlüsse westlich von Zöbern bei Aspang. Reste einer tertiären Verwitterungsdecke sind, worauf Kieslinger verwiesen hat (1927; 1929), auch aus dem Gebiete der Koralpe und anderen Teilen der östlichen Zentralalpen feststellbar und von J. Stiny (1926; 1927) speziell aus der Grauwackenzone beschrieben.

Auch hier wieder kann der Vergleich mit den heutigen Verhältnissen in feuchtwarmen (tropisch-subtropischen) Gebieten gemacht werden, indem die dort erkennbaren mächtigen Schichtanhäufungen mit lateritischer Beimischung und das gleichzeitige Auftreten von Schotterkegeln, die ihr Material aus dem durch Durchnagung der Lateritdecke bloßgelegten Felsen beziehen, herangezogen werden.

R. Janoschek hat, von dem richtigen Gesichtspunkte ausgehend, daß für die Erklärung miozäner Abtragsvorgänge nicht die heutigen klimatischen Verhältnisse Mitteleuropas in Betracht gezogen werden können, den Versuch unternommen, die Entstehung der Auwaldschotter und des Brennberger Blockstroms unter dem Gesichtspunkte eines semiariden Klimas (mit nur zeitweiligen Niederschlägen) zu deuten. Gewiß würden sich, wie z. B. die Verhältnisse in Zentralasien zeigen, große Blockaufschüttungen am Saume eines Gebirges auch unter semiariden Verhältnissen erklären lassen. Ich glaube aber, daß angesichts der vorerwähnten Beobachtungen das Bild eines tiefgründig zersetzten, unter dem Einfluß eines humiden Klimas, mit vorherrschend chemischer Verwitterung, stehenden Gebirges, mit reichlichen Roterdebildungen und bedeutenden Niederschlägen, den Verhältnissen besser gerecht wird, um so mehr, als die Anzeichen lebhafter Vegetation (Blattreste, Astwerk usw.) im Bereiche der Schuttströme selbst für ein humides Klima herangezogen werden können. Nach derselben Richtung weist auch das Auftreten von ausgedehnten Kohlenflözen, sowohl im Bereiche der unteren Eibiswalder Schichten, wie der Sinnersdorfer Schotter, welche vielfach auch sich unmittelbar an der Basis der transgredierenden Miozänablagerung vorfinden. Jedenfalls ist aber die Anregung R. Janoscheks, zur Deutung tertiärer sedimentbildender Vorgänge den Einfluß des Klimas schärfer zu erfassen, als sehr begrüßenswert anzusehen.

Zusammenfassung.

In der vorliegenden Studie sollte gezeigt werden, wie sich aus der Abmessung der am östlichen Alpenrande feststellbaren Mächtigkeiten miozäner und pliozäner Ablagerungen und aus der Untersuchung nachträglich gestörter Jungtertiärprofile mehr oder minder sichere Anhaltspunkte für die Größe neogener Abtragungen gewinnen lassen.

Zunächst wurde ein kurzer Überblick über die stratigraphische Gliederung des Jungtertiärs am östlichen Alpenrande gegeben, welche als Aus- und Umbau der von mir (1913/2) und von W. Petrascheck (1915) entworfenen Stratigraphie anzusehen ist. Hiedurch sollte der nötige Rahmen für die zeitliche Einordnung der mannigfachen Abtragungs- und Aufschüttungsvorgänge und der diesen zugrunde liegenden tektonischen Bewegungen geschaffen werden.

Es wurden sodann teils auf Grund der vorhandenen Bohrungen, teils auf Grund der bei genauen Begehungen von Profilen erhaltenen Schätzwerte Daten über die Mächtigkeit der einzelnen Miozän- und Pliozänstufen am Ostraume der Alpen und in der anschließenden ungarischen Tiefebene beigebracht, aus welchen hervorgeht, daß wir es mit sehr gewaltigen Aufschüttungen zu tun haben. Addiert man die in den Zonen jeweils stärkster feststellbarer Aufschüttung (in den tiefsten Teilen der Randsenken) nachgewiesenen Schichtmächtigkeiten, so erhält man für das gesamte Jungtertiär am östlichen Alpenrande, bzw. in der ungarischen Ebene Mächtigkeitswerte von etwa 8000—10.000 *m*, wobei freilich ausdrücklich zu betonen ist, daß diese Ablagerungen nirgends übereinander, sondern nur in nebeneinander gelegenen Flächenräumen in zeitlicher Folge zur Ablagerung gelangt sind. Schon aus diesen Feststellungen ergibt sich die große Bedeutung jungtertiären Abtrags am östlichen Alpensaum.

Aus dem Studium gestörter Gebirgsprofile mit miozänem und pliozänem Schichtinhalt wurde weiters der Versuch unternommen, die Werte der Abtragung festzustellen, welche diese, aus jungem Gesteinsmaterial aufgebauten, im Jungmiozän-Pliozän aufgefalteten oder gehobenen Schollen in bestimmten Zeiträumen nachträglich erfahren haben. Auch hieraus resultierte ein sehr bedeutendes Ausmaß jugendlicher Abtragung! In den Zeiten des höheren Miozäns und des ältesten Pliozäns allein wurden junge Faltengebölbe (Beispiele: Poßbruck, Remschnigg, Bucklige Welt am Nordostsporn der Zentralalpen) bis zu etwa 1000 *m* und mehr, flächenhaft, ihrer jungen lockeren Schichtdecke beraubt. Für die Zeit des Pannons (Altpliozäns) muß im Bereiche junger Auffaltung eine Abräumung von mindestens bis zu 400 *m* mächtigen, lockeren Schichten als ein Mindestwert gelten (Beispiel: Trojana-Falte im Bereiche der Savezone). In der nachpannonischen Epoche (Mittel-Oberpliozän-Quartär) konnte in dem gehobenen steirischen Hügellande ein Durchschnittswert an flächenhafter Abtragung von etwa 300 *m* und im Bereiche pliozäner Auffaltung (östliche Savefalten), über den Gewölbescheiteln, noch wesentlich höhere Werte vorausgesetzt werden!

In einem letzten Abschnitt wurden die Faktoren erörtert, welche für die jungtertiäre Abtragung als leitend in Anspruch genommen werden

können und welche wesentliche Abweichungen von den heute am östlichen Alpenrand wirksamen Abtragsvorgängen aufzeigen. Zunächst wurde auf die unmittelbare Nähe der marinen oder limnischen Erosionsbasis während des größten Teils der Jungtertiärzeit verwiesen, wodurch naturgemäß ein Liegenbleiben des Abtragsschutts am Saume des Gebirges und eine Beeinflussung der Denudationsvorgänge gegeben sein mußte. Dann wurde betont, daß sich im Laufe der Jungtertiärzeit kräftige Gebirgsbildungsphasen mit solcher starker Abschwächung der tektonischen Vorgänge feststellen lassen und daß auch die Art der Bewegungen und ihre räumliche Verteilung im Laufe des Jungtertiärs Veränderungen unterworfen war. Hiedurch mußten auch die Abtragsvorgänge in einer von der Tektonik abhängigen, wechselnden Art und Weise sich abspielen. Schließlich wurde der große Einfluß hervorgehoben, der dem tropisch-subtropischen Klima des Miozäns (teilweise auch noch des Pliozäns) für viele Einzelheiten der neogenen Denudationsvorgänge zukommt. Es wurde der Versuch unternommen, zu zeigen, wie sich viele Details der miozänen Ablagerungsbilder mit Erscheinungen decken, wie sie sich gegenwärtig im Bereich der humiden, warmen Klimate der Gegenwart beim Ablauf der auch dort sehr kräftigen Denudation beobachten lassen.

Alle Ergebnisse weisen darauf hin, daß angesichts der großen Abtragsvorgänge in jungtertiärer Zeit unsere alpinen Landschaften, mit den Resten alter Landoberflächen, im wesentlichen jünger zu datieren sind, als es von der Mehrzahl der Forscher bisher angenommen wurde, daß somit für die von einigen wenigen Fachleuten ausgesprochene Annahme jugendlichen (im wesentlichen pliozänen) Alters des ostalpinen Formenschatzes (Stiny, 1924, Kober, 1926, Klüpfel, 1930) aus der Mächtigkeit jungen Abtragsschutts und aus sicher feststellbaren Denudationsvorgängen im Bereiche jung gehobener, gefalteter und abgetragener Schollen tatsächlich einwandfrei Beweise beigebracht werden können. Durch diese Feststellung erscheint auch eine gewisse Annäherung an die von westalpinen Forschern ganz allgemein angenommenen, sehr gewaltigen jungen Abtragswerte¹⁾ erzielt und die auf diesem Gebiete bisher zwischen ostalpinen und westalpinen Auffassung bestehende Diskrepanz einigermaßen abgeschwächt.

Literaturverzeichnis.

- 1925/1926 Aigner A. „Die geomorphologischen Probleme . . .“ Zeitschrift für Geomorphologie. 1.
 1922 Ampferer O. Über morphologische Arbeitsmethoden. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien.
 1923 Ampferer O. „Über das Verhältnis . . .“ Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien.
 1925 Ampferer O. „Über einige Beziehungen . . .“ Zeitschrift für Geomorphologie. 1.
 1926/1 Ampferer O. „Beiträge . . .“ Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien.
 1926/2 Ampferer O. „Über größere junge Formveränderungen . . .“ Zeitschrift für Geomorphologie. 1.

¹⁾ Vgl. hiezu A. Heim, welcher über den penninischen Alpentellen den jungen Abtrag einer Gesteinsdecke von 30—40 km Mächtigkeit voraussetzt. Siehe auch die wichtigen Feststellungen von F. Machatschek (1930).

- 1932 Andrusow D. „Critique . . .“ Vestník státního geolog. Ustavu Prag. 8.
- 1922 Baedeker D. „Zur Morphologie . . .“ Geographischer Jahresbericht aus Österreich. 12.
- 1929 Beck H. „Jahresbericht . . .“ Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien.
- 1921 Behrmann W. „Die Oberflächenformen . . .“ Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde Berlin.
- 1928 Behrmann W. Die Insel Neuguinea. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde Berlin. Sonderband.
- 1930 Benda L. „Vasvármegye . . .“ Hidr. Közl. Budapest.
- 1933 Benda L. „Artesische Brunnen . . .“ Folia Sabariensia. Szombathely.
- 1884 Bittner A. „Das Tertiärgebiet . . .“ Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt Wien.
- 1926 Bobies C. A. „Das Gaadener Becken“. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien.
- 1931 Brandl W. „Die tertiären Ablagerungen . . .“ Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien.
- 1923 Brückner E. „Alte Züge . . .“ Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde Berlin.
- 1927 Friedl F. „Über die jüngsten Erdölforschungen . . .“ Petroleum. 6.
- 1929 Friedl F. „Zur Frage . . .“ Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien. 1929.
- 1931 Friedl F. „Über die Gliederung . . .“ Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien.
- 1933 Friedl F. „Die Erschließung . . .“ Internationale Zeitschrift für Bohrtechnik, Erdöl und Geologie.
- 1932 Gaal St. v. „Der geologische Aufbau der Umgebung von Hajdu-Szoboszló.“
- 1913 Götzinger G. „Zur Frage . . .“ Mitteilungen der geographischen Gesellschaft Wien.
- 1931 Götzinger G. „Die Drachenhöhle . . .“ Speläolog, Monographien. 7, 8.
- 1926 Harrassowitz G. „Laterit.“ Berlin. Verlag Gebrüder Borntraeger.
- 1918 Hassinger H. „Geomorphologische Studien . . .“ Bibl.-geographische Handbücher Stuttgart. Penck-Festband.
- 1915 Heritsch F. „Beobachtungen . . .“ Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark.
- 1923 Heritsch F. „Morphologie . . .“ Petermanns geographische Mitteilungen.
- 1925 Heritsch F. „Die jugendliche Hebung . . .“ Zeitschrift für Geomorphologie. 1.
- 1927 Heritsch F. „Die Entstehung der Hochgebirgsformen . . .“ Graz. Verlag Leuschner-Lubensky.
- 1930 Hessemann J. „Petrographische . . .“ Zeitschrift für Geschiefbeforschung. 6.
- 1926 Hießleitner G. „Das Wieser Revier“. Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch. 74.
- 1837 Höfer H. v. „Das Miocän . . .“ Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt Wien.
- 1877 Hofmann K. „Mitteilung der Geologen der kgl. ungar. geologischen Anstalt . . .“ Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt Wien.
- 1930 Hucke K. „Neue Untersuchungen . . .“ Zeitschrift für Geschiefbeforschung. 4.
- 1903 Hoernes R. Bau und Bild der Ebenen Österreichs. Wien. Verlag Tempksy.
- 1932 Jakobsen W. „Über Eocänkalkgerölle . . .“ Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien.
- 1913 Jäger R. „Ein Gerölle . . .“ Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt Wien.
- 1931 Janoschek R. „Die Geschichte . . .“ Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien.
- 1931/1 „Jungtertiäre Blockschlammströme . . .“ Anzeiger der Akademie Wien.
- 1929 Kahler F. „Karawankenstudien II.“ Zentralblatt für Mineralogie usw.
- 1931 Kahler F. „Zwischen Wörthersee . . .“ Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark. 68.
- 1925 Kautsky F. „Die boreale . . .“ Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien.
- 1930 Kerner Marilaun F. v. „Paläoklimatologie.“ Berlin. Verlag Gebrüder Borntraeger.
- 1924 Kieslinger A. „Die vormiocäne Oberfläche . . .“ Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien.
- 1927 Kieslinger A. „Alte und junge Verwitterung . . .“ Sitzungsberichte der Akademie Wien.
- 1928 Kieslinger A. „Geologie . . .“ Sitzungsberichte der Akademie Wien. 137.
- 1928 Kieslinger A. „Tertiäre . . .“ Geologische Rundschau. 19.
- 1925/1 Klebelsberg R. „Das Antlitz . . .“ Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft. 77.
- 1925/2 Klebelsberg R. „Die Erhebung . . .“ Ebendort.
- 1931 Klöpfel W. „Über das Alter . . .“ Geologische Rundschau. 22.
- 1926 Kober L. „Geologie der Landschaft um Wien“. Verlag Springer.
- 1931 Kober L. „Das alpine Europa . . .“ Berlin. Verlag Gebrüder Borntraeger.

- 1930 Koenigswald R. v. „Die Klimaänderungen...“ Zeitschrift für Geschiebeforschung. **6.**
- 1916 Kossmat F. „Die morphologische Entwicklung...“ Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde Berlin.
- 1928 Krebs N. „Die Ostalpen...“ Stuttgart 1928.
- 1931 Krejci-Graf F. & Wenz W. „Stratigraphie...“ Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft.
- 1932 Krejci-Graf F. „Parallelisierung...“ Geologische Rundschau. **23.**
- 1927 Küpper H. & Bobies C. A. „Das Tertiär...“ Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien.
- 1922 Leyden F. „Die Entwicklung...“ Geologische Rundschau. **12.**
- 1924 Leyden F. „Die Grundfragen...“ Geologische Rundschau. **15.**
- 1925/1 Lichtenegger N. „Das Bewegungsbild...“ Die Naturwissenschaften. **13.**
- 1925/2 Lichtenegger N. Die Rax. Geographischer Jahresbericht aus Österreich.
- 1916 Loczy L. v. „Die geologischen Formationen...“ Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen usw. Budapest.
- 1922 Machatschek F. v. „Morphologische Untersuchungen...“ Ostalpine Formenstudien. **4.**
- 1924/25 Machatschek F. v. „Morphologische Probleme...“ Mitteilungen der geographisch-ethnographischen Gesellschaft in Zürich.
- 1928 Machatschek F. v. „Zur Morphologie...“ Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde Berlin. Sonderband.
- 1931 Machatschek F. v. „Neue Ergebnisse...“ Geographischer Anzeiger. **31.**
- 1929 Meyer R. „Morphologie...“ Denkschriften der Akademie der Wissenschaften Wien. **102.**
- 1913 Mohr H. „Geologie...“ Denkschriften der Akademie der Wissenschaften Wien. **82.**
- 1932 Papp K. v. „Die geologische Karte Ungarns“. Földtani szemle Budapest. **1.**
- 1930 Pavai-Vajna „Das Vorkommen...“ Aus Engler-Höfer. „Das Erdöl.“ Leipzig.
- 1919 Penck A. „Die Gipfflur...“ Sitzungsberichte der preußischen Akademie der Wissenschaften. **14.**
- 1924 Penck A. „Das Antlitz...“ Die Naturwissenschaften. **47.**
- 1924 Penck W. „Die morphologische Analyse“. Stuttgart. Verlag J. Engelhorn's Nachf.
- 1921—1922 Petrascheck W. „Der geologische Bau...“ Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch. **69—70.**
- 1925—1926/1 Petrascheck W. „Kohlengeologie... VI.“ Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch. **73.** Bd.
- 1925—1926/2 Petrascheck W. „Kohlengeologie... VI/2.“ Wie oben.
- 1925—1926/3 Petrascheck W. „Kohlengeologie... VII.“ Wie oben.
- 1925—1926/4 Petrascheck W. „Kohlengeologie... VII/2.“ Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch. **73.**
- 1927 Petrascheck W. „Die Kohlenlager...“ Zeitschrift des oberschlesischen Berg- und hüttenmännischen Vereins. **66.**
- 1930 Petrascheck W. „Erdöl...“ in Engler-Höfer. „Das Erdöl.“ Leipzig.
- 1875 Radimsky V. „Das Wieser Bergrevier.“ Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen für Kärnten.
- 1932 Richter M. „Morphologie...“ Zeitschrift für Morphologie. **7.**
- 1917 Sapper K. „Geologischer Bau...“ Braunschweig. Bei Vieweg u. Sohn.
- 1918 Schafarzik F. „Kurze Skizze...“ Földtany közlény. **48.**
- 1922 Schlesinger G. „Die Mastodonten...“ Palaeontographica Hungarica. **2.**
- 1923 Schmidt W. „Gebirgsbau...“ Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien.
- 1923 Schwinner R. „Die Oberflächengestaltung...“ Ostalpine Formenstudien.
- 1924 Schwinner R. „Geologisches...“ Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins.
- 1922 Sölich J. „Grundfragen...“ Geografisk Annaler Stockholm.
- 1925 Sölich J. „Das Formenbild...“ Geographische Zeitschrift. **31.**
- 1928 Sölich J. „Die Landformung der Steiermark.“ Verlag des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark.
- 1924 Stille H. „Grundfragen der vergleichenden Tektonik.“ Berlin, Verlag Gebrüder Bornträger.
- 1922/1 Stiny J. „Beziehungen...“ Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Wien.

- 1922/2 Stiny J. „Beziehungen . . .“ Zentralblatt für Mineralogie usw.
 1923/1 Stiny J. „Die ostalpinen . . .“ Zentralblatt für Mineralogie usw.
 1923/2 Stiny J. „Randbemerkungen . . .“ Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien.
 1924 Stiny J. „Hebung und Senkung.“ Petermanns geographische Mitteilungen.
 1926 Stiny J. „Bewegungen . . .“ Die Wasserwirtschaft.
 1926—1927 Stiny J. „Aufnahmeberichte im Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt. Verhandlungen Nr. 1.
 1931/1 Stiny J. „Zur Oberflächenformung . . .“ Zentralblatt für Mineralogie usw. (Abt. B.)
 1931/2 Stiny J. „Zur südlichen Fortsetzung . . .“ Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien.
 1923 Sümeghy J. v. „Geologische Beobachtungen . . .“ Földtany Kőzlöny.
 1920 Sueß F. E. „Zur Deutung . . .“ Geologische Rundschau. 11.
 1929 Sueß F. E. „Grundsätzliches . . .“ Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft. 81.
 1896 Teller F. „Erläuterungen zur geol. Karte der Ostkarawanken . . .“ Geologische Reichsanstalt Wien.
 1898/1 Teller F. „Erläuterungen . . .“ Blatt: Praßberg a. d. Sann.
 1898/2 Teller F. „Miozäne . . .“ Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt Wien.
 1899 Teller F. „Erläuterungen . . .“ Blatt: Pragerhof—Windisch-Feistritz.
 1907 Teller F. „Geol. Spezialkarte, Blatt Cilli—Ratschach.“ Geologische Reichsanstalt Wien.
 1919 Torquist A. „Das Erdbeben . . .“ Mitteilungen der Erdbebenkommission der Akademie der Wissenschaften. 55.
 1914 Toula F. „Die Tiefbohrung . . .“ Abhandlungen der Deutschen Akademie der Naturforscher Halle. C, 3.
 1918 Trauth F. „Das Eozänvorkommen . . .“ Denkschriften der Akademie der Wissenschaften. Wien. 95.
 1930 Vendl M. „Die Geologie der Umgebung von Sopron.“ II. T. Erdeszéti Kiserlelek.
 1930 Waagen W. „Die Bohrung . . .“ Montanistische Rundschau.
 1913/1 Winkler A. „Das Eruptivgebiet . . .“ Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt Wien.
 1913/2 Winkler A. „Untersuchungen . . .“ Ebendort.
 1914 Winkler A. „Über jungtertiäre . . .“ Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien.
 1923 Winkler A. „Über die Beziehungen . . .“ Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften Wien. 132.
 1926/1 Winkler A. „Zur geomorphologischen . . .“ Geologische Rundschau. 17.
 1926/2 Winkler A. „Das jüngere Entwicklungsbild . . .“ Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde Berlin.
 1926/3 Winkler A. „Das Abbild . . .“ Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft. 78.
 1926/4 Winkler A. „Der jungtertiäre . . .“ Zeitschrift für Vulkanologie.
 1927/1 Winkler A. „Das südweststeirische . . .“ Denkschrift der Akademie der Wissenschaften Wien. 101.
 1927/2 Winkler A. „Erläuterungen . . . Blatt: Gleichenberg.“ Geologische Bundesanstalt Wien.
 1927/3 Winkler A. „Die geologischen . . .“ Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien.
 1927/4 Winkler A. „Über die sarmatischen . . .“ Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien.
 1927/5 Winkler A. „Die morphologische . . .“ Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft Wien.
 1928/1 Winkler A. „Über Lebensspuren . . .“ Verhandlungen der Zoologisch-Botanischen Gesellschaft Wien.
 1928/2 Winkler A. „Über neue Probleme . . .“ Zentralblatt für Mineralogie usw.
 1928/3 Winkler A. „Über die Zusammenhänge . . .“ Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde. Berlin.
 1928/4 Winkler A. „Aufnahmebericht . . .“ Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien.
 1928/5 Winkler A. „Über Studien . . .“ Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien. 137.

- 1928/6 Winkler A. Erläuterungen zu den Exkursionen der D. geologischen Gesellschaft in Wien.
- 1929/1 Winkler A. „Über Probleme...“ Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft Wien. 72.
- 1929/2 Winkler A. „Das Radelgebirge...“ Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien.
- 1929/3 Winkler A. „Die jüngeren...“ Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien.
- 1930 Winkler A. „Aufnahmebericht...“ Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien.
- 1932 Winkler A. Geol. „Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt: Marburg.“
- 1933/1 Winkler A. „Die jungtertiären...“ Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften Wien. 142.
- 1933/2 Winkler A. „Aufnahmebericht...“ Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien.
- 1933/3 Winkler A. „Das vortertiäre...“ Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien.
- 1933 Zeuner F. „Die Schotteranalyse...“ Geologische Rundschau. 24.

Wien, im Juni 1933.

Nachtrag:

- 1933 Büdel J. „Die morphol. Entwicklung...“ Berliner geograph. Arbeiten.
- 1933 Seefeldner E. „Zur Altersfrage...“ Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft Wien. 76.
- 1921 Winkler A. „Beitrag zur Kenntnis... Pliozäns“ Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt Wien.

Inhaltsverzeichnis.

| | Seite |
|--|---------|
| Vorbemerkung | 233 |
| I. Teil: Neuere Auffassungen über die junge Entwicklung des östlichen Alpenrandes | 233—237 |
| II. Teil: Einige Bemerkungen zur stratigraphischen Gliederung des östlichen Alpenrandes | 237—242 |
| III. Teil: Die Mächtigkeit und Bedeutung jungtertiärer Aufschüttung am östlichen Alpenrande | 242—251 |
| IV. Teil: Die Feststellung jungen Abtrags auf Grund des Lagerungsbildes im miozän-pliozänen Schichtbereich | 251—260 |
| V. Teil: Bemerkungen zu den die Abtragung beeinflussenden Faktoren . . | 261—266 |
| Zusammenfassung | 267—268 |
| Literaturverzeichnis | 268—272 |
| Inhaltsverzeichnis | 273 |
| Bemerkung zu Tafel VII | 274 |

Bemerkung zu Tafel VII.

In den Fig. 2 und 4: *Br* = Bruch.

In den Fig. 2 bis 4: Die römischen Ziffern (*I, II, III, IV*) beziehen sich auf die unmittelbar darunter auf dem Profil angedeuteten, in das Pliozän (z. T.?) gestellten, altersverschiedenen Landflächenreste, bzw. Terrassen. (*I* = vermutlich älteres Pliozänniveau, *II* bis *IV* = jüngere Pliozänniveaus.)

In Fig. 2: *P* = mutmaßliche primäre Höhe der pannonischen Aufschüttung.

M = mutmaßliche Niveaulage der Talböden im mittleren Pliozän.

Zu Fig. 4: Die Bergkontur über jener der heutigen Koralpe soll schematisch die Höhe der mittelmiozänen Koralpe veranschaulichen.

T = quartäre Terrassen im Murtalboden.

