

**GEOMORPHOLOGISCHE STUDIEN
AUS DEM INNERALPINEN WIENER BECKEN
UND SEINEM RANDGEBIRGE**

VON

DR. HUGO HASSINGER

MIT 11 TEXTABBILDUNGEN UND EINER TAFEL

GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

PROF. DR. ALBRECHT PENCK IN WIEN

BAND VIII — HEFT 3



LEIPZIG

DRUCK UND VERLAG VON B. G. TEUBNER

1905

[IN WIEN BEI KARL GRAESER & KLE]

Vorwort.

Im Mittelpunkt der vorliegenden Arbeit steht das Problem jener Strand- und Uferlinien, welche das miozäne Mittelmeer und der ihm folgende pontische Binnensee während ihrer verschiedenen Entwicklungsstadien an den Rändern des inneralpinen Wiener Beckens geschaffen haben.

Die Schilderung dieser bisher nur wenig beachteten Formen beruht durchweg auf eigenen Beobachtungen und soll, durch die beigegebenen Profile und Aufrisse anschaulich gemacht, ergänzt werden durch die Erörterung des Verhältnisses zwischen den tertiären Schichten des Wiener Beckens und den erwähnten Uferformen. Auf diesem Wege sucht der Verfasser zu einer Altersbestimmung der letzteren zu gelangen. Dabei stand ihm die Möglichkeit vor Augen, einen kleinen Beitrag zur Paläogeographie seiner Heimat liefern zu können, aber auch einen zeitlich sicher bestimmten Ausgangspunkt für den Werdegang ihrer Oberflächenformen zu finden.

Will man die Geschichte einer Strand- oder Uferlinie verfolgen, so handelt es sich dabei nicht allein um jenen Streifen Landes, innerhalb dessen ihre Schwankungen vor sich gingen, sondern um die Entwicklung jenes ungleich größeren Gebietes, das durch seine Flüsse mit der Spiegelfläche des stehenden Gewässers verknüpft war. Jede Schwankung desselben bedeutete zugleich eine Lageveränderung der Endpunkte der Gefällskurven aller seiner Zuflüsse und die dadurch beeinflusste Arbeitsleistung der letzteren kam in der Umgestaltung der ganzen Tallandschaft zum Ausdruck. Eine morphologische Würdigung des Wiener Beckens ist darum untrennbar mit einer Betrachtung der Oberflächenformen seines Randgebirges verbunden und untrennbar verbunden mit der Talgeschichte der Donau. Nach Feststellung der Ausgangsformen für die Entwicklung des Formenzyklus in unserem Gebiete wurde dieser selbst bis zur Gegenwart zu verfolgen gesucht und dabei ließ sich erkennen, wie die heutigen Züge der Landschaft noch so manche Erinnerung an die einstige Wassererfüllung des Beckens bewahren, wieviel aber auch in einer langen Kontinentalepoche umgestaltet wurde.

Nun noch ein Wort zur Methode der Arbeit. Sie stützt sich auf die reichhaltige geologische Literatur und auf eigene geologische Beobachtungen in den zahlreichen Aufschlüssen des Gebietes, ohne dabei aber eine geologische sein zu wollen. Die Erörterung geologischer und paläontologischer Verhältnisse ist ihr nicht Selbstzweck, sondern nur Mittel zum Zweck und es wurde von der Wiedergabe aller diesbezüglichen Einzelheiten abgesehen, welche für die zu behandelnden geomorphologischen Probleme unwesentlich waren.

Der Verfasser ist sich wohl bewußt, mit geringen Kräften an ein großes Problem herangetreten zu sein, und ob er dasselbe einer Lösung näher gebracht hat, mag der gütigen Beurteilung des Lesers überlassen bleiben. Doch eines ist sicher: Auch an dem Ostrand der bojischen Masse, am Außensaum der Karpathen, wie am ausgedehnten Randgebirge des

pannonischen Beckens, werden sich ähnliche Formen finden, wie sie in vorliegender Arbeit beschrieben worden sind. Berufeneren Arbeitskräften mag es dort gelingen, durch das Studium derselben die morphologische Erkenntnis weiter Länderräume zu fördern und anderseits auch durch Benutzung einer morphologischen Arbeitsmethode zu neuen geologischen Ergebnissen zu kommen, welche die stratigraphische Geologie bisher nicht zu erbringen vermochte.

Der Verfasser kann dieses Vorwort nicht schließen, ohne mit aufrichtiger Dankbarkeit seines hochverehrten Lehrers, des Herrn Hofrates Professors Dr. Albrecht Penck zu gedenken, der ihm die Anregung zu der Arbeit gegeben und ihn durch wertvolle Ratschläge bei ihrer Abfassung gefördert hat. Endlich ist er auch der k. k. geologischen Reichsanstalt zum Dank verpflichtet, die ihm gestattete, bisher unveröffentlichte Aufnahmeblätter einzusehen.

Wien, im Juli 1904.

Gebräuchliche Abkürzungen:

- Bau und Bild = Bau und Bild Österreichs,
R. Hoernes, Bau und Bild der Ebenen Österreichs. Wien 1903.
- Erläuterg. = Fuchs, Erläuterung zur geologischen Karte der Umgebung von Wien.
Wien 1873.
- Geogr. Abhandlg. = Geographische Abhandlungen. Herausgegeben von Albrecht Penck.
Bd. VIII. 1 Band VIII. Heft 1.
- Haidg. Ber. = Berichte über Mitteilungen von Freunden der Naturwissenschaften
(1847—1851). Herausgegeben von Haidinger.
- Jahrb. 1865 = Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien 1865.
- Verh. 1873 = Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien 1873.
- Abhandlg. = Abhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien.
- Karrer, Geologie = Karrer, Geologie der Kaiser Franz Josef Hochquellenwasserleitung.
Abhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien. IX. 1877.
- Sitz. Ber. 1888 = Sitzungs-Berichte der k. k. Akademie der Wissenschaften in Wien.
Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse 1888.
- Denkschr. 1894 = Denkschriften der k. k. Akademie der Wissenschaften in Wien. Mathe-
matisch-Naturwissenschaftliche Klasse 1894.
- 708 m, An. = Nach eigener, mit dem Aneroid vorgenommener Höhenmessung 708 m.
- ⊙ 568 = Höhenpunkt der Detailaufnahme auf den Original-Aufnahme-sektions-
blättern 1 : 25 000 des k. u. k. Militär-geographischen Instituts in
Wien.

Einleitung.

1. Allgemeiner Überblick.

Zwischen der alten bojischen Masse und den jüngeren Falten der Alpen erstreckt sich ein Streifen niederen Landes von wechselnder Breite: das österreichische Alpenvorland. Seine tertiären Schichten, im allgemeinen nur am Südrand von der alpinen Faltung erfaßt, sind von den der Donau zustrebenden Alpenflüssen teils zerschnitten und in eine Hügellandschaft aufgelöst, teils durch mächtige Geröllmassen verschüttet worden. Die Donau, welche dem Verlauf dieser miozänen Meeresstraße am Nordsaum der Alpen im großen und ganzen folgt, tritt streckenweise in die bojische Masse ein und läßt den ungleich breiteren und bequemeren Weg im Vorland unbenützt, indem sie sich durch enge Durchbruchstäler hindurchwindet. Beim Austritt aus dem letzten dieser Durchbrüche, der malerischen Wachau, zwischen Melk und Krems, verläßt der Strom endgültig das Massiv, dessen Bruchrand nach Nordost umbiegt und über Maissau und Znaim gegen Brünn verläuft. Zwischen dem Dunkelsteinerwald, der durch die Donau vom Massive abgeschnürten Berggruppe, und dem Nordsaum der Alpen ist das Alpenvorland westlich von St. Pölten auf eine kaum 10 km breite Senke eingeeengt. Kaum weicht aber der Massivrand gegen Nordosten zurück, so gibt er einem im wesentlichen aus Quarzschotter und Sanden aufgebauten Tertiärhügelland Raum, das sich vom Massivrand gegen Osten bis zu den Flyschbergen des Rohrwaldes und den Leiserbergen erstreckt. Schmida und Göllersbach zerlegen es in drei nahezu gleichhohe Gruppen. Der Südrand dieser Hügel ist von einem Terrassenfeld begleitet, welches seinerseits mit dem Steilrand des Wagram, längs der Linie Krems-Stockerau gegen die tiefer gelegene Stromebene der Donau abbricht.

Diese begleitet den Strom in einer Breite von 5—10 km auch auf seinem rechten Ufer, dort als Tullnerfeld bezeichnet, während sie am diesseitigen Ufer einer charakteristischen Benennung ermangelt.¹⁾ Das Tullnerfeld wird im Süden von einer Tertiärhügellandschaft umrahmt, in welcher die ganze Schichtfolge vom unteren Oligozän bis zum mittleren Miozän in der Gestalt von Konglomeraten, schieferigen Mergeln, Sandsteinen und Sanden entwickelt ist.²⁾ Wo das Hügelland aus widerstandsfähigen Schichten besteht, wie westlich der Traisen am Wachtberg (517 m), östlich der Gr. Tulln am Buchberg bei Neulengbach (464 m), steht es den benachbarten Flyschbergen an Höhe wenig nach. Der bewaldete Hauptkamm der Flyschzone verläuft entsprechend dem Schichtstreichen gegen NE und nähert sich so der gegen E strömenden Donau, Tertiärhügellandschaft und Tullnerfeld keilen sich aus, der Strom schmiegt sich endlich an die Höhen der Flyschzone und durchbricht dieselbe gegen SE umbiegend in der verengten Talstrecke zwischen Höflein und Nußdorf, indem er vom Wiener Wald den Rohrwald (408 m) und Bisamberg (360 m) abschneidet. Aus diesem Durchbruchstale austretend, erreicht die Donau das Wiener Becken. Zur Linken bleibt die niedrige

1) Wenn auch diese Ebene als „Wagram“ bezeichnet wird, wie man dies in manchen Lehrbüchern lesen kann, so beruht dies auf einem Mißverständnis. Nur der Steilrand verdient diese Bezeichnung.

2) Vgl. Abel, Jahrb. 1903. S. 91—140.

Stromebene des Marchfeldes, zur Rechten erstreckt sich das Wiener Becken im engeren Sinne als eine gegen SW ansteigende Ebene von der Gestalt eines spitzwinkeligen Dreieckes, dessen Basis durch die Donau gebildet wird, während die westliche Seite durch den Abfall der Alpen zwischen Wien und Gloggnitz, die östliche Seite durch den Verlauf des Gebirgsrandes zwischen Gloggnitz und dem Nordende des Rosaliengebirges und von hier durch eine Linie bezeichnet ist, welche dem Fuße des Leithagebirges folgt und bei Deutsch-Altenburg an der Donau endet.

Der Abfall der Alpen gegen das Wiener Becken stellt sich als ein Bruchrand dar, an dem eine Reihe von warmen Schwefelquellen (Thermen von Meidling, Mauer, Kalksburg, Rodaun, Mödling, Gumpoldskirchen, Baden, Vöslau, Fischau, Brunn am Steinfeld) hervortreten. Dieser im ganzen SSW—NNE verlaufenden, im einzelnen aber stumpfwinkelig ein- und auspringenden Thermenlinie¹⁾ entspricht eine zweite am Ostrande des Beckens, welche durch den Innenrand des Leithagebirges und des Hundsheimerberges bezeichnet, im allgemeinen der SW—NE Richtung folgt. (Thermen von Mannersdorf und Deutsch-Altenburg.) Zwischen den beiden Brüchen sanken die Alpen in die Tiefe, es verschwand ein Teil der Flyschzone, die breite Kalkzone mit den Thermenalpen und den Ausläufern der Hochalpen wurde quer abgeschnitten und der südwestliche Teil des spitzwinkeligen Senkungsfeldes liegt bereits in der Zentralzone. Tertiäre ungefaltete Schichten breiten sich als mächtige Decke über das versunkene alpine Relief.

Die Flyschzone, die vom Bruch nur schräg getroffen wurde, setzt sich jenseits der Donau im Rohrwald und in den Ausläufern des Bisamberges bis Nieder-Kreuzstetten fort und die Flyschinseln des Marsgebirges und Steinitzerwaldes vermitteln ihre Verbindung mit der geschlossenen Sandsteinzone der Karpathen. Wie bei St. Veit in Wien aus der Flyschzone Juraklippen aufragen, so steigen auch jenseits der Donau zwischen den Flyschinseln die steilen Juraberge von Staatz, Falkenstein, Polau und Nikolsburg auf, die in der Fortsetzung der nördlichen Klippenzone der Karpathen liegen²⁾ und denen schon Partsch³⁾ den bezeichnenden Namen von „Inselbergen“ gegeben hat. Spuren einer Kalkzone, welche aber bereits subalpinen Charakter zeigt⁴⁾, treten jenseits der Donau auch am Westabhang der Kleinen Karpathen auf, der ebenfalls einer Bruchlinie folgt.

Die im Rosaliengebirge keilförmig in die Ebene vorspringende Zentralzone findet ihre Fortsetzung in dem vorwiegend aus kristallinischem Schiefer und Gneis bestehenden Rücken des Leithagebirges, nun folgt im Norden eine breite Lücke, durch welche die Leitha das Wiener Becken verläßt, aber jenseits derselben treffen wir in der von der Hauptmasse der Kleinen Karpathen durch die Donau abgetrennten Hundsheimerberggruppe wie in jenen wieder auf kristallinische Gesteine und Granitaufbrüche. Sie ragen aus einer permisch-mesozoischen Schichtserie von hochalpinem Typus als „Kerngebirge“ auf.⁵⁾ So läßt sich der ehemalige Zusammenhang des alpin-karpathischen Gebirgsbogens, der nach seiner Auffaltung durch eine großartige Senkung unterbrochen wurde, verfolgen.⁶⁾

1) Sueß, Bericht über die Erhebungen der Wasserversorgungskommission der Stadt Wien. Wien 1864. S. 108. 2) Neumayr, Jurastudien. Jahrb. 1870. S. 551.!

3) Erläuternde Bemerkungen zur geognost. Karte des Beckens von Wien 1844.

4) Beck, Geolog. Mitteilungen aus den Kleinen Karpathen. Verh. 1903. S. 58.

5) Ebenda S. 52—59. Unter subalpinen Entwicklung versteht Uhlig die vollständige Entwicklung der Sedimentreihe vom Perm bis zur Unt. Kreide, in der hochalpinen Entwicklung sind an Stelle der typischen Triaskalke dem Werfener Schiefer ähnliche Bildungen von geringer Mächtigkeit vorhanden, Lias und Jura durch einformig kalkige Ablagerungen vertreten. Vgl. Uhlig, Geologie des Tatragebirges. Denkschr. d. Akad. d. Wissensch. in Wien 1897 u. 1899.

6) Vgl. Sueß, Der Boden der Stadt Wien. Wien 1862. S. 19.

Das Miozänmeer erfüllte diese Senkung und dehnte sich nordwärts, jene Niederung bedeckend, durch die heute die March der Donau zustrebt, und es trat auch zwischen den Inselbergen in Verbindung mit jenem Meeresarm, der zwischen dem bojischen Massiv und dem ehemaligen Außenrand der Karpathen verlief. Ebenso bestand eine Verbindung südlich und nördlich des Leithagebirges, sowie durch die Miavische Pforte zwischen Kleinen und Weißen Karpathen mit dem großen ungarischen Becken.

Die Geologen trennen, da die Miozänablagerungen innerhalb und außerhalb des alpinkarpathischen Bogens verschiedene Ausbildung zeigen, die außeralpine Niederung von Wien¹⁾ von der inneralpinen oder sprechen auch vom inneralpinen und außeralpinen Wiener Becken.²⁾ Morphologisch treten uns aber diese Verbreitungsgebiete der Miozänbildungen nicht in ihrem ganzen Umfange als Becken oder Niederungen entgegen, sie sind zum großen Teile Hügelland, wie am nördlichen Alpensaum. Vom geographischen Standpunkt betrachtet, ist die Bezeichnung „inneralpines Wiener Becken“ nur für den dreieckigen Landstrich zwischen der Donau, dem östlichen Alpenrand und dem Leithagebirge berechtigt und in diesem Sinne soll sie hier stets gebraucht werden. Innerhalb der so gezogenen Grenze liegt eine Fläche von ungefähr 1350 km².³⁾

Von der Austrittsstelle der Schwarza aus den Alpen oberhalb Neunkirchens in 370 m Seehöhe dacht sich die Ebene um rund 220 m gegen Nordosten zur Donau hin ab. Ein mächtiger diluvialer Schwarzschuttkegel, der sich in einer Länge von 15 km bis Wiener Neustadt erstreckt, sowie ein gleichalter, kaum minder bedeutender Schuttkegel der Piesting⁴⁾, eines weiter im Norden die Kalkalpen verlassenden Flusses, bestimmen die Oberflächengestalt des südlichen Wiener Beckens. Die spärliche Grasnarbe und der angepflanzte Föhrenwald vermögen nicht die Kalkschottermassen zu verhüllen, welche dieses „Steinfeld“ zusammensetzen. Trocken und wasserlos erscheint die Oberfläche, die kleinen, aus dem westlichen Randgebirge kommenden Bäche erreichen mit Ausnahme der Kleinen oder Warmen Fische, welche die Furche zwischen den beiden Schuttkegeln durchfließt, nicht die an den SE-Rand des Beckens gedrängte Leitha. So heißt die Schwarza nach Aufnahme der den Zentralalpen entströmenden Pitten. Zwischen den Kalkschottermassen, die das Oberflächenwasser aufschlucken, und ihrer Unterlage, dem wasserundurchlässigen tertiären Tegel, bewegt sich aber ein mächtiger Grundwasserstrom, dessen Ursprung im Randgebirge zu suchen ist.⁵⁾ Am Saume der Schuttkegel tritt er aus und durchfeuchtet die Oberfläche des nordöstlichen Teiles der Ebene, ein mannigfach verzweigtes Flußnetz speisend.⁶⁾ Die Leitha aber behält ihren dem Ostrand des Beckens folgenden Lauf bei und fließt am Fuße des im Sonnenberg 480 m erreichenden Rückens des Leithagebirges entlang, um nördlich desselben das Wiener Becken zu verlassen und sich gegen Osten kehrend in das oberungarische Tiefland einzutreten. Hier mündet sie in die Donau, die das Wiener Becken im engen Durchbruch zwischen Hundsheimerberg und Thebnerkogel verlassen hat.

1) Sueß, Sitz. Ber. 1860 XXXIX. S. 158—166. Sueß, Sitz. Ber. 1866 LIV. Sueß, Das Antlitz der Erde I. und an vielen anderen Orten.

2) Hauer, Geologie von Österreich-Ungarn. S. 560 u. a. v. a. O.

3) Mayer, Das inneralpine Wiener Becken. Blätter d. Ver. f. Landeskd. von N. Ö. 1896. S. 338.

4) Vgl. Sonklar, Der große Schuttkegel von Wiener Neustadt. Sitz. Ber. 1861. XLIII. S. 233.

5) Vgl. Grund, Die Veränderungen der Topographie im Wiener Walde und Wiener Becken. Geogr. Abhandlg. Bd. VIII. Heft 1. S. 29. Hier wird auch zuerst scharf unterschieden zwischen der trockenen Ebene im SW und der nassen im NE des Wiener Beckens. 6) Vgl. Grund. Ebenda. S. 30.

Die Piesting, zur Rechten die Gr. Fischa (Dagnitz) empfangend, nimmt von dieser auch den Namen an und muß, um die Donau zu erreichen, einen niederen tertiären Hügelzug durchbrechen, welcher die nordöstliche nasse Ebene gegen die Donau hin abschließt. Alle Flüsse und Bäche, welche die Kalkalpen nördlich von der Piesting verlassen, treten mit nordöstlich gerichtetem Lauf in das Becken (Triesting, Schwechat, Mödling-Petersbach und Liesing) über und werden von der Schwechat gesammelt, die sich knapp vor der Mündung in die Donau mit der Triesting vereinigt. Die Wien und die anderen unbedeutenden Bäche der Flyschzone münden selbständig in die Donau.

Die Schwechat hat sich gleich der Fischa einen Durchbruch durch den obengenannten Tertiärhügelzug geschaffen. So wird derselbe in drei Gruppen zerlegt. Im Westen liegt die Gruppe des Wiener- und Laaerberges (244 m und 256 m), in der Mitte zwischen Schwechat und Fischa die Rauchenwarther Höhe (Pfaffenöden 231 m) und endlich das Arbesthaler Hügelland mit dem Königsberg (257 m), Kogelberg (257 m), Altenberg (276 m), Schüttenberg (282 m) und Neuberg (257 m) im Osten der letzteren.

Während Löß die gegen N gerichtete Abdachung dieser Höhen verhüllt, treten an den Südgehängen die Tertiärschichten an die Oberfläche; sie sind übrigens auch in der nordwestlichen Ebene zu sehen, wo die dünne Schotterdecke von den Bächen erodiert ist.

Ebenso tauchen die Tertiärschichten am Alpenrand empor und bilden eine Reihe von Hügeln, die den schroffen Übergang vom Gebirge zur Ebene einigermaßen mildern. So erheben sich am Rande der Flyschzone des Wiener Waldes: die Höhe „auf der Türkenschanze“ (253 m) bei Döbling, die Höhen von Schönbrunn (234—244 m), der Königberg (257 m) bei Lainz, der Rosenhügel (257 m) und Sauberg (257 m) bei Atzgersdorf; und am Rande seiner Kalkzone: der Hinter Sossen (266 m) bei Rodaun, der dem Anninger vorgelagerte Eichkogel (366 m) bei Mödling, der Sattelriegel (280 m) bei Pfaffstätten und der Hartberg (265 m) bei Baden. Weiter im Süden treten die tertiären Randbildungen orographisch nur noch in den Konglomeratplatten zu beiden Seiten des Schwarzatales bei Neunkirchen hervor, die den zerschnittenen tertiären Schuttkegel der Schwarzta darstellen.

Das ist in ihren Hauptzügen geschildert die geographische Situation, wie sie sich uns am Nordostende der Alpen darbietet. Zwei nach Oberflächengestalt und Aufbau verschiedene Gebiete sehen wir hier zusammenstoßen und ihre Grenzzone begehend, wollen wir nun jene Probleme ins Auge fassen, die uns weiterhin beschäftigen sollen.

2. Die Probleme am Alpenrand.

Wer sich an einem klaren Tage auf die Höhe des Wiener- oder des Laaerberges begibt, dessen Blick wird sich bald und gerne von der eintönigen Ebene des Wiener Beckens abwenden und an den mannigfaltigeren Formen des Alpenrandes haften bleiben. Im Norden der zu unseren Füßen liegenden Stadt beginnt er mit dem steilen, von der Donau einst unter-spülten Hange des Leopoldsberges (423 m) und ein sanft geschwungener Bogen von grünen Bergkuppen, unter ihnen der Hermannskogel (542 m), schließt sich an diese steile Höhe, im Westen das Häusermeer umfassend, das seine Ausläufer fast bis in die Wälder des Bergkranzes entsendet. Kehren wir uns aber nun gegen Süden, so sehen wir dort, wo die Liesing in die Ebene eintritt, eine breite Senke die Bergwelt unterbrechen und erst jenseits derselben wieder stattlichere Höhen den Rand der Ebene bilden. Nicht das freundliche lichte Grün des Laubwaldes, sondern das Schwarzgrün der Nadelbäume und hie und da das Grau der Dolomittfelsen liefern die

Farben für diese Berge, die in schärferen, steileren Umrissen erscheinen als die früher genannten. Sie gehören bereits der Kalkzone des Wiener Waldes an. Höllestein (646 m) und Predigerstuhl (646 m) bilden die erste Bergkulisse, dahinter erscheint das höhere Plateau des Anninger (674 m) als zweite, die dritte und höchste des Lindkogels (Eisernes Tor, 847 m) fast ganz verdeckend. Die Südgrenze des Wiener Waldes ist gegeben durch eine breite Senke, aus welcher die Triesting in die Ebene übertritt. Die zwischen Triesting und Piesting liegende Kalkalpengruppe mit Waxeneck (785 m) und Hoher Mandling (969 m) entzieht sich unseren Blicken, die nun von dem Steilabsturz der weiter gegen die Ebene vorspringenden Hohen Wand (1135 m) gefesselt werden. Die stolze Gestalt des Schneeberges, der seine Vorhöhen bis an den Rand des Wiener Beckens entsendet, schließt das Bild im Süden ab und gegen Osten grenzt nun an diesen Vertreter der Kalkhochalpen ein welliges Bergland von wesentlich geringeren Höhen, bereits der Zentralzone angehörig. Im Volksmund führt es den bezeichnenden Namen „Bucklige Welt“. A. Böhm hat es die Krumbbacher Berge genannt.¹⁾ Wie sein äußerstes Kap springt das Rosaliengebirge in die Ebene vor und nördlich desselben verliert sich der Blick in dem Grau der oberungarischen Tiefebene, in die uns hier die Sopronische Pforte einen Einblick gestattet. Viel näher liegt uns im Osten der dunkle Rücken des Leithagebirges mit seinen weißlich schimmernden Steinbrüchen und wenden wir uns gegen NE, so treffen wir wieder auf den Strom, von dem wir ausgegangen waren und sehen sein blitzendes Band zum letztenmal am Fuß der blauen Höhen der Kleinen Karpathen.

Verfolgt der Beschauer aber nicht allein die Berggipfel, die das Becken umrahmen, sondern auch die Formen des Alpenrandes, wandert er, seinen Standpunkt verlassend, an ihm fort und steigt er auch auf dem Gehänge empor, so wird ihm die Erscheinung begegnen, daß trotz der Verschiedenartigkeit der dahintergelegenen Bergzüge der Bruchrand der Alpen an verschiedenen Punkten ein gleichbleibendes Profil aufweist. Die gegen die Ebene gekehrten Abdachungen zeigen wiederholten Wechsel der Böschungswinkel, deutliche Knicke unterbrechen den gleichmäßigen Fall der Gehänge, ja selbst breite Plateaus finden sich an ihnen eingeschaltet. Schon aus großer Entfernung gesehen treten die breite Plattform vor dem Kahlenberg, die breite Terrasse am Abfall des Anninger hervor, zu der sich die Weingärten emporziehen, während dahinter das steile Waldgehänge ansteigt. Noch ausgedehnter ist das Plateau des Hart, das sich zwischen Triesting und Piesting der Mandling vorlagert.

Auf unserem früheren Aussichtspunkte aber befanden wir uns inmitten ausgedehnter Ziegeleien und die Schuppen und rauchenden Schlotte derselben können wir in einem gewissen Abstand vom Randgebirge überall im Wiener Becken treffen mit Ausnahme des Gebietes der großen Schuttkegel. In jenen wird der tertiäre Tegel, ein im tieferen Wasser abgelagerter plastischer Ton gebrannt und verrät uns durch seine Fauna, daß wir uns hier am Grunde des ehemaligen Miozänmeeres befinden, wo der lange schwebend erhaltene feine Schlamm zum Absatz kam. Schreiten wir aber gegen das Randgebirge, so treffen wir auf jene eingangs erwähnten tertiären Hügel, die sich vorwiegend aus Sanden und Sandsteinen zusammensetzen, und die Reste der Tierwelt, welche sich hier finden, deuten darauf hin, daß diese Schichten im seichterem Wasser entstanden sind. Am Randgebirge selbst emporsteigend, bemerkt man, wie erwähnt, daß es mehrfach terrassiert ist, daß am Fuß dieser Terrassen Kalk- und Konglomeratbänke, zu deren Bildung Nulliporen, aber auch Korallen beigetragen haben, sowie Gerölle lagern, die

1) Die Einteilung der Ostalpen. Geogr. Abhandlg. Bd. I. 3, S. 402.

sichtlich in der Brandung gerollt sind. Diese auch durch ihre Fauna als Strandbildungen gekennzeichneten Schichten lagern sich meist mit gegen die Ebene fallenden Bänken an den alten Strand, wie eine Meerhalde an die Küste eines rezenten Meeres. Begeht man die einzelnen zwischen den Tälern zur Ebene herabziehenden Riedel¹⁾, so wiederholt sich fast immer dasselbe Profil mit den Gehängeknicken und man wird sich überzeugen können, daß dasselbe im Gebirgsbau durch nichts begründet ist. Steil aufgerichtete Schichten verschiedenen Alters werden in gleicher Höhe an diesen Terrassen abgeschnitten. Diese können nicht tektonische, sondern nur solche Formen sein, welche durch die Arbeit an der Erdoberfläche wirkender Kräfte entstanden sind. Betrachtet man den Verlauf des Alpenrandes, so zeigt eine einfache Überlegung, daß eine Flußarbeit, welche längs des ganzen Saumes gewirkt haben müßte, gar nicht in Frage kommt und es fehlen ja auch die dazu gehörigen Ablagerungen fluviatilen Charakters.

Ziehen wir endlich die auffallende Ähnlichkeit der besprochenen Profile mit jenen der Strandplattformen und Uferterrassen in Betracht, wie sie an den Küsten unserer heutigen Meere oder an den Ufern unserer Seen durch die abradierende und akkumulierende Tätigkeit des brandenden und strömenden Wassers entstehen, so bleibt uns nur ein Schluß übrig, der die Entstehung dieser Formen befriedigend erklären kann: Wir haben Erzeugnisse der Bewegung jener stehenden Gewässer vor uns, die einst das Becken erfüllt und in ihm, wie an seinen Rändern die früher besprochenen Tegel-, Sand-, Geröll- und organischen Kalkmassen zum Absatz gebracht haben.

Unsere Aufgabe ist zunächst eine formenbeschreibende. Es wurde aber bereits im Vorwort gesagt, daß die geologische Untersuchung des Tertiärbeckens von Wien eine solche Fülle von Kenntnissen über die Lagerung und Verbreitung, sowie über die Gliederung, Fauna und Flora seiner Schichten geliefert hat, daß es zu den geologisch gutbekannten Gebieten der Erdoberfläche zählt und es möglich ist, eine Vorstellung von den geographischen Verhältnissen seiner geologischen Vergangenheit zu erhalten. Neben der Beschreibung der Uferformen soll uns daher stets auch die Erörterung der letzteren beschäftigen und das Verhältnis zwischen den Uferlinien und den tertiären Ablagerungen eine Prüfung erfahren. Nur auf diesem Wege ist es möglich, zu bestimmten Uferlinien auch die dazu gehörigen Ablagerungen zu finden, das Alter der ersteren zu bestimmen und das aus Zusammensetzung, Lagerung und Fossilführung der tertiären Schichten für eine Periode gewonnene geographische Bild durch die Erkenntnis der gleichzeitig entstandenen Formen zu ergänzen.

Schon im Vorworte wurde angedeutet, daß es sich dabei nicht allein um die Formen der schmalen Uferzone handelt, sondern auch um die Oberflächengestalt des ganzen Hinterlandes, das im Einzugsgebiet des Wiener Beckens gelegen ist. Das Auftreten von Uferterrassen in verschiedenen Höhen eines und desselben Profiles ist ein beredter Hinweis darauf, daß wir es im Wiener Becken nicht mit einer einzigen tertiären Ufermarke, sondern mit mehreren neben- und übereinander gelegenen zu tun haben, daß also die Brandung in verschiedenen Niveaus gewirkt hat.

Wir wollen es einstweilen ganz dahingestellt sein lassen, ob eine Eigenbewegung des Wasserspiegels oder eine Bewegung des Landes diese

1) Dieser ursprünglich salzburgische Lokalausdruck wird von Penck als wissenschaftlicher Terminus gebraucht. (Talgeschichte der obersten Donau. Schriften d. Ver. f. Gesch. d. Bodensees. Lindau 1899. S. 11.)

Schwankungen verursacht haben mag, aber die notwendige Folgeerscheinung derselben steht fest, daß die wechselnde Lage des unteren Denudationsniveaus auch die Ausbildung der Flußtäler in Mitleidenschaft gezogen haben muß. Eine positive Bewegung der Strand- oder Uferlinie hatte ein Ertränken der Flußtäler und ein Eingreifen des Wassers in die Senken des Randgebirges zur Folge, eine negative Bewegung dagegen eine gesteigerte Erosionstätigkeit und die Umgestaltung bisher untergetauchter Gebiete durch Denudation und Erosion. Die beiden einander entgegengesetzten Vorgänge mußten sich aber mit der Zeit selbst in den entlegensten Winkeln der Flußsysteme bemerkbar machen und die Gehängeformen der ganzen Tallandschaft verändern. Unsere Untersuchung kann daher nur dann einen Anspruch auf Vollständigkeit und Folgerichtigkeit erheben, wenn sie auch die Täler des Randgebirges berücksichtigt.

Strandterrassen, und dasselbe gilt für die Uferterrassen der Seen, sind aber für die Entwicklungsgeschichte der Formen auch noch in anderer Hinsicht bedeutungsvoll. Sie sind die einzigen Flächen auf der Erdoberfläche, die in ihrem Verlauf eine Horizontale darstellen, oder besser gesagt: die einzigen Flächen, von denen wir sicher wissen, daß sie zur Zeit ihrer Bildung Niveauflächen gewesen sein müssen. Sie sind darum auch der feinste Maßstab, mit dem Niveauveränderungen der Erdkruste gemessen werden können und sie zeigen noch Bewegungen derselben an, welche sich sonst der menschlichen Beobachtung vielleicht ganz entzogen hätten. Der Nachweis der Hebung Skandinaviens und der nacheiszeitlichen Verbiegungen der nordamerikanischen Seenlandschaft sind ja bekannte Beispiele.

Wie die Strandlinie geeignet ist, als Maßstab für räumliche Veränderungen zu dienen, so ist sie ein nicht minder feines Zeitmaß. Die Zeiteinheit, welche die Geologie der Entwicklungsgeschichte der Formen zur Verfügung stellen kann, ist die Epoche, aber welche Fülle von Veränderungen erleidet die Erdoberfläche während eines solchen Zeitraumes! In historischer Zeit ist noch keine durchgreifende Umgestaltung der Tier- und Pflanzenwelt erfolgt und diese sechs Jahrtausende sind wahrscheinlich nur ein kleiner Bruchteil einer geologischen Epoche. Trotzdem sehen wir selbst während eines Menschenalters Umgestaltungen des Erdantlitzes vor sich gehen oder wir können doch wenigstens die Wirkungen endogener und exogener Kräfte durch Messung nachweisen. Auf Grund der Veränderungen in der organischen Welt erfolgte die Aufstellung der geologischen Zeiträume, aber wie weit bleiben diese Veränderungen hinter jenen zurück, die sich in der Formenwelt der Erde abspielen!

Mit jenem gröberen geologischen Zeitmaß gemessen, können wir letztere nicht anders als gleichzeitig entstanden bezeichnen, wenn sie vielleicht auch Jahrtausende auseinanderliegen. Ein sicherer Nachweis, daß zwei Formen der Erdoberfläche absolut gleichzeitig entstanden sind, läßt sich auf geologischem Wege selten beibringen.

Da ist es nun die alte Strandlinie, die es ermöglicht, das geologisch Gleichzeitige in ein Vor- und Nachzeitiges aufzulösen und feste Ausgangspunkte für die Formenentwicklung zu finden. Längs der ganzen Küste muß bei Eintritt einer positiven Bewegung der Strandlinie die frühere Strandmarke verlassen worden sein. Zu vollkommen gleicher Zeit sind dann jene Teile des Landes, welche in den Bereich der regelmäßigen, durch Wind und Gezeiten veranlaßten Schwankungen der neuen Spiegelfläche gerückt wurden, der Einwirkung der Brandung, Strömung und der Transportkraft des Wassers verfallen. Nach einer negativen Bewegung der Strandlinie werden dann früher wasserbedeckte Gebiete zu Ausgangs-

formen für die am Lande wirkenden Kräfte. Diese trachteten nun dieselben in ihrem Sinne umzubilden und für alle an dieser Küste ausmündenden Täler mit ihren Verästelungen hat zum gleichen Zeitpunkt ein neuer Zyklus der Entwicklung begonnen. Wir werden ihn dann erkennen können, wenn die Strandlinie vor Antritt ihrer Bewegung lange genug ein und dieselbe Lage besaß, um sich auch morphologisch als eine Kerbe in der Uferzone auszuprägen.

Wir müssen ferner beachten, daß die Strandmarken am Randgebirge des Wiener Beckens in drei Gebirgszonen verlaufen, die verschieden alt, verschieden zusammengesetzt und verschieden gebaut sind. Es wird sich so ein Vergleich des Verhaltens der einzelnen Gesteine gegenüber der Denudation ergeben und zwar aus der Betrachtung des Erhaltungszustandes der in der Uferzone entstandenen Skulpturformen. Wir können noch weitergehen und uns fragen, ob die Summen der morphologischen Veränderungen, welche die Flysch-, die Kalk- und die Grauwacken-Zentralzone in absolut gleichen Zeiträumen erlitten haben, dieselben sind.

Eines dürfen wir aber dabei nicht vergessen. Die Uferformen des Wiener Beckens haben einen langen und abwechslungsreichen Entwicklungsgang hinter sich, sie sind alte Formen, deren Zerstörung schon große Fortschritte gemacht hat. Die Natur hat uns daher leider für immer der Möglichkeit beraubt, vollständig befriedigende Antworten auf alle hier angeregten Probleme zu finden und das geographische Bild einer geologischen Vergangenheit mit jener Vollständigkeit und Klarheit vor unser geistiges Auge zu stellen, mit der sie unserem körperlichen Auge die Bilder der Gegenwart darbietet. Wie bei einem Ausblick in weite Fernen durch große Zwischenräume Getrenntes uns nahe aneinander gerückt erscheint und immer mehr Einzelheiten verschwinden, je weiter wir aussehen, bis endlich selbst die großen Umrißlinien verschwimmen, so ergeht es uns auch bei einem Rückblick in die geologische Vergangenheit. Müßig mag es daher vielleicht scheinen, Fragen aufzustellen, die nicht zu beantworten sind. Beschränkt ist hier allerdings die Möglichkeit zu erkennen, noch kleiner die Kraft, alles Erkennbare aufzufinden und darzustellen, doch scheinen dem Verfasser die angeregten Probleme von prinzipieller Bedeutung zu sein. In Gebieten, wo es ähnliche Fragen zu lösen gibt, die zu untersuchenden Formen aber wesentlich jünger und besser erhalten sind, mag ihre Beantwortung eine reichere Fülle von neuen Erkenntnissen erschließen.

Bevor wir aber daran gehen, die Formen der Uferzone zu beschreiben, und ihre hier angedeuteten Beziehungen zu den Formen des Hinterlandes zu verfolgen, obliegt uns die diesbezüglichen morphologischen Arbeiten anderer zu berücksichtigen und an der Hand der benützten geologischen Literatur den gegenwärtigen Stand der Kenntnisse über die Geologie des Wiener Beckens zu erörtern.

3. Die geologische und morphologische Literatur.¹⁾

Der große Fossilreichtum des Wiener Beckens hat das geologische Studium desselben schon in den ersten Jahrzehnten des 19. Jahrhunderts angeregt, und die Ergebnisse der mehr als acht Dezennien umfassenden Arbeit sind für die Miozänforschung überhaupt von großer prinzipieller Bedeutung geworden.

1) Die Literatur ausschließlich paläontologischen Inhaltes kommt hier nicht zur Erörterung.

Constant Prévost¹⁾, der bereits die Diskordanz der blauen Tone des Beckens gegen den Alpenkalk erkannte, Graf Rasumowsky²⁾, Ami Boué³⁾, Freiherr von Jacquin⁴⁾ und Paul Partsch⁵⁾ waren die ersten, die sich mit den einschlägigen Fragen befaßten. Im Jahre 1837 revidierte Bronn eine von Hauer angelegte Sammlung der Petrefakten des Wiener Beckens und fand, daß es sich um die dem Lyellschen Miozän entsprechende Fauna handle.⁶⁾ Schon im Jahre 1844 erschien die erste mit erläuternden Bemerkungen versehene geognostische Karte unseres Gebietes, deren Autor P. Partsch übrigens das Tertiärgebiet im Norden bis Olmütz und auch große Teile der Randgebirge des Wiener Beckens zur Darstellung brachte.⁷⁾

Die nächsten Jahrzehnte waren vorzugsweise der geologischen Detailarbeit gewidmet und die Ergebnisse derselben wurden hauptsächlich in den von Haidinger herausgegebenen „Berichten über Mitteilungen von Freunden der Naturwissenschaften“ (1847—1851) und in den Jahrbüchern und Verhandlungen der 1850 gegründeten k. k. geol. Reichsanstalt, sowie in den Schriften der k. Akademie der Wissenschaften niedergelegt. A. Boué⁸⁾ brachte zahlreiche Beiträge zur Kenntnis der Umgebung seines Wohnortes Vöslau, Cžjžek⁹⁾ nahm das Randgebirge auf und beschäftigte sich auch mit den Tertiärschichten des Beckens¹⁰⁾, Fötterle¹¹⁾

1) Essai sur la constitution physique et géognostique du bassin à l'ouverture duquel est située la Ville de Vienne en Autriche. Journal de Physique. Paris. t. XCI. 1820. p. 347—377, 460—473.

2) Observations mineralogiques sur les environs de Vienne. Wien 1832.

3) Geognostisches Gemälde von Deutschland. Deutsch v. Leonhard. Frankfurt a. M. 1829.

4) Die gebohrten Quellbrunnen in Niederösterreich. Zeitschr. f. Physik u. Mathematik. Wien 1830. S. 257 ff.

5) Über die geognost. Untersuchungen in Österreich. Herausgeg. auf Veranlassung der n. ö. Stände. I. 269 ff. Wien 1831. Die artesischen Brunnen in und um Wien.

6) Zittel, Geschichte der Geologie u. Paläontologie. München 1899. S. 706.

7) Geognost. Karte des Beckens von Wien und der umgebenden Gebirge. Wien 1844.

8) a) Über die Quell- und Brunnenwässer von Vöslau und Gainfarn. Sitz. Ber. XVII. 1855. S. 274.

b) Über einige Quellen in Gainfarn. Sitz. Ber. XXI. 1856. S. 533.

c) Über die wahre geognost. Lage gewisser als Reibsand gebrauchter dolomitischer Brecciensande. Sitz. Ber. XXVII. 1859. S. 356.

d) Über die dolomitische Breccie und Höhlen im Leithakonglomerat von Vöslau. Sitz. Ber. XLIV. 1861.

e) Über die Entdeckung von Leithakalkpetrefakten in den obersten Schichten der Breccie von Gainfarn. Sitz. Ber. XLII. 1862. S. 61.

f) Über eine unterirdische Höhle in Gainfarn. Sitz. Ber. LV. 1867. S. 325.

g) Die dolomitischen Breccie der Alpen, insbesondere jene von Gainfarn in N.-Ö. Sitz. Ber. LXVII. 1873.

h) Über einige Höhlen in Gainfarn. Verh. 1874. S. 178.

9) a) Das Tal von Buchberg. Jahrb. II. 1851. c. S. 58.

b) Geologische Verhältnisse der Umgebungen von Hainburg, des Leithagebirges und der Rusterberge. Jahrb. III. d. 1852. S. 35.

c) Geologische Zusammensetzung der Kalkalpen zwischen Wien und Gutenstein. Jahrb. IV. 1853.

d) Das Rosaliengebirge und der Wechsel. Jahrb. IV. 1854. S. 465.

10) a) Über die Ablagerung bituminösen Holzes im südlichen Teil des Wiener Beckens. Haidg. Ber. I. 1847. S. 91.

b) Über den Eichkogel bei Mödling. Haidg. Ber. V. 1849. S. 183.

c) Über die Fossilreste vom Braunkohlenschurf bei Mauer. Haidg. Ber. VII. 1851. S. 111.

d) Die Ziegeleien des Herrn Miesbach in Inzersdorf. Jahrb. II. 1851. b. S. 80.

e) Die Braunkohlenablagerungen von Zillingdorf und Neufeld. Jahrb. II. 1851. d. S. 47.

11) a) Geologische Untersuchungen in den nordöstl. Alpen. Jahrb. I. 1850.

b) Längsprofil des Donaustromes von der Enge am Kahlenberg und Bisamberg bis zur Enge von Hainburg. Jahrb. II. 1851. d. S. 164 und S. 191.

c) Dinoteriumkieferfund in Mariahilf. Jahrb. VIII. 1857. S. 167.

und Hauer¹⁾ arbeiteten in den Alpen und brachten Notizen über das Becken, M. Hoernes²⁾ beschäftigte sich hauptsächlich mit dem gesammelten Petrefaktenmaterial. Ferner sind zu nennen: Karrer³⁾, Lipold⁴⁾, Morlot⁵⁾, Paul⁶⁾, Peters⁷⁾, Stur⁸⁾, Sueß⁹⁾, Toula¹⁰⁾, Wolf¹¹⁾ und Zugmayer¹²⁾ (Fußbemerkung 12 siehe nächste Seite).

- 1) a) Über die bei St. Marx und am Belvedere gefundenen Säugetierzähne. Haidg. Ber. II. 1847. S. 468.
- b) Über die bei der Bohrung des artesischen Brunnens im Bahnhof der Wien-Raaber Eisenbahn durchfahrenen Schichten. Haidg. Ber. I. 1847. S. 201.
- c) Über die Beschaffenheit der durchfahrenen Gebirgsschichten bei der Bohrung des artesischen Brunnens am Wiener Bahnhof der Südbahn. Haidg. Ber. II. 1847.
- d) Über eine Exkursion in die Alpen, westlich von Neustadt und Neunkirchen. Haidg. Ber. VI. 1850. S. 10.
- e) Trias, Lias und Jura in den nordöstl. Alpen. Abhandlg. I.
- f) Über die Eozängebilde im Erzherzogtum Österreich und in Salzburg. Jahrb. IX. 1858. S. 103.
- g) Verwerfungen an Geschieben aus der Umgebung von Schleinz und Pitten. Verh. 1879. S. 145.
- 2) a) Berichte über die bei St. Marx und am Belvedere gefundenen Säugetierreste. Haidg. Ber. II. 1847. S. 40, 411. III. 1848. S. 161, 305. IV. 1848. S. 336. Jahrb. II. 1851. b. S. 187.
- b) Verzeichnis der Fossilreste aus 135 Fundorten des Tertiärbeckens von Wien. 1848.
- c) Über den Bohrbrunnen des Herrn Zeisl gehörigen Hauses Nr. 336 am Schottenfeld. Haidg. Ber. V. 1849. S. 128.
- 3) a) Der Eichkogel bei Mödling. Jahrb. X. 1859. S. 25.
- b) Über die Lagerungsverhältnisse der Tertiärschichten am Rand des Wiener Beckens bei Mödling. Jahrb. XIII. 1863. S. 30.
- 4) Die Kohlengebiete der nordöstl. Alpen. Jahrb. XV. 1865. S. 1—164.
- 5) a) Die Ziegelgrube des Herrn v. Schuh in Hungenbrunn. Haidg. Ber. II. 1847. S. 312.
- b) Über den Schotter von Nußdorf und vom Belvedere. Haidg. Ber. III. 1848. S. 411. IV. 1848. S. 413. VII. 1851.
- c) Über eine Brunnengrabung in Vöslau. Haidg. Ber. IV. 1848. S. 424.
- 6) Ein geolog. Profil aus dem Randgebirge des Wiener Beckens. Jahrb. X. 1859. S. 257.
- b) Ein geolog. Profil durch den Anninger bei Baden. Jahrb. XI. 1860. S. 12.
- c) Beitrag zur Kenntnis der tertiären Randbildungen des Wiener Beckens bei Mödling. Jahrb. XIV. 1864. S. 391.
- d) Die Lagerungsverhältnisse der Gosauschichten bei Grünbach in N.-Ö. Verh. 1867. S. 184.
- 7) Beiträge zur Kenntnis der Lagerungsverhältnisse der oberen Kreideschichten an einigen Lokalitäten der östl. Alpen. Abhandlg. I.
- 8) a) Über die Ablagerungen des Neogens, Diluviums und Alluviums im Gebiet der niederöst. Alpen und ihrer Umgebung. Sitz. Ber. XVI. 1855. S. 477.
- b) Pflanzenreste aus dem sarmat. Tegel von Breitensee. Jahrb. XII. 1861/62. S. 63.
- c) Pflanzenreste im Tegel von Aspang. Jahrb. XIV. 1864. S. 85.
- d) Über die neogenen Ablagerungen im Gebiet der Mürz und Mur in Obersteiermark. Jahrb. XIV. 1864. S. 224.
- e) Geologie der Steiermark. Graz. 1871.
- f) Mastodon Angustidens v. Leiding bei Pitten. Verh. 1872. S. 105.
- g) Über den gelben oberen Tegel in der Tegelgrube von Vöslau. Verh. 1874. S. 336.
- h) Die Trinkwasserfrage in Neunkirchen. Jahrb. XXXIX. 1889. S. 259.
- 9) a) Profil der Tegelschichten von Hernald. Jahrb. III. 1852. b. S. 61.
- b) Erratische Blöcke am östlichen Abhang des Rosaliengebirges. Jahrb. IX. Verh. 1858. S. 101.
- c) Schichtenstörungen in der zweiten Ziegelgrube von Nußdorf. Jahrb. XI. 1860. Verh. S. 84.
- 10) a) Beiträge zur Kenntnis des Randgebirges der Wiener Bucht. Jahrb. XXI. 1871. S. 437.
- b) Kleine Beiträge zur Kenntnis des Randgebirges der Wiener Bucht bei Kalksburg und Rodaun. Verh. 1879. S. 275.
- 11) a) Brunnengrabungen in Atzgersdorf und Petersdorf. Jahrb. IX. 1858.
- b) Über eine Brunnengrabung in Perchtholdsdorf. Jahrb. X. 1859. Verh. S. 31.
- c) Über die von ihm entdeckte Lokalität mariner Konchylien im Sand von Speising. Jahrb. X. 1859. Verh. S. 48.

Als die sanitären Verhältnisse von Wien dringend eine Versorgung der Stadt mit gesundem Trinkwasser erheischten, erfuhren die geologischen Studien im Wiener Becken eine neuerliche Belebung. Hatten die Vorarbeiten, an denen Sueß¹⁾ den hervorragendsten Anteil nahm, die Untersuchung des Randgebirges und Steinfeldes nach ergiebigen Quellen zur Aufgabe und wurden dadurch auch wertvolle geologische Ergebnisse erzielt, so brachte der Bau der Wasserleitung, als die Wahl auf die Hochquellen des Schneeberges gefallen war, zahlreiche neue Profile durch die tertiären Randbildungen, welche von der Wasserleitungstrasse Gloggnitz-Wien durchschnitten werden. Karrer beschreibt sie in seiner großen Monographie über die Wasserleitung.²⁾ Im Verein mit Fuchs gab derselbe Autor auch eine Reihe von Beiträgen zur Kenntnis des Wiener Beckens heraus³⁾, unter dem Titel: „Geologische

- d) Über die Cerithienschichten im Einschnitt der Verbindungsbahn Hetzendorf-Speising. Jahrb. XI. 1860. Verh. S. 95.
 - e) Mastodonreste aus den sarmat. Schichten von Atzgersdorf. Jahrb. XII. 1862. Verh. S. 22.
 - f) Vorlage von zwei Durchschnitten durch den Boden von Wien mit Benutzung von 130 Brunnengrabungen. Jahrb. XII. 1862. Verh. S. 8. XIII. 1863. S. 57.
 - g) Brunnen in Baumgarten und Penzing. Jahrb. XIII. 1863. S. 57.
 - h) Über den artes. Brunnen am Bahnhof von Vöslau. Jahrb. XIV. 1864. Verh. S. 57.
 - i) Erläuterungen zur geol. Bodenkarte von Atzgersdorf und Erlaa. Wien 1866.
 - k) Die dolomit. Breccie und der Amphisteginton von Baden bei Wien. Verh. 1868. S. 167.
 - l) Brunnenbohrung in der Preßhefefabrik in Rudolfsheim. Verh. 1869. S. 84.
 - m) Grundsondierungen der k. k. priv. Staatseisenbahnges. im Donautal bei Wien. Verh. 1869. S. 82.
 - n) Neuere geol. Aufschlüsse in der Umgebung von Wien durch die neueren Eisenbahnbauten. Verh. 1870. S. 139.
 - o) Brunnenprofile im Wiener Bahnhofe der Kaiserin Elisabeth-Westbahn. Verh. 1871. S. 74.
- 12) und Stur, Exkursion in das Piestingtal und die Neue Welt. Führer zu den Exkursionen der Deutsch. Geol. Gesellschaft. Wien 1877. S. 121.
- 1) a) Erhebungen über die Wiener Wasserversorgung. 1864. Gemeinderats Sitzungsprotokolle.
 - b) Bericht über die Arbeiten der Wasserversorgungs-Kommission im Gemeinderat der Stadt Wien. Jahrb. XIII. 1863. S. 524.
 - c) Referat der Wasserversorgungs-Kommission über die Beendigung der objektiven Vorerhebungen. Jahrb. XIV. 1864. S. 417.
 - d) Bericht über die Arbeiten der Wasserversorgungs-Kommission des Gemeinderates der Stadt Wien. 1864.
- 2) Geologie der Kaiser Franz Josef-Hochquellenwasserleitung. Abhandlg. der k. k. Geol. Reichsanst., Bd. IX., Wien 1877 und ein kleiner Aufsatz im „Führer zu den Exkursionen der Deutsch. Geol. Gesellsch.“ Wien. 1877. Siehe auch: Noë, Die Quellen am Ostabhang der Alpen bei Wien. Schriften des Ver. zur Verbreitung naturw. Kenntnisse in Wien. 1886/87.
- 3) Von den 21 Aufsätzen dieser Sammlung sind hierher zu zählen:
- Nr. 1. Fuchs, Über die Tertiärbildung bei Goys und Breitenbrunn am Neusiedlersee. Jahrb. XVII. 1868. S. 269.
 - Nr. 2. Karrer, Verhältnis der Kongerienschichten zur sarmat. Stufe bei Liesing. Jahrb. XVII. 1868. S. 269.
 - Nr. 3. Fuchs, Tertiärablagerungen in der Umgebung von Preßburg und Hainburg. Jahrb. XVII. 1868. S. 276.
 - Nr. 4. Fuchs, Konchylien aus einer Brunnengrabung bei Pötzleinsdorf. Jahrb. XVII. 1868. S. 258.
 - Nr. 5. Karrer, Über die Tertiärbildungen in der Umgebung von Perchtholdsdorf. Jahrb. XVIII. 1869. S. 569.
 - Nr. 7. Fuchs, Der Steinbruch im marinen Konglomerat von Kalksburg. Jahrb. XIX. 1869. S. 189.
 - Nr. 8. Niedzwiedzki, Über neuaufgedeckte Süßwasserbildungen am Alsergrund. Jahrb. XIX. 1869. S. 195.
 - Karrer, Über neuaufgedeckte Süßwasserbildungen in der dritten Ziegelei in Nußdorf. Jahrb. XIX. 1869. S. 199.
 - Nr. 10. Brezina, Sandsteinkristalle von Sievering bei Wien. Jahrb. XX. 1870. S. 113.

Studien in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens“, eine Sammlung, die in den letzten Jahren von Karrer¹⁾ fortgesetzt wurde. Die Detailuntersuchung des Wiener Beckens wurde in den beiden letzten Jahrzehnten hauptsächlich von Abel²⁾, Bittner³⁾, Gravé⁴⁾, Handmann⁵⁾, Kittl⁶⁾, Rosiwal⁷⁾, Schaffer⁸⁾, Toula⁹⁾ und Vacek¹⁰⁾ gepflegt.

Auch die Kenntnis des Randgebirges wurde in dieser Zeit durch eine Reihe bedeutender Arbeiten gefördert. In der Flyschzone arbeitete Paul¹¹⁾,

- Nr. 12. Fuchs, Über das Auftreten von Anstern in den sarmat. Bildungen des Wiener Beckens. Jahrb. XX. 1870. S. 125.
 Nr. 13. Fuchs, Über ein neuartiges Vorkommen von Kongerienschichten bei Gumpoldskirchen. Jahrb. XX. 1870. S. 128.
 Nr. 14. Fuchs und Karrer, Neue Brunnengrabungen in Wien und Umgebung. Jahrb. XX. 1870. S. 130.
 Nr. 16. Karrer, Ein geologisches Profil aus der Bucht von Perchtholdsdorf. Jahrb. XXII. 1872. S. 117.
 Nr. 17. Karrer, Das Alter des Rohrbacher Konglomerats. Jahrb. XXIII. 1873. S. 172.
 Nr. 18. Toula, Aufschlüsse in den Schichten mit *Congeria spatulata* und *Cardium plicatum* am Westabhang des Eichkogels. Jahrb. XXV. 1875. S. 1.
 Nr. 21. Fuchs, Neue Brunnengrabungen in Wien u. Umgebung. Jahrb. XXV. 1875. S. 119.
 1) Geol. Studien in den tertiären und jüngeren Bildungen des Wiener Beckens. Jahrb. XLIII. 1893. S. 377 ff.
 Nr. 1. Der Bahneinschnitt der elektr. Eisenbahn bei Mödling.
 Nr. 2. Vorkommen von medit. Schichten in Mauer.
 Nr. 3. Merkwürdige Schichtstörungen in den Ziegeleien von Nußdorf.
 Nr. 5. Der diluviale Süßwasserkalk von Baden.
 Nr. 6. Mammutfunde im Weichbild des erweiterten Stadtgebiets von Wien. Die Krottenbacheinwölbung. Jahrb. XLV. 1895. S. 59.
 Kanalbauten in Wien. Jahrb. II. 1899. S. 493.
 2) Artes. Brunnenbohrungen in Ottakring. Jahrb. XLVII. 1897. S. 479.
 3) a) Der diluviale Süßwasserkalk von Baden. Verh. 1885. S. 183.
 b) Über einen neuen Aufschluß von sarmat. Schichten bei Pfaffstätten. Verh. 1885. S. 232.
 c) Brunnenbohrungen in den Gaswerken Fünfhaus und Döbling. Verh. 1892. S. 214.
 4) Notizen über Brunnenbohrungen in Rudolfsheim und Unter-Meidling. Verh. 1889. S. 274.
 5) a) Die fossile Molluskenfauna von Kottlingbrunn. Jahrb. XXXII. 1882. S. 543.
 b) Die sarmatische Konchylienablagerung von Hölles. Verh. 1883. S. 165.
 c) Die fossile Binnenfauna von St. Veit a. d. Triesting. Verh. 1883. S. 170.
 d) Die Konchylienfauna von Leobersdorf. Münster 1887.
 6) a) Geolog. Beobachtungen im Leithagebirge. Verh. 1882. S. 292.
 b) Exkursionen nach Walbersdorf und in das Leithagebirge. Annal. d. Naturh. Hofmus. I 1886.
 c) Auftreten eines miozänen Land- und Süßwasserkonchylien führenden Tones in Ottakring. Annal. d. Naturh. Hofmus. II. 1887.
 d) Über die miozänen Ablagerungen der Bucht von Gaaden. Ebenda IV. 1889.
 e) Jungtert. Säugetierfunde aus der Mannersdorfer Ziegelei. Ebenda VI. 1891.
 7) Zur Fauna der Pötzleinsdorfer Sande. Jahrb. XLIII. 1893. S. 81.
 8) a) Der marine Tegel von Theben-Neudorf. Jahrb. XLVII. 1897. S. 533.
 b) Neue Fundstelle von Badnertegel bei Siegenfeld. Verh. 1893. S. 335.
 9) a) Über den marinen Tegel von Walbersdorf. Verh. 1885. S. 245.
 b) Süßwasserkalkablagerungen mit Unionen in der Neulinggasse. Verh. 1885. S. 390.
 c) Über die tertiären Ablagerungen bei St. Veit a. d. Triesting. Verh. 1885. S. 219.
 d) Über ein neues Vorkommen von Kalken der sarmat. Stufe am Thebnerkogel. Verh. 1886. S. 404.
 e) Über ein neues Vorkommen von Kongerienschichten am Hundsheimerberg. Verh. 1886. S. 405.
 f) Neuer Fundort von sarmat. Delphinen im Stadtgebiet von Wien. Neues Jahrb. f. Mineral. und Geol. 1898 I und Beitrag zur Geol. u. Paläont. v. Öst.-Ung. XI. S. 64.
 g) Über den marinen Tegel von Neudorf a. d. March. Verh. d. Ver. f. Natur- u. Heilkunde zu Preßburg. N. F. Bd. XI. 1899 und Verh. 1889. S. 157.
 10) a) Über neue Funde von Dinotherien im Wiener Becken. Verh. 1882. S. 342.
 b) Säugetierreste der Pikermifauna vom Eichkogel bei Mödling. Verh. 1900. S. 189 und Jahrb. L. 1900. S. 169.
 11) Verh. 1895—1897 und „Der Wienerwald“, Jahrb. XLVIII. 1898. S. 53.

in der Kalkzone Bittner¹⁾ und Geyer²⁾, in der Grauwackenzone Toulas³⁾, in der Zentralzone Vacek⁴⁾ und endlich die ungarischen Geologen Hofmann, v. Inkey, Roth v. Telegd und Stürzenbaum im Leithagebirge⁵⁾.

Damit ist die Aufzählung der wichtigsten Detailarbeiten erschöpft, auf manche wird noch im folgenden verwiesen werden. Es soll nun eine Anzahl von Arbeiten besprochen werden, welche, die Ergebnisse der geologisch-paläontologischen Kleinarbeit verwertend, geeignet sind, die geologische Geschichte des Wiener Beckens in großen Zügen kennen zu lernen.

Czjžek unterscheidet schon in den Erläuterungen⁶⁾ zu seiner geognostischen Karte acht Schichtglieder im Wiener Becken und zwar: 1. Süßwasserkalk, 2. Schotter, 3. Konglomerate, 4. Leithakalk⁷⁾, 5. Sand, 6. Cerithienkalk⁸⁾, 7. Tegel, 8. Braunkohlen. Er vermag aber noch keine Altersbestimmung dieser Schichten vorzunehmen. Ihm fällt auch schon die geneigte Lage des Leithakalkes auf, die er aber auf Hebung zurückführt⁹⁾, ebenso schildert er die starken Schichtstörungen, welche die Braunkohlenlager am Hart bei Gloggnitz und jene von Schlein und Klängenfurt erlitten haben.¹⁰⁾ Zusammenfassende paläontologische Arbeiten suchten das Alter der Schichten zu bestimmen. Unter ihren Autoren sind Eittingshausen¹¹⁾, M. Hoernes¹²⁾ und Rolle¹³⁾, der zuerst die „Horner Schichten“ auf Grund ihrer Fauna von den marinen Ablagerungen des Wiener Beckens trennte, zu nennen. Vor allem sind aber die Arbeiten von Sueß über die Gliederung des Tertiärs im Wiener Becken grundlegend geworden.

1860 wies Sueß darauf hin, daß das Wiener Becken so wenig von Schichtstörungen betroffen worden ist, daß die Hauptglieder der Beckenausfüllungsmassen in konzentrischen Zonen um die Ränder des Beckens zu verfolgen sind¹⁴⁾, nämlich die marine, die brackische und Süßwassergruppe, eine Dreiteilung, die er schon früher vorgenommen hatte.¹⁵⁾ Die marinen

1) Die geolog. Verhältnisse von Hernstein und Umgebung in Becker, Hernstein, Wien 1884 und Verh. 1891. S. 55; 1892. S. 73, 408; 1893. S. 246, 295, 321; 1894. S. 250.

2) Beitrag zur Geologie der Mürztaler Kalkalpen und des Wiener Schneebergs. Jahrb. XXXIX. 1889. S. 497.

3) a) Geolog. Untersuchungen in der Grauwackenzone der nordöstl. Alpen. Denkschr. 1885. L. S. 121—182.

b) Die Semmeringkalke. Neues Jahrb. f. Mineral. u. Geol. 1899. II. S. 153—163. Verh. 1876. S. 195; Führer zu den Exkursionen der Deutschen Geol. Gesellschaft „Die Semmeringfahrt“. Wien 1877. S. 240. Führer für die Exkursion des 9. internat. Geologenkongresses auf den Semmering. (Wien 1903.)

c) Über die sogenannten Grauwacken oder Liaskalke von Theben-Neudorf. Verh. d. Ver. f. Natur- u. Heilkunde zu Preßburg. N. F. XIII.

4) Geologische Verhältnisse des Semmeringgebietes. Verh. 1888. S. 60. Geologische Verhältnisse des Wechselgebietes. Verh. 1889. S. 151. Geologische Verhältnisse des Rosaliengebirges. Verh. 1891. S. 309. Die kristallinischen Inseln am Ostrand der alpin. Zentralzone. Verh. 1892. S. 367.

5) Aufnahmsberichte über das Leithagebirge: Hofmann, Verh. 1877. S. 14. Földtani Közlöny 1879—1883 und Jahresber. der kgl. ung. geol. Anstalt. 1882. Erläuterungen zur geol. Karte von Kis Marton (Eisenstadt). Herausgegeben von der kgl. ung. geol. Anstalt.

6) Erläuterungen zur geognost. Karte der Umgebung von Wien 1:96000. 1849. S. 1.

7) Dieser Name kommt schon bei Keferstein „Teutschland“ 1827 vor, ebenso Tegel. V. S. 425.

8) Wird schon von Boué, Geognost. Gemälde von Deutschland, S. 439, so genannt. M. Hoernes bemerkte zuerst die durch das massenhafte Auftreten von Cerithien charakterisierte Sonderstellung dieser Schichten. Haidg. Ber. I. 1847. S. 139.

9) Erläuterungen. S. 17. 10) Ebenda. S. 60.

11) Die tertiären Floren der Umgebungen von Wien. Abhandlg. II. 1855.

12) Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. Abhandlg. III. 1856. IV. 1870 und Jahrb. II. 1851. d. S. 93.

13) Über die geolog. Stellung der Horner Schichten in N.-Ö. Sitz. Ber. XXXVI. 1859.

14) Über die Wohnsitze der Brachiopoden. Sitz. Ber. XXXIX. 1860. S. 158.

15) Die Anlage von artesischen Brunnen in Wien. Wiener Zeitung. Nr. 294, 295. 1858.

Ablagerungen bilden den äußersten Saum und obgleich sie die ältesten sind, erreichen sie die größte absolute Höhe; sie neigen sich von allen Seiten der Mitte des Beckens zu und fallen unter die jüngeren Schichten hinab. Sie bestehen aus Sanden, Geröllen, Kalksteinen, Mergeln oder plastischen Tonen (Tegeln) und Sueß zweifelt nicht daran, „daß fast alle diese Ablagerungen gleichzeitige Ablagerungen desselben Meeres sind und daß ihre Verschiedenheit keine andere sei, als die man heute in verschiedenen Tiefenzonen, z. B. des Mittelmeeres trifft.“¹⁾ Die brackischen oder Cerithiensichten sind in einem seichten Binnenmeer mit einer Fauna von osteuropäischem Charakter abgelagert worden, dann wurde das Becken ganz isoliert, so daß sich nur mehr brackische und Süßwasserablagerungen mit Kongerien bildeten; darüber lagerten sich als Flußablagerungen die rostgelben Quarzschotter vom Belvedere ab.

Diese Grundzüge der Geologie des inneralpinen Wiener Beckens wurden durch die folgenden Arbeiten mannigfaltig ergänzt, aber verhältnismäßig wenig wurde daran geändert.

Mit dem Studium der Bildung des Leithakalkes beschäftigte sich Unger²⁾, der nachwies, daß die überwiegende Menge des Leithakalkes kein Korallenkalk, sondern der Absatz von kalkabsondernden Algen sei, während früher Reuß³⁾ die in jenem gefundene „Nullipora“ als einen Tierrest, Haidinger⁴⁾ als eine anorganische Bildung angesehen hatte. Gümbel⁵⁾ wies später nach, welcher großen Anteil an der Zusammensetzung des Leithakalkes die Alge *Lithothamnium ramosissimum* Rss. sp. habe. Sueß betonte in seinem Buche über den „Boden der Stadt Wien“⁶⁾, daß die Verschiedenheit der Ausbildung der marinen Schichten nur eine Folge der natürlichen Sichtung des Materials und der Verteilung der Organismen in verschiedenen Tiefenstufen sei. In der Nähe des Strandes liegen daher die groben Gerölle, Nulliporenkalk und Amphisteginenmergel, und wie in den heutigen Meeren liegt in größerer Tiefe der Celleporenkalk, von Bryozoen ausgeschieden, dann folgen Sandlagen, welche im Tegel, der die Mitte des Beckens bildet, auskeilen. Karrer⁷⁾ fand durch die Untersuchung der Foraminiferen der marinen Uferbildungen die Teilung in einen Nulliporen- und Bryozoengürtel bestätigt und schloß daraus auf die Tiefenstufe, in welcher die Mergel der Uferzone zur Ablagerung kamen. Die Gleichaltrigkeit aller marinen Schichten des inneralpinen Wiener Beckens, insbesondere die gleichzeitige Bildung des Tegels von Baden, Vöslau usw. mit dem Leithakalk wurde zwar noch längere Zeit, so von Stur⁸⁾, bezweifelt, aber durch die von Fuchs⁹⁾, Karrer¹⁰⁾ und R. Hoernes¹¹⁾ vorgenommenen Untersuchungen der Lagerungsverhältnisse

1) Über die Wohnsitze . . . Ebenda.

2) Beiträge zur näheren Kenntnis des Leithakalkes, namentlich der vegetabilischen Einschlüsse und der Bildungsgeschichte desselben. Denkschr. XIV. 1858. S. 13—38.

3) A. v. Reuß. Haidg. Naturw. Abhandlg. II. S. 29.

4) Haidg. Ber. IV. 1848. S. 442.

5) Die sogenannten Nulliporen und ihre Beteiligung an der Zusammensetzung der Kalkgesteine. Abhandlg. der kgl. bayr. Akad. II. Kl. Bd. 11. A. I.

6) Wien. 1862. S. 50.

7) Über das Auftreten der Foraminiferen in den marinen Uferbildungen des Wiener Beckens. Sitz. Ber. L. 1864.

8) a) Beiträge zur Kenntnis der stratigraph. Verhältnisse der marinen Stufe des Wiener Beckens. Jahrb. XX. 1870. S. 303.

b) Zur Leithakalkfrage. Verh. 1871. S. 230.

9) a) Über das Verhältnis des Nulliporenkalkes zu den marinen Sanden. Verh. 1871. S. 228.

b) und Karrer, Über das Verhältnis des marinen Tegels zum Leithakalk. (Geol. Stud. Nr. 15.) Jahrb. XXI. 1871. S. 209.

10) Ein geologisches Profil aus der Bucht von Perchtholdsdorf. (Geol. Stud. Nr. 16.) Jahrb. XXIII. 1873. S. 132.

11) R. Hoernes, Zur Leithakalkfrage. (Geol. Stud. Nr. 19.) Jahrb. XXV. 1875. S. 7.

wurde bewiesen, daß die marinen Sande und Tegel, sowie der Leithakalk nur als Faziesunterschiede der Ablagerungen eines und desselben Meeres anzusehen seien.¹⁾ Auch im brackischen Binnenmeer wurden Kalke und Sande in der Ufernähe, Tegel in der Tiefe abgelagert.²⁾

Im „Boden der Stadt Wien“ weist Sueß auch auf einen Steilrand der Donau im Tegeleruntergrund von Wien hin, der durch einen Fluß erodiert wurde, welcher jünger als der Belvedereschotter und älter als der flach an den Steilrand gelagerte Diluvialschotter sein muß.³⁾ Er sieht darin eine dürftige Erinnerung an einen Abschnitt der Erdgeschichte, welcher in Frankreich, England und Italien durch die von Lartet⁴⁾ als „Faune pliocène“ bezeichnete Säugetierwelt, die zwischen der diluvialen und der des „miocène supérieur“ gelebt hat⁵⁾, vertreten ist. Die letztere entspricht unseren lakustren Tertiärbildungen und ist gekennzeichnet durch *Mastodon longirostris*, *Dinotherium giganteum*, *Hipparion gracile* u. a. und wird im Gegensatz zur älteren ersten Säugetierfauna, welche Lartets „miocène moyen“ entspricht⁶⁾, auch als die zweite Säugetierfauna des Wiener Beckens bezeichnet. Diese erste Säugetierfauna findet sich in dem Süßwassertegel mit Braunkohlen, welche am Hart, bei Leiding und Schauerleiten und auf der Jauling unfern St. Veit a. d. Triesting am Randgebirge liegen, ebenso aber in den marinen Schichten und endlich auch noch in den brackischen. Sie ist charakterisiert durch *Mastodon angustidens*, *Mastodon tapiroides*, *Anchitherium Aurelianense*, *Palaeomeryx* u. a.⁷⁾

Sueß' Untersuchungen im Gebiet zwischen dem Manhart und dem äußeren Saum der Alpenausläufer nördlich der Donau brachten nicht nur eine Gliederung der marinen Schichten dieses Gebietes, der Horner Schichten Rolles, sondern auch eine Altersbestimmung derselben, die bei Untersuchung ihrer Lagerungsverhältnisse dasselbe Ergebnis zeitigte, wie die paläontologische Untersuchung Rolles, nämlich ein höheres Alter als jenes, welches den marinen Schichten des inneralpiner Wiener Beckens zugeschrieben wird.⁸⁾ Als oberstes Glied dieser, der Hornerbucht eigentümlichen Schichten, fand nämlich Sueß den Schlier. So wird in Oberösterreich „ein mehr oder minder feinsandiger und glimmeriger, häufig schiefriger Tonmergel von lichtblauer Farbe, welcher weniger plastisch ist als der Tegel bei Wien“⁹⁾, bezeichnet, der häufig die Schuppen von *Meletta sardinites* und *Nautilus*-reste, hier aber auch in den oberen Lagen Landpflanzen und Gipskristalle führt. An einigen Stellen lagert darüber abermals eine marine Schicht, jedoch zeigt ihre Fauna einen brackischen Einschlag: die Grunder Schichten.¹⁰⁾ Im beigelegten Profil durch den Veijhon bei Gr. Seelowitz erscheint Nulliporenkalk, den Sueß auch schon zu den „höheren marinen Bildungen“

1) Diese Ansicht wurde übrigens schon früher von A. Boué ausgesprochen. (Über die wahre geognost. Lage gewisser als Reibsand gebrauchter dolomitischer Brecciansande.) Sitz. Ber. XXXVII. 1859. S. 356.

2) Sueß, Boden der Stadt Wien. S. 67.

3) Sueß, Boden der Stadt Wien. S. 211 ff.

4) Bull. Soc. géol. XVI. 1859. S. 475.

5) Sueß, Boden der Stadt Wien. S. 213 f.

6) Sueß, Über die Verschiedenheit und die Aufeinanderfolge der tertiären Landfaunen in der Niederung von Wien. Sitz. Ber. XLVII. 1863. S. 306.

7) Über die großen Raubtiere der österr. Tertiärablagerungen. Sitz. Ber. XLII. 1861. S. 217. Über die Verschiedenheit und die Aufeinanderfolge der tertiären Landfaunen in der Niederung von Wien. Sitz. Ber. XLVII. 1863. S. 313 u. 320 und Verh. 1870. S. 28.

8) Untersuchungen über den Charakter der österr. Tertiärablagerungen. I. Über die Gliederung der tertiären Bildungen zwischen dem Manhart, der Donau und dem äußeren Saum des Hochgebirges. Sitz. Ber. LIV. 1866.

9) Ebenda. S. 119.

10) Ebenda. S. 129.

rechnet¹⁾, dem Schlier aufgelagert. Durch Rudolf Hoernes²⁾ und Fuchs³⁾ wurde die Gliederung der marinen Schichten, deren Fauna ja eine so große Ähnlichkeit mit jener des heutigen Mittelmeeres besitzt, in eine I. und II. Mediterranstufe noch schärfer ausgesprochen und auch auf die entsprechenden Bildungen in Frankreich⁴⁾, Italien⁵⁾ und auf Malta⁶⁾ ausgedehnt. Sie wurde nicht nur von den meisten österreichisch-ungarischen Geologen, sondern auch von denen anderer Länder bei der Untersuchung der Miozänbildungen ihrer Heimat durchgeführt.⁷⁾

1) Ebenda. III. Abschnitt.

2) Der Schlier von Ottwang. Jahrb. XXV. 1875 und „Ein Beitrag zur Gliederung der österr. Neogenablagerungen. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Gesellsch. 1875. R. Hoernes parallelisierte die ältere Mediterranstufe des Wiener Beckens mit den Faluns von Saucats und Léognan.

3) Geologische Übersicht der jüngeren Tertiärbildungen des Wiener Beckens und des ungar.-steirischen Tieflandes. Führer zu den Exkurs. d. D. Geol. Ges. 1877. S. 39.

4) Fuchs, Der Falun von Salles und die sogen. jüngere Mediterranstufe. Verh. 1874. S. 104.

5) a) Fuchs, Das Tertiär von Tarent. Sitz. Ber. LXX. 1874.

b) Fuchs, Gliederung der Tertiärablagerungen am N. Abhang der Appeninen von Ancona bis Bologna. Sitz. Ber. LXXI. 1875.

c) Fuchs, Studien über die Gliederung der jüngeren Tertiärbildungen Ober-Italiens. Sitz. Ber. LXXVII. 1878.

6) a) Fuchs, Das Alter der Tertiärschichten von Malta. Sitz. Ber. LXX. 1874.

b) Über den sogen. Badnertegel auf Malta. Sitz. Ber. LXXIII. 1876.

7) Vergleiche für Steiermark:

a) R. Hoernes, Die Meeresablagerungen der Tertiärformation der Steiermark. Jahrb. des Steir. Geb. Ver. 1879. S. 3.

b) R. Hoernes, Beitrag zur Kenntnis der miozänen Ablagerungen der Steiermark. Mittlg. d. Naturw. Ver. f. Steiermark. 1882. S. 195.

c) Hilber, Die II. Mediterranstufe bei Hartberg in Ober-Steiermark. Verh. 1878. S. 53 u. v. a.

Für Mähren:

a) Rzehak, Gliederung und Verbreitung der älteren Mediterranstufe bei Gr.-Seelowitz. Verh. 1880. S. 300.

b) I. und II. Mediterranstufe im Wiener Becken. Verh. 1882. S. 114.

c) Der Grunderhorizont in Mähren. Verh. d. Naturforsch. Ver. in Brünn. XXI. 1882.

d) Beitrag zur Kenntnis der Tertiärformation im außeralpinen Wiener Becken. Verh. d. Naturforsch. Ver. in Brünn. XXII. 1883.

e) Zur Stellung der Oncophoraschichten im Miozän des Wiener Beckens. Verh. d. Naturforsch. Ver. in Brünn. 1894. S. 252.

f) Das miozäne Mittelmeer in Mähren. Zeitschr. d. mähr. Landesmuseums. II. 2. Brünn. 1902. (Tschechisch) u. a.

Für Galizien:

a) Hilber, Geol. Studien in den ostgaliz. Miozängebieten. Jahrb. XXXII. 1882. S. 292.

b) Lomnicki, Einiges über die Gipsformation in Ostgalizien. Verh. 1880. S. 272.

c) Niedzwiedski, Beitrag zur Kenntnis der Salzformation von Wieliczka und Bochnia. 5 Hefte. Lemberg. 1883—1891 u. a.

Für Ungarn:

a) Bökh, Geologische und Wasserverhältnisse von Fünfkirchen. Jahrb. d. Ungar. Geol. Anst. IV.

b) Bökh, Geol. Verhältnisse der Umgebung von N. Máros. Ebenda. XIII.

c) Halaváts, Das Alföld zwischen Donau und Theiß. Ebenda. XI.

d) Koch, Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürg. Landesteile. Budapest. 1900. II. Neogen. u. a.

Für Bosnien:

Katzer, Geolog. Führer durch Bosnien u. die Hercegowina. Sarajevo. 1903. S. 40f.

Für Rußland:

Sokolow, Guide des Excursions du VII. Congrès internat. XXI. Excursion au Sud de la Russie u. a.

Für Italien:

a) Cafici, La form. Mioc. nel territ. di Licodia-Eubea. Ac. d. Lynce. 1883. ser. 3. vol. XIV.

b) Manzoni, Gli Echinodermi foss. dello Schlier delle Colline di Bologna. Denkschr. 39. Bd.

1866 verfolgte Sueß auch die Verbreitung der brackischen Stufe oder der Cerithienschichten und gab ihnen die besser zutreffende Neubezeichnung „sarmatische Schichten“, da sie weit nach NE-Europa reichen, von wo auch die Einwanderung ihrer Fauna erfolgt sein dürfte. Dort zeigen ihre Äquivalente keineswegs brackische Formen¹⁾ und Cerithien kommen ja auch in älteren Schichten vor, endlich stellt doch der „Hernalsertergel“, welcher keine Cerithien führt, auch eine Fazies dieser Stufe dar. „Der Eintritt der sarmatischen Stufe bedeutet die Abtrennung der jetzigen Donau vom Mittelmeer, das bisher das zu einem Archipel aufgelöste Mitteleuropa in vielen Armen durchzogen hatte, und die Ausbreitung der asiatischen Meeresfauna bis über Wien hinaus.“²⁾

Fuchs³⁾ fand, daß diese Fauna sich in einem abgeschlossenen Becken mit schwächerem Salzgehalt, als jetzt das Schwarze Meer besitzt, gebildet habe, und die Schwarze Meerfauna auch „sarmatischen“ Charakter besitze. Bittner⁴⁾ kommt zum Resultat, daß die sarmatische Fauna nichts anderes sei, als ein durch Isolierung und brackische Einflüsse verkümmertes Rest der marinen Mediterranfauna, und daß es sich nicht um ein Hereingreifen des borealen Meeres von NE, sondern umgekehrt um eine Transgression des Mittelmeeres nach Osten handelt.

Die Verbreitung der Kongerienschichten untersuchte Hauer⁵⁾ und fand diese lakustrischen Ablagerungen durch Niederösterreich, Mähren, Ungarn, Siebenbürgen und Serbien bis ans Schwarze Meer verbreitet. Auch Sueß⁶⁾

- c) Mayer, Sur la carte géol. de la Ligurie centrale. Bull. soc. géol. 1877. 3 sér.
 d) Manzoni, Gli Echinodermi foss. della Molassa serpentinoso. 1880. Denkschr. 42. Bd.
 e) Schaffer, Beiträge zur Parallelsierung der Miozänbildg. des piemontes. Tertiärs mit denen des Wiener Beckens. Jahrb. 1899. S. 135.
 f) Sacco, Il bacino terziario del Piemont. Milano. 1889.
 g) Seguenza, Le formaz. terz. nella provinc. di Reggio. Mem. Ac. Lyncei. 1880. 3. ser.
 h) Trabucco, Sulla vera posizione del Calcare di Acqui firenze. 1891.
 Außerdem noch andere Arbeiten von: Capellini, Canavari, Foresti, Mazetti und Travaglia.

Für Frankreich:

- a) Benoist, L'Étage Tortonien dans la Gironde. Actes Soc. linn. Bordeaux. XXXII. 1878.
 b) Depéret, Sur la classification et les parallélismes du système miocène. C. R. Ac. des Science. t. 119. 2. 969. u. Bull. Soc. géol. de France. 3. sér. t XX CXLV.
 c) Depéret, Les bassins tertiaires du Rhône. Livret guide publié par le Comité du VIII Congrès géol.
 d) Fontannes, Études stratigraphiques et paléontologiques pour servir à l'histoire de la Période tert. dans le Bassin du Rhône. Lyon. Paris. 1875/81.
 e) Linder, Des Dépôts lacustres du Vallon de Saucats. Actes de la Soc. linn. de Bordeaux. XXVII. 1872.
 f) Tournouër, Sur l'âge géol. de Molasses de l'Agenais. Bull. Soc. géol. 1869. 2 sér. XXVI u. v. a.

Für Rumänien:

Simionescu, Denkschriften d. kgl. rum. Akad. d. W. u. Annales scient. de l'Université de Jassy. Tóme III. 1903; auch Verh. 1897 u. Zentralblatt f. Min. Geol. u. Pal. 1901 u. a.

1) Untersuchungen über den Charakter der österr. Tertiärablagerungen. II. Über die Bedeutung der sog. brackischen Stufe oder der Cerithienschichten. Sitz. Ber. LIV 1866. S. 218. 2) Ebenda. S. 256.

3) Über die Natur der sarmatischen Stufe und deren Analoga in der Jetztzeit und in früheren geol. Perioden. Sitz. Ber. LXXIV. 1877.

4) Über den Charakter der sarmatischen Fauna des Wiener Beckens. Jahrb. XXXIII. 1883. S. 131.

5) Über die Verbreitung der Inzersdorfer oder Kongerienschichten in Österreich. Jahrb. XI. 1860. S. 1.

6) Über die Bedeutung der sog. brackischen Stufe. S. 252.

wies darauf hin, „daß auf das sarmatische Meer durch das ganze südöstliche Europa hin eine vielfach gegliederte Kette von großen Binnenseen gefolgt ist, und daß diese Ablagerungen nicht eine einzige ununterbrochene Bildung, sondern eine Kette von Bildungen sind, die in mehr oder minder selbständigen Becken abgelagert wurden“.

Fuchs¹⁾ zeigte, daß die Fischfauna der Kongerienschichten der Umgebung von Wien eine Meeresfauna ist, was auch auf eine gegenseitige Verbindung dieser Becken und mit dem offenen Meer hinweist.

1874 beschäftigte sich Sueß²⁾ mit der Frage des Alters des Wiener Beckens. Das Absinken der Kalkalpen an dem Bruch, an welchem die Thermen von Winzendorf, Fischau, Brunn a. Steinfeld, Vöslau, Baden und Meidling hervorkommen, muß sich nach seiner Ansicht zwischen der Ablagerung der beiden Mediterranstufen vollzogen haben, denn nirgends findet man im inneralpinen Wiener Becken Ablagerungen der I. Stufe, sondern als älteste Ablagerung, ebenso wie in den anderen randlichen Einbrüchen des ungarischen Beckens zwischen Rosaliengebirge und Posruck, Lignitflötze (Lignite von Pitten, Eibiswald usf.), erst darüber breiten sich die marinen Ablagerungen der II. Stufe.

Die Ergebnisse dieser Arbeiten zusammenfassend, hat Sueß³⁾ dann die geologische Geschichte und Stellung des Wiener Beckens zum miozänen Mittelmeer in großen Zügen gezeichnet. Nicht eine paläontologische Zeitrechnung, sondern die großen physischen Veränderungen, welche das Mittelmeer seit der großen oligozänen Transgression erlitten hat, werden dieser Geschichte zugrunde gelegt, „da diese dazu geeigneter sind, als die auf paläontologischen Gründen beruhenden Teilungen, die den Veränderungen der organischen Welt, also Erscheinungen zweiter Ordnung, bloßen Folgeerscheinungen, Rechnung tragen⁴⁾“, und dementsprechend werden fünf Mediterranstufen unterschieden, von denen die beiden ersten im Wiener Becken vertreten sind, die letzte der Gegenwart entspricht.

Sueß verfolgt nun die Verbreitung dieser Stufen.

Durch die Rhônebucht reicht das Mittelmeer während der Ablagerung der I. Stufe am Alpensaum in den Jura (obere Meeresmolasse), wo sie an der Faltung teilgenommen hat, während sie entfernter vom Gebirge flach lagert; sie liegt hier auf der oligozänen unteren Süßwassermolasse. Diese Schichten reichen durch Bayern nach Oberösterreich herein, von wo sie hauptsächlich als Sande entwickelt über Linz, Wallsee nach Melk und von hier in die Hornerbucht zu verfolgen sind. In Mähren finden sich noch einige Spuren dieser Schichten, am Nordrand der Karpathen aber keine mehr, wohl treten sie aber wieder in Ungarn, Siebenbürgen, Südsteiermark und Krain auf. Nun folgt als Zwischenstufe zur nächsten der Schlier. Er reicht von Ostbayern durch Oberösterreich am Rande des Massivs entlang nach Mähren, überschreitet die europäische Wasserscheide, nimmt stellenweise noch an der Faltung der Alpen und Karpathen teil, so in Galizien, wo er die großen Salzlager von Bochnia und Wieliczka enthält und überall durch Dissoziationsprodukte ausgezeichnet, sich durch die Bukowina in die Moldau erstreckt.

Gegen Ende dieses Zeitabschnittes treten nun die großen Einbrüche am Ostrand der Alpen ein, die Bildung des inneralpinen Wiener Beckens, der Senkungsfelder von Landsee und Graz, des Alpenrandes bis zum Bachergebirge. In diesen Gebieten fehlen die I. Stufe und sichere Schlierspuren, dagegen kommt Schlier in vielen Teilen des ungarischen Beckens und Siebenbürgens vor.

1) Die Fischfauna der Kongerienschichten. Verh. 1871. S. 227.

2) Die Erdbeben Niederösterreichs. Denkschr. 33. Bd. 1874. S. 96 f.

3) Das Antlitz der Erde. I. S. 360 ff. Wien 1885. 4) Ebenda. S. 362.

Diesen Ablagerungen eines ersterbenden Meeres folgt die II. Stufe. Sie reicht zwar noch in die Rhône- und die Schweiz, in der Schweiz aber gibt es nur Land- und Süßwasserbildungen (obere Süßwassermolasse), auch in Bayern liegen die Kirchbergerschichten als Süßwasserbildung auf der Meeresmolasse und man findet erstere bei Brünn wieder. In den Einbruchsfeldern am Ostrand der Alpen bilden sich Braunkohlen; die Lignite von Pitten, die Kohlenlager von Köflach, Voitsberg, Eibiswald und Wies mit reicher Wirbeltierfauna zählen hierher.

Nun tritt das Meer in die Niederung von Wien und lagert hier und da noch brackische Schichten (Grunderschichten) ab, aber das Meer der II. Stufe reicht im W nicht einmal bis zum Donaudurchbruch bei Krems, erfüllt aber das ungarisch-steirische und siebenbürgische Becken, reicht nach Mähren und entsendet eine Bucht von Brünn über Abtsdorf, Böhmisches Trübau nach Ostböhmen, es dehnt sich auch über die europäische Wasserscheide nach Schlesien aus; wir kennen aber nicht sein Ufer im N und E. Nun folgen die sarmatischen Ablagerungen mit der artenarmen, aber individuenreichen Fauna, im Wiener und ungarischen Becken wie die vorige Stufe flach gelagert, jedoch südlich vom Bachergebirge noch aufgefaltet; sie reichen im E weit über das Gebiet des Mittelländischen Meeres bis zum Aral- und Kaspisee hinaus, jedoch ist ihre Verbindung am Außensaum der Karpathen durch Mähren ins Wiener Becken nicht herzustellen.

Die Trennung der mediterranen Ablagerungen in zwei Stufen wurde vielfach auch angezweifelt¹⁾, und die Frage wird dadurch besonders verwickelt, daß auch Anhänger der Stufentrennung über die Stellung der Grenzschichten, des Schliers und der Grunderschichten keineswegs einig sind, und der Schlier als bloße Faziesbildung angesehen wird.²⁾

Eine schlierähnliche Fauna ist auch am Ostrand des Wiener Beckens bei Neudorf a. d. March³⁾ und ebenso bei Walbersdorf im Ödenburger Komitat, bei Marcs-Röhrbach und Ödenburg⁴⁾ gefunden worden. Wenn es sich hier auch um echten Schlier, nämlich jenen mit der Ottnanger Fauna handeln

1) So von Bittner, Das Tertiär von Trifail u. Sagor. Jahrb. XXXIV. 1884. S. 433. — Zur Literatur der österr. Tertiärablagerungen. Ebenda. S. 137. — Noch ein Beitrag zur neueren Tertiärliteratur. Jahrb. XXXVI. 1886. S. 1. — Bittner will auch den Begriff „Schlier“ auf jene Bedeutung, welche Tegel, Flysch, Sand usw. besitzen, eingeschränkt wissen (Petrefakten des mar. Neogens von Dolnja Tuzla in Bosnien). Verh. 1892. S. 180. — Von Fallot, Sur la classification du Néogène inférieur. Bull. Soc. Géol. de France. C. R. LXXI. 1893. — Von Hauer, Verh. 1882. S. 5. — Von Tietze, Beiträge zur Geologie v. Galizien. Jahrb. XXXII. 1882. S. 7 f. und IXL. 1889. S. 289 f. — Versuche einer Gliederung des unteren Neogens in den österr. Ländern. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 36. Bd. II. Folge. 1884. Ebenda. 38. Bd. 1886. — Von Toulou, Lehrbuch der Geologie. Wien. 1900. S. 313.

2) Siehe: Ammon, Fauna der brackischen Tertiärschichten Niederbayerns. Geognost. Jahreshfte I. 1888. — Fuchs, Versuche einer Gliederung des unteren Neogens im Gebiet des Mittelmeers. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 37. Bd. 1885. S. 148. — Einige berichtigende Worte über die Stellung des Schliers. Neues Jahrb. f. Miner. u. Geol. 1894. 2. Bd. S. 291. — Gümbel, Die Miozänablagerungen im oberen Donaugebiet und die Stellung des Schliers von Ottnang. Sitz. Ber. d. kgl. bayr. Ak. d. Wiss. 1887. — Hilber, Studien in den ostgaliz. Miozängebieten. Jahrb. XXXII. 1882. S. 287. — R. Hoernes, Der Schlier von Ottnang. Jahrb. XXV. 1875. S. 209. — Beiträge zur Kenntnis der miozänen Meeresablagerungen der Steiermark. Mitteilg. d. Naturwiss. Ver. v. Steiermark. 1882. — Pecten denudatus von Walbersdorf. Verh. 1884. S. 305. — R. Hoernes hat seine frühere Ansicht von der Faziesnatur des Schliers geändert und erkennt ihm jetzt die Bedeutung einer Stufe zu. Bau und Bild. 1903. S. 938. — Rzehak, Die Fauna der Oncophoraschichten. Verh. d. Naturforsch. Ver. v. Brünn XXXI. 1892. S. 142. — Tausch, Verh. 1896. S. 306. — Fallot sieht den Schlier als Fazies sowohl helvetischer als tortonischer Schichten an. (Sur la classification du Néogène inférieur. Bull. Soc. Géol. de France. C. R. LXXIII. 1893.)

3) Fr. Schaffer, Der marine Tegel von Theben-Neudorf. Jahrb. XLVII. 1897. S. 533. — Toulou, Über den marinen Tegel von Neudorf. Verh. d. Ver. f. Natur- u. Heilkunde zu Preßburg. 1899.

4) R. Hoernes, Pecten denudatus von Walbersdorf. Verh. 1884. S. 305 und Bau u. Bild. 1903. S. 947 f. Fuchs, Verh. 1884. S. 373 f. Toulou, Verh. 1885. S. 244.

sollte, so muß man doch bei der Verschiedenartigkeit der Auffassungen über die Stellung des Schliers überhaupt wohl einstweilen bedauerlicherweise noch darauf verzichten, jene Schliervorkommnisse zur Grundlage einer präziseren Altersbestimmung des inneralpinen Wiener Beckens zu machen.¹⁾

Um nochmals auf die Trennung zwischen I. und II. Mediterranstufe zurückzukommen, so soll darauf hingewiesen werden, daß sich in neuerer Zeit doch immer mehr Anhaltspunkte für die Berechtigung derselben ergaben, daß z. B. in Ungarn beide Stufen durch Eruptionsmassen voneinander getrennt, übereinander lagernd nachgewiesen wurden²⁾; auch Unterschiede in den entsprechenden Säugetierfaunen wurden festgestellt³⁾ und endlich konnte Depéret zeigen, daß das unserer ersten Stufe entsprechende Burdigalien durch das Vindobonien (II. Stufe) auch in Frankreich überlagert werde (Profil der Colline St. Paul Trois Chateaux).

Eine Schwierigkeit geographischer Natur darf allerdings nicht vergessen werden. Es ist die Isoliertheit des Meeres der II. Stufe, das angeblich nicht einmal in das „außerlpinen Wiener Becken“ gereicht haben soll, also am Nordsaum der Alpen keine Verbindung mit dem Mittelländischen Meer fand.

Auch das ungarische Becken ist vollständig abgeschlossen und keine Verbindung mit dem offenen Meere etwa durch das Morawatal und Albanien nachgewiesen, ebensowenig am Außensaum der Karpathen bekannt oder im Gebiete des österreichischen Karstes tatsächlich hergestellt.

Es ist aber immerhin zu bedenken, daß sich unsere Kenntnis von der Ausdehnung des Meeres der II. Stufe gegen E hin in jüngerer Zeit erweitert hat, daß wir jetzt von einer Transgression der südrussischen Ebene wissen, daß in dem Teile der Moldau zwischen Sereth und Pruth, aus dem man früher nur sarmatische, pontische und levantinische Schichten kannte, auch Mediterranschichten der II. Stufe gefunden wurden.⁴⁾

Stellt man die Oncophoraschichten den Grunderschichten gleich⁵⁾, dann hätten wir die ältesten brackischen Ablagerungen der II. Stufe nicht nur zwischen der Großen Tulln und Traisen im niederösterreichischen Tertiärhügelland⁶⁾, sondern auch im oberösterreichischen Alpenvorland⁷⁾, sowie in Niederbayern vertreten⁸⁾, wo sie an der Basis der oberen Süßwassermolasse auftreten. Selbst in Mitteleuropa sind also erst in den letzten Jahren so wichtige neue Tatsachen bekannt geworden. Es ist daher nicht ausgeschlossen, daß eine fortschreitende Erweiterung unserer geologischen Kenntnisse von Südosteuropa auch die erörterte Schwierigkeit lösen wird.

Das Ende der II. Mediterranstufe wird nun durch eine negative eustatische Bewegung bezeichnet, welche während der Dauer der sarmatischen Stufe

1) R. Hoernes, der vom Vorkommen des Schliers in der inneralpinen Niederung von Wien überzeugt ist, setzt daher den Eintritt des Meeres in das Senkungsfeld früher als Sueß an. Bau u. Bild. S. 919 f. Toulou und auch Fuchs (Einige berichtigende Worte über die Stellung des Schliers. N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. 1894. II. S. 291 ff.) stellen aber den Walbersdorfer „Schlier“ zeitlich dem Badner Tegel gleich.

2) Bökh, Geologische Verhältnisse von Nagy-Máros. Jahrb. d. Ung. Geol. Anstalt. XIII. S. 45.

3) Neumayr, Hypotamusreste von Eggenburg. Verh. 1888. S. 283. Depéret, Über die Fauna von miozänen Wirbeltieren aus der I. Mediterranstufe von Eggenburg. Sitz. Ber. CIV. 1895. S. 395.

4) Simionescu, Über die Verbreitung und Beschaffenheit der sarmatischen Schichten in der Moldau u. a. a. dort zitierten Orten. Verh. 1903. S. 103.

5) Rzehak, Über den Grunderhorizont in Mähren. Verh. d. Naturforsch. Ver. in Brünn 1882. — Die Fauna der Oncophoraschichten Mährens. Ebenda XXXI. 1892. S. 142. — Zur Stellung der Oncophoraschichten im Miozän des Wiener Beckens. Ebenda XXXII. 1893. S. 232.

6) Vgl. Abel, Studien in den Tertiärbildungen des Tullner Beckens. Jahrb. 1903. S. 117—125, 137. Zuerst von Bittner (Verh. 1896. S. 323) nachgewiesen.

7) F. E. Sueß, Annalen d. Naturhistor. Hofmus. VI. S. 412.

8) Gümbel, Die miozänen Ablagerungen im oberen Donaugebiet und die Stellung des Schliers von Ottwang. Sitz. Ber. d. kgl. bayr. Ak. d. Wiss. 1887.

anhielt, was nicht allein in der Abgliederung unseres langgestreckten Binnenmeeres vom offenen Ozean, sondern auch in der Erosion des Leithakalkes im Wiener Becken¹⁾ zum Ausdruck kommt. Dieses Sinken des Meeresspiegels scheint seinen Höhepunkt an der Grenze der sarmatischen und pontischen Epoche erreicht zu haben.

Sueß schildert die jetzt eingetretene große Einengung des Mittelmeeres.²⁾ Im Rhônetal tritt um diese Zeit Erosion ein und auch westlich vom Neusiedlersee sind die pontischen Schichten in Täler gelagert, welche in die sarmatischen Schichten eingeschnitten sind.³⁾ In Italien und Griechenland⁴⁾ sind Anzeichen für eine tiefe Lage der Strandlinie vorhanden, in Südrubland bildet sich eine Übergangsstufe mit einer sarmatisch-pontischen Mischfauna, die mäotische Stufe Andrussows, am besten durch den Kalkstein von Kertsch charakterisiert⁵⁾, und für das Wiener Becken hat neuerdings R. Hoernes eine teilweise Erosion der sarmatischen Schichten nachgewiesen.⁶⁾

Nun folgt der pontische Süßwassersee, dessen Spiegel im Wiener Becken vermutlich höher ansteigt als der des sarmatischen Meeres⁷⁾, und als jüngste lakustrine Ablagerung Sande und Süßwasserkalke (Moosbrunn, Eichkogel⁸⁾, welche von Fuchs bereits den levantinischen Schichten zugerechnet wurden.⁹⁾ Sie werden von den fluviatilen „Belvedereschottern“ und Sanden überlagert, die als thrakische Stufe bezeichnet wurden.¹⁰⁾ Man teilte dieser dieselbe Säugetierfauna zu, wie den pontischen Schichten, aber die später erkannte Charakterisierung dieser pontischen und Belvedereschichten durch *Mastodon longirostris*, der levantinischen Ablagerungen durch das jüngere *Mastodon arvernensis*¹¹⁾ steht im offenbaren Widerspruch mit der unzweifelhaften Überlagerung der levantinischen Moosbrunnenschichten durch Flußablagerungen, die als „Belvedereschotter“ angesprochen wurden, und denen man die zweite Säugetierfauna des Wiener Beckens (Fauna von Baltavar, Cucuron, Eppelsheim und Pikermi mit *Mastodon longirostris*, *Dinotherium giganteum*, *Hipparion gracile* usw.) noch zuerkannt hat. Dieser Widerspruch, daß die ältere Fauna über der jüngeren vorkommt, läßt sich nun auf zwei Wegen lösen.

Vielleicht repräsentieren die paludinenführenden Süßwasserkalke und Sande von Moosbrunn und vom Eichkogel gar keine selbständige Stufe, sondern sind lokale Fazieserscheinungen, und zwar noch den höchsten Gliedern der pontischen Stufe zuzurechnen als die letzten Ablagerungen des ersterbenden pontischen Süßwassersees. Was übrigens für die Verschiedenartigkeit der physikalisch-geographischen Verhältnisse, unter denen der Süßwasserkalk bei Moosbrunn und am Eichkogel zur Ablagerung kam, sowie gegen

1) Th. Fuchs, Über Anzeichen einer Erosionsepoche zwischen Leithakalk und sarmatischen Schichten. Sitz. Ber. CXI. 1902. S. 351.

2) Antlitz der Erde. I. S. 421. 3) Ebenda. I. S. 422.

4) Neumayr, Über den geologischen Bau der Insel Kos und über die Gliederung der jungen tertiären Ablagerungen des Archipels. Denkschr. XL. 1879. S. 255.

5) Andrussow, Die Schichten von Kamysch Burun und der Kalkstein von Kertsch. Jahrb. XXXVI. 1886. — Guide des excursions du VII. congrès internat. géol. XXX. Excurs. de Kertsch.

6) Sarmatische Konchylien aus dem Ödenburger Komitat. Jahrb. XCVII. 1897. S. 57. Die vorpontische Erosion. Sitz. Ber. CIX. 1900. — Bau u. Bild. S. 972 f.

7) Th. Fuchs, Über ein neuartiges Vorkommen der Kongerienschichten bei Gumpoldskirchen. Jahrb. XX. 1870. S. 128.

8) Stur, Die Bodenbeschaffenheit der Gegenden südöstlich von Wien. Jahrb. XIX. 1869. S. 465.

9) Führer zu den Exkursionen der D. Geol. Ges. Wien 1877. Fuchs u. de Stefani, Das Verhältnis der jüngeren Tertiärbildungen Österreich-Ungarns zu den Pliozänbildungen Italiens. Verh. 1878. S. 202.

10) Hochstetter, Die geologischen Verhältnisse des östlichen Teiles der europäischen Türkei. Jahrb. XX. 1870. S. 377.

11) Neumayr, *Mastodon arvernensis* aus den Paludinschichten Westslawoniens. Verh. 1879. S. 176.

die Gleichaltrigkeit der beiden Vorkommnisse spricht, soll bei Besprechung des letzteren ausgeführt werden. Soviel steht fest, daß die Säugetierfauna nicht für die Zuteilung dieser Schichten zur levantinischen Stufe ins Treffen geführt werden kann, denn kein Rest eines *Mastodon arvernensis* oder eines *Hippopotamus major*, eines *Rhinoceros leptorinus* oder eines anderen für die Fauna von Montpellier, Aisnacskö und Asti, die mit den älteren marinen Pliozänschichten Südfrankreichs gleichgestellt wird, charakteristischen Säugers ist aus dem Wiener Becken bekannt geworden, während in den levantinischen Schichten Ungarns, Siebenbürgens und Rumäniens und auch in Südsteiermark Reste derselben gefunden wurden.¹⁾

Das allein ist allerdings noch kein ausreichender Beweggrund, um diese Schichten noch der pontischen Stufe zuzurechnen und so das Erlöschen des Sees im Wiener Becken, den Eintritt landfester Zustände und die Ausbildung eines Flußnetzes bis zum Ende der pontischen Epoche hinaufzuschieben.

Fassen wir also die zweite Erklärungsmöglichkeit ins Auge. Ist es nicht auffällig, daß im Wiener Becken nach der herkömmlichen Auffassung auf die Schichten mit der *Mastodon longirostris* Fauna unmittelbar die Schotter mit der diluvialen *Elephas primigenius* Fauna folgen? Selbst wenn die Moosbrunnenschichten tatsächlich levantinisch sind, selbst wenn man mit manchen Geologen die pontische Stufe nicht mehr ins Miozän, sondern ins untere Pliozän stellt, bleibt die Lücke in der Schichtfolge groß genug und läßt die Erinnerung an jenen Zeitraum vermissen, in welchem *Elephas meridionalis*, das Leitfossil der Arnostufe²⁾, lebte.

Ob nun diese Unterbrechung der Schichtreihe der ganzen Pliozänepoche oder bloß der Lebensdauer ihrer zweiten Säugetierfauna entspricht, sie bedarf immerhin einer Erklärung, und ob da die Annahme einer Erosionsepoche ausreicht, ist fraglich. Nun hat Schaffer für die im Stadtgebiet von Wien gemachten Funde von Säugetieren der II. Fauna den bedeutsamen Nachweis erbracht, daß diese gar nicht aus dem „Belvedereschotter“ stammen, sondern in dem darunter gelegenen, noch der pontischen Stufe zuzurechnenden Sand und Tegel aufgedeckt wurden.³⁾

Die mächtigen Donauschottermassen, welche in Terrassen angeordnet, diskordant auf dem pontischen Tegel liegen und älter sind als die Diluvialschotter, erscheinen dadurch in jene Lücke gerückt, welche uns in der Schichtfolge des Wiener Beckens so auffällig entgegentrat.

Hat sich auf diese Weise eine Lücke in der Sedimentreihe des Wiener Beckens geschlossen, so ist damit auch jenes, merkwürdigerweise in der Literatur noch gar nicht beachtete, widerspruchsvolle Verhalten der Moosbrunnenschichten zu den „Belvedereschottern“ aufgeklärt. Bei Moosbrunn liegen die Quarzschotter, welche die Äquivalente der Arsenal- und Laaerberg-schotter des Wiener Stadtgebietes darstellen und früher zusammen als Belvedereschotter kartiert wurden, tatsächlich über den jüngsten lakustrinen Schichten des Beckens und so erscheint der Widerspruch beseitigt, daß Schotter mit der *Mastodon longirostris* Fauna jüngere Schichten überlagern. Eine pliozäne Säugetierfauna ist allerdings auch aus diesen Schottern nicht bekannt, aber die Lagerungsverhältnisse machen, wie im folgenden dargetan werden soll, das pliozäne Alter der Laaerberg- und Arsenalterrasse und ihrer Äquivalente außerhalb Wiens nahezu gewiß.

1) Teller, Ein pliozäner Tapir aus Südsteiermark. Jahrb. XXXVIII. 1888. S. 729. Teller, *Mastodon arvernensis* aus den Hangendschichten des Schalltales in Südsteiermark. Verh. 1891. S. 295—297.

2) Fuchs, Über die pliozäne Säugetierfauna Ungarns. Verh. 1879. S. 49. Fuchs, Über neue Vorkommnisse fossiler Säugetiere von Jeni Saghra und Ajnacskö. Verh. 1879. S. 58.

3) Die alten Flußterrassen im Gemeindegebiet der Stadt Wien. Mitteilg. d. k. k. Geogr. Gesellsch. 1902. S. 325—331.

Es wird einerseits von der Zuteilung der Moosbrunnenschichten zur pontischen oder zur levantinischen Stufe abhängen, ob der Beginn der fluviatilen Akkumulation im Wiener Becken ins jüngere oder ältere Pliozän zu setzen ist, und andererseits auch von der Abgrenzung des Miozäns gegen das Pliozän, die, wie oben erwähnt, in verschiedener Weise vorgenommen wurde.

Während Fontannes¹⁾, Fraas²⁾, Fuchs³⁾, Gaudry⁴⁾ und Sandberger⁵⁾ die Zuteilung der pontischen Schichten zum Pliozän verteidigt haben, hat man sich in neuerer Zeit, als man erkannte, daß in Griechenland nicht, wie man früher meinte, echte pontische Schichten, sondern jüngere levantinische Süßwasserbildungen das marine Pliozän überlagern, daß ferner im Rhônetal die Kongerienschichten unter marinem Pliozän liegen, immer mehr der Ansicht zugewendet, daß die pontische Stufe noch dem oberen Miozän zuzuteilen ist.

Wir wollen daher auch Depéret⁶⁾, Rudolf Hoernes⁷⁾, Lartet⁸⁾, Lapparent⁹⁾, Munier-Chalmas¹⁰⁾ und Zittel¹¹⁾ folgen und die pontische Stufe dem oberen Miozän und mit Gümbel¹²⁾ die Schichten mit der ersten Säugetierfauna (*Mastodon angustidens*) dem Mittelmiozän zuzählen.

Wir wollen nun nochmals aus diesem Überblick über die stratigraphische Erforschung des Wiener Beckens die für unsere geographische Betrachtung besonders belangvollen Ergebnisse herausheben:

In dem durch Senkung am Nordostende der Alpen entstandenen inneralpinen Wiener Becken treffen wir als älteste Ablagerung Süßwassertegel mit Braunkohlen. Diese älteren, mittelmiozänen Schichten haben noch bedeutende Störungen erfahren. Die positive Bewegung der Strandlinie des Mittelmeeres bedeutete auch das Ende für die Kontinentalperiode im Wiener Becken und in der neuentstandenen inneralpinen Meeresbucht kamen Konglomerate, Sande und Tegel zur Ablagerung (zweite Mediterranstufe). Die Verbindung mit dem offenen Meer geht allmählich verloren, die Meeresfauna verändert sich entsprechend dem verminderten Salzgehalt, die Strandlinie ist in negativer Bewegung begriffen, so daß sich an einigen Punkten eine Erosion der sarmatischen Schichten nachweisen läßt. Ein Süßwassersee erfüllt das Becken abermals und der Spiegel desselben erreicht am Randgebirge eine bedeutende Höhe. Allmählich entleert sich auch das pontische Seebecken und landfeste Zustände treten ein. Ein pliozäner, von Nordwesten kommender Strom schüttet mächtige Schottermassen im nördlichen Teile des Beckens auf und bis in die Gegenwart finden wir nun wiederholten Wechsel zwischen Erosion und Akkumulation, der eine Terrassenlandschaft zur Ausbildung bringt.

Es ist auffällig, daß trotz der eingehenden Erforschung des Wiener Beckens die Strand- und Uferlinien am Randgebirge desselben fast gar keine Beachtung gefunden haben.

1) Les invertèbres du bassin tert. du S. E. de la France. 1879/1883.

2) Szenerie der Alpen.

3) Führer zu den Exkursionen der D. Geol. Gesellschaft 1877 u. a. a. O.

4) Animaux fossiles et Géologie de l'Attique.

5) Die Gliederung der Miozänsschichten des Schweizer und Schwäbischen Jura. N. Jahrb. von Leonhard und Bronn. 1873.

6) Sur la classification et les parallélismes du système miocène. C. R. Ac. du Se. 1892. t. 119.

7) Ein Beitrag zur Gliederung der Neogenablagerungen. Z. d. D. Geol. Gesellschaft. 1875. S. 631 u. a. a. O. 8) Bulletin Soc. géol. 1859. XVI.

9) und Traité de Géologie. 4. ed. Paris 1900.

10) Note sur la nomenclature des Terrains sédimentaires. Bull. Soc. géol. de France XXI. 1893. 11) Grundzüge der Paläontologie. München 1895. S. 942.

12) Die miozänen Ablagerungen im oberen Donaugebiet. Sitz. Ber. d. kgl. bayr. Ak. d. Wiss. Math. phys. Kl. 1887. S. 221.

An verschiedenen Stellen wird allerdings des Strandes des Miozänmeeres gedacht und zwar zuerst von Moriz Hoernes¹⁾, welcher am Rande der bojischen Masse bei Maissau zahlreiche Balanen an den Granitfelsen aufsitzend fand und dazu bemerkt: „daß diese Tiere gegenwärtig nur an Meeresküsten leben, wo sie abwechselnd durch die Flut vom Wasser bedeckt und durch die Ebbe wieder trocken gelegt werden. So dürfte der Punkt als Fixpunkt zur Bezeichnung des Wasserspiegels im Tertiärmeer des Wiener Beckens benutzt werden“, und Sueß²⁾ erwähnt, daß die Spuren des Meeresstrandes rings um die Ränder der Einsenkung des inneralpinen Wiener Beckens in 1250—1300 Fuß³⁾ über dem heutigen Spiegel des Meeres zu verfolgen seien und daß der Wasserspiegel in der Zeit der Cerithiensichten bis 800 Fuß gereicht habe.⁴⁾ Auch wird in einer späteren Schrift⁵⁾ vom Strande ober Grinzing am Kahlenberg und seinem Gegenstück am gegenüberliegenden karpathischen Ufer bei Neudorf a. d. March gesprochen. Hier wie in anderen geologischen Arbeiten ist aber beim Gebrauch des Terminus „Strand“ nicht eine Strandterrasse oder eine andere Uferform, sondern es sind die Strandablagerungen, wie Gerölle, Konglomerate und der Leithakalk mit einer Fauna, welche die Nähe des Strandes verrät, gemeint.

Die erste ausdrückliche Erwähnung von Formen des alten Strandes findet sich bei Penck.⁶⁾ „Das obermiozäne Gestade am Ostabfalle der Alpen gegen das Wiener Becken zeigt heute noch als eine deutliche Abstufung die Brandungskehle; als eine bis 1 km breite Terrasse zieht sich die Plattform entlang, an deren Gehänge ist in zahlreichen Steinbrüchen das Leithakonglomerat aufgeschlossen, das sich durch eine schräge Schichtung und reichen Fossilinhalt unzweifelhaft als Meerhalde zu erkennen gibt; über der Plattform deutet ein steiler Gehängeabfall das alte, nunmehr stark verwischte Kliff an.“

Dieser Auffassung entsprechend, führt auch Mayer⁷⁾ die am Anninger in 350—400 m hinziehende Terrasse als ein gutes Beispiel für die Strandterrasse des Miozänmeeres an und spricht die Vermutung aus, daß das Plateau, welches der Anninger gegen Nord vorschiebt, eine der Strandterrasse entsprechende Bildung sei. Endlich erwähnt Toula⁸⁾ die Höhenmarke des Miozänmeeres, die als horizontale Terrasse, zum Teil aus mediterranen Bildungen aufgebaut, zum Teil aber auch aus einer abradierten, durch die Brandungswelle im festen Fels erzeugten Vorstufe des Gebirgslandes besteht. In der neuen geologischen Monographie Österreichs gibt R. Hoernes die Höhe des miozänen Meeresspiegels mit 420—430 m an.⁹⁾

Diesem Problem ist aber erst Grund in seiner eingehenden morphologischen Schilderung unseres Gebietes, die eine Einleitung zu seiner anthropogeographischen Bearbeitung desselben bildet¹⁰⁾, näher getreten. Er bestimmte die Höhe der miozänen Strandlinie zu 350—400 m Höhe und zwar schien

1) Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. Jahrb. II. 1851. Verh. S. 114. 2) Der Boden der Stadt Wien. Wien 1862. S. 19.

3) Also zwischen 395 und 410 m.

4) Die Wohnsitze der Brachiopoden. II. Sitz. Ber. XXXIX. 1860. S. 161. Also bis rund 255 m.

5) Der Boden der Stadt. Aus der „Geschichte der Stadt Wien“. Herausgegeb. v. Verein f. Altertumskunde. 1897. S. 6.

6) Morphologie der Erdoberfläche. II. S. 476.

7) Das inneralpine Wiener Becken. Blätt. d. Ver. f. Landeskd. v. Nieder-Österreich. 1896. S. 351.

8) Die geologische Geschichte des Schwarzen Meeres. Schrift. d. Ver. z. Verbreitung naturw. Kenntnisse in Wien. XLI. 1900/01. S. 6.

9) Bau und Bild Österreichs. S. 1072.

10) Die Veränderungen der Topographie im Wiener Walde und Wiener Becken. Geogr. Abhandlungen. Bd. VIII. H. 1. 1901.

sie ihm von Norden gegen Süden infolge einer Verbiegung anzusteigen.¹⁾ Er wies auf eine in entsprechender Höhe am Randgebirge auftretende Gehängekante hin, welche dem miozänen Erosionsniveau entspricht. Grund ist auch der Ansicht, daß Schwechat, Triesting und Piesting von der II. Mediterranzeit bis in die pontische Epoche kontinuierlich Schuttkegel ins Meer hinaus bauten, daß also während des Miozäns keine namhafte Veränderung des Erosionsniveaus vor sich gegangen ist, sondern erst in der Pliozänzeit, als sich das Becken entleerte und der Senkungsprozeß in ihm fort dauerte, so daß seine hochaufgeschütteten miozänen Schichten um mehr als 200 m absanken und nur einzelne Schollen derselben wie der Eichkogel stehen blieben. Letztere Ansicht wurde auch schon von Fuchs, Hauer und Karrer²⁾ vertreten, welche annahmen, daß das heutige Becken durch das Absinken der bis zu der Höhe der Strandbildungen aufgeschütteten Miozänschichten, deren Lagerung ursprünglich eine flache war, an zahlreichen parallelen postneogenen Staffelbrüchen entstand, daß zwar auch die Denudation zur Erklärung der heute erscheinenden konzentrischen Lagerung der Schichten herangezogen werden müsse, sie im wesentlichen aber aus den Verwerfungen von großer Sprunghöhe zu erklären sei. Die dabei gemachte Voraussetzung ist die, daß sich auch in der Uferregion die pontischen Schichten ursprünglich über die sarmatischen, diese über die mediterranen Schichten gebreitet haben. Wir werden auf diese Ansicht im folgenden noch zurückkommen.

Zum Schlusse sei noch der kartographischen Darstellung unseres Gebietes gedacht.

Einen Überblick über dasselbe gewähren zwei Blätter der Neuen Generalkarte von Mitteleuropa 1:200 000 des k. u. k. Militär-Geographischen Institutes³⁾ und neun Blätter der Spezialkarte bringen es im Maßstabe von 1:75 000 zur Darstellung.⁴⁾ Diese beruhen wieder auf den Militäraufnahmesektionsblättern 1:25 000, denen, wenn nicht anders angegeben, alle hier gebrauchten Namensbezeichnungen und Höhenangaben entnommen sind. Da diese Originalaufnahmen 450—700 Höhenangaben in jedem Sektionsviertel enthalten⁵⁾, die photolithographischen Kopien derselben Isohypsen im Abstand von 20 zu 20 m, die im Druck erschienenen schönen Blätter, welche die Umgebung von Wien und Bruck a. d. Leitha umfassen, sogar 10 m Schichtenlinien besitzen, so waren barometrische Messungen nicht in allzuvielen Fällen nötig. Sie wurden mit Holosteriken des geographischen Institutes der Wiener Universität ausgeführt. Aufrisse und Profile sind ebenfalls auf Grund der Originalaufnahme entworfen.

Auf geologischen Karten kommt unser Gebiet, abgesehen von den älteren Arbeiten von Partsch⁶⁾, Morlot⁷⁾ und Čížek⁸⁾ und der Über-

1) Ebenda. S. 21 ff.

2) Vgl. Karrer, Geologie. S. 5 und Der Boden der Hauptstädte Europas. Wien 1882. Siehe auch die bei Fuchs, Erläuterung. zur geol. Karte der Umgebung von Wien. Tafel II wiedergegebenen Profile, und Hauer, Geologie von Österreich-Ungarn. S. 613. Fuchs nimmt Verwerfungen von 20—30 Klafter Sprunghöhe an. Jahrb. XXV. 1875. S. 24. Auch bei R. Hoernes finden wir diese Ansicht über die Entstehung des Beckens abermals ausgesprochen (Bau und Bild. . S. 1076f.).

3) 34° 48' Wien, 35° 48' Preßburg.

4) Z. 12. Col. XIV. (Tulln.) Z. 12. Col. XV. (Unter-Gänserndorf.) Z. 13. Col. XIV. (Baden, Neulengbach.) Z. 13. Col. XV. (Wien.) Z. 13. Col. XVI. (Preßburg, Hainburg.) Z. 14. Col. XIV. (Wiener-Neustadt.) Z. 14. Col. XV. (Eisenstadt.) Z. 15. Col. XIV. (Neunkirchen, Aspang.) Z. 15. Col. XV. (Ödenburg.)

5) Instruktion f. die militär. Landesaufnahme II. § 27. S. 154. 1887.

6) Geognost. Karte des Beckens von Wien und der umgebenden Gebirge. 1844.

7) Geognost. Übersichtskarte der nordöstlichen Alpen. Wien 1847.

8) Geognost. Karte der Umgebung von Wien. 1849. 1:96 000.

sichtskarte Fötterles¹⁾ auf Hauers geologischer Übersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie zur Darstellung, welche über den Zusammenhang des Miozäns im Wiener Becken mit dem benachbarter Gebiete Aufschluß gibt.

Czjžeks Karte wurde von Stur²⁾ neu bearbeitet, Sueß³⁾ stellte das Wiener Stadtgebiet dar, Fuchs' Karte⁴⁾ berücksichtigt auch die nähere Umgebung Wiens.

Die Vorarbeiten für die Wiener Hochquellenwasserleitung zeitigten eine „geologische Karte des Quellgebietes zwischen dem Kaiserbrunnen im Höllental und der intermittierenden Quelle des Altabaches und der Therme von Vöslau“.⁵⁾

Die großen technischen Arbeiten im erweiterten Wiener Stadtgebiet haben Schaffer in neuester Zeit zur kartographischen Verwertung der zahlreichen, neu entstandenen ephemeren Aufschlüsse angeregt.

Seine geologische Karte der k. k. Reichshaupt- und Residenzstadt Wien, 1:25 000 bildet mit dem dazugehörigen Begleitwort den ersten Teil einer im Druck befindlichen Geologie von Wien.⁶⁾

1) Geolog. Karte des Erzherzogtums Österreich u. d. Enns. Gotha 1860.

2) Wien, Artaria 1860. Neuauflage 1894 mit Begleitwort. Herausgeg. von der k. k. geol. Reichsanstalt. 4 Bl. 1:75 000. 3) Im „Boden der Stadt Wien“. 1862.

4) Geol. Karte der Umgebung von Wien. 1873.

5) Blatt III im Atlas zum „Bericht über die Erhebungen der Wasserversorgungskommission des Gemeinderates der Stadt Wien“. 1864.

6) Franz Schaffer, Geologie von Wien. Wien, Lechner, 1904. 1. Teil.

I. Das Kremser oder Tullner Becken.

Der Umstand, daß das inneralpine Wiener Becken mit dem stromaufwärts gelegenen Tullner Becken eng verknüpft ist, die Erwägung, daß die geologische Geschichte und daher auch der Entwicklungsgang der Landschaftsformen in beiden Gebieten Analogien besitzen, mögen es gerechtfertigt erscheinen lassen, wenn der morphologischen Betrachtung des inneralpinen Wiener Beckens eine übersichtliche Behandlung des stromaufwärts gelegenen Tullner Beckens vorangestellt wird.¹⁾ Dadurch soll auch ein Anknüpfungspunkt an eine demnächst erscheinende Arbeit Dr. Roman Hödels gewonnen werden, welche die Geschichte des Donautales zwischen Passau und Krems behandelt. Beide Studien sind unabhängig voneinander entstanden.

Bei Krems verläßt die Donau ihr enges, in das bojische Massiv eingeschnittenes Durchbruchtal und betritt das Kremser oder Tullner Becken.

Wir wenden zunächst der südlichen Umrandung desselben unsere Aufmerksamkeit zu. Wir können das Randgebirge hier auf dem rechten Stromufer unschwer in folgende Gruppen zerlegen:

1. Der östliche Dunkelsteinerwald, im Osten begrenzt durch das Traisental mit seinen Schotterfeldern.
2. Das Tertiärhügelland zwischen Traisen und Perschling.
3. Das Tertiärhügelland zwischen Perschling und dem großen Tullnerbach.
4. Das Tertiärhügelland und Bergland der alpinen Flyschzone zwischen dem großen Tullnerbach und der Eintrittsstelle der Donau in den Durchbruch durch die Ausläufer des Wienerwaldes bei Höflein, wo das Tullner Becken endet, während sich die Flyschzone am linken Stromufer fortsetzt.

In der erstgenannten Gruppe haben wir nichts anderes zu sehen, als jenes südöstliche Glied der bojischen Masse, welches von der Donau vom großen Rumpfe derselben abgesägt wurde und jetzt als ein isoliertes Bergland erscheint. Der östliche Teil dieses Dunkelsteinerwaldes, der für unsere Betrachtung in Frage kommt, erreicht nirgends mehr als eine Höhe von 600 m und sein archaisches Grundgerüst ist im Gegensatz zum westlichen Abschnitt vielfach durch tertiäre Ablagerungen verhüllt.

Das merkwürdige Durchbruchtal der Flanitz quert das Bergland von Süden nach Norden, der Halterbach strömt dem Flanitzbach aus dem Westen zu. Das heutige Tal der Flanitz ist unzweifelhaft das Bruchstück eines einst größeren Tales, dessen Oberlauf aber an die Traisen verloren gegangen ist, und dessen heutiger Verlauf nur aus seiner epigenetischen Entstehung erklärt werden kann.²⁾ Wie hoch hier das Gebirge einst durch eine zusammen-

1) Für dieses Gebiet standen mir die Originalaufnahmen leider nur teilweise zur Verfügung. Die Darstellung stützt sich daher hauptsächlich auf die Spezialkarte 1:75 000, und zwar auf folgende Blätter: Z. 11. Col. XIII (Horn), Z. 11. Col. XIV (Ob. Hollabrunn), Z. 11. Col. XV (Mistelbach), Z. 12. Col. XIII (Krems), Z. 12. Col. XIV (Tulln), Z. 12. Col. XV (Unt. Gänserndorf), Z. 13. Col. XIII (St. Pölten), Z. 13. Col. XIV (Baden, Neulengbach) und die entsprechenden Manuskriptkartenblätter der k. k. geol. Reichsanstalt. Ferner konnte auch noch Czjžeks Geognost. Karte der Umgebung von Krems und vom Manhartberg, Wien 1849, 1:72 000 mit Erläutg. Sitz.-Ber. VII 1853 benutzt werden.

2) Vgl. Penck, Das Durchbruchtal der Wachau und die Lößlandschaft von Krems. Aus dem Führer für die Exkursionen des 9. intern. Geologenkongresses in Wien. S. 18.

hängende Decke von Tertiärschichten verschüttet war, läßt sich noch jetzt aus den bedeutenden Denudationsresten derselben erkennen.

Die an ihrer Basis, im Niveau des Donauspiegels lagernden tertiären Mergel von Thallern und Angern am rechten Stromufer mit ihrem nun ersäuftten Braunkohlenbergwerk kommen hier nicht in Betracht, wohl aber jene Ablagerungen von Kalkkonglomeraten, welche südlich von Mautern bei Furth erschlossen sind, aber auch noch die Höhe des Schiffberges bei Hollenburg zusammensetzen.

Von hier blickt aus einer Höhe von 368 m das Wetterkreuz weithin in das Land und traisenaufwärts baut das Kalkkonglomerat die Berge der linken Talseite zu immer größer werdenden Höhen auf. Auch am Gipfel des 16 km von der Donau entfernten, 517 m hohen Wachtberges ist es noch zu finden.

Dieses Hollenburger Konglomerat setzt sich aus kalkalpinen Geröllen zusammen, die ziemlich feinkörnig und fest verkittet sind. Weiße Kalke wiegen vor, doch fehlen auch rötlich gefärbte Kalksandsteine und offenbar aus dem Jura stammende Hornsteine nicht.

Bei Baumgarten, südlich von Mautern, gesellen sich in den Aufschlüssen den Kalkgeröllen auch noch Flyschgerölle zu und Mergellager schalten sich ein, die den diluvialen Geröllagern fremd sind. Von kristallinen Gesteinen hier mitten im bojischen Massive keine Spur!

Es handelt sich hier also zweifelsohne um die Aufschüttungen eines Flusses, der in den Kalkalpen entsprang, die Flyschzone durchquerte und in das Alpenvorland mächtige Geröllmassen schüttete, also um einen Vorläufer der heutigen Traisen.

Über das Alter des Hollenburger Konglomerats können seine Lagerungsverhältnisse einige Fingerzeige geben. Die Basis desselben liegt in sehr verschiedener Höhe. Bei Hollenburg reicht es fast bis zur Donau herab, am Eichberg bei Paudorf liegt es in 350 m dem Urgebirge auf. Die kohlenführenden Mergel von Thallern gehören wohl einem tieferen Niveau an als das Konglomerat und auch bei Obritzberg, westlich von Herzogenburg, lagert es auf tertiären Sanden und Mergeln, ebenso bei Wasserburg an der Traisen.¹⁾

Nach den Untersuchungen Bittners und Abels haben sich die Sande zu beiden Seiten des Traisenlaufes als Oncophorasande erwiesen. Man erhält also den Eindruck, als ob das Hollenburger Konglomerat eine in die Oncophoraschichten eingesenkte Mulde erfüllen würde.

Die Neuaufnahme dieses Gebietes ist allerdings noch nicht ganz durchgeführt und daß die braunkohlenführenden Mergel westlich der Traisen gleichaltrig sind mit der Braunkohle von Starzing und Hagenau bei Neulengbach, welche Abel für jünger als das Buchbergkonglomerat (Unter- und Mitteloligozän) und älter als die Oncophoraschichten erklärt²⁾, kann nur als wahrscheinlich ausgesprochen werden. Keinesfalls ist das Konglomerat älter als Miozän. Nun finden sich aber auch noch über dem Hollenburgerkonglomerat tertiäre Ablagerungen.

Bei Statzendorf an der Flanitz ist das Konglomerat von Verwerfungen durchsetzt und fällt ca. 45° gegen NE ein, diskordant darüber lagern aber Mergel.

Von Bedeutung ist jedenfalls ein von meinem verstorbenen Kollegen Ambros Zündel gemachter Fund: am Forerberg liegt in 432 m Höhe (NW von Herzogenburg) eine mächtige, sehr quarzreiche Sandablagerung

1) Vgl. auch Čzjžek, Die geologische Zusammensetzung der Berge bei Melk, Mautern und St. Pölten. Jahrb. IV. 1853. b. S. 277.

2) Vgl. Abel, Studien in den Tertiärbildungen des Tullner Beckens. Jahrb. LIII. 1903. S. 116.

im Hangenden des Konglomerats und diese enthielt eine zerbrochene, glatte Schale einer Auster, die leider nicht bestimmbar war. Die unteren Schichten des Konglomerats sollen an verschiedenen Punkten Deltaschichtung zeigen, so bei Höbenbach, wo 25° NE fallende Schichten von horizontalen überlagert werden (Beobachtung Zündels). Danach könnte man zur Annahme kommen, daß das Hollenburger Konglomerat als Deltaablagerung in ein Meer geschüttet wurde, dessen Spiegel mindestens bis 432 m anstieg.¹⁾ Es kann sich aber auch um eine spätere Transgression handeln, der Sand kann jünger als das Konglomerat und die Schrägstellung der Schichten wie bei Statzen-dorf durch eine Störung veranlaßt sein.

An der Stirn der Geröllanhäufung bei Hollenburg und Krems ist keineswegs Deltaschichtung vorhanden, obwohl man sie gerade hier am ersten erwarten sollte.

Trotz der starken Zerschneidung dieser Schuttmassen und ihrer Auflösung in einzelne Hügelgruppen ist noch heute zu erkennen, daß sich die Oberfläche der Konglomeratplatte von Süden nach Norden senkt. Letztere bedeckt eine trichterartige Senke und ist in derselben in wechselnder Höhe brackischen Tertiärschichten aufgelagert. Auch der Ostrand des Dunkelsteinerwaldes wurde noch von ihr verdeckt und so kam es, daß die auf der Abdachung dieses Schuttkegels abwärtsrinnende Flanitz beim Einschneiden in denselben auch auf das Urgestein traf und ihr Tal in demselben festlegte, während flußaufwärts die tertiäre Mergel- und Sandunterlage erreicht, rasch zerstört und eine Auenebene geschaffen wurde, aus welcher der von der Traisen entwurzelte Fluß jetzt in das epigenetische Durchbruchtal übertritt.

Noch ein Umstand ist erwähnenswert: auch am linken Donauufer finden sich aus den Kalkalpen stammende Flußablagerungen, so am Goldberg oberhalb Stein, am Maisberg nördlich von Krems und bei Gneixendorf, hier auch als loser Kalksand entwickelt; am Abfall des Saubügels und Gobelsberges gegen die Donauebene zwischen Krems und Hadersdorf wieder festes Konglomerat. Dort treten aber diese Kalkschotter in Beziehung zu Quarzsanden und Schottern, welche die ersteren stets überlagern und aus der Donau stammen. Immer streicht das Kalkkonglomerat in tieferem Niveau aus als der Quarzschotter, der links der Donau zur weiten Platte des Kremsfeldes aufgeschüttet ist. In einer Grube bei Gneixendorf wird das kalkalpine Material von graugrünem Letten überlagert und erst darüber folgen die Quarzsande und Schotter. Sind nun diese Kalkkonglomerate identisch mit dem Hollenburger Konglomerat oder sind sie doch auch von der Donau hierher gebracht?

Im Aussehen und der Zusammensetzung des Kalkkonglomerats, wie es am Goldberg zwischen 330 und 360 m auftritt und in den Hohlwegen südlich Gneixendorf erscheint, ist kaum ein Unterschied zwischen ihm und dem Hollenburger Konglomerat zu entdecken und eine quarzfreie Kalkschotterablagerung ist keine Eigentümlichkeit der Donauanschwemmungen, am allerwenigsten aber wohl an dem, den Kalkalpen abgewandten, vom Massiv gebildeten linken Stromufer zu gewärtigen. Sehr auffällig ist auch, daß in einem Aufschluß mit losen Kalkgeröllen, der am Maisberg bei Krems liegt, die Schichten 5° nach Norden, also in der Richtung der Hauptachse des Hollenburger Schuttkegels südlich der Donau

1) Nur nebenbei sei bemerkt, daß der Spiegel des Miozänmeeres bei Eggenburg, also am gegenüberliegenden Ufer, zeitweilig zwischen 430 m und 440 m lag. Am Rande des Massivs bei Krems fallen die breiten Terrassenflächen von Egelsee und der Donauwarte (445 m) auf, am rechten Donauufer der Plateauberg des Stiftes Göttweig (449 m), wenn auch in letzterem Falle Menschenhand zur Plateaubildung beigetragen haben mag. Übrigens sind auch am Massivrand noch höher gelegene Terrassenniveaus vorhanden, welche der Erklärung bedürfen. (Vgl. Aufriß.)

einfallen (310 m An.). Dasselbe ist in einer im Martale bei Gneixendorf aufgeschlossenen Grube zu beobachten, wo Kalksand gewonnen wird, während der Hohlweg, welcher zur Donauebene hinabzieht, wie erwähnt, festes Konglomerat anschneidet.

Das kalkalpine Gerölle erreicht auch nördlich der Donau nirgends mehr jene Meereshöhe, wie südlich derselben, was wiederum mit dem allgemeinen, gegen N gerichteten Gefälle der Konglomeratplatte in Einklang steht. Es ist also kaum daran zu zweifeln, daß es ein Kalkalpenfluß war, der seine Gerölle quer zum Verlauf der heutigen Donau gerade vor deren Austrittsstelle aus der Bergenge der Wachau geschüttet hat. Dies ist aber unvereinbar mit der Existenz eines Donautales an dieser Stelle, und es muß daher das Hollenburger Konglomerat älter sein als die Donau. Es ist also nicht prämiozän, aber prädanubisch. Zur Zeit, als bereits an dieser Stelle aus dem Massive ein großer Fluß austrat, mußte er das untere Ende des Hollenburger Schuttkegels queren. Urgebirgs- und Quarzgerölle, unter die sich selten ein Kalkgerölle mischt, wurden nun über das Kalkkonglomerat geschüttet; als der Strom sein Bett tiefer legte, wurde die Stirnseite der Konglomeratplatte quer durchschnitten. Wir finden tatsächlich den zerschnittenen Schuttkegel querende Erosionsterrassen an beiden Ufern des Stromes deutlich ausgeprägt.

Wir wollen zunächst die am rechten Stromufer, am Rande des Dunkelsteinerwaldes und der Hollenburger Berge auftretenden Terrassen ins Auge fassen.

Aus der Zeit, als der Schuttkegel des Hollenburger Konglomerats bereits zerschnitten wurde, stammt eine Terrasse am linken Flanitztalgehänge, deren Höhe von Kalkkonglomeraten gebildet wird. (Eichberg, 385 m.)¹⁾

Ob es ein Denudationsrest des Hollenburger Konglomerats oder eine Ablagerung des im Niveau von 385 m geflossenen Flusses ist, möge dahingestellt bleiben. Dasselbe Niveau erscheint im Urgebirge östlich der Flanitz am Plateau des Wind- und Eisenberges, 387 m. (Vgl. Orig. Karte Z. 12 Col. XIII Sekt. NE.)

Hier mündete also in rund 385 m Höhe ein Kalkalpenfluß, die Flanitz, welche mit der Bildung ihres epigenetischen Tales begonnen hatte. Diesem Niveau entsprechende Donauschotter werden wir am linken Stromufer wiederfinden.

Südwestlich von Baumgarten, unfern Mautern, erhebt sich eine breite Plattform im Urgebirge auf 360 m, bedeckt von Kalkgeröllen und Quarzschottern. Letztere liegen auch auf der Höhe der schönen Goldbergterrasse oberhalb Steins. Der Sockel derselben wird aber von dem, dem Urgebirge aufgelagerten Hollenburger Konglomerat gebildet. (⊙ 364 m.)

Eine Urgesteinskuppe nordöstlich von Göttweig trägt nach einer Beobachtung Zündels in 355 m Höhe eine Geröllablagerung von kristallinen Gesteinen und Quarzsand, der allerdings von dem gewöhnlichen Aussehen der Flußablagerungen abweichen soll, so daß er den Beobachter auf die Vermutung führte, es handle sich hier um eine Strandbildung. Dem würde aber der Umstand widersprechen, daß die zusammen vorkommenden kristallinen Gerölle an Ort fremde Gesteine sind. Es wird sich hier also wohl auch um eine Donauablagerung handeln.

Die Höhe des Wetterkreuzes (368 m) ober Hollenburg stellt eine in den gegen die Donau gekehrten Abhang der Kalkkonglomeratberge eingeschnittene Terrasse dar, welche im Schiffberg (351 m) eine kleinere Vorstufe besitzt.

Wir haben es hier also mit einem Talniveau zu tun, das 170—180 m über dem heutigen Donauspiegel liegt und dem wir am linken Stromufer, dort aber noch in weit schärferer Ausprägung, begegnen werden. Unter

1) Vgl. für das Folgende stets Tafel I. Fig. 2.

ihm ziehen andere Terrassen hin, welche offenbar jünger sind als dieses hochgelegene Niveau, aber noch immer die diluvialen Stromterrassen überragen.

So erhebt sich bei Baumgarten, südlich von Mautern, in 320 m Höhe eine breite Terrasse, welche am linken Ufer ihr Gegenstück in dem später zu besprechenden Kremsfeld hat. Sie setzt sich aus groben, wohlgerundeten Kalkgeröllen zusammen, hie und da ist auch ein Flyschsandsteingerölle zu sehen, also alpines Material. Auch in 292 m Höhe (An.) ist der vom Wetterkreuz zur Donau herabziehende Hang terrassiert. Bei Oberfucha, SW von Thallern, ist eine 270—280 m hohe Erosionsterrasse vorhanden (90 m über der Donau). Hier im Urgebirge eingeschnitten, erscheint sie wieder im Kalkkonglomerat des Schiffberges bei Hollenburg in 272 m (An.). Man kann an ihrem Verlaufe noch recht deutlich die Stromkurve erkennen, welche sich hier in das Berggehänge hineindrängte.

Dieser Donauterrasse dürfte wohl jene Flanitz- bzw. Traisenterrasse entsprechen, welche am Eingang in das Durchbruchthal bei Stätzendorf 300 m hoch liegt. Sie ist am rechten Flanitzufer bis zum Viehofener Kogel bei St. Pölten zu verfolgen (334 m¹⁾), wo ihr Kalkkonglomerat genau so hoch über dem Traisenspiegel liegt, wie die Terrasse von Oberfucha und am Schiffberg über dem Donaupiegel, nämlich 90 m. Es ruht hier auf einem Sockel von Oncophoraschichten und die Terrasse ist noch wenig zertalt, im Gegensatz zu den Hollenburger Konglomeraten und sichtlich jugendlicher als diese. Ihr pliozänes Alter ist, da sie sich aber über das Niveau des Deckenschotter erhebt, sehr wahrscheinlich.

Dem älteren Deckenschotter entspricht jene Terrasse, welche südlich von Mautern in 220—230 m hinzieht, bei Thallern 228 m hoch liegt. Mit ihr stimmen nämlich an Höhe Felsleisten bei Krens zusammen, welche Penck mit der älteren Decke identifiziert hat.²⁾

Die zweite Gruppe des südlichen Randgebirges des Tullnerfeldes liegt zwischen Traisen und Perschling und ist weit einförmiger als ihre westliche Nachbarin.

Die in der Flyschzone entspringende Perschling, deren Tal sich östlich von Herzogenburg gegen das nur 5 km entfernte Traisental öffnet, kehrt sich plötzlich von demselben ab und durchquert das Tertiärhügelland in nordöstlicher Richtung.

Sand und Sandsteine miozänen Alters bauen dasselbe zu einer Höhe von 345 m im Seelackenberg auf. Im Süden ist es durch eine Senke begrenzt, deren Oberflächengestalt auf die Denudation des wasserundurchlässigen „Schliers“ zurückzuführen ist. Bittner wurde es durch am Rande dieser Hügelgruppe bei Traismauer gemachte Fossilfunde ermöglicht, ihre Sande als Oncophoraschichten zu bezeichnen.³⁾ Ob das ganze Tertiärhügelland zwischen Traisen und Perschling diesem brackischen Horizont, der den Grunderschichten gleichgestellt wird, angehört, wird die im Zuge befindliche Neuaufnahme lehren. Es handelt sich da um das jüngste bekannte Glied der tertiären Schichtreihe des Tullner Beckens, welches nach der herkömmlichen Einteilung noch immer etwas älter ist als der Leithakalk des inneralpinen Wiener Beckens.

Die randlich lößumhüllten Sandhügel zeigen sowohl an der zur Traisen, wie der zur Donau gekehrten Abdachung eine Terrassierung. Oberhalb Waldlesberg, südlich von Traismauer, liegt kalkalpines, also Traisengeröll, auf einer Terrassenfläche, deren Höhe zu 270 m (An.) ermittelt wurde (Niveau von Oberfucha). Eine höhere Stufe bildet der Nasenberg, süd-

1) Vgl. auch Penck, Das Durchbruchthal der Wachau und die Lößlandschaft von Krens. S. 19. 2) Die Alpen im Eiszeitalter I. S. 102.

3) Über das Auftreten der Oncophoraschichten bei St. Pölten und Traismauer in Nieder-Österreich. Verh. 1896. S. 323.

östlich Traismauer, 292 m (vgl. Hollenburg). Eine dritte Terrassenfläche von beträchtlicher Breite erscheint zwischen Seelackenberg und Nasenberg in 310 m Höhe (An.). (Vgl. die gegenüberliegende Kremfeldterrasse, S. 34 f., 50.) Große Quarzgerölle, darunter kleinere Kalkschotter sind hier überall auf der gegen die Donau gekehrten Abdachung verstreut, ebenso treten große quarzitische Konkretionen auf, welche aber offenbar aus dem tertiären Untergrund ausgewittert sind.

Auch östlich des Nasenberges, durch Löbsschluchten von ihm getrennt, zeigt sich die Terrasse von Oberfucha als eine 260—270 m hohe (An.) weingartenbedeckte Fläche. Diluviale Terrassen mangeln in diesem Abschnitte des Randgebirges ganz, die unteren Gehängepartien sind steil und weisen auf die seitliche Erosion der Donau hin, welche östlich von Herzogenburg tertiären Tegel bloßgelegt hat, auf welchem allenthalben das Grundwasser aufquillt. Erst in der Nähe der Perschling stellt sich am Gebirgsfuß die Niederterrasse ein, welche die lößfreie Ebene des Tullnerfeldes zusammensetzt. Die Schotter derselben erreichen aber nirgends in der Auenebene, welche an Stelle des durch Erosion entfernten Hügelstreifens getreten ist, große Mächtigkeit.

Der Mangel an Schotter bei Herzogenburg lehrt, daß an Prallstellen, wo der Stromstrich am Steilufer entlang zieht und die stärkste Erosionsarbeit geleistet wird, die Akkumulation, welche in demselben Querschnitt des Strombettes eine recht bedeutende sein kann, auch ganz aussetzt.

Bei Trasdorf endet der früher vom Strom bespülte Rücken, welcher „Im alten Berg“ noch eine Terrasse bei ϕ 298 trägt. Ein schluchten-durchfurchter Lößmantel breitet sich an den Bergfuß. Beim Austritt der Perschling aus dem Gebirge stellen sich wieder die Donauterrassen ein.

Am Spitalberg, südlich Michelhausen, erscheint abermals eine Terrasse auf den von tertiärem Sand und Mergel gebildeten Höhen in 260 m Höhe und ihre Oberfläche ist stellenweise mit Kalk- und Flyschgeröllen bedeckt, welche von der Perschling aus dem Randgebirge herausgeschafft worden sind. (Terrasse von Oberfucha.) Haben wir bisher Diluvialterrassen vermißt, so treffen wir nun an der Perschlingmündung den Rand des Tullnerfeldes von einer Schotterterrasse gebildet, welche stellenweise lößbedeckt, von Trasdorf über Heiligeneich, Atzenbrugg bis Michelhausen zu verfolgen ist. In den zahlreichen Aufschlüssen zeigen sich diese Donauschotterablagerungen wenig angewittert; sie sind durchzogen von rostbraun-gefärbten Lagen und steigen 15—20 m (An.) über das Niveau der Niederterrasse empor.

Nachdem eine nur 10—12 m über den Perschlingspiegel sich erhebende, ebenfalls mit Löß überkleidete Terrasse im Perschlingtal aufwärtszieht, welche zweifellos mit der Hochterrasse zu identifizieren ist, so ist diese höhere Terrasse wohl der Decke und zwar wahrscheinlich der jüngeren zuzuweisen, denn die ältere Decke liegt am gegenüberliegenden Donauufer 30—35 m über der Donau. (S. 35.)

Am Mitterberg ober Pixendorf, zwischen Perschling und Großer Tulln, trifft man abermals auf das Niveau von Oberfucha in Gestalt einer 257 m hohen Terrasse (Im Mitterberg). Östlich davon zieht fast 20 m tiefer die Terrasse des Burgstallberges (240 m) hin und ihr entspricht im Tal der Großen Tulln jene des Einsiedlerberges (ϕ 242 m). Nachdem auch dieser alte Talboden höher liegt als die älteste Diluvialterrasse, 50—60 m über dem heutigen Donauspiegel, ist sein pliozänes Alter sehr wahrscheinlich, ebenso wie jenes der Terrasse von Oberfucha.

Als eines sehr auffälligen Umstandes sei noch der Erscheinung gedacht, daß der Haspelwald zwischen Perschling und Großer Tulln, welcher nach

Abels Untersuchungen¹⁾ aus oberoligozänen und untermiozänen Mergeln und Sandsteinen besteht — während im nördlichen Teil im Hangenden derselben die Oncophorasande auftreten — eine ganz merkwürdige Plateaubildung zeigt.

Der höchste Punkt in diesem Teile des Tertiärhügellandes ist die flache Kuppe des Frauenberges (⊖ 398 m); an seiner Südostseite, welche sich gegen die Schliersenke und das Tal der Großen Tulln kehrt, zieht ein durch kleine Bäche zerschnittenes Plateau entlang (⊖ 366 bei Oberwolfsbach, ⊖ 362 bei Unterwolfsbach, ⊖ 355 m nördlich von Schwertfegen und ⊖ 355 m, Raipoltenbacherhöhe). Es senkt sich also gegen die Donau und ist offenbar der Rest eines Talbodens. Nach auffälliger ist aber der auf eine Strecke von 2 km gleichmäßig 347—348 m hohe Rücken, welcher vom Frauenberg gegen Böheimkirchen im Perschlingtal herabzieht.

Der östlichste Abschnitt des Randgebirges ist das Tertiärhügelland rechts der Großen Tulln und das mit demselben engverwachsene Bergland der Flyschzone.

Hatten von Traismauer an die Oncophoraschichten den Außenrand des Tertiärhügellandes gebildet, so wird nun diese Zone bei Judenau an der Großen Tulln durch den einspringenden Wagram abgeschnitten und östlich der Tulln treten bereits ältere schieferige Mergel und Sandsteine im Auberg (357 m) an den Gebirgsrand.

Auf die große Ähnlichkeit der Oberflächenformen dieser Hügelgruppe mit jenen der petrographisch ähnlich beschaffenen Flyschzone des Wiener Waldes hat bereits Abel²⁾ hingewiesen.

Die Tulln hat vor ihrem Eintritt in das Tullnerfeld auch noch einen Zug von Buchbergkonglomerat bloßgelegt, dem die Obere Gaisleiten und der Eichberg bei Dittersdorf angehören. Den südlich davon ansteigenden Heuberg (335 m) hält Abel für eine Granitkuppe, ähnlich dem Waschberg bei Stockerau.³⁾

Liegen die Oncophorasande vollkommen flach oder nur schwach geneigt, so sind die Mergelschiefer bereits in sanfte Falten gelegt und der Auberg entspricht einer Synklinale.⁴⁾ Wir befinden uns eben hier in der Austönungszone des alpinen Faltensystems, was insbesondere in dem zwischen dem Haspelwald, Böheimkirchen und St. Pölten gelegenen Gebiete deutlich hervortritt.⁵⁾

Abel konnte nachweisen, daß die schieferigen Mergel und Sandsteine vom unteren Oligozän bis zum unteren Miozän zur Ablagerung kamen und bis an die Basis der Oncophorasande reichen, welche allmählich, oft kaum unterscheidbar, in sie übergehen.⁶⁾ Bis Königstetten sind also die bisher für weitaus jünger, von Stur⁷⁾ als „Schlier“ bezeichneten Mergel und Sandsteine am Außenrand des Gebirges zu verfolgen, hier keilen sie sich ähnlich der Oncophorasandzone bei Judenau aus, und nun tritt der Flysch an den Abfall gegen das Tullnerfeld. Von Königstetten gegen den Tulbingerkogel hin ansteigend, sieht man die Mergel allmählich sandiger werden, grobe Flyschgerölle treten auf und endlich stellen sich mächtige, zentnerschwere Granitblöcke ein.⁸⁾ Auch diese Blockmergel und Konglomerate, welche mit den Mergelschiefern vikarieren, scheinen aus der Aufarbeitung einer Granitklippe durch die Brandung hervorgegangen zu sein.

1) Jahrb. LIII. 1903. S. 91—140; bes. S. 124 ff.

2) Ebenda. S. 97. 3) Ebenda. S. 107.

4) Ebenda. S. 127.

5) Ebenda. S. 126.

6) Ebenda. S. 138.

7) Vgl. seine Karte und Begleitwort. S. 18.

8) Abel. Ebenda. S. 101 f.

Im Tertiärhügelland zwischen der Tulln und Königstetten trifft man wieder auf Erosionsterrassen, welche höher liegen als die diluvialen Schotter. Das Frauenbergerfeld ober Chorherrn (ϕ 246 m) und das Plateau von Aspang ober Königstetten (ϕ 240 m) entsprechen wohl der Terrasse des Burgstallberges und Einsiedelberges an der Großen Tulln, das Plateau „In Eben“ (260 m, An.) bei Tulbing dem Niveau von Oberfucha.

Aber je weiter wir nach Osten kommen, desto spärlicher werden die Terrassen, denn bis über 300 m Höhe sind die Gehänge unterschritten durch seitliche Stromerosion. Schon bei Königstetten, wo ein Streifen von Inoceramenschichten (Mergel und Sandsteine der oberen Kreide) an den Gebirgsrand tritt, fallen diese alten Prallstellen der Donau auf. Auch die gegen NE streichende Inoceramensandsteinzone, deren Schichten SE unter eine breite Mulde von Greifensteiner Sandstein (Alttertiär) einfallen, verschwindet schon bei St. Andrä vor dem Hagental an dem quer auf das Streichen verlaufenden Steilrand.

Es ist für die Oberflächengestalt des Wiener Waldes sehr bemerkenswert, daß die genannte Synklinale des Greifensteiner Sandsteins orographisch als Rücken hervortritt und vom Sattel bei Rekawinkel bis zum Donautal bei Höflein die Wasserscheide zwischen Tullnerfeld und inneralpinem Wiener Becken bildet.¹⁾ Sie gipfelt im Troppberg bei Tullnerbach (540 m).

Aus Greifensteiner Sandstein aufgebaute Höhen bilden nun östlich St. Andrä das Randgebirge.

Bei Greifenstein selbst rückt die Donau knapp an das NE-Ende des Wiener Waldes heran und umklammert es, auch heute noch nach rechts drängend. Kurze, aber tiefeingerissene Erosionsschluchten zerfurchen hier die Abdachung des Gebirges, welche in diesem Flyschgebiet schon als eine ausnehmend steile gelten kann. Wir finden übrigens am Gebirgsrand auch noch Spuren älterer Prallstellen, die heute hoch über den Donauspiegel geraten sind. Eine solche erscheint bei Tulbing am Gehänge des Tulbingerkogels.

So weit die Unterschneidung der Gehänge durch die seitliche Stromerosion reicht, fehlen begreiflicherweise Stromterrassen. Man trifft sie jedoch in diesem Teile des Randgebirges in bedeutender Höhe über dem Donauspiegel wieder an. Sehr auffällig ist die breite Terrasse des Pfarrwaldes ober St. Andrä (310—326 m) und ihre Fortsetzung am Paßgrub bei Greifenstein (323 m), ferner das noch höher gelegene Niveau des Tieringerkogels ober Tulbing (ϕ 358) und der Langen Wiese ober Altenberg (358 m). Der schmale Riedel des Totenkopfes, der zum Schloß Hadersfeld emporzieht, hält sich auf eine Strecke von 200 m in rund 355 m Höhe. Ob die ursprünglich 1 km breite, jetzt von den Seitenschluchten des Kierlingbaches durchfurchte Hochfläche von Hadersfeld in 415 m Höhe auch noch ein hohes Stromniveau bezeichnet, ist fraglich, ebenso ob die westlich vom Schloß gelegene, 200 m breite Vorstufe (390 m, An.) als solche anzusehen ist.

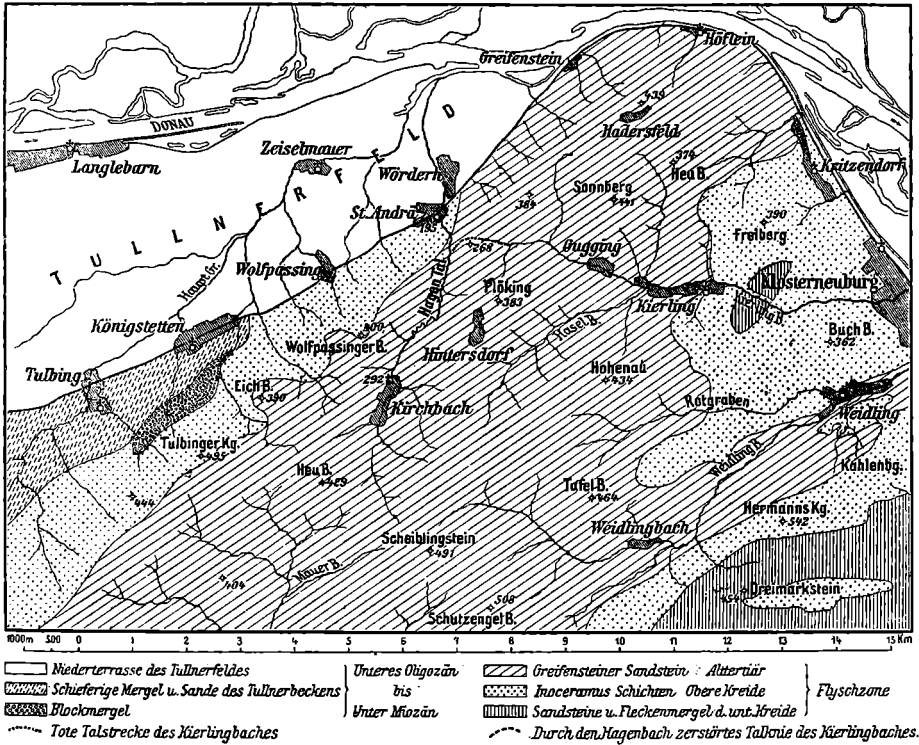
Aus der Beobachtung der Oberflächenformen geht das eine mit großer Sicherheit hervor: der ganze Südrand des Tullner Beckens ist mehr oder weniger durch die seitliche Stromerosion modelliert. Die Ebene drängt sich heute in das konkav ausgeschnittene Randgebirge. Die Prallstellen sind aber wohl sehr verschiedenaltig und wir dürfen uns kaum vorstellen, daß der Strom zu gleicher Zeit den ganzen Gebirgsfuß bespült und unterschritten

1) Der Greifensteiner Sandstein läßt im allgemeinen das Wasser leichter durch und ist daher weniger der Denudation ausgesetzt als die Mergel führenden Schichten der oberen Kreide oder gar die Fleckenmergel und roten Schiefertone der unteren. Das Verwitterungsprodukt der letzteren ist vorwiegend lehmiger Natur, der Greifensteiner Sandstein zerfällt in feinen Quarzsand.

habe. Das Wandern der Prallstellen läßt sich ja selbst in historischen Zeiten verfolgen und manche Siedlung des Tullnerfeldes mußte die Unbeständigkeit des Stromlaufes zu ihrem Verderben erfahren.¹⁾

Die starke rechtsseitige Erosionsarbeit der Donau ist aber auch die Ursache, daß eine Gesteinszone nach der anderen, welche in Gebirgstreichen nach NE verläuft, an den Rand des Tullnerfeldes tritt, sich allmählich verschmälert und endlich sich auskeilend verschwindet, so die Zone der Oncophorasande bei Judenau, die Zone der schieferigen Mergel und Sandsteine

Fig. 1. Seitliche Erosion der Donau am Südostrande des Tullner Beckens.



bei Königstetten und der Inoceramenschichten bei St. Andrä. Man braucht nur zu beobachten, wie die Wasserscheide allmählich bei der Annäherung an den Donaudurchbruch bei Hoflein an den Rand der Ebene tritt, wie sich die gegen das Tullnerfeld gekehrte Gebirgsabdachung gegen Osten verkürzt, um zu erkennen, um wieviel auch die Zone des Greifensteiner Sandsteines von ihrer ursprünglichen Breite eingebüßt hat.

Der Kierlingbach, welcher sich dem Donaudurchbruch zuwendet, entspringt in einer horizontalen Entfernung von nur einem halben Kilometer vom Tullnerfeld! Ja es ist kein Zweifel, daß die ursprüngliche Wasserscheide östlich St. Andrä ihre gegen NW sich senkende Abdachung ganz verloren hat, und daß ihr einstiger Verlauf dort zu suchen ist, wo sich heute die Stromebene ausdehnt. Da erscheint es nun als ein ganz merkwürdiger Umstand, daß sich das Einzugsgebiet des bei St. Andrä in die Ebene austretenden

1) Diesbezügliche Daten siehe bei Sueß, Boden der Stadt Wien. S. 27 f. 83; Prokesch. Blätter d. Ver. f. Landeskd. v. N.-Ö. 1876. S. 83—86, u. Grund, Die Veränderungen der Topographie im Wiener Walde und Wiener Becken. Geogr. Abhandlg. VIII 1. S. 35 f.

Hagenbaches weit in das Gebirge hinein erstreckt und die jetzige Wasserscheide plötzlich 5 km ins Randgebirge einspringt. Noch auffälliger ist es aber, daß dieses Hagenbachtal so ganz von dem Charakter der reifen Wienerwaldtäler abweicht und mit seiner Klamm unter ihnen ganz einzig dasteht.

Steigt man in diesem Tal, durch das der Bach mit großem Gefälle abwärts, aufwärts, so erreicht man bald eine enge Klamm mit steilen Gehängen, die von breiten Abrißklüften durchzogen sind, durchrauscht von kleinen Wasserfällen, welche über die Felsstufen hinabstürzen. Nach jedem starken Regenguß oder nach der Schneeschmelze des Frühjahrs wird man das Bild dieses jüngsten, in rascher Umbildung begriffenen Tales des Wiener Waldes verändert finden. Neue Abrißklüfte sind entstanden, Gehängerutsche niedergegangen und so wird der Talquerschnitt stetig verbreitert.

Hat man aber das obere Ende der vielfach gewundenen Klamm erreicht, so betritt man bei Unter-Kirchbach ein breites Tal, durch dessen Wiesenrund sich der Hagenbach langsam hindurchschlängelt. Der unregelmäßige Verlauf der Wasserscheide, die Existenz eines so jungen, durch keinen Gesteinswechsel erklärbaren Stufentales im Wiener Wald, der sonst nur reife Täler mit normalem Gefälle aufweist, deuten auf eine Verlegung der Wasserscheide in jüngster Zeit hin, die jedenfalls mit der starken seitlichen Erosion der Donau in Zusammenhang steht. Besucht man nun den obersten Teil des Kierlingbachtals, so trifft man unmittelbar auf der Wasserscheide eine breite lehmgefüllte Talmulde, die kein Bach durchzieht, denn der heutige Kierlingbach beginnt erst weiter abwärts ober Gugging. Diese oberste Talstrecke entspricht einem alten Tal, das außer Funktion gesetzt und der jetzigen Erosionsbasis noch nicht angepaßt ist. Wir haben hier aber, nach dem großen Querschnitt zu urteilen, keinesfalls ein Bruchstück eines Tales an seinem Ursprung, sondern ein Stück Mittel- oder Unterlauf vor uns, dem der Oberlauf geraubt wurde. Jedenfalls lag die Wasserscheide nicht an jenem Punkt wie heute ober Gugging, sondern viel weiter gebirgeinwärts. Aber auch die im Oberlauf des Hagenbaches bei Kirchbach angetroffene reife Talstrecke mit normalem Gefälle ist von ihrem Bache noch nicht der heutigen Erosionsbasis angepaßt. Dies wird erst dann der Fall sein, bis die Talstufe der Hagenbachklamm verschwunden und die normale Gefällskurve bis zu den Quellen am Steinriegel hergestellt ist. Es ist nahe liegend, diese beiden Talstrecken miteinander zu verbinden und so dem Taltorso des Kierlingbaches an der Wasserscheide zwischen Gugging und St. Andrä den fehlenden Oberlauf mit dem N-S verlaufenden alten Tal bei Kirchbach anzugliedern. Wenn man das Gefälle der letzteren Talstrecke bis zur Wasserscheide bei St. Andrä fortsetzt, so kommt man in der Tat zum alten Tal ober Gugging. Am oberen Klammende bezeichnet noch eine Gehängeleiste den Verlauf des alten Talbodens. Gerade so wie ein rechter Zufluß des Kierlingbaches, der Haselbach, zuerst von N nach S, dann von W nach E fließt, hat auch der alte Kierlingbach einen ähnlichen Verlauf genommen und sein Talknie muß östlich von St. Andrä gelegen gewesen sein.

Die Wasserscheide des Tullner Beckens verlief früher vom Wolfpassingerberg über St. Andrä gegen NE, quer über die heutige Ebene. Das Rechtsdrängen der Donau verursachte die Verkürzung der NW-Abdachung des Gebirges, die Gefällsteigerung aller dieser Abdachung folgender Wasserläufe, die eine näher gerückte Erosionsbasis erreichen mußten. Dementsprechend steigerte sich ihre Erosionskraft, welche besonders im Rückwärtseinschneiden, im gebirgeinwärts Verlegen der Wasserscheide ihren Ausdruck fand. Bei St. Andrä griff, wie man aus dem Verlauf des Gebirgsfußes ersieht, die Kurve des Donaulaufes am stärksten in das Randgebirge ein und hier mußte sich die Erosionskraft eines dem Tullnerfeld zustrebenden Baches am meisten

steigern und so eine Durchsägung der Wasserscheide gerade an jener Stelle hervorrufen, wo das Talknie des von N nach E umbiegenden Kierlingbaches lag. So gliederte sich der Hagenbach den N-S verlaufenden oberen Kierlingbach an und gestaltete das eroberte Tal der neuen, um vieles näher gelegenen Erosionsbasis entsprechend um.

Die durch die Anzapfung entstandene Talstufe wurde allmählich zurückgerückt, die überlebte Gefällskurve des Oberlaufes ist aber noch nicht ganz verschwunden.

Böschungsknicke an den Klammgehängen scheinen übrigens darauf hinzuweisen, daß die Talvertiefung in ihrer Intensität gewechselt hat. Die wechselnde Länge der Gefällskurve des Hagenbaches, bedingt durch das Wandern des Donaulaufes, kann wohl eine auch dafür ausreichende Erklärung abgeben.

Bei St. Andrä ist es die Niederterrasse, welche mit bogenförmigem Umriß in das Randgebirge eingreift, während der Strom gegenwärtig nicht mehr den Gebirgsfuß bespült und auch ältere Diluvialterrassen fehlen.

Als die Niederterrasse entstand, lag bei St. Andrä eine Prallstelle der Donau und es ist daher sehr wahrscheinlich, daß die Anzapfung erst in dieser Zeit vor sich gegangen ist. Die Formen der im leicht zerstöbaren Gestein verlaufenden Talkklamm des Hagenbaches sprechen auch für die Jugendlichkeit derselben. Im toten Tal auf der Höhe der heutigen Wasserscheide ist der den Talboden auskleidende Lehm anscheinend umgeschwemmter Löß. Sollte es gelingen, in ihm Lößschnecken zu finden, so wäre ein weiterer Anhaltspunkt für das Alter der Hagenbachklamm gewonnen, denn noch vor der Anzapfung des Kierlingbaches wäre dann die Ablagerung des Lösses und seine Umschwemmung anzusetzen.

Das Beispiel dieser Verlegung der Wasserscheide belehrt uns über die Jugendlichkeit der zur Donau sich senkenden Gebirgsabdachung und ihrer Unterfolgetälchen, in welchen an ihrer Zergliederung gearbeitet wird. Der tertiäre Gebirgsfuß ist am ganzen Südrand des Tullner Beckens mehr oder minder stark zerstört und dieses Zerstörungswerk ging natürlich zuerst auf Kosten der äußeren tertiären Zone, welche die jüngste ist, dann auf Kosten der älteren inneren vor sich, dann erst wurde auch die Flyschzone in Mitleidenschaft gezogen.

Angesichts dieser Tatsache müssen wir uns fragen, ob tatsächlich die Oncophorasande die jüngsten unter den marinen und brackischen Schichten des Tullner Beckens sind und wir mit deren Bildung die Zeit der Wasserbedeckung in diesem Gebiete abschließen dürfen. Bildete nicht vielleicht den Außenrand des Tertiärhügellandes rechts der Donau früher eine Zone von Ablagerungen, welche gleichaltrig waren mit den marinen Miozänschichten des inneralpinen Wiener Beckens?

Diese Frage wird nicht ganz müßig erscheinen, wenn man beobachtet, daß auch im inneralpinen Wiener Becken eine zonenförmige Anordnung der Tertiärschichten nach ihrem Alter vorhanden ist, und man, sich vom Randgebirge entfernend, auf stets jüngere Schichten stößt. Ferner ist zu erwägen, daß in dem Raum zwischen Massiv und dem Außensaum des alpin-karpathischen Gebirgsbogens Schichten der zweiten Mediterranstufe nachgewiesen sind. So setzt z. B. der widerstandsfähige Leithakalk die Höhe des Buchberges bei Mailberg zusammen. Ein Vordringen des II. Mediterranmeeres nach Süden, bis in die Gegend des Donautales, fand aber doch, nach den Oberflächenformen zu urteilen, keinen Widerstand, denn die Schotterhügel, welche sich hier erheben, sind ja postmediterranen Ursprunges. Grunder Schichten treten nicht nur in der Thyaniederung, sondern auch am Massivrand bei Platt, Nieder-Schleinz u. a. a. O. auf, jüngere marine Bildungen, welche den Schlier überlagern, führt Sueß von Oberhollabrunn

und Schöngrabern an.¹⁾ Über ein Vorkommen von sarmatischen Schichten in diesem „außeralpinen Becken“ ist allerdings seit einer diesbezüglichen Angabe Sueß', der Cerithienschichten aus dem Bachbett von Oberhollabrunn erwähnt, nichts mehr gehört worden²⁾ und ob die „Lage von blauem Tegel mit Spuren von Melanopsis und zahlreichen zerdrückten der *Congeria triangularis* nahestehenden Schalen“³⁾, welche in einem Hohlwege bei Ziersdorf gefunden wurden, ausreicht, um das Vorkommen der pontischen Schichten in unserem Gebiete zu beweisen, ist wohl auch fraglich. Wir wissen also noch nicht mit Gewißheit anzugeben, wann die Wasserbedeckung im außeralpinen Wiener Becken, das mit Ausnahme der Horner- und Eggenburgerbucht nur wenig durchforscht ist, abschließt und wir wissen auch nicht viel über die gegenseitigen Beziehungen der Tertiärbildungen im inner- und „außeralpinen“ Wiener Becken. Eine eingehende Untersuchung des Grenzgebietes beider, das durch die lückenhafte Klippenreihe bezeichnet ist, könnte auch darüber Aufschluß geben.

Hiermit sind wir bereits in die Erörterung des Tertiärhügellandes links der Donau eingetreten und begeben uns wieder an den Rand des bojischen Massivs zurück.

Der Gegensatz zwischen den Oberflächenformen des Massivs und jenen des sich eng angliedernden Tertiärhügellandes ist hier ein viel auffälligerer als am rechten Stromufer. Der Bruchrand des Massivs tritt daher auch deutlich als eine Stufe hervor, welche das höhere alte Land im NNW von den später gebildeten niedrigeren Hügeln des SSE scheidet.

Das linksseitige Tertiärhügelland ist von ungleich größerer Ausdehnung als sein Gegenstück am Rand des Tullnerfeldes. Es erfüllt den weiten Raum zwischen dem Massivrand auf der Strecke Krems-Maissau-Retz-Znaim einerseits und der nahezu parallel zu ihm verlaufenden Klippenreihe des Wasch- und Michelberges bei Stockerau, der Höhen von Niederhollabrunn und Fellabrunn, der Reingruberhöhe bei Bruderndorf, der Juraklippen von Leis, Staatz, Falkenstein und Nikolsburg andererseits, welche wieder von Rudimenten der Flyschzone begleitet sind.

Die nördliche Begrenzung dieses Tertiärhügellandes wird von einer Schliersenke gebildet, in deren Mittelpunkt das alte Städtchen Laa liegt, und welche die Thaya und Pulka durchmessen.

Unbedeutend ist die ihnen zugekehrte Abdachung der Hügellandschaft, denn am Nordrand derselben sammeln Schmida und Göllersbach ihre Gewässer, um sie nach Süden, der Donau zuzuführen. Die zahlreichen kleinen Zuflüsse der ersteren bringen eine weitere Gliederung in das unübersichtliche Hügelland. Von Osten aber drängt sich in dasselbe die Zaya, ein Nebenfluß der March, und zwar in die Lücke zwischen Leiser- und Polauerberge, wo nicht wie an letzteren der feste, aufragende Jurakalk der Westwärtsverschiebung der Wasserscheide Halt gebot.

Man mag dieses Tertiärhügelland von West nach Ost, von Süd nach Nord durchwandern, stets wird man, wo die mehr oder minder dichte Lößdecke entfernt ist, Sande und Schotter und zwar in weitaus überwiegender Masse aus Urgesteinen, insbesondere aber aus Quarz bestehend antreffen, seltener mischen sich darunter Kalkgerölle. Eine Ausnahme von diesem Aufbau zeigt nur der Nordrand des Hügellandes, der gleich der anstoßenden Thaya- und Pulkaebene aus marinen oder brackischen Miozänschichten besteht, die aber in ihrer Ausdehnung weit hinter jener der unzweifelhaft fluviatilen Ablagerungen des bis zur Donau sich ausdehnenden Hügellandes zurückbleiben.

1) Untersuchungen über den Charakter der österr. Tertiärbildungen I. Sitz. Ber. LIV. 1866. S. 127 f. 2) Ebenda S. 136. 3) Ebenda S. 136.

Wir wollen von der Besprechung des uns fernab liegenden Randes der Thayaebene absehen, ebenso auch die in das Massiv selbst eingreifende Horn-Eggenburger Tertiärbucht unerörtert lassen.

So eingehend die letztere, welche durch ihren Fossilreichtum frühzeitig die Aufmerksamkeit auf sich zog, erforscht und beschrieben ist, so wenig hat das petrefaktenarme, eintönige Hügelland während der letzten dreißig Jahre Beachtung gefunden.

Czjžek hat den westlichen Teil des Gebietes auf seiner noch heute gut verwendbaren Karte dargestellt und Sueß hat 1866 auf die Belvedere-schotterhügel hingewiesen, die sich nördlich vom Wagram hinziehen.

Hier werden auch die Funde genannt, welche in den Schottern und Sanden gemacht wurden. Bei Stettenhof, Hohenwart, Ziersdorf, Ladendorf und Nikolsburg traf man auf Reste von *Mastodon longirostris*, *Aceratherium incisivum*, *Rhinoceros Schleiermachers* und *Hippotherium gracile*¹⁾, also Tiere der zweiten, der pontischen Säugetierfauna.

Sueß hat auch darauf aufmerksam gemacht, daß für die „Belvedere-schotter“ nördlich des Wagrams die falsche Schichtung sehr bezeichnend ist²⁾, und die Untersuchungen in der Gegend von Weikersdorf, Stettendorf u. a. a. O. haben ihn davon überzeugt, daß hier der Rest eines Deltas vorliege, das von dem großen, aus dem Westen kommenden Strom in den pontischen Binnensee hineingeschüttet wurde, während an anderen Orten sich gleichzeitig der Tegel bildete, der als Resultat der Niederschläge jener feinen Moleküle, welche der Binnensee als Trübung schwebend fortzutragen imstande war, erscheint.³⁾ Seither haben die morphologischen Untersuchungen fluviatiler Akkumulationsformen den Unterschied zwischen der im allgemeinen flachen oder wenig geneigten Schichtung auf dem Land abgelagerter Schuttkegel und anderer Akkumulationsformen der Flüsse, für welche aber auch die schräge Schichtung kleinerer Partien charakteristisch ist, einerseits und der Struktur in stehende Gewässer geschütteter Deltas anderseits dargetan. Die letzteren zeigen durchweg eine schräge Schichtung und Überlagerung der unter einem Winkel von 20—30° einfallenden Bänke durch flachgelagerte Straten. An der Stirnseite des Deltas geht eben die Aufschüttung im Wasser vor sich, das Delta wächst vor, damit auch der aufschüttende Fluß. Sein Unterlauf verlängert sich, indem er nun auch von ihm selbst aufgeschüttetes Land zu passieren hat, bevor er den Wasserspiegel erreicht. Auf demselben akkumuliert er aber wie jeder andere Fluß am Lande, indem er seine Last in flachen oder wenig geneigten Schichtbänken absetzt. Es bildet sich ein Schuttkegel über dem Delta. Je größer das Gefälle des aufschüttenden Wasserlaufes ist, desto eher wird ein Durchschnitt durch den Schuttkegel in der Richtung des Gefälles geneigte Schichten erwarten lassen, niemals werden aber Neigungswinkel von 20—30° auch nur annähernd erreicht werden, wie dies beim Delta Regel ist.

In Strombetten aber mit ihrem sich in einem ausgedehnten Schotterfelde oft vielfach verzweigenden und mannigfach verändernden Talwege gibt es Strömungskolke, Stromseen, tote Arme, unausgefüllte Löcher zwischen Sandbänken, welche bei Hochwasser überflutet, zu Stätten der Akkumulation werden. Sie stellen dann gleichsam winzige Flußseen vor, die oft durch ein einziges Hochwasser vollständig zugeschüttet werden, während an anderen Stellen durch Akkumulation des Hoch-, darauffolgende Erosion des Niedrigwassers neue Hohlformen entstehen. Diese zugeschütteten Hohlformen zeigen

1) Sueß, Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Tertiärbildungen I. Sitz. Ber. LIV. Bd. 1866. S. 137.

2) Ebenda.

3) Über die Verschiedenheit und die Aufeinanderfolge der tertiär. Landfaunen in der Niederung von Wien. Sitz. Ber. XLVII. Bd. 1863. S. 317.

aber naturgemäß in der Struktur ihrer Ausfüllungsmasse die Deltaschichtung. So ist es zu erklären, wenn als untergeordnete Formen in flach gelagerten Flußanschwemmungen „falschgeschichtete“ Bildungen auftreten.

Diese Abschweifung bringt uns zu dem Ergebnis, daß die Argumente, welche seinerzeit für die Deltanatur der Schotter am Plateau von Hohenwart angeführt wurden, heute gerade als Charakteristika einer auf dem Land vor sich gegangenen Stromalluvion gelten.

Auch der Verfasser ging von der Ansicht aus, östlich von Krems am Kremsfeld und bei Hohenwart den Rest eines Deltas zu finden, mußte aber nach Besuch der zahlreichen Aufschlüsse am Kremsfeld, bei Hadersdorf am Kamp, Hohenwart, Stettenhof, Radlbrunn, Ziersdorf, Ladendorf, Mistelbach und an anderen Punkten des Zayatales sich überzeugen, daß überall vollkommen flach gelagerte Schotter und Sandbänke auftreten und nur lokal die schräge Schichtung auftritt.¹⁾ Leicht ist es ihm nicht geworden, sich der überzeugenden Kraft der Tatsachen zu fügen, weil damit ein Verzicht auf weittragende Folgerungen verbunden war! Dieses persönliche Moment sei nur im Interesse der Sache angeführt, denn wenn subjektive Elemente eine Beobachtung hemmen, so wird die Beobachtung jedenfalls verlässlicher sein, als wenn das Ergebnis der Beobachtung subjektiven Wünschen entspricht.

Ist aber, könnte man einwenden, auch tatsächlich eine Berechtigung vorhanden, so weit auseinanderliegende Sand- und Schottervorkommnisse zusammenzuwerfen und als eine einheitliche Ablagerung hinzustellen?

Wir müssen dies bejahen. Zunächst ist das einheitliche Material ein Anhaltspunkt dafür. Von der Austrittsstelle der Donau aus dem Massive bei Krems breiten sich meist gelb und rotbraun gefärbte Quarz- und Urgebirgsschotter und Sande, letztere hie und da zu Sandstein verbacken, durchzogen von tegeligen Lagen und Schichten feinen, grauen, glimmerigen Sandes, der auch einen Bestandteil der Donauablagerungen bildet, seltener untermischt mit vereinzelt Kalkgeröllen²⁾, in immer größer werdender Mächtigkeit gegen NE aus. Eine sich gesetzmäßig wiederholende Schichtfolge ist in der gewaltigen, in der Längsachse von Krems bis Nikolsburg fast 90 km messenden Aufschüttung nicht zu entdecken. Leider fehlen auch oft auf Strecken von mehreren Kilometer tiefgehende Aufschlüsse oder behindert der Löß die Beobachtung. Die Korngröße des Materials ist im allgemeinen mäßig, über hühnereigroße Gerölle sind schon selten, die Hauptmasse ist als Kies zu bezeichnen. Gegen NE scheint die Korngröße etwas abzunehmen; in der Umgebung von Mistelbach treten größere als walnußgroße Geschiebe selten auf. Stets ist es aber die auffallende Ähnlichkeit mit den diluvialen und heutigen Donauablagerungen, welche in die Augen springt; von den letzteren unterscheiden sie sich meist nur durch die Spärlichkeit der Kalkgeschiebe. Es ist aber eine auch anderwärts gemachte Beobachtung, daß schon in den altdiluvialen Schottern der Donau Kalke weitaus seltener sind als in den jungdiluvialen und im Alluvium. Bemerkenswert ist auch das Auftreten von Süßwasserkalk in den obersten Schichten des Schuttkegels. Man findet Brocken desselben verstreut auf den Feldern bei Groß-Weikersdorf am Anstieg zum Kogelberg und bei Rupperstal, ebenso westlich Baumgarten im Schmidatal u. a. a. O. Auch am Loisberg bei Langenlois soll er nach der geologischen Spezialkarte vorkommen. Es liegt auch hier nicht die Notwendigkeit vor, den Süßwasserkalk als eine jüngere Stufe auszuscheiden.

1) Den Mangel der charakteristischen Deltaschichtung der Schotter am Kremsfeld hat schon Penck, Die Alpen im Eiszeitalter, S. 103, betont.

2) Im Hohlweg, der von Rupperstal zum Kogelberg bei Gr.-Weikersdorf führt, trifft man auf ein Konglomerat, dessen Hauptbestandteil zwar Quarzschotter ist, in dem aber auch Kalke, insbesondere schwarze, häufig vorkommen. Dies ist aber eine Ausnahme.

Als eine unter der Beihilfe von kalkabsondernden Pflanzen in Altwässern entstandene Bildung, deren Entstehen vielleicht auch durch ein wärmeres Klima als das der Gegenwart begünstigt war, dürfte die Erklärung dieser Erscheinung nicht schwer fallen. Übrigens kommen auch im Untergrund von Wien in den Diluvialschottern Süßwasserkalke vor.¹⁾

Es soll nicht behauptet werden, daß diese Schotter und Sande in ihrer ganzen Mächtigkeit geologisch gleichartig sind. Diese ist eine sehr große, denn sowohl am Wagram bei Fels und Goldgeben, bei Kirchberg u. a. a. O. streicht tertiärer Mergel aus in einer Höhe von 190—220 m, und liegt an ersterem Orte unmittelbar dem Hornblendeschiefer auf. Er erscheint auch in der Senke an der Pulka und Thaya im Norden wieder, beiläufig in gleicher Höhe und innerhalb des Tertiärhügellandes bei Radelbrunn. Diese Mergelunterlage bildet im größten Teil des Tertiärhügellandes die Basis des Schotters²⁾ und dieser erhebt sich auf derselben bis zu Höhen von über 380 m. Mit 150 m dürften wir die Mächtigkeit der Aufschüttung kaum zu hoch anschlagen.

Die Funde von pontischen Säugetierresten von Hohenwart und Stettenhof stammen aus den höchsten Schichten, von der Oberfläche des Schuttkegels, jene von Ziersdorf, Ladendorf und Nikolsburg gleichen Alters vermutlich, nach der Lage noch heute vorhandener Aufschlüsse zu urteilen, aus den tieferen. Eine Grube am Maisberg bei Krems hat leider unbestimmbare Knochen und Hölzer geliefert, sie ist die dritte am Weg vom Krems zum Thurnerkreuz, und zwar liegen die Fossilien unter einer beiläufig 5 m mächtigen Quarzschotterbank in feinem, schräg geschichtetem Sand eingebettet in 310 m Höhe (An.). Eine tiefere, unweit Gneixendorf und in der Nähe des Martales gelegene Grube (280 m, An.), die leicht dadurch kenntlich ist, daß ihre Schichten nach N einfallen, an einer Verwerfung aber ein Staffel derselben gegen Süden abgesunken ist, hat auch Säugetierreste geliefert. Hier tritt aber, von Letten durchzogen, wieder jener Kalksand auf, der offenbar noch kalkalpiner Herkunft ist und bei Krems die Basis der Quarzschotter bildet. (Vgl. S. 33.) Die Knochenreste, welche aus dieser Grube stammen und sich im Kremser Museum befinden, erkannte Prof. Depéret bei der Glazialexkursion des 9. Geologenkongresses (1903) als zu einem *Aceratherium* gehörig. Hier hätten wir nicht die pontische Säugetierfauna zu erwarten, sondern die Fauna des *Mastodon angustidens*, wenn unsere Annahme richtig ist, daß die Hollenburger Konglomerate älter sind als die Quarzschotter des Tertiärhügellandes. Bei dieser Gelegenheit sei überhaupt auf die in jenem Museum befindlichen Säugetierreste verwiesen, welche noch einer Bestimmung und Ordnung harren, ebenso wie jene schönen Mastodonten-Backenzähne, Rhinoceros- und Hippotheriumreste, welche durch den Sammelfleiß des Herrn Finanzrates Karl Fitzka in das noch so gut wie unbekanntes Mistelbacher Museum gebracht wurden. Dieselben, in den großen Sandgruben beim Bahnhof Mistelbach und beim Siechenhaus, also in tieferen Lagen der Quarzschotter gefunden, dürften sich wohl zur Bestimmung eignen.

Aus dieser Gegend stammen auch Funde von *Dinotherium giganteum*, und zwar erwähnt solche Holler³⁾ von Gnadendorf (a. d. Zaya, NW von Mistelbach) und Vacek von Mistelbach⁴⁾, ebenfalls von der Grube beim Bahnhof, so daß das pontische Alter auch dieser Quarzschotter zweifellos ist, welche bis zur heutigen Talsohle herabreichen.

1) Toula, Verh. 1885, S. 390.

2) Am Südrand der Thyaniederung bildet auch mariner Tegel die Schotterbasis. Vgl. Hollers Beobachtungen am Haidberg und Gaisberg bei Neu-Ruppersdorf und bei Zlabern. Jahrb. XX. 1870. S. 118.

3) Geol. paläontol. Skizze der Tertiärbildungen in der Umgebung von Laa a. d. Thaya. Geol. Studien Nr. XI. Jahrb. XX. 1870. S. 124.

4) Über neue Funde von Dinotherien im Wiener Becken. Verh. 1882. S. 341.

Alle bisher bestimmten Funde sprechen also für das pontische Alter der Quarzschotter und Sande des Tertiärhügellandes. Es ist aber nicht ausgeschlossen, daß in den tieferen Schichten, insbesondere bei Krems, wo ihre Basis erschlossen ist, auch Säugetiere der ersten Fauna des Wiener Beckens gefunden werden und sich diese Schichten als Äquivalente der sarmatischen und marinen Miozänablagerungen erweisen.¹⁾

Die großen Stromablagerungen nördlich der Donau setzen für die Dauer ihrer Bildung eine Kontinentalperiode voraus, deren Eintritt um jene Zeit angesetzt werden muß, als das Tullner oder Kremser Becken trocken gelegt wurde. Sind die Oncophoraschichten tatsächlich die jüngsten nichtfluviatilen Ablagerungen dieses Tertiärgebietes, so war die Möglichkeit der Entstehung eines Flußlaufes in diesem Gebiete, bzw. der Verlängerung eines schon weiter im Westen bestehenden in dieses Gebiet nach deren Ablagerung gegeben. Sehr zu beachten ist, daß die Basis der Quarzschotter wesentlich tiefer liegt als jene Höhen, bis zu welchen die Oncophorasande emporsteigen (345 m) und dieser Umstand eine der Flußakkumulation vorangehende Erosion oder eine Senkung zur Voraussetzung hat. Um vorausgreifend Parallelen mit dem inneralpinen Wiener Becken zu ziehen, mag darauf hingewiesen werden, daß in demselben die sarmatische Epoche einen Rückzug der Strandlinie und Flußerosion, die darauffolgende pontische Epoche aber ein Ansteigen der Uferlinie und zunehmende Flußakkumulation bedeutet.

Ohne diese Vorgänge jetzt schon identifizieren zu wollen, kann das eine mit großer Sicherheit ausgesprochen werden, daß im Raume zwischen Massiv und der Klippenzone, nördlich der heutigen Donau in der pontischen Epoche eine sehr bedeutende Akkumulation stattfand und daß die höchsten Schichten, welche also die Oberflächenformen bestimmten, pontisch sind. Dies beweisen die Funde in den hochgelegenen Gruben von Hohenwart und Stettenhof.

Damit kommen wir zu dem zweiten und zwar dem wichtigsten Argument für die genetische Einheitlichkeit des Tertiärhügellandes: der Einheitlichkeit der Form. Diese Erscheinung ist bisher überhaupt noch nicht gewürdigt worden und doch ist sie eine der auffälligsten im Landschaftsbild der weiteren Umgebung von Wien.

Betrachtet man das Tertiärhügelland als Ganzes und sucht einen Überblick über dasselbe zu erlangen, entweder von einem der Berge am Rande des Massivs oder vom Buchberg bei Mailberg oder einer der Höhen der Leiserberge oder vom Tulbingerkogel am Nordrand des Wiener Waldes, immer wird sich die Hügellandschaft mit einer, wie mit dem Lineal gezogenen Kontur vom Horizont abheben. Hat man beim Durchwandern des Tertiärhügellandes überall eine gleichförmige Zusammensetzung, nämlich von einem Strom aufgeschüttete Schotter- und Sandmassen angetroffen, so kann man sich auch bei der Betrachtung aus der Ferne niemals dem Eindruck entziehen, daß es sich hier um einen einheitlichen Körper handelt, um eine einzige große Form, deren Verlauf uns zur Austrittsstelle der Donau aus dem Massiv hinführt, zum Strom, dessen heutige und diluviale Ablagerungen so sehr mit der Zusammensetzung dieser Hügel übereinstimmen.

1) Nichts mit den in Rede stehenden Stromablagerungen haben die am Massivrand bei Niederschleinz, unfern Maissau, offenbar durch einen Bach angespülten Schotter zu tun. Sie sind vermengt mit marinen Konchylien vom Charakter der Grunder Schichten und werden von marinen Quarzsanden überlagert (Abel, Verh. 1900. S. 387). Schon Sueß hat hervorgehoben, daß in der Niederung zwischen Manhart und der Schmida der Belvedereschotter, wie man früher den Quarzschotter in seiner Gesamtheit bezeichnet hat, fehlt. (Untersuchungen über den Charakter der österr. Tertiärbildungen. I. S. 137.)

Denken wir uns die durch die Talbildung in Hügel aufgelösten Schottermassen zusammenhängend, die Täler und Wasserrisse erfüllt, den Löß entfernt, so erhalten wir ein riesiges Plateau, das sich mit kegelförmigem Umriß von der gegen NE sich öffnenden Austrittsstelle der Donau aus dem Massiv in derselben Richtung in die ursprüngliche Niederung erstreckt, welche zwischen dem Außensaum des alpin-karpathischen Gebirgsbogens und dem Massiv gelegen ist.

Die Ausgangsform für das Tertiärhügelland ist ein flacher Schuttkegel, eine wenig geneigte Akkumulationsebene, deren Hauptachse sich von Krems nach Nikolsburg erstreckt, also in einer anderen Richtung als jene, welche heute die Donau einschlägt. Diese hat sich, als ihre Erosionsbasis tiefer gelegt wurde, am südlichen Rand des Schuttkegels eingeschnitten und so den Hügelrand geschaffen, der heute die nördliche Begrenzung des Kremser Beckens bildet und von Krems über Hadersdorf, Groß-Weikersdorf, Göllersdorf gegen den Rohrwald zieht. Ihre, sowie die der March und Thaya zustrebenden Zuflüsse haben die Akkumulationsebene zersägt und sie in eine Hügellandschaft zerteilt, in deren Täler sich später der Löß einlagerte, welcher auch auf ihre Höhen hinaufgeweht wurde. Die Gipfel des Tertiärhügellandes, sofern sie noch nicht durch die Zertalung in Mitleidenschaft gezogen, durch Lößanwehung erhöht sind, repräsentieren noch heute die Reste der alten Landoberfläche, welche in der pontischen Epoche bis zu dieser Höhe aufgeschüttet wurde.

Der Schuttkegel, den die aus der Bergenge von Hainburg-Preßburg austretende Donau in die oberungarische Tiefebene geschüttet hat und auf dem sie sich in zahlreiche Arme teilt, ist wohl vergleichbar mit der großen Stromebene, die den Ausgangspunkt der Entwicklung des heutigen Tertiärhügellandes im Viertel unter dem Manhartsberg bildet. Denken wir uns dort die Donau und ihre Zuflüsse 200 m tiefer gelegt, so viel beträgt etwa der durchschnittliche Höhenunterschied zwischen der pontischen Akkumulationsebene und der heutigen Donauebene, so käme eine ähnliche Tallandschaft zur Ausbildung, wie wir sie bei uns in Niederösterreich sehen, eine zerschnittene Stromebene würde allmählich umgewandelt in ein Hügelland mit Kuppen oder Plattenformen, je nach dem Grade der Abspülung und Zertalung.

Der Verlauf der pontischen Donau, welche aus der Wachau bei Krems, dem Durchbruchthal des Massivs, austrat, war aber während des Zeitpunktes, als sie die große Akkumulationsebene aufschüttete, ein anderer als der des heutigen Stromes. Es scheint noch nicht das Durchbruchthal zwischen Höflein und Nußdorf, welches die Hauptmasse des Wiener Waldes vom Rohrwald und Bisamberg trennt, bestanden zu haben. Die Talebene wurde im E durch den anscheinend noch geschlossener als gegenwärtig nach NNE verlaufenden Außensaum des alpin-karpathischen Gebirgsbogens begrenzt. (Rohrwald und die wiederholt genannten Klippen.)

Was das weitere Schicksal der pontischen Donau in der Umgebung von Nikolsburg war, müßten Detailuntersuchungen in jener Gegend erweisen. Der Ostrand der Klippenzone wurde bereits vom pontischen Binnensee bespült; vielleicht endete die Donau hier in Südmähren in einem Delta. Erst nach dem Rückzug des pontischen Sees kam für das inneralpine Wiener Becken die Kontinentalperiode. Die wegen der Tieferlegung der Erosionsbasis nun erodierende Donau nahm hierher ihren Weg und gliederte sich einen neuen Unterlauf an.

Doch wir sind von unserem Thema abgeschweift und kehren in das Kremser Becken zurück, um durch systematische Verfolgung der Gipfelhöhen das Niveau der pontischen Akkumulationsfläche festzustellen.

Begeben wir uns zunächst auf die Höhe der noch wohl erhaltenen Schotterplatte von Hohenwart und Stettenhof östlich des Kamptales, beiläufig 12 km nordöstlich der Mündungsstelle der Donau in das Kremser Becken. An dieser selbst fallen alter und neuer Talweg nahezu zusammen, und daß daher der Scheitel des Schuttkegels sich nicht erhalten konnte, ist sehr begreiflich. Zwischen dieser Stelle und der genannten Schotterplatte verläuft aber auch die Talfurche des Kampflusses, der natürlich ebenfalls sehr viel zur Zerstörung der ursprünglichen Landoberfläche beigetragen hat. Wir treffen daher in diesem Raume nirgends mehr auf einen größeren Rest derselben, es sei denn in dem toten Winkel bei Strazing nördlich von Krems, wo am Massivrand als höchster Teil des Kremfeldes die Quarzschotter bis 372 m emporreichen (Sätzen).¹⁾

Wohl aber hat sich am Massivrand eine Erosionsterrasse erhalten, welche bei Droß unweit Senftenberg beginnt, sich über den Schäferhof (381 m) fortsetzt und von Sirnitz, Loisbach und Kamp zerschnitten über Eggendorf am Wald nach NE zieht (380—385 m, An.). Sie läßt erkennen, daß die pontische Donau ihre in der letzten Strecke des Durchbruchtales innegehabte Richtung auch noch weiter verfolgte, worauf ja auch die Lage der Längsachse des Schuttkegels hindeutet. In der mehrfach genannten Schotterplatte von Hohenwart und Stettenhof erreicht das aufgeschüttete Material die größte Höhe im ganzen Tertiärhügelland, nämlich 383 m. Die Mächtigkeit dieser im NE gegen Mühlbach und Ober-Ravelsbach sich erstreckenden Platte ist aber nicht sehr groß, sie liegt ja zum Teil noch am Massiv auf, dessen Gesteine z. B. am Blickeweg (380 m) aus der Schotterbedeckung hervorragen, aber auch durch die Erosion eingeebnet sind.

Nun fällt die Böschung des Schotterkegels gegen NE rasch ab. Östlich der Schmieda treffen wir das Hochfeld mit 364 m, Kiental mit 366 m und 368 m östlich Ammonstal, sowie die durch jüngere Talbildung schon etwas erniedrigten Schotterhügel des Kasperlberges (358 m) und Rosenberges (343 m) bei Sitzendorf, des Hartwaldes (349 m) und der Hochstraß (346—349 m) bei Wetzdorf, während sich am rechten Talgehänge noch das Frieseneck bei Unterravelsbach (363 m), das Plateau „Auf der Warth“ (357 m), der Galgenberg (368 m) bei Radelbrunn und die durch Erosion schon stark verschmälerten und daher erniedrigten Rücken des Kugelberges (350 m) und des Roten Holzberges (351 m) als Reste der alten Landoberfläche erheben. In größerer Entfernung vom Scheitel des Schuttkegels ist ein Gefälle kaum wahrzunehmen, denn auch noch weiter im NE erreichen Plateaus und Kuppen 360 m. Es scheint, daß das ursprünglich vorhandene Gefälle dadurch ausgeglichen wurde, daß der nordöstliche Teil der Schotterfläche, der sich dem Außensaum des alpin-karpathischen Gebirgsbogens nähert, eine Aufbiegung erfahren hat, deren Betrag gerade groß genug ist, um das Gefälle der Stromebene vollkommen zu verwischen. Wir kennen dasselbe nicht mehr, aber so viel ist sicher, daß die pontische Akkumulationsebene einer Spiegelfläche entsprach, welche unter 360 m gelegen gewesen war. Hat die pontische Donau während des Hochstandes des pontischen Sees dasselbe Gefälle gehabt, wie der heutige Strom, so hätten wir die Donaumündung in Südmähren in etwa 340 m Höhe zu suchen.

Wir verfolgen das Tertiärhügelland östlich des Göllersbaches weiter: im Schwarzwald bei Ober-Hollabrunn hat sich wieder ein gutes Stück der Platte erhalten (Roßberg, 355 m, Kirchenleiten, 358 m, Hochberg, 350 m), der Hundsberg bei Groß-Stelzendorf (366 m). Westlich von Herzogbierbaum erheben sich die flachen Kuppen des Gartenberges auf 363 m, des Silberberges auf 361 m, des Vogeltenn auf 362 m. Nördlich vom oberen Göllersbach liegt

1) Vgl. für das Folgende stets Tafel I. Fig. 1.

die Hügelgruppe des Latschenberges (353 m) und des Bockstalles (352 m). Wir haben nun den Ernstbrunnerwald erreicht, der aus alttertiären Mergeln besteht, aber ebenfalls im Niveau der Stromebene eingeebnet ist. Ein solcher Abtragungsvorgang kann ja durch die seitliche Stromerosion vor sich gehen. Erinnern wir uns, daß auch am Südrand des Tullnerfeldes östlich von Herzogenburg ohne Schotterbedeckung ausstreichender tertiärer Tegel liegt, daß es ferner breite Stromterrassen an Prallstellen ohne Schotter gibt.

Die ganze Gruppe des Ernstbrunnerwaldes ist ein besonders schönes Beispiel einer noch wenig zertalten Platte. Die Einebnungsfläche besitzt eine durchschnittliche Höhe von 340—360 m.

Die bis zu 492 m (Buschberg) aufragenden Jurakalkberge bezeichnen das Ostufer (rechte Ufer) der Stromebene. Nördlich dieser Klippen setzen sich die Schotterflächen nach Osten fort, sind aber hier stark zertalt, die Höhen meist bis unter 300 m abgetragen. Wie sich die Verhältnisse bei Nikolsburg gestalten, weiß der Verfasser nicht aus eigener Anschauung. Ein Lappen des Schotters reicht von Staatz gegen Süden bis nach Mistelbach, wo zahlreiche Aufschlüsse im Zayatal vorhanden und der Drausenderberg (281 m) wie die benachbarten Höhen aus ihm aufgebaut sind. Dieses Gebiet liegt schon innerhalb des aufgelösten alpin-karpathischen Gebirgsbogens. In die Lücke zwischen den Jurabergen von Staatz und Leis bei Gnadendorf zieht sich also der Schotterlappen vom aueralpinen Gebiet in das alpine.

Nur ein einziger Berg unter den aus den Donauschottern und Sanden bestehenden Höhen des Tertiärhügellandes ragt über das Niveau der alten Stromebene auf. Es ist der am Südrand derselben bei Göllersdorf gelegene Haberg (410 m). Hier tritt auf der Bergkuppe nicht etwa der Schotter zutage, sondern eine ungewöhnlich mächtige Lobbedecke überkleidet sie wie alle umgebenden Höhen. Es ist anzunehmen, daß hier die Abweichung vom Durchschnittsma der Gipfelhöhen allein dem Löb zuzuschreiben ist.

Dem Weinbau nutzbar gemacht und zu diesem Zwecke künstlich terrassiert, trifft man diesen fruchtbaren Steppenstaub fast überall am Südgehänge des Tertiärhügellandes. Steigen wir an demselben herab, so stoßen wir auf die auffällige Erscheinung, daß es sich dort, wo die Lobbedecke unterbrochen ist, selbst wieder terrassiert zeigt und daß den Fuß der Schotterhügel mit ihren terrassierten Gehängen ein lobbedecktes Schotterfeld von wesentlich frischeren Formen, die nur einen geringen Grad von Zertaltung zeigen, begleitet. Dieses wieder bricht mit einem 30—40 m hohen Wagram gegen das Niederterrassenfeld der Donau an ihrem linken Ufer ab, welches dem rechtsgelegenen Tullnerfeld entspricht. Wiederholen wir also nochmals das Profil, das sich auf einer (z. B. Tulln mit Ober-Hollabrunn) von S nach N verlaufenden Linie ergibt, so treffen wir auf: das Alluvialland der Donau, in welchem die Stadt Tulln liegt, die unwesentlich höhere Niederterrasse, den Wagram als einen über 30 m hohen Steilrand, dessen Sockel aus tertiärem Schlier und Letten besteht. Auf diesem lagern 8—10 m mächtige Quarz- und Urgebirgsgerollschichten, welche, wieder größtenteils lobbedeckt, ein breites Schotterfeld von jugendlichen Formen zusammensetzen. Hinter diesem erreichen wir den Fuß eines in einen dicken Lobmantel gehüllten Hügellandes, dessen Südgehänge sich an lobfreien Stellen terrassiert zeigen. Die Formen dieses stark zertalten Hügellandes sind wesentlich älter und verwaschener als jene des seinen Fuß begleitenden Schotterfeldes, seine Gipfel geben aber, wie schon ausgeführt, das Niveau der pontischen Stromebene wieder. Der Übergang zwischen Schotterfeld und Hügelland vollzieht sich allmählich und ist wenig scharf ausgeprägt, teils wegen der Lobbedeckung, teils auch deshalb, weil aus den Wasserrissen des Hügellandes Schotter auf die Terrasse ober dem Wagram herabgespult wurden.

Begeben wir uns nun wieder in die Umgebung von Krems. Dort fanden wir zwar den Scheitel des großen Schuttkegels nicht mehr erhalten, wohl aber sein Niveau von 380—390 m Höhe aus einer, den Massivrand begleitenden Erosionsterrasse und aus der Schotterplatte von Hohenwart, Ravelsbach und Stettenhof wohl erkennbar. Wir erinnern uns auch, ein altes Flanitztal in 385 m Höhe gefunden zu haben (S. 34). Schon an der Austrittsstelle der Donau aus dem Massiv läßt sich erkennen, in welcher Weise der Schuttkegel wieder zerschnitten wurde.

Der Strom tiefte sich in ihm ein Tal aus und floß längere Zeit im Niveau von rund 365 m, was durch eine Reihe von Erosionsterrassen bewiesen wird, welche zu den besterhaltenen Formen dieser Art zählen. Der schon früher (S. 33) erwähnte Goldberg (364 m) bei Stein, wie die 368 m hohe Terrassenfläche „Im Bradenreis“ ober dem Kremfeld und das Plateau von Rotbichl, nordöstlich von Lengenfeld zwischen Sirnitzbach und der Straße Mittelberg-Langenlois (366 m), die breiten Plattformen des Loisberges (366 m), des Fahnberges (364 m), des Heiligensteinberges (365 m), unweit Langenlois, durchweg im Urgestein eingeschnittene Erosionsterrassen, lassen den Verlauf dieses Niveaus erkennen.

Wir fanden ja auch am rechten Donauufer bei Baumgarten eine mit Quarzschotter bedeckte Terrasse in 360 m Höhe (S. 34) und am Wetterkreuz in 368 m Höhe das Hollenburger Konglomerat angeschnitten (S. 34). Nun tritt aber diese Erosionsterrasse auch in die Flanke des großen Schuttkegels links der Donau ein und zwar am Gantscherberg bei Straß, nordöstlich Hadersdorf am Kamp (♢ 364 m). Die von Stettenhof nach Gösing führende Straße überschreitet sie an einem Punkte (♢ 364), welcher durch den Wolfsgraben vom Terrassenrest am Hengstberg (♢ 364) getrennt ist. Diesem Niveau können wohl auch jene Terrassen zugezählt werden, welche weiter stromabwärts in die Schottermassen am Südrand des Tertiärhügellandes eingeschnitten sind und an der Schmieda auftreten (Sonnleiten ♢ 349 m, Kogelberg bei Weikersdorf 341 m u. a.). Eine Verfolgung dieser Erosionsterrasse bis zum Donaudurchbruch war wegen der Lößdecke, welche Gehängestufen ja nicht nur ganz verdeckt, sondern auch ihre ursprüngliche Höhenlage verändert, nicht möglich. Sie soll im folgenden Goldbergniveau heißen.

Am rechten Donauufer möchte ich die am Frauenberg im Perschlingtal beobachtete Talterrasse (S. 37) zu unserem Niveau ziehen, während die Talterrasse an der Großen Tulln ♢ 366, ♢ 362 usw. (vgl. ebenda) wohl der Höhe des pontischen Schuttkegels entspricht.

Das Goldbergniveau stellt also eine in den mächtigen Körper des Schuttkegels eingeschnittene Erosionsterrasse vor, welche noch immer 170—180 m höher liegt, als der Spiegel des Stromes der Gegenwart.

Erinnern wir uns ferner, daß wir auch bei Baumgarten am Rand des Dunkelsteinerwaldes eine breite Terrasse in 320 m Höhe, von Kalkgeröll gebildet, angetroffen (S. 35) und östlich Traismauer in 310 m Höhe zwischen Seelackenberg und Nasenberg wiedergefunden haben.

Ihr entspricht am linken Donauufer eine Terrasse unter dem Maisberg bei Krems (315 m), sowie die weite Plateaufäche des Kremfeldes (310 bis 320 m), des Saubüchels (302—317 m, An.) und die Kampalterrasse am Eichelberg bei Zöbing (313 m). Die letztgenannte Form ist wieder in das Urgestein eingeschnitten, während am Kremfeld Quarzschotter die Terrassenfläche bilden. Wir wollen die Terrasse das Kremfeldniveau benennen. Dieser Talboden liegt 120—130 m über der heutigen Talsohle.

Zwischen Goldberg- und Kremfeldniveau ist noch ein anderer alter Talboden gelegen (135—145 m über der Donau), dem der Maisberg (333 m), die breite Gaisbergterrasse nördlich von Hadersdorf am Kamp (335 m), wo

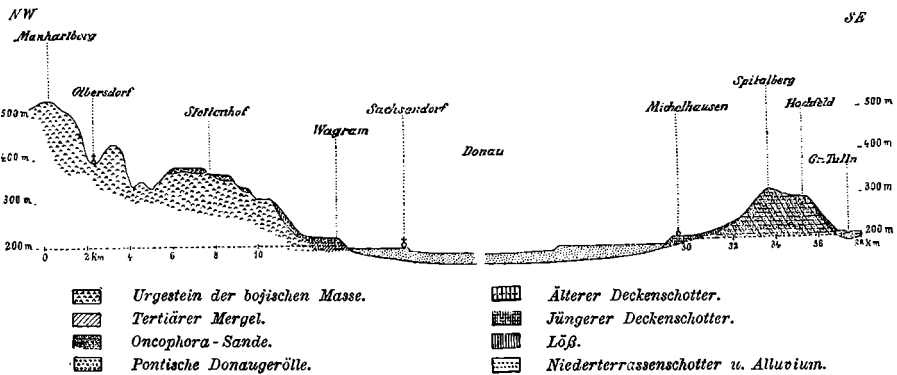
Süßwasserkalk liegt, und \odot 329 südlich vom Hengstberg bei Gösing angehören. Er wird im folgenden stets als Maisbergniveau bezeichnet werden.

Bezüglich des Kremfeldes erinnern wir uns, daß hier Quarz, Quarzite und andere den archaischen Gesteinen des Massivs entstammende Gerölle die Oberfläche bilden, unter ihnen aber von Letten durchzogene Kalksande, Schotter und Konglomerate auftreten. Diese sind von einem aus dem Süden kommenden Fluß hierhergebracht und die ganze Schichtfolge liegt wieder auf dem, hie und da von tertiärem Sand und Mergel bedeckten Urgebirgssockel auf.

Nach der Lage und dem Verlauf der Maisberg- und Kremfeldterrasse zu urteilen, haben wir es wie bei der Goldbergterrasse mit einem Talboden zu tun, der aus dem großen, das Hollenburger Konglomerat überlagernden pontischen Schuttkegel herausgeschnitten wurde. Schon früher wurde die Vermutung ausgesprochen, daß das Kremfeld keine Akkumulationsform, sondern eine Erosionsform darstellt.¹⁾

Die Fortsetzung desselben nach Osten bilden die Terrassen des Gobelsberges (302 m), wo wieder Quarzschotter die Kalkkonglomerate überlagern, und des Schafterberges, nördlich Fels am Wagram (\odot 303 m). Die weitere Verfolgung des Niveaus ist mit Rücksicht auf die Lößlandschaft kaum mit Sicherheit durchzuführen. Nachdem am Gobelsberg und Saubüchel unter diesem Niveau eine Prallstelle liegt, östlich vom Kamp aber, wie gesagt, Lößanwehung und Abspülung die unteren Gehängepartien des Tertiärhügellandes sehr verändert haben, ist eine verlässliche Rekonstruktion der am rechten Donauufer unterschiedenen tieferen Niveaus des Nasenberges und von Oberfucha hier nicht durchzuführen.

Fig. 2. Profil durch das westliche Tullner Becken.



Jedoch stellt sich östlich der Kampmündung eine neue Form ein, der schon oben gedacht wurde: das den Fuß des Tertiärhügellandes begleitende Schotterfeld, welches sich mit dem Wagram gegen die Niederterrasse absetzt.

Sturs geologische Karte macht zwischen den Schottern des Tertiärhügellandes und jenen des Schotterfeldes keinen Unterschied und zieht sie als Belvedereschotter zusammen. In der Einleitung wurde schon bemerkt, daß der echte Schotter vom Belvedere nicht die zweite Säugetierfauna führt, sondern jünger ist als diese. Die Schotter des großen Donauschuttkegels haben wir als pontisch erkannt. Hier im Schotterfeld hat man offenbar jüngere Aufschüttungen vor sich, wie seine Lagerung und Oberflächenform andeuten. Niemals wurde hier ein Fund gemacht, der die Gleichaltrigkeit

1) Penck, Das Durchbruchtal der Wachau und die Lößlandschaft von Krems. S. 12.

dieser Schotter mit der pontischen Säugetierfauna erwiesen hätte und Czjzek hat schon die Vermutung ausgesprochen, daß sie diluvialen Alters seien.¹⁾ Auch Sueß hat den Unterschied zwischen dieser Ablagerung und den „Belvedereschottern“, welche die Hügel nördlich vom Wagram bilden, hervorgehoben und sie allerdings als Produkte der Abschwemmung und Zerteilung dieser bezeichnet.²⁾

Wenn auch das letztere nur für das Übergangsgebiet zwischen Tertiärhügelland und Terrassenfeld zutrifft, wo abgespülter und herabgekrochener Schotter sich über das Terrassenfeld lagern, so ist damit doch die Verschiedenartigkeit dieser Bildungen ausgesprochen. Bei den unteren Terrassen an der Donau, sagt Sueß, ist keine falsche Schichtung vorhanden, die Massen sind nach dem Gewicht geordnet, so daß die schwersten Blöcke am Schlier liegen, und am Teiritzberg (bei Korneuburg) gehen Schnüre von Lehm hindurch, was auf den Höhen nicht der Fall ist.³⁾

Wir können den Wagram ziemlich geradlinig von der Kampmündung bis Stockerau verfolgen, nur zwischen Fels und Kirchberg zeigt sich eine bedeutende Einbuchtung, die einer linksdrängenden Stromkurve ihr Entstehen verdankt. Der obere Rand des Wagrams senkt sich von Etsdorf (216 m) zur Stockerauer Anhöhe (200 m). Es ist hier also ein deutliches Gefälle in der Richtung des Stromes zu verfolgen, der in derselben Strecke gegenwärtig von 182 m auf 169 m abfällt, so daß sich der Wagram 34—31 m über den Stromspiegel erhebt. In dieser Mächtigkeit ist aber der Schotter, welcher wieder vorzugsweise aus Quarzen und Quarziten, abgerollten Zentralalpengesteinen und aus der bojischen Masse stammenden Geröllen, daneben auch aus Kalkalpengeschieben besteht⁴⁾, nicht aufgeschüttet, sondern er ruht auf einem tertiären Sockel von Letten, feinem Sand oder auch Schlier, der 20 m hoch ist und an zahlreichen Punkten bloßliegt.

Der weitaus größte Teil der vom Wagram begrenzten Terrassenfläche ist zwischen Kamp und Göllersbach mit Löß bedeckt, auch dort, wo Sturs Karte bei Stetteldorf und Starnwörth den Schotter in großer Ausdehnung einzeichnet.⁴⁾

Man gewinnt bei der Durchwanderung des Schotterfeldes den Eindruck, daß der Löß in die Täler, welche dasselbe zerschneiden, eingeweht ist, so daß der Schotter weit älter sein muß als der Löß.⁵⁾

1) Erläuterungen zur geol. Karte der Umgebung von Wien. S. 18.

2) Untersuchungen über den Charakter der österr. Tertiärbildungen. I. Sitz. Ber. LIV. Bd. 1866. S. 137. 3) Vgl. auch Penck, Die Alpen im Eiszeitalter. I. S. 102.

4) Folgendes Beispiel möge zeigen, daß hier die Darstellung der Karte von den tatsächlich vorhandenen Verhältnissen abweicht. Im Hohlweg, der östlich von Starnwörth auf die Höhe des Wagrams führt, treten zwar einzelne Quarzschotter auf, die Terrasse selbst ist aber von einem 3—4 m starken Lößmantel überzogen. Ihre Fläche liegt hier 32 m über dem Donauspiegel (An.). Der Feldweg, welcher nach Tiefental führt und nach der Karte eine Schotterfläche durchschneidet, führt über ein lößbedecktes Gebiet. Noch in 2 m Tiefe ist der Schotter nicht zu sehen, nur ganz vereinzelt trifft man am Wege Quarzgerölle. Die Unebenheiten, welche die Terrasse aufweist, scheinen auf die ungleich mächtige Lößdecke zurückzuführen zu sein. Im Hohlweg von Tiefental, gerade dort, wo nun die Karte Löß einzeichnet, ist rotgelber Quarzschotter unter einer 5—8 m hohen Lößwand aufgeschlossen. Im Hohlweg Tiefental-Klein-Wiesendorf tritt der Quarzschotter abermals auf, die Lößdecke dünnt sich allmählich von 8 auf 3 m aus. Bei der Kapelle, wo die Karte Schotter angibt, sieht man nur Löß, der Schotter tritt aber wieder auf, wo der Hohlweg, kurz bevor er Klein-Wiesendorf erreicht, tiefer einschneidet. Auf rostbraunem Quarzsand (50 cm) liegt hier eine 15 cm starke Schicht von grünlichem Ton, darüber eine 3 m mächtige Kieslage, in der auch dunkelgraue Kalke auftreten. Die Oberfläche des Kieslagers liegt hier genau so hoch, wie der Rand des Schotterfeldes am Wagram.

5) Der älteste sicher nachweisbare Löß fällt nach Penck in die Mindel-Riß-Interglazialzeit, also zwischen die Bildung der jüngeren Decke und der Hochterrasse. Nachdem der Ablagerung des Lösses ober dem Wagram eine Talbildung vorangegangen ist, so kann man schon daraus auf das altdiluviale Alter der Schotter schließen.

Das Alter dieses Schotterfeldes hat Penck durch die Verknüpfung desselben mit den oberhalb des Wachauer Donaudurchbruches auftretenden diluvialen Terrassen bestimmt.

Bei Melk liegen die älteren Deckenschotter 30 m über dem Strom und in derselben Höhe tritt eine Felsterrasse auf, welche durch das Engtal der Wachau bis Stein und Krems zu verfolgen ist. In gleicher Höhe liegen hier kleine Partien von Quartärschotter auf den Felsleisten, wie wir sie auch bei Mautern und Thallern gefunden haben (vgl. S. 35). Das Schotterfeld, das vom Wagram begrenzt wird, ordnet sich ebenfalls in ein 30 m über der Donau gelegenes Niveau ein.¹⁾ Wir haben es also als ältere Decke anzusprechen.

Östlich vom Göllersbache bekommt der Wagram und das von ihm begrenzte Schotterfeld ein anderes Aussehen. Geht man von den Altwässern der Spillerner Au nach Norden, so trifft man zwischen Grafendorf und Spillern auf den kaum 3 m hohen Wagram, der die Niederterrasse vom Alluvialland scheidet. Die erstere ist hier nur mehr von geringer Ausdehnung, denn bei Spillern reicht der aus weißen Mergelschiefern bestehende Sockel einer höheren Schotterterrasse fast bis an das Alluvialland heran.

Von einem geschlossenen Wagram, wie wir ihn westlich vom Göllersbache angetroffen haben, kann hier nur mehr auf der Stockerauer Anhöhe (200 m), westlich dieser Stadt, die Rede sein. In mehreren Sandgruben ist dort der ältere Deckenschotter, der aus einer Wechsellagerung von gelben und weißen Quarzgeschieben, untermischt mit Kalkgeröllen, Hornblendegesteinen und anderen archaischen Felsarten besteht, aufgeschlossen. Die Schichten zeigen mannigfache Verstauchungen.

Während die unteren, wechsellagernden Schichten von durchschnittlich hühnereigroßen, gelben und weißen Geröllen vollständig horizontal angeordnet sind, ist darüber eine weiße Schotterlage in spitzen Falten in ihr Hangendes hineingetrieben. Dieses besteht aus feinem, gelbbraun gefärbtem Quarzsand mit Kieseln.

Vermutlich sind es Störungen derselben Art, wie die von Penck aus den Schottergruben des Marchfeldes bei Deutsch-Wagram beschriebenen²⁾, welche durch Pressungen eines Eisstoßes erklärt wurden. Im Gegensatz zu dem bisher beschriebenen Teile des Terrassenfeldes ist über diesem Stockerauer Wagram der Löß nur in geringer Mächtigkeit vorhanden. Ein solcher Lößlappen liegt nördlich der Stockerauer Anhöhe am Fuchsbühel.

Weiter im Norden bis Senning tritt wieder die nackte Schotterfläche zutage, ebenso ist der Löß vom Terrassenfeld von Spillern, Wiesen, Leitersdorf und Rohrbach abgeweht, so daß hier die präzise Bestimmung der Terrassenhöhen sehr erleichtert wird.

Unmittelbar nördlich von Stockerau fällt der Wagram nicht mehr als ein Steilrand von der älteren Decke zum Niederterrassenfeld ab, sondern eine Schotterterrasse, deren Fuß in der Stadt selbst aufgeschlossen ist, liegt rund 8 m unter der Höhe der älteren Deckenschotterterrasse. Wir dürften es hier mit dem Rest des jüngeren Deckenschotterfeldes zu tun haben, der einzige, welcher sich links der Donau erhalten hat, während diese Terrasse am rechten Stromufer bei Trasdorf, Heiligeneich und Michelhausen in größerer Ausdehnung erhalten blieb. (S. 36.)

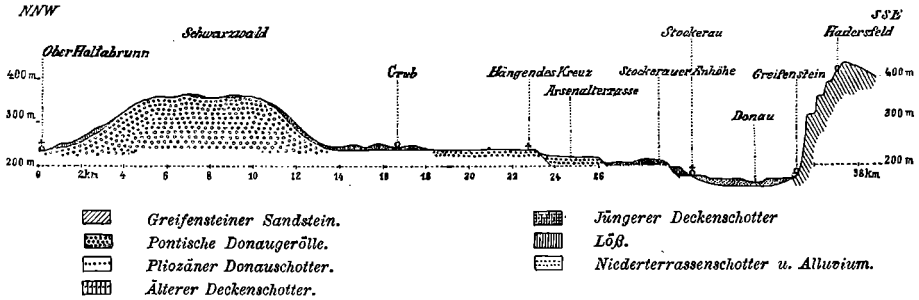
Nun zeigt aber auch die lößlose Schotterfläche nördlich des Fuchsbühels eine Gliederung und sie ist nicht in ihrer gesamten Ausdehnung der älteren

1) Die Alpen im Eiszeitalter. I. S. 102.

2) Die Alpen im Eiszeitalter. I. S. 105. Vgl. auch Nr. 169—175 der Photographien v. Österr.-Ungarn. Geogr. Institut der Wiener Universität. Verzeichnis I.

Decke zuzuweisen. Der Fahrweg Stockerau-Höbersdorf überschreitet in 216 m (An.) eine Schotterterrasse, die wieder tiefer liegt als jene beim Hängenden Kreuz (230—234 m, An.).

Fig. 3. Profil durch das östliche Tullner Becken.



Die tiefer gelegene Schotterterrasse erhebt sich fast 50 m über den Donaupiegel und ist in einer Breite von mehr als 1,5 km erhalten; das höhere Schotterfeld liegt 65 m über der Donau und ist in einer Ausdehnung von 3 km dem lößbedeckten Tertiärhügelland im Süden vorgelagert.

Zwischen Mühl- und Rohrbach wiederholen sich abermals die drei übereinander angeordneten Schotterfelder.

Bei Spillern steigt der Wagram stark zerlappt und verwaschen über die Niederterrasse an, blättriger Mergel streicht an seinem Gehänge aus, auf der 200 m hohen oberen Kante liegt die Schotterlage der älteren Decke. Hinter derselben steigt die zweite Terrasse an, gut aufgeschlossen an der Straße Unter-Rohrbach-Wiesen.¹⁾ Ihr unterer Rand mißt 211 m (An.), die Lößkappe, welche Sturs Karte nicht angibt, steigt noch etwas höher an.

Bevor wir uns nun der Betrachtung des Donaudurchbruches zuwenden, sei auch einer Beobachtung gedacht, welche die Niederterrasse des Tullner Beckens betrifft.

Am rechten Stromufer, wo sie zum Teil das seitlich erodierte Randgebirge bedeckt, erscheint sie fast vollkommen eben, die gleichaltrige Schotterfläche am linken Ufer zeigt zahlreiche kleine Unebenheiten, die „Haufen“, durch unregelmäßige Aufschüttung der Stromsedimente entstanden. Noch lassen sich die Grenzen der ehemaligen Altwasser in diesen Alluvionen erkennen.

Auch heute liegen die vielverzweigten Arme fast alle zur Linken des nun regulierten Stromes und in demselben Verhältnis standen sie zum Hauptfahrwasser vor seiner Regulierung.

Das Bestreben der Donau, an ihrem rechten Ufer zu erodieren, am linken vorwiegend zu akkumulieren, ist in diesem Verlauf der Stromarme und in den Formen des Strombettes deutlich ausgeprägt.

1) Dieser Anschluß, unter dem Rand der Terrassenkante gelegen, ist 4 m mächtig. Von oben nach unten trifft man auf: 0,5 m—2 m Löß, 0,3 m lichtgelben Quarzsotter, 0,1 m grauen glimmerigen Sand, 0,6 cm weißen Quarzsotter mit vielen rotbraunen Hornsteinen und dunkelgrauen Kalken, 0,6 cm rostbraunen Quarzsotter, 0,15—0,2 m lichtgrauen Sand, 0,3—0,4 m dunkelbraun gefärbten Quarz und Urgebirgssotter, 0,15 cm grauen Sand, 1 m groben weißen Quarzsotter. Eine typische Donauablagerung. An der SW-Seite, dem Donautal zugekehrt, ist die Terrasse seitlich erodiert und es lagert sich der Löß im Sinne des Gehängefalles schräg auf die horizontal gebankte Ablagerung.

In sehr großer Ausdehnung ist auch ein Schotterfeld an der Straße Wiesen-Stockerau erhalten (212 m, An.). Die dritte Terrasse liegt bei Leitersdorf 227 m hoch, in der Allee südöstlich Wiesen, wo ihre Schotter nur von einer dünnen Ackerkrume bedeckt sind 225 m (An.). Ebenso klar ist die Dreiteilung des Schotterfeldes zwischen dem Rohrbach und dem Greifensteiner Sandsteinzug Dobler-Kreuzenstein-Schlieberg. Dieser hat eine etwas größere Ausdehnung gegen Westen als die geologische Karte angibt, der Meierhof östlich Ober-Rohrbach (275 m, An.) liegt nicht an der Grenze von „Belvedereschotter“ und Greifensteiner Sandstein, sondern auf einer Terrasse des letzteren; der Quarzschotter beschränkt sich auf die Höhen des Sand- und Weinberges und geht nicht über die Straße Ober-Rohrbach-Leobendorf hinaus. Dagegen ist dort, wo die Karte am Weinberg „Schlier“ angibt, Quarzschotter vorhanden, die Felder sind mit jenen großen gelben Geschieben besät, welche typisch sind für die Umgebung des Arsenalts in Wien.

Der „Schlier“, ein schiefriger, weißer Mergel, streicht nur am Wagram des Weinberges aus. Die ältere Decke, in geringer Ausdehnung erhalten, erhebt sich zu 195 m Höhe (An.) nordöstlich der Straße Unter-Rohrbach-Korneuburg, darüber liegt das mittlere Schotterfeld in größerer Ausdehnung in 209 m Höhe (An.), ihm mangelt ebenfalls der Löß, und das dritte beim Kreuz am Weinberg, wo in Sturs Karte fälschlich die Südgrenze des Belvedereschotters eingezeichnet ist, erreicht 222 m (An.). Der nördliche Teil desselben ist durch Löß verhüllt. Gleich hoch ist der Sattel zwischen Kreuzenstein und dem Schlieberg; ob dies Zufall ist oder mit dem Donaulauf in diesem Niveau in Zusammenhang steht, läßt sich schwer entscheiden.

Durch die frischen Formen unterscheiden sich diese Terrassenfelder wesentlich von den Schotterhügeln des Tertiärhügellandes. Jene Terrassen, welche am Südrand des letzteren über den eben beschriebenen Schotterfeldern liegen, sind auch genetisch verschieden. Sie sind Erosionsformen, die jüngeren Terrassen an ihrem Fuße Akkumulationsformen. Eine zerschnittene pontische Stromebene mit nordöstlichem Verlauf, westöstlich verlaufende Erosionsterrassen am Südrande derselben (Goldberg-Maisberg-Kremsfeldniveau. Terrassen von Nasenberg und Oberfucha), endlich jüngere, teils pliozäne, teils diluviale Akkumulationsterrassen, insbesondere auf der Nordseite der heutigen Alluvialebene der Donau, sind die auffälligsten Formen des Tullner Beckens.

II. Der Donaudurchbruch durch die Ausläufer des Wiener Waldes.

Die Stromschlinge, welche das geschlossene Nordostende des Wiener Waldes umklammert, wendet sich bei Höflein nach Südosten und tritt in dieser Richtung bei Nußdorf in das inneralpine Wiener Becken ein. Zwischen den beiden genannten Orten quert die Donau die alpine Flyschzone in einem Durchbruchtal, das aus zwei Engen und einer dazwischengelegenen Weitung besteht. Die erste Enge liegt zwischen der Hadersfelder Berggruppe und dem nur 248 m hohen Schlieberg, dem letzten Ausläufer des Rohrwaldes, dann erweitert sich das Tal, denn zur Linken öffnet sich die Senke von Korneuburg. Nachdem der Strom bei Klosterneuburg den Kierling- und Weidlingbach aufgenommen hat, drängt er sich abermals ans rechte Berggehänge, das zum Leopoldsberg (423 m) ansteigt; am gegenüberliegenden Ufer erhebt sich der Bisamberg auf 360 m. Die Donau erreicht, sobald sie diese beiden Erhebungen hinter sich gelassen hat, das inneralpine Wiener Becken.

Am Westrand des Rohrwaldes trifft man die uns vom Südwestrand des Tullnerfeldes bekannten Gesteinszonen wieder, hier bereits in nordnord-östlicher Richtung verlaufend. Ihr Fehlen am Nordostrand des Tullnerfeldes haben wir durch die seitliche Stromerosion erklärbar gefunden. Oligozäne weiße Mergelschiefer und Sandsteine¹⁾ ziehen sich von Spillern über Haselbach, Nieder-Hollabrunn, Nieder-Fellabrunn und Bruderndorf nach NNE; nördlich Nieder-Fellabrunn gesellen sich ihnen auch Menilitischeiefer zu und Einlagerungen von kieseligem Kalk lassen diese Schichtserie mannigfaltiger erscheinen als wir sie z. B. am Auberg bei Sieghartskirchen getroffen haben. Eine Zone von Blockmergeln und Konglomeraten begleitet sie an der Innenseite. Aus dieser ragen noch ältere Gesteinsinseln auf, wie die Nummulitenkalke von Michelberg (408 m), die Bartonschichten auf der Reingrubberhöhe bei Nieder-Fellabrunn, die Granitkuppe des Waschberges (394 m) u. a.²⁾ Nach Osten fortschreitend treffen wir auf einen schmalen Zug von Greifensteiner Sandstein, welcher am Schlieberg im Süden beginnt und sich über die Burg Kreuzenstein und den Rohrwald (Dobler 352 m, Kirchberg 357 m) nach NNE zieht, sich aber bereits bei Naglern auflöst. Parallel damit verläuft im Osten in der Fortsetzung des Bisamberges ein zweiter Rücken aus Greifensteiner Sandstein, welcher sich in der Nähe von Groß-Rußbach zerteilt. (Donabrunn 355 m, Matzbrunn 353 m, Pflock Glockenberg 363 m, Haberfeld 374 m, Hipplinger Heide 361 m.) Hier fallen die Schichten W und NW im Rohrwaldzug E und NE, und die zwischen beiden liegende Einsenkung ist mit Grunderschichten sowie einem Schliervorkommnis auf „der Weide“ bei Groß-Rußbach³⁾ erfüllt und die Sande von Grund werden bei Stetten von Ligniten unterlagert.⁴⁾ Dieses Becken wird von Sueß als

1) Vgl. über diese Ablagerungen: Abel, Studien in den Tertiärbildungen des Tullner Beckens. Jahrb. LIII. 1903. S. 129 u. 135.

2) Vgl. Abel, Beziehungen des Klippengebietes zwischen Donau und Thaya zum alpin-karpathischen Gebirgssystem. Verh. 1899. S. 375.

3) Sueß, Untersuchungen . . . Sitz. Ber. LIV. Bd. 1866. S. 127.

4) Sueß, Die Erdbeben Niederösterreichs. Denkschr. 33. Bd. 1874. S. 127.

Einbruch aufgefaßt, es scheint aber auch schon ursprünglich eine Schichtmulde gebildet zu haben, denn es liegt genau in der Fortsetzung der Greifensteiner Sandsteinmulde des nordöstlichen Wiener Waldes, welche dort in das obere Denudationsniveau gerückt, die Gipfel bildet. Macht der Südrand des Tullner Beckens mit seinen, vom unteren Oligozän bis zum mittleren Miozän reichenden, mannigfach gestörten und noch von der alpinen Faltung ergriffenen Schichten den Eindruck einer Austönungszone, so wiederholt sich dieser Eindruck auch nördlich der Donau. Es scheint, als würden die Falten des alpinen Flysches allmählich niedriger werden, sich austönen und auflösen, so daß sie vom Miozänmeer überflutet werden konnten und jetzt gleichsam unter dessen Ablagerungen hinabtauchen. In diesem schon lange nicht mehr untersuchten Gebiet vollzieht sich der noch nicht ganz aufgeklärte Übergang des Miozäns des Tullner und Wiener Beckens.

Ein höchst bemerkenswerter Umstand ist die Gleichheit der Gipfelhöhen im Rohrwald und in dem sich vom Haberfeld bei Groß-Rußbach zur Donau erstreckenden Rücken von Greifensteiner Sandstein, der die Fortsetzung des Bisamberges bildet. (Vgl. oben.)

Es ist dasselbe Niveau von rund 360 m, welches im Tertiärhügelland nördlich der Donau sowohl für die Erosions- als auch die Akkumulationsformen maßgebend ist. Eine Deutung dieser Erscheinung soll weiter unten versucht werden.

Der Greifensteiner Sandsteinzug des Donabrunn, Matzbrunn usf. wird im Süden von der aus Inoceramenschichten bestehenden Hügelgruppe des Tradenberges (284 m) und Kronawetberg (293 m) durch den 215 m hohen Sattel bei den Tränkäckern getrennt, welcher den Eindruck eines alten Talbodens erweckt.

Ein fast gleichhoher Sattel (220 m, An.) oder vielmehr eine Talung, in der Hagenbrunn und Klein-Engersdorf liegen, trennt die Hügelgruppe des Tradenberges vom Bisamberg. Dessen 360 m hohe Kuppe, auf der West- und Südwestseite sehr steil zur Donau abstürzend, zeigt auf der, dieser Prallstelle abgewendeten Ostseite einen terrassierten Aufbau und allmähliches Verflachen in die Marchfeldebene. Hier fehlen auch die steilsobligen Wasserrisse, welche die Prallstellen durchfurchen. Wo die Donau im Durchbruchtal unmittelbar an das rechte Bergufer tritt, sind die Gehänge ebenfalls sehr steil; unter der 250 m Isohypse steigt der Böschungswinkel auf 35 bis 40 Grad. Solche Böschungen sind für das Material der Flyschzone übersteil und Rutschungen sind daher an diesen Gehängen häufig, ebenso wie an der, im Volksmund als „die Nase“ bezeichneten Prallstelle des Leopoldsberges.¹⁾

Das ganze Durchbruchtal schließt den Bau der Flyschzone in ausgezeichneter Weise auf, denn der Strom hat hier ein natürliches Querprofil geschaffen.

Bei Kahlenbergendorf bilden die tiefsten Schichten der Flyschzone, rote Schiefer der unteren Kreide, die fast überall, wo sie im Wiener Wald die Oberfläche bilden, wegen ihrer geringen Widerstandsfähigkeit und Undurchlässigkeit in einer Tiefenlinie erscheinen, eine Antiklinale, die wir am Bisamberg bei Lang-Enzersdorf, wo noch Jurahornsteine in ihr aufzubrechen scheinen²⁾, wiederfinden. Südöstlich davon setzen die Inoceramenschichten der oberen Kreide im Burgstall (290 m) eine Antiklinale zusammen, die am linken Donauufer ihr Gegenstück im Lanerberg (305 m) hat. Nordwestlich von der unterkretazischen Antiklinale bilden die Inoceramenschichten der

1) Vgl. auch Wolf, Die Rutschungen am Kahlenberggehänge längs der Donau. Verh. 1876 S. 131 und Wochenschr. d. österr. Ing.- u. Arch.-Ver. 1876. Nr. 9.

2) Keller, Juragesteine am Bisamberg. Annal. Naturh. Hofmus. VI. 2. Not. S. 91.

oberen Kreide mehrere Sättel und Mulden, die, bei Kritzendorf überkippt, unter den gegen SE fallenden Greifensteiner Sandstein einfallen.¹⁾ Die Anlagerung beider Gesteinszonen tritt jenseits der Donau am Tradenberg auf, von wo sich der schmale Zug des Greifensteiner Sandsteins gegen N bald zu dem öfters erwähnten Parallelzug des Rohrwaldes verbreitert. Nirgends im Wiener Wald tritt der Gebirgsbau in den orographischen Zügen hervor und auch hier sind diese Falten zerstört und verfallen, nur mehr Ruinen.

Wir fassen nun die Formen des rechten Stromufers näher ins Auge. Verhältnismäßig wenig ist die im Süden bis zum Kierlingbach reichende Hadersfelder Berggruppe zerschnitten, doch haben auch hier kurze Folgetäler das Berggehänge gegliedert, dessen ursprüngliche Gestalt nur mehr in den Riedeln zu erkennen ist, welche zwischen ihnen von den breiten Gipfelkuppen zur Donau herabziehen.

Nirgends zeigt sich aber eine gleichmäßig abfallende Böschung, sondern wiederholter Wechsel der Böschungswinkel, der sich an scharf ausgeprägten Gehängeknicken vollzieht. Nicht immer fällt diese Erscheinung aus größerer Entfernung betrachtet auf, sie wird aber sehr klar beim Begehen dieser Riedel. An einem solchen Gehängeknick beginnt eine Terrasse, welche selbst etwas in der Richtung des Abhanges geneigt ist, darunter folgt wieder eine steilere Böschung, wieder eine Terrassenfläche usf., so daß der Riedel staffelförmig ansteigt, ein Oberflächencharakter, der mit dem Bau und der Entwicklung der Flyschzone unter dem Einfluß der exogenen Kräfte sehr im Widerspruch steht. In der Flyschzone gibt es keine regelmäßige Wechsellagerung von flachgelagerten harten und weichen Gesteinen, die diese Erscheinung erklären könnte, sondern das Bergland besteht aus einem Komplex von gefalteten, mehr oder minder undurchlässigen Schichten, auf welche die Abspülung im hohen Grade wirkt. Die Verbindungen des Eisenoxyduls, welche die Flyschmergel und Sandsteine enthalten, verwandeln sich unter der Einwirkung der Luft in Eisenoxyd²⁾, dadurch werden die oberflächlichen Gesteinsschichten aufgelockert und zerfallen. Diese verwitterten Partien werden von den Niederschlägen, von welchen nur ein geringer Teil im undurchlässigen Boden versickert, abgespült. Nirgends kommt es daher in der Flyschzone zu einer bedeutenden Schutthaldenbildung, nirgends gibt es scharfe, eckige Formen, denn die Abspülung rundet alle Berggipfel zu und sucht den Abhängen eine gleichmäßige, sanfte Böschung zu geben. Die natürliche Entwicklung der Flyschzone des Wiener Waldes läuft der Terrassenbildung gerade zuwider, dieselben müssen ihre Entstehung anderen Kräften verdanken, als jenen, welche heute die Oberfläche des Berglandes umgestalten, und sie müssen durch diese Kräfte auch schon seit ihrer Bildung Veränderungen erfahren haben.

Kehren wir nun zum Donaudurchbruch zurück. Am rechten Donauufer zieht von dem schon erwähnten Plateau von Hadersfeld ein Rücken gegen Höflein herab, der in 390 m Höhe in ein 300 m langes Plateau ausläuft; nun folgt darunter wieder eine steilere Böschung (im Schwippeln) und wieder ein Plateau, das sich langsam von 365 m auf 351 m herabsenkt (Hundsberg). Ein gegen E abzweigender Rücken trägt ein Plateau in gleicher Höhe (358 m), fällt dann steil ab (15°) und bildet zwischen 270 und 260 m (5°) wieder einen Gehängeknick. (Kahle Leiten.) Der Freiberg (390 m) entsendet einen Riedel gegen Kritzendorf, der bei 340 m, 315 m, 285 m und einen anderen gegen Klosterneuburg, welcher wieder bei 340

1) Vgl. auch die Abbildung 3 bei Paul, Der Wiener Wald. Jahrb. XLVIII. 1898. S. 82.

2) Hauer, Über das Bindemittel der Wiener Sandsteine. Jahrb. VI. 1855. S. 42.

bis 350 m, zwischen dem Käferkreuz 324 m und 315 m und bei 282 m Knicke zeigt. Diese Formen sind in die Inoceramenschichten eingeschnitten, jene bei Hadersfeld in den Greifensteiner Sandstein, und es ist nach dem über die Tektonik dieses Gebietes Gesagten kein Zweifel, daß sie von derselben vollkommen unabhängig sind.

Kierling- und Weidlingbachtal sind voneinander durch den langen Rücken der Langengasse und des Buchberges (363 m) getrennt. Sein Abfall gegen die Donau trägt eine Terrasse in 343 m Höhe (Dünne Gais) und in 281 m Höhe. Es sind jedenfalls Reste zerschnittener Terrassenflächen, welche in verschiedenen Niveaus übereinander angeordnet die Berggehänge begleiten. Wenn wir auf diesen Erosionsformen auch keine Donaugerölle finden, so läßt ihre Lage an dem vom Strom modellierten Berggehänge keinen Zweifel darüber, daß es Donauterrassen sind.

Besonders erwähnenswert ist aber jene Terrasse, deren Höhe sich im Donaudurchbruch in einem Niveau von rund 360 m bis 350 m Höhe hält, denn sie läßt sich aus zahlreichen großen Formen, welche schon am Rand des Tullner Beckens beginnen, am leichtesten rekonstruieren. Wir wiederholen nochmals die Stellen, an denen sie erhalten ist: Langenwiesen 358 m, bei Altenberg, Totenkopf 355 m, bei Greifenstein, Hundsborg 351—360 m, bei Höflein, Langstögerberg 358 m, bei Kritzendorf. Erinnern wir uns aber auch, daß die Flyschberge links der Donau (vgl. S. 56) ein Gipfelniveau von 360—350 m aufweisen, dasselbe, welches in der großen pontischen Akkumulationsebene nach Westen hin ansteigt, um bei Krems 385 m zu erreichen.

Jeden Zweifel, daß die Donau in diesem Niveau bereits den heutigen Donaudurchbruch passiert hat, benimmt uns aber ein Besuch des Bisamberges (360 m). Die Schanzwerkbauten, welche 1866 hier aufgeführt wurden, gestatten uns glücklicherweise einen Einblick in den Aufbau des Gipfels. Nicht anstehender Sandstein ist hier erschlossen, sondern die Grabenböschungen zeigen nur Gerölle. Rollsteine aus Flysch wiegen vor, daneben kommen aber weiße und gelbe Quarze in solcher Menge und Größe vor (bis hühnereigroße Stücke), daß es ganz ausgeschlossen erscheint, daß diese aus den kleinen Quarzadern stammen, welche ab und zu den Flysch durchziehen. Sie tragen überdies alle Kennzeichen langen Transportes an sich und unterscheiden sich in nichts von den Quarzgeschieben der Donau. Wir haben also am Berggipfel in den Flyschgeschieben die Zeugen einer im Donaudurchbruch wirkenden erosiven Kraft vor uns, die gut gerundeten Quarzgerölle sprechen für einen im gleichen Niveau transportierenden Strom.

Leider ist das Material so durcheinander geworfen, daß die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse nicht mehr zu erkennen sind.

Endlich sei darauf verwiesen, daß sich an der westlichen Prallstelle des Bisamberges in 281 m eine Erosionsterrasse erhalten hat, ebenso in 308 m (An.) und in 330—340 m Höhe. Am Südwestgehänge fällt die Terrasse bei ϕ 269 m auf, am Südabfall jene unter dem Lanerberg in 282 m, ferner „In der Klausen“ (280 m) und östlich der Zementfabrik in 270—280 m (An.).

Das Vorkommen von Donauschottern auf der Höhe des Bisamberges scheint mit der im Tullner Becken gemachten Beobachtung, daß der Lauf der Donau gegen NE ging und erst als der Schuttkegel zerschnitten wurde, an dessen Südrand festgelegt wurde, im Widerspruch zu stehen. Jedoch fehlt im Donaudurchbruch und östlich desselben eine Akkumulationsebene, welche der pontischen Stromebene des Tullner Beckens entsprechen würde. Es sind nur Erosionsterrassen vorhanden. Diese liegen hier aber genau so hoch wie 15 km nordöstlich von Krems die Oberfläche der pontischen Stromebene. Die Schotterflächen am Rand des alpin-karpathischen Gebirgsbogens scheinen etwas aufgebogen worden zu sein. Vielleicht hat diese

Hebung dazu beigetragen, die Donau an den Südrand der schräggestellten Schotterfläche zu drängen, aber erst zu einem Zeitpunkt, als bereits die Aufschüttung der pontischen Akkumulationsebene beendet war, so daß im Donaudurchbruch nur mehr Erosionsterrassen mit dünnem Schotterbelag zur Ausbildung kamen.

Betrachten wir nun die dem Wiener Becken zugekehrte Abdachung des Bisamberges.

Steigt man vom Gipfel gegen NE hinab, so überschreitet man vom Steinmandl (344 m) ab eine über 1 km breite Plattform, die fast unmerklich gegen die Ebene geneigt ist, bis sie bei 330 m einer etwas steileren Böschung (5°) Platz macht. Unterhalb derselben betritt man wieder eine Plattform, auf der man 600 m weit, immer zwischen 309 und 315 m (Veitsberg 312 m) wandern kann; es folgt wieder ein Böschungsknick (8°), und wir betreten eine 400 m breite Plattform, die durchschnittlich 265 m hoch, an zwei Punkten (ϕ-271 und ϕ-273 m) höher ansteigt. An der stark zerschnittenen Südseite des Berges trifft man sie am Lanerberg, 305 m, und ober dem Magdalenenhof bei ϕ-311 m wieder, unter dieser Höhe liegt das kleine Plateau von 280 m (An.). Die 250 m hohe Terrasse, welche ober den Broschäckern an der Ostseite des Berges gelegen ist, findet östlich der Straße Hagenbrunn-Stammersdorf in der lößbedeckten Fläche des Herrenholzes (249 m) ihre Fortsetzung.

Diese letzteren, nicht im heutigen Donautal gelegenen Erosionsterrassen ohne weiteres als Erzeugnisse des Stromes ansprechen zu wollen, wäre gewagt, da wir nicht vergessen dürfen, daß wir uns an der Ostseite des Bisamberges bereits am Westrand des inneralpinen Wiener Beckens, am Westufer des Miozänmeeres und des pontischen Binnensees befinden, deren Ablagerungen sich an den Rand des Gebirges lagern und hier auch Brandung und Strömung gewirkt haben.

Bei Stammersdorf lehnen sich bereits sarmatische Schichten an das Berggehänge, treten aber, oberflächlich von Löß verhüllt, nicht zutage, und dieser Gürtel von sarmatischen Ablagerungen begleitet den ganzen Ost- rand des Greifensteiner Sandsteinzuges nach Norden über Matzbrunn, Schleimbach, Ulrichkirchen, Gaunersdorf usf. zu immer größer werdender Breite anschwellend.

Bei Hagenbrunn am Bisamberg gibt Sueß Süßwasserschichten mit Kongerien und Melanopsiden an, welche die vorliegende Ebene bilden, hier aber unmittelbar an das Gebirge herantreten.¹⁾ Das Marchfeld selbst ist ein Werk diluvialer und alluvialer Stromerosion und Akkumulation; an seiner Nordgrenze ist jedoch in einem welligen, lößbedeckten Hügelland die Beckenausfüllung erschlossen, welche innerhalb des sarmatischen Gürtels liegt und von der Stromerosion noch unberührt ist. Sie besteht vorwiegend aus sandigem Tegel, welchen Stur als levantinischen Paludinentegelsand kartiert hat. Eine Partie Süßwasserkalk bei Ulrichkirchen wurde als Paludinen-süßwasserkalk bezeichnet.

Diese Schichten, welche im Osten bis zum Marchtal reichen und jedenfalls das jüngste Glied der lakustrinen Beckenausfüllung darstellen, steigen im Traunwald unweit Pyrawarth bis zu 257 m an.

Sie sind wenig untersucht und nur vom Ostrand dieses Tertiärhügel- landes liegen einige Beobachtungen vor. Man muß daran zweifeln, ob es echte levantinische Paludinen-schichten sind, denn von Angern a. d. March beschreibt Kittl einen Aufschluß²⁾, in dem Reste von *Mastodon longirostris*, *Dinotherium giganteum*, *Rhinoceros* cf. *Schleiermacheri*, *Hipparion gracile*

1) Untersuchungen über den Charakter der öst. Tertiärablagerungen II. Sitz. Ber. LIV. Bd. 1866. S. 222. 2) Annalen des Naturhist. Hofmuseums VI. 1891. Not. S. 92.

gefunden wurden. Sie lagen in einer Bank von kieseligem Schotter, dessen pontisches Alter dadurch ganz zweifellos erwiesen ist, während der Mergel, in dem die Schotterbank eingeschaltet ist, keine Kardien und Kongerien, sondern Helix und Unionen führt, die doch Stur als Kriterien zur Zurechnung des Schichtkomplexes zwischen der Flyschzone und der March zum Levantin gelten. Wir hören auch hier nichts von einer levantinischen Säugetierfauna.

Auch Fuchs hat bei Besprechung der Aufschlüsse bei Angern a. d. March und Mannersdorf darauf hingewiesen, daß sich dort der tertiäre Mergel vom plastischen pontischen Tegel mit seiner Kongerien-, Melanopsiden- und Viviparenfauna im Aussehen (lichtgrau, nicht plastisch) und in seiner Fauna unterscheidet und daß die pontischen Schichten nicht einen brackischen Charakter an sich tragen, wie dies im Wiener Becken die Regel sei, sondern Ablagerungen aus süßem Wasser darstellen.¹⁾ Dadurch wird das Verbreitungsgebiet der levantinischen Schichten des Wiener Beckens neuerdings eingengt. (Vgl. S. 25 f.)

Bemerkenswerterweise ist das Verbreitungsgebiet der lakustrischen Süßwasserschichten auf jenen Teil des Wiener Beckens beschränkt, welcher heute von der Donau durchflossen wird²⁾. Mußte sich nicht die Süßwassermasse des aus dem Durchbruchthal austretenden Stromes in dem von Brackwasser erfüllten Seebecken weithin fühlbar machen und ebenso das Wasser der March? Auch heute ist in den Meeresbecken der Einfluß großer Ströme auf Temperatur, Farbe, Dichte und Salzgehalt des Meerwassers an der Küste bemerkbar und die Fauna muß solchen physikalischen Änderungen ihres Lebensgebietes Rechnung tragen. Sollten nicht vielleicht die obersten lakustrischen Schichten des Wiener Beckens, aber nur diese, nicht auch die tieferen Etagen der pontischen Ablagerungen, zu beiden Seiten des heutigen Stromlaufes nur „levantinischen Charakter“ zeigen, d. h. die letztgebildeten Schichten des pontischen Sees sein, in dem alle Salz- und Brackwasserformen ausgestorben waren und nur Süß- und Sumpfwasserorganismen lebten? Die vollständige Aussüßung des pontischen Sees im inneralpinen Wiener Becken ist offenbar durch den Eintritt der Donau in dasselbe mitbeeinflusst und die Süßwasserschichten von Wolkersdorf, Traunwald, Raggendorf, Angern, Mannersdorf links der Donau, sowie von Moosbrunn, Enzersdorf a. d. Fische, vom Gaisberg bei Stixneusiedl usf. rechts derselben, tragen in ihrer Fauna dem Einfluß des Stromes und dem allmählichen Übergang des seichtgewordenen Seebeckens in einen Stromlauf Rechnung. Der Einwand, daß die Süßwasserschichten gerade in jenen Teilen des inneralpinen Wiener Beckens, welche der Austrittsstelle der Donau aus dem Durchbruchtale am nächsten liegen, fehlen, ist nicht stichhältig.

Kaum hat ja der Strom seine im Durchbruchthal beschränkte Freiheit wiedergewonnen, so erobert er sich große Flächen und weitverzweigt breitet sich das Netz seiner Arme über das Land. Die Alluvialebene des Marchfeldes dehnt sich östlich vom Bisamberg aus, die Basis ihrer Schotter bildet aber eine durch Erosion gebildete Ebene. Bedenkt man, daß die Süßwasserschichten im Traunwald bis zu 257 m ansteigen, der Süßwasserkalk am Gaisberg bei Stixneusiedl 234 m erreicht, so kann man daraus entnehmen, daß ein rund 100 m mächtiges Material der Beckenausfüllung aus der breiten Rinne entfernt worden ist, welche sich die Donau im Wiener Becken gegraben hat. Bei den Sondierungen zum Bau der Staats- und Nordwestbahnbrücke wurde der pontische Tegel unter einer 12—16 m mächtigen Alluvialschichte, d. i. wie sich berechnen läßt, in 140—145 m

1) Über eine neuartige Ausbildungsweise pontischer Ablagerungen in Niederösterreich. Sitz. Ber. CXI. Bd. 1902. S. 450f.

2) Abgesehen von dem Vorkommen am Eichkogel, dessen Zuzählung zu den levantinischen Schichten auch bestritten werden kann.

Seehöhe angetroffen.¹⁾ Wenn aber am rechten Donauufer, im Stadtgebiet von Wien pliozäne Donauschotter sogar auf sarmatischen Schichten liegen, so ist dies der seitlichen Erosion des rechten Ufers zuzuschreiben, welche aus dem bogenförmigen Verlauf der alten Donauterrassen leicht nachgewiesen werden kann. Der Mündungstrichter des Stromes ist nicht nur auf Kosten der jüngsten tertiären Schichten des Beckens entstanden, sondern sogar noch in die sarmatischen Schichten eingegraben.

Das Ansteigen der obersten lakustrinen Schichten der Beckenausfüllung zu einer Höhe von 257 m gibt uns zugleich auch eine untere Grenze, bis zu welcher die Möglichkeit gegeben ist, pontische Uferlinien anzutreffen. Terrassen, welche unter diesem Niveau gelegen sind, können nicht mehr durch Brandung entstandene Uferformen eines Sees darstellen, sondern müssen bereits fluviatiler Entstehung sein. Die Terrasse im Herrenholz, welche wir am Ostabfall des Bisamberges beobachten konnten (249—250 m), ist also bereits eine Stromterrasse, zu einer Zeit gebildet, als der Strom nicht mehr in einen See mündete, der das inneralpine Wiener Becken einnahm, sondern bereits auf festem Lande durch dasselbe floß und die lakustrine Akkumulationsfläche zerschnitt. Dasselbe gilt natürlich von allen tiefer gelegenen Terrassenformen, welche, wie gleich gezeigt werden soll, auch im Durchbruchtal vorhanden sind und die Fortsetzung der Terrassen des Tullner Beckens bilden.

Betrachten wir zunächst die Täler des Kierling- und Weidlingbaches, deren Entwicklung ja von der des Donautales abhängig war. Auch hier sind ältere Talniveaus vorhanden.

Im Kierlingtal sieht man am Talausgang ober der oberen Stadt Klosterneuburg eine kleine Terrasse in 264 m (An.), ebenso gegenüber an der linken Talseite (260 m, An.), weiter taleinwärts, am rechten Ufer, eine in 270 m (An.), ferner bei der Militärschießstätte und im Steinbrunn (280 m), Schuhwald (290 m), links gegenüber die breiten Terrassen bei den Fuchslöchern und am Lehnstandsberg (295 m), ober dem Marbachgraben bei Gugging in 300 m und ϕ 303 m, im Schönwald (315 m), Hohenwartberg (333 m) und eine breite Terrasse auf der rechten Seite (Poppenwald 335 m). Dieses Talniveau kann man also ganz gut von der Mündung talaufwärts verfolgen auf eine Strecke, die um rund 70 m ansteigt, während das heutige Gefälle 90 m beträgt, und die Terrasse fällt zusammen mit jener Donauterrasse, welche im Durchbruch rund 265 m hoch liegt, und der gleichhohen Plattform an der Ostseite des Bisamberges. (S. 60.)

Höhere Terrassenreste, wie jener im Kirchnerwald ober Gugging, ϕ 397 m, und die talauswärts gelegene, 300 m breite Terrasse ober dem Haanberg, 360—370 m, sind kaum mehr zu rekonstruieren. Die kleine Terrasse in der Stegleiten, 20 m über dem Talboden, links unterhalb Kierling, ist lößbedeckt wie ihre Fortsetzung gegenüber der Hansmühle am Talausgang.

Auch im Weidlingtal ist eine große Anzahl von Erosionsterrassen vorhanden, außer der Schotterterrasse in der Weidlingebene, die sich 6 m über den Bach erhebt, sind es durchweg Erosionsformen. Rechts ober dem Bad, nahe dem Talausgang verläuft am rechten Gehänge zwischen 220 und 230 m eine Leiste (Öden.) und auch über dem Orte Weidling ist sie noch zu beobachten (Siedorsgraben, ϕ 236 m). Darüber bemerkt man eine kleine Terrasse in der Höhe der ϕ 271 und ϕ 267 m, und am linken Gehänge in gleicher Höhe (270 m An. Wiegen.). Das Plateau Kren, ϕ 279, zwischen Weidling- und Rotgrabenbach dürfte ein Rest des von den beiden zusammenfließenden Bächen zerschnittenen alten Talbodens sein. Weiter aufwärts ist dieses uns aus dem Kierlingtal bekannte Niveau nicht mit Sicherheit zu verfolgen.

1) Vgl. Wolf, Verh. 1870. S. 142.

Wichtig ist, daß das im Buchbergprofil (S. 59) fehlende Niveau von 315 m als deutliche Talterrasse am linken Gehänge ober Weidling (Schwahappel, ϕ 316 m) auftritt. Am Abfall des Haschberges gegen den Rotgraben treten in zwei, am Abfall des Hermannskogels gegen das Weidlingtal sogar in drei verschiedenen Niveaus Spuren alter Talböden auf, sie sind aber schwer talwärts zu verfolgen. Der oberste entspricht vielleicht der an der Talmündung gut ausgeprägten Terrasse (Gschwend, rechts, ϕ 362 m), also dem bekannten Niveau von 360—350 m im Durchbruchtal.

Wir können diese Niveaus der Seitentäler, soweit sie gut erhalten sind, mit uns schon bekannten Talböden des Haupttales verbinden, mit Ausnahme der 20 m hohen Terrasse bei der Hansmühle im Kierlingtal, der Schotterterrasse der Weidlingebene und jener Leiste, welche sich ober dem Weidlingerbad in 220—230 m Höhe hinzieht. Sind diese Niveaus auch im Haupttal zu beobachten? Dies muß bejaht werden.

Ziemlich stark durch die seitliche Erosion der Donau zerstört, aber an den Bergrücken noch erkennbar, ist eine Erosionsterrasse am rechten Ufer in 230—220 m Höhe. Man sieht sie als kleinen Gehängevorsprung am Hundsberg ober Höflein a. d. Donau in 229 m Höhe, beim Steinbruch unterhalb des Langstögerberges zwischen Höflein und Kritzendorf in 228 m, beim Ziegelschlag ober dem Train Zeugs Dépôt Klosterneuburg, wo sie lößbedeckt ist, in 225 m (An.), und sehr deutlich am Flohbügel (223 m) südöstlich Klosterneuburg, wo ober dem Steinbruch bei der Zementfabrik auch noch ein Rest der 265 m-Terrasse erhalten blieb.

An der Prallstelle am Leopoldsberg setzt die Terrasse aus, aber am schmalen Kamm des Burgstalles bemerkt man noch in 220 m (An.) einen Vorsprung und hier läßt sich der Donaulauf in diesem Niveau auch noch auf andere Weise nachweisen.

Zwischen Burgstall und Nußberg trifft man nämlich ein Tälchen, das im Gegensatz zu den engen Gräben der Nachbarschaft breit und muldenförmig gestaltet ist, aber diese Mulde ist nur ein alter Talrest, denn sie führt kein Wasser und ist oben am Schablergraben, der quer auf ihren Verlauf im tieferen Niveau zur Donau hinabzieht und und sie bei Kahlenbergerdorf erreicht, abgeschnitten. Auch fehlt die gleichsohlige Mündung in die Donau, denn unter 220 m Höhe ist in die sanft geneigte Mulde ein schmaler Graben eingeschnitten, der über diese kleine Talstufe einen unbedeutenden Wasserfaden zur Donau führt. Denkt man sich das alte Tal quer über den Schablergraben hin fortgesetzt, so trifft seine Verlängerung auf den Oberlauf des zwischen Kahlen- und Leopoldsberg herabziehenden Waldlgrabens, ober dessen rechtem Gehänge auch noch Spuren eines älteren Talniveaus zu sehen sind. Dieser Graben mündet jetzt bei der Kirche von Kahlenbergerdorf.

Es ist unverkennbar, daß das alte Tal, das in den hier in 220 m Höhe vorüberfließenden Strom mündete, nicht zwischen Leopoldsberg und Burgstall wie heute, sondern zwischen letzterem und Nußberg zur Donau herabzog. Dort aber bei Kahlenbergerdorf bricht die Antiklinale mit den roten, leicht zerstörbaren Schiefertönen auf und die Talbildung geht dort rascher vor sich als in der unteren, im Inoceramensandstein eingeschnittenen Strecke zwischen Nußberg und Burgstall.

An dieser schwachen Stelle haben nun der heutige Unterlauf des Waldlgrabens und das Wasser des Schablergrabens durch Rückwärtserosion den alten Bachlauf erreicht und den Talboden zerschnitten. So hat sich das kleine Tälchen, welches bei der Kirche von Kahlenbergerdorf mündet, den Oberlauf des alten Baches angegliedert und mündet der zuerst NW—SE, dann gegen E fließende Bach des Waldlgrabens bei der Kahlenbergerdorfer Kirche in die Donau. Der Bach des Schablergrabens ist zwar auch in das fremde Tal ein-

gedrungen, hat aber dadurch keine Wasserzufuhr erhalten, da er erst unterhalb der Anzapfungsstelle des Waldlgrabens einbrach. Der entwurzelte Unterlauf, welcher im Inoceramensandstein zwischen Nußberg und Burgstall verläuft, wurde bei der Tieferlegung des Donaulaufes auch durch einen Wasserriß zerschnitten, der aber trotz seiner Rückwärtserosion noch nicht die ungleichsohlige Mündung des alten Tales erreicht hat.

Die unmittelbare Veranlassung der erhöhten Erosion der Folgetälchen zwischen Leopoldsberg und Burgstall war aber das starke Rechtsdrängen des Stromes an diesem Punkt, welcher dort jede Spur einer höheren Terrasse zerstört hat, während am Burgstall noch eine solche vorhanden ist. Auch der reife Charakter des alten Tales spricht dagegen, daß zur Zeit seiner Bildung der Strom an seiner Mündung näher drängte, weil in diesem Falle das Gefälle vergrößert und Anlaß zu einer Tiefenerosion gegeben worden wäre. Wie am Hagenbach im Tullner Becken, haben wir hier in kleinerem Maßstab eine Talanzapfung durch Näherrücken der Erosionsbasis infolge der seitlichen Erosion der Donau vor uns, jedoch ist sie in unserem Falle noch durch den geologischen Bau des rechten Berggehanges begünstigt worden.

Verfolgen wir unsere Terrasse weiter gegen E, so treffen wir sie östlich des Bisamberges ober dem Steinernen Kreuz an der Straße Stammersdorf-Hagenbrunn (222 m An.), sowie unter dem Herrenholz in 500 m Breite wieder, wo ihre Höhe mit der Lößdecke zwischen 217—224 m schwankt. Auch am Stein-Weingarten bei Enzersfeld (215 m, An.) konnte ich sie noch beobachten.

In diesem Niveau liegen auch die merkwürdigen Talungen zwischen Bisamberg und Tradenberg, in welche sich eine breite, auch südlich von Flandorf (215 m) auftretende Terrasse hineinzieht (Mühlfeld 216 m, Kirchenfeld, Blankenfeld 220 m, An.), und jene zwischen Stetterberg und Tradenberg „in den Tränkäckern“ (215 m). Auch der stromaufwärts gelegene Sattel zwischen dem Schlieberg und der Ruine Kreuzenstein (222 m, An.) ist damit zu vergleichen. Da sich an diesen Punkten keine Donaugerölle finden ließen, ist es schwer zu entscheiden, ob es sich hier etwa um epigenetische Täler einzelner Stromarme handelt — denn für das ganze Stromprofil sind diese Engen doch viel zu schmal — oder ob sie Bruchstücke von Erosionstälern sind, welche der Donau zustrebende Bäche eingeschnitten haben.

Dieses Niveau kann wohl mit Sicherheit als die Fortsetzung des Schotterfeldes ober dem Wagram angesehen werden, das wir in der Nähe von Kreuzenstein in 222 m verlassen haben. Eine Fortsetzung der mittleren, ober dem Wagram ansteigenden Schotterterrasse ist wahrscheinlich die lößbedeckte Schotterterrasse „Im Paradies“, südwestlich der Pionierkaserne von Klosterneuburg (208 m, An.) und die kleine lößbedeckte Terrasse beim Post Rendezvous, östlich vom Bisamberg (195—199 m, An.), ferner „Im Lehergel“, westlich Enzersfeld (195—199 m). Ob der Schotterhügel des Teiritzberges, der sich in der Senke von Korneuburg über die Niederterrasse auf 201 m erhebt, aber ein Denudationsrest einer höheren Schotterterrasse zu sein scheint, auch in dieses Niveau einzureihen ist, läßt sich nicht mit Sicherheit bestimmen. Die Lehmlager, welche die Quarzschotter durchziehen, sind dort so mächtig, daß sie in Ziegeleien Verwendung finden, eine Eigenschaft, welche den diluvialen Terrassen sonst nicht zukommt, und wir haben jedenfalls hier noch eine pliozäne Terrasse vor uns, welche wie die Schotter am Wagram auf Sturs Karte als Belvedereschotter eingetragen sind.

Viel besser erhalten, durch sichtlich jüngere Formen ausgezeichnet, durchzieht den Donaudurchbruch endlich am rechten Stromufer eine mit Löß bedeckte Schotterterrasse, welche bis 300 m Breite erreicht. Bei

Kritzendorf beginnt sie in 196 m Höhe (An.), am gegenüberliegenden Ufer liegt sie in 195 m am Weinberg bei Unter-Rohrbach. (Vgl. S. 55.)

Sie senkt sich im Donaudurchbruch bis zur Weidlingbachmündung auf 189 m herab. Auf ihr liegen Unter-Kritzendorf, die untere Stadt Klosterneuburg und ein Teil der oberen Stadt mit dem Chorherrnstift und der Pionierkaserne, beiläufig 35 m über dem heutigen Donauspiegel. Ober dem Steinbruch im Ziegelgrub, nördlich der alten, auf den Leopoldsberg führenden Seilbahntrasse trifft man die Terrassenschotter nochmals in 186 m Höhe (An.) erschlossen, dann setzen sie an der Prallstelle des Leopoldsberges aus, um erst wieder im Wiener Stadtgebiet aufzutreten.

Dagegen besitzt die ältere Decke große Ausdehnung am linken Stromufer, östlich des Bisamberges. Sie schließt sich dort an die obenerwähnte Pliozänterrasse beim Post Rendezvous an und ihre nicht überall lößbedeckte Fläche liegt rund 10 m unter dieser in 185—186 m Höhe (Im Hochfeld, Urbern, Zwei Joche, Im langen Feld usw.). Nördlich vom Wirtshaus Belgrad steigt die Reichsstraße zu ihr empor und führt bis zur Abzweigung der nach Seiring führenden Straße über ihre Oberfläche. Gegen Osten fällt diese Terrasse mit einem durchschnittlich 8 m hohen Wagram, der aber stellenweise ganz verwaschen ist und über das Leipziger Wirtshaus in nördlicher Richtung nach Groß-Ebersdorf verläuft, zu einer zweiten Diluvialterrasse ab, welche 176—177 m hoch ist. Auch hier ist der Löß nicht liegen geblieben und der Schotter geht nackt zutage. (Hofstätten, Beim Jungferberge.) Abermals folgt gegen Osten ein durchschnittlich 15 m hoher Wagram, unter dem sich das vollkommen lößlose Niederterrassenfeld in großer Ausdehnung nach Osten erstreckt. Die Orte Seiring, Deutsch-Wagram, Unter-Gänserndorf u. a. liegen auf demselben und ein über Gerasdorf (165 m), Deutsch-Wagram (160 m), Markgrafneusiedl (163 m), Siedlichfür (162 m), Unter-Siebenbrunn (156 m) verlaufender Wagram (6—10 m) bezeichnet seine Südgrenze gegen die Alluvialebene. Die nackte Schotterfläche ist keineswegs eben, denn stellenweise ist der Donausand zu Dünen zusammengeweht, wie am Faulhügel zwischen Unter-Gänserndorf und Deutsch-Wagram (166 m).¹⁾

Von der Hochterrasse scheint nur ein kleines Stück bei Pillichsdorf erhalten zu sein, wo sie am Kalvarienberg einen Lößmantel trägt, während sie im Osten gegen den Rußbach hin nackt ist (170 m, An.).

Östlich vom Bisamberg liegt also die ältere Decke rund 30 m, die jüngere kaum 20 m, die Hochterrasse beiläufig 12 m, die Niederterrasse 5—8 m über dem heutigen Stromspiegel. Ferner war es möglich, eine Schotterterrasse von Höbersdorf (216 m) über Wiesen (211 m), Kreuzenstein (209 m), Klosterneuburg (Paradies 208 m) bis zum Ostabfall des Bisamberges zu verfolgen (195—199 m), 48—40 m über der Donau. Sie ist eine wohlerhaltene Akkumulationsterrasse, deren Formen kaum verwaschener erscheinen als jene der älteren Decke. Sie liegt unter dem Niveau des pontischen Seespiegels, ist also bereits, nachdem das Wiener Becken landfest geworden war und die Flüsse in ihm abermals akkumulierten, entstanden. Sie ist postmiozän und prädiluvial, also pliozänen Alters.

Das gleiche gilt von dem höchsten Schotterfeld der Gegend von Höbersdorf, Leitzersdorf, Wiesen und Rohrbach. Es senkt sich von 234 m (bei Höbersdorf im Tullner Becken) auf 215 m bei Enzersfeld am Rand des Marchfeldes und hat im Donaudurchbruch in zahlreichen Erosionsterrassen und in dem alten Tal am Burgstall seine Äquivalente. Die Höhe über dem Donauspiegel beträgt 65—60 m. Am rechten Donauufer ist die Fortsetzung dieses Niveaus stromaufwärts am Südrand des Tullnerfeldes bei Königstetten (Aspang 240 m), bei Chorherrn (Frauenbergerfeld ϕ 246 m)

1) Penck, Die Alpen im Eiszeitalter. I. S. 105.

und an der großen Tulln zu beobachten (Burgstallberg 240 m, Einsiedlerberg 242 m). Vgl. S. 36.

Schwieriger ist es, in höheren Niveaus gelegene Terrassenreste durch den Donaudurchbruch in das Tullner Becken zu verfolgen, da größere Lücken zwischen ihnen vorhanden sind.

Die Terrasse, welche im Herrenholz an der Ostseite des Bisamberges in 249—250 m auftritt, ist, wie dargetan wurde, ebenfalls noch eine postpontische also pliozäne Terrasse. Im Donaudurchbruch verlieren wir aber an den vom Strom unterschrittenen Gehängen ihre Spur. Es ist jedoch, nach den für die anderen Pliozänterrassen geltenden Gefällsverhältnissen zu urteilen, mit ihr jene Erosionsterrasse zu verknüpfen, welche bei Königstetten in 260 m Höhe einsetzt (In Eben), über den Spitalberg bei Michelhausen (257 m) usf. (vgl. S. 36) bis Oberfucha bei Mautern zu verfolgen ist, wo sie 280 m erreicht. Im Traisental läßt sie sich noch bei Viehofen erkennen, wo der Kogel ihre Höhe bildet. Dieses Niveau von Oberfucha erhebt sich auch im inneralpinen Wiener Becken auf 90 m über die Donau. Im Traisental ist diese pliozäne Terrasse eine Akkumulationsterrasse, am rechten Donauufer ist sie nur durch Erosionsformen vertreten, im inneralpinen Wiener Becken entsprechen ihr aber, wie die Folge zeigen wird, abermals Schotter auf der Schmelz und am Laaerberg, welche auf dem pontischen Seegrund aufruhren.

Die Möglichkeit, diluviale und pliozäne Terrassen des Tullner Beckens mit jenen des Wiener Beckens zu verknüpfen, läßt darauf schließen, daß an der Donaumündung in das letztere keine nennenswerte Krustenbewegung seit dem Pliozän vor sich gegangen ist. Die Basis der Terrassen liegt heute noch in derselben Höhe wie zu jener Zeit, als auf ihr die Anhäufung der Schotter begann. Die lakustrinen Schichten steigen links der Donau bis zu 257 m auf (Traunwald bei Pyrawarth), rechts derselben erreichen sie am Laaerberg etwa 245 m, wo aber die lakustrinen Süßwasserschichten durch Erosion bereits entfernt sind und nur brackische Ablagerungen erscheinen.

Jene Erosionsterrasse, welche im Donaudurchbruch 265—260 m hoch liegt, am Meierhof bei Ober-Rohrbach 275 m mißt, läßt sich schwer donauaufwärts rekonstruieren, nur vermutungsweise kann ausgesprochen werden, daß sie mit der Nasenbergterrasse unfern Traismauer (292 m) und der gleich hohen Leiste am Wetterkreuz identisch ist. Wo dieser alte Talboden das inneralpine Wiener Becken erreicht, liegt er nur wenig über dem Niveau des pontischen Seebodens, welcher die Ausgangsform für die Umgestaltung des Beckens durch den Strom wurde. Sie dürfte vielleicht auch noch als eine pliozäne Form angesprochen werden.

Über demselben liegt bereits die am Bisamberg 280 m, im Donaudurchbruch 285 m Höhe messende Terrasse. Sie dürfte vielleicht mit der Terrasse von Trasdorf im Tullnerfeld (298 m) und der Kremsfeldterrasse identisch sein, welche von Krems bis Fels am Wagram sehr gut ausgeprägt ist (320—303 m).

Die 600 m breite Plattform am Ostabfall des Bisamberges in 315 bis 309 m Höhe läßt sich zwar leicht mit den 324—315 m hohen Terrassen am rechten Bergufer des Donaudurchbruches in Verbindung bringen und auch noch mit den breiten Terrassen ober Greifenstein und St. Andrä Wördern (326—310 m) (S. 38) in Beziehung setzen, aber dann folgt auch hier wieder eine große Lücke und die Verbindung mit der Maisbergterrasse zwischen Krems und der Kampmündung (335—329 m) ist natürlich nur mit Vorsicht vorzunehmen.

Der 1 km breiten Plattform am Bisamberg in 344—330 m Höhe würden dann im Donaudurchbruch die Stromterrassen von 340—350 m Höhe,

breite Erosionsformen, welche teils in den großen Donauschuttkegel, teils in das Hollenburger Konglomerat, teils in die kristallinen Gesteine des Massivs geschnitten sind, entsprechen. Es ist das Goldbergniveau des Kremser Beckens, an der Austrittsstelle der Donau aus dem Massiv rund 365 m hoch. Die Quarzschotter von Baumgarten (360 m) und Göttweig (355 m) (S. 34) geben von dem alten Donaulauf in dieser Höhe Zeugnis. Für die Richtigkeit dieses Rekonstruktionsversuches sprechen allerdings auch die übereinstimmend großen Formen dieses Niveaus.

Es kommt ihm eine weitaus größere Bedeutung als den tiefer gelegenen Erosionsterrassen zu, denn aus der großen Breite des entsprechenden Talbodens läßt sich auf eine lange Dauer der Seitenerosion schließen, welche in Geltung trat, da die Tiefenerosion infolge der unveränderten Lage der Erosionsbasis lahmgelegt war. Das Goldbergniveau, welches sich durch das Tullner Becken und den Donaudurchbruch in das inneralpine Wiener Becken herabsenkt, trifft dort auf eine am Ostabfall des Bisamberges entlang ziehende breite Plattform.

Ob nun alle anderen angeführten Rekonstruktionsversuche der vorpliozänen Terrassen richtig sind oder nicht, eines steht fest, daß ein großer Schuttkegel der Donau im Tullner Becken durch die Donau, welche etappenweise ihre Sohle tiefer legte, zerschnitten wurde, daß ferner Reste ihrer alten Talböden im Donaudurchbruch vorhanden sind und diese im inneralpinen Wiener Becken in Niveaus münden, welche heute über der lakustrinen Aufschüttungsfläche des entleerten Beckens liegen. Die Erosionsbasen für diese, über den pliozänen Stromterrassen gelegenen alten Talböden, sind nicht mehr vorhanden. Entweder wurden sie durch die Landoberfläche gebildet, die früher höher lag als in unserer Zeit. Dann wäre das Sinken der Erosionsbasis auf ein Nachsinken des Wiener Beckens zurückzuführen, welches nicht gleichmäßig, sondern ruckweise vor sich gegangen sein müßte, wenn der Wechsel von Seiten- und Tiefenerosion des Stromes erklärt werden soll. Oder man muß annehmen, daß die Erosionsbasis durch die Spiegelfläche eines stehenden Gewässers gebildet wurde, welches stets seichter werdend endlich aus dem Wiener Becken verschwand, dessen Rückzug aber auch in Etappen vor sich ging, so daß auf Zeiten positiver Bewegung der Uferlinie Zeiten des Stillstandes der Spiegelfläche folgten, denen jene Talböden entsprechen, welche heute als schmale Leisten oder breite Terrassen die Ufer der Donau begleiten.

Das Nachsinken des Beckens, das ja durch Einbruch entstanden ist, hat große Wahrscheinlichkeit für sich.

Man müßte in diesem Falle annehmen, daß der pontische See aus dem Wiener Becken dadurch verschwand, daß er zugeschüttet wurde, sein Boden bis zu 350—360 m emporwuchs und dann in die Tiefe sank. Nachdem dieses Absinken kaum gleichmäßig vor sich gegangen sein kann, müßten noch die pontischen Schichten des Beckens von großen Verwerfungen durchzogen sein. Der Abfall des Randgebirges gegen die Ebene unterhalb der 360 m Isohypse wäre dann als Bruchstufe postpontischen Alters zu betrachten, deren Modellierung nur der Erosion des fließenden Wassers zugeschrieben werden kann. Der Beschreibung des inneralpinen Wiener Beckens vorausgreifend, soll schon jetzt darauf hingewiesen werden, daß diese beiden Voraussetzungen, welche für die Zuschüttung desselben bis zu einer Höhe von 360 m unerläßlich sind, nicht zutreffen.

Dadurch rückt die Annahme einer periodisch sinkenden Spiegelfläche in den Vordergrund. Die Untersuchung des Wiener Beckens wird uns darüber aufklären, ob dieser Theorie auch die Tatsachen entsprechen.

Könnte man aber nicht gegen dieselbe von vornherein das Argument ins Treffen führen, daß die in 360 m Höhe in das Wiener Becken mündende Donau ein Delta in das Seebecken geschüttet und sich diese Deltabildung während der folgenden Perioden aussetzender Tiefenerosion, als der Seespiegel 340 m, 315 m usf. hoch stand, wiederholt haben müßte? Von solchen Deltabildungen ist bei Wien nichts zu sehen. Die Erwägung zeigt aber, daß selbst unter der Voraussetzung der für die Deltabildung nötigen Zeiten die Möglichkeit der Erhaltung derselben eine äußerst geringe ist. Der Mündungstrichter, welchen der in das Becken übertretende Strom bildet, ist ein der Erosion verfallenes Stück der Landoberfläche. Auch der Scheitel des großen Schuttkegels bei Krems ist vollständig zerstört.

Solange die Erosionsbasis sehr rasch sinkt, kann sich auch kaum ein Delta bilden und ein während der früheren Stillstandslagen gebildetes muß zerschnitten werden.

Der Verlauf der Erosionsterrassen im Tullner Becken ist ein anderer als jener der Hauptachse des großen pontischen Schuttkegels. Letztere verläuft nach Nordosten, die den Schuttkegel zerschneidende Donau aber nach Osten und nicht in der Mittellinie desselben hat sich der Strom einen Weg gegraben, sondern an dessen Südrand, so daß das neue Tal nur zum Teil in die pontischen Schotter, zum Teil aber bereits in die alpine Austönungszone eingetieft wurde.

Bisher wurde der Donaudurchbruch als etwas Gegebenes betrachtet, jetzt müssen wir uns auch die Frage nach seiner Entstehung und dem Zeitpunkt seiner Bildung vorlegen. Er ist prädiluvial, präpliozän, aber er war auch schon während des Rückzuges des pontischen Sees vorhanden, wie die Erosionsterrassen im Donaudurchbruch lehren. Zur Zeit des Burdigalien (I. Mediterranstufe) scheint der Außensaum des Verbindungsstückes zwischen Alpen und Karpathen noch geschlossen, zur Zeit des Vindobonien (II. Mediterranstufe) und zwar als sich die Grunder Schichten zu Beginn dieser Periode ablagern, ist die Existenz des inneralpinen Wiener Beckens nachzuweisen und Grunder Schichten lagern sich auch in der Mulde zwischen Rohrwald und Bisamberg ab, welche durch Senkung in ein tieferes Niveau geraten zu sein scheint. Für die Existenz einer Meeresstraße zur Zeit der Bildung des Leithakalkes, der Pötzleinsdorfer Sande, des Badener Tegels an Stelle des heutigen Donaudurchbruches fehlen aber alle Anzeichen. Dagegen war der alpin-karpathische Gebirgsbogen im nördlichen Niederösterreich und Südmähren bereits durchbrochen und ungehindert trat dort das Meer aus dem Marchbecken bei Steinabrunn, Nikolsburg und Auspitz zwischen den Inselbergen und dem Steinitzerwald in das heutige Flußgebiet der Zwittawa über und erstreckte sich gegen Südwesten in das Thayagebiet in die Gegend von Grusbach, Laa und Mailberg. Die Südgrenze desselben kennen wir nicht, sein Spiegel reichte mindestens bis 416 m (Buchberg bei Mailberg). Im südlichen Tullner Becken lagen vermutlich die Schichten der I. Mediterranstufe noch hoch aufgeschüttet; das Meer dieser Stufe hatte ja einen Granitrücken bei Eggenburg noch in 443 m Höhe überflutet.¹⁾

Der später aufgeschüttete Schuttkegel von Hollenburg zeigt auch mit seiner Oberfläche das hohe Niveau der obermiozänen Landoberfläche im südlichen Tullner Becken an.

Jedenfalls ist diese Konglomeratplatte, welche die pontischen Schotter unterlagert, höher emporsteigt als die pontische Donauebene und sich quer vor den Ausgang der Wachau legt, präpontisch.

1) Abel, Verh. 1898. S. 303 ff.

Der Spiegel des sarmatischen Meeres, welcher tiefer lag als jener des Meeres der II. Mediterranstufe, vermochte auch nicht den Raum zwischen den Inselbergen und dem Massiv zu erreichen und in diesem bildeten sich nun endgültig landfeste Zustände heraus. Bei Wien lief der sarmatische Strand, wie sich aus der Verbreitung der gleichaltrigen Schichten ergibt, vom Abfall des Kahlenberges zum Ostrand des Bisamberges und stets am Innensaum des stehengebliebenen Flyschzuges nach NE. Keine Lücke bestand noch zwischen Leopoldsberg und Bisamberg und es fehlen auch die Anzeichen dafür, daß an dieser Stelle bereits ein größerer Fluß austrat.

Während dieser sarmatischen Epoche mußte im Raum zwischen Massiv und Alpen ein Flußnetz zur Ausbildung kommen und da dieses Gebiet bedeutend höher lag als der sarmatische Meeresspiegel, so zerschnitten die Flüsse die Landoberfläche, um sich nach der neuen Erosionsbasis zu richten, welche, wie später gezeigt werden soll, unter 300 m Höhe blieb. Der Höhepunkt der Erosion war an der Grenze zwischen sarmatischer und pontischer Epoche erreicht.

Im inneralpinen Wiener Becken begann ein neuerliches Ansteigen der Spiegelfläche; das pontische Binnenmeer stieg höher an als das sarmatische. Das epigenetische Durchbruchtal der Wachau bestand bereits und aus ihm trat ein mächtiger Strom als Vorläufer der Donau.¹⁾ In der Tat zeigt sich, daß bei Krems die Basis der mächtigen Quarz- und Urgebirgsschottermassen in rund 300 m Höhe liegt, also tief unter den Höhen, welche die miozänen Meeres- und Brackwasserbildungen nördlich und südlich davon erreichen. Wie schon einmal dargetan wurde (S. 46), kann dieser Umstand nur durch eine vorangegangene Erosion erklärt werden oder, wenn man will, auf tektonischem Weg durch ein Nachsinken des Beckens. In letzterem Falle muß die Donau durch Akkumulation diesem Vorgang das Gleichgewicht zu halten getrachtet haben, wenn sie ihr Gefälle erhalten, ebenso aber wenn sie die hochgelegene Erosionsbasis des pontischen Binnensees erreichen wollte. Es war eine Zeit, in der die Donau gewaltige Schottermassen aus dem Massive und aus den Alpen herausschaffte. In letzterem Gebiete wurde wahrscheinlich der Abtragungsvorgang noch durch eine aufsteigende Krustenbewegung begünstigt. So entstand der Schuttkegel von 385 m Scheitelhöhe und breitete sich über ein älteres Relief.

Lange Zeit hindurch blieb nun die Erosionsbasis unverändert und die Donau hatte Zeit, ihre Ablagerungen in dem weiten Raum zwischen dem Alpensaum, der bojischen Masse und den Inselbergen aufzuschütten. Sie muß sich zu diesem Zwecke auf ihrer Aufschüttungsfläche in zahlreiche Arme geteilt haben, wie sie dies auch heute in den Beckenlandschaften tut. Die Hauptrichtung der Aufschüttung blieb aber die nordöstliche, sie führt nicht zum Donaudurchbruch zwischen Bisam- und Leopoldsberg, sondern gegen jene Lücke im alpin-karpathischen Gebirgsbogen bei Nikolsburg, durch welche bereits während des Vindobonien das Meer in das außeralpine Becken eintrat, und auch bei Mistelbach greifen die Donauschotter in das inneralpine Wiener Becken über. Das Nordostende des Schuttkegels ist, wie schon einmal erwähnt, dem Verfasser nicht näher bekannt. So viel steht aber fest, daß es leider nicht intakt erhalten ist, denn gerade in der weiteren Umgebung von Nikolsburg vereinigen sich die Täler der Thaya, Iglawa, Schwarzawa und Zwittawa und östlich davon dehnt sich die weite Flußebene der March. In diesem hydro-

1) Die Verhältnisse im oberösterreichischen Alpenvorland stehen im Einklang mit dieser Auffassung. Während der pontischen Epoche wurden die Hausruckschotter aufgeschüttet, deren Sohle über 600 m liegt (150—200 m über dem Diluvialschotter). Vgl. Tausch, Verh. 1883, S. 147 u. 1896, S. 309, u. Penck, Die Alpen im Eiszeitalter, S. 82.

graphischen Knotenpunkt Südmährens ist ein großer Teil der Landoberfläche bereits durch die Flüsse eingeebnet.

Aus der Erstreckung der Akkumulationsebene gegen eine im alpin-karpathischen Gebirgsbogen bestehende Lücke, welche ganz entschieden älter ist als jene zwischen Leopolds- und Bisamberg, erhalten wir den Eindruck, daß die Donau während der pontischen Epoche und zwar während des Aufbaues des Schuttkegels und auch noch lange Zeit nachher, als die Erosionsbasis ihre Lage nicht mehr veränderte, ihren Weg nach Südmähren nahm und dort in das pontische Gewässer mündete.

Es scheint, als würden auch paläontologische Momente für diese These sprechen. Bei Wien tragen die pontischen Schichten durchaus brackischen Charakter an sich. Echte Meerestiere kommen in ihnen neben Süßwasserorganismen vor, und Fuchs war imstande, sie in vier Etagen zu teilen, welche hauptsächlich durch Brackwasserformen charakterisiert sind.¹⁾ Die obersten Schichten werden meist von feinen Sanden gebildet, welche zahlreiche Säugetierreste enthalten, die man vor Schaffers Untersuchungen dem „Belvederesand und Schotter“ zugeteilt hat. Den Abschluß machten von Stur als „levantinisch“ bezeichnete Süßwasserschichten. Bei Moosbrunn sind sie am charakteristischsten vertreten.

Auf dem pontischen Tegel ruhte dort ein Tegel mit *Unio atavus* Partsch. und darüber folgt eine Wechsellagerung von lettiger Torfkohle und mürbem Süßwasserkalk, endlich grüner Tegel und eine Sandlage. Fischwirbel und eingeschwemmte Charasamen, sowie aus dem Süßwasserkalk stammende Conchylien (*Paludina Sadleri* Partsch, *stagnalis* Bart, *Valvata piscinalis* Müller, *Melanopsis Bouëi* Fér., *Nerita grateloupana* Fér.)²⁾, also neben pontischen Formen auch Süßwasser-, ja Sumpfwasserformen. Auf die Möglichkeit, daß die Moosbrunner Schichten noch der pontischen Stufe zugehören, wurde schon hingewiesen (vgl. S. 61). Es sei nochmals wiederholt, daß die „levantinischen Schichten“ vom Eichkogel wohl kaum etwas mit den Moosbrunner Schichten zu tun haben, in den „levantinischen“ Schichten bei Angern a. d. March die pontische Säugetierfauna gefunden wurde und daß man endlich auf Grund von Funden des *Mastodon cf. longirostris* Kaup und *M. Borsoni* Hays auch dazu gekommen ist, die Lignite von Zillingsdorf und Neufeld im südöstlichen Wiener Becken, welche Stur auf Grund der Flora ebenfalls den levantinischen Schichten zugerechnet hat³⁾, auch noch der pontischen Stufe zuzuteilen.⁴⁾ Es tritt also plötzlich im inneralpinen Wiener Becken eine Aussüßung ein, Anzeichen der Verlandung machen sich gegen Schluß der Wasserbedeckung bemerkbar. Die tieferen pontischen Schichten zeigen jedoch bei Wien keinen Süßwassercharakter.

Vergleichen wir damit die pontischen Schichten Südmährens. Dort finden sich bereits an der Basis derselben Süßwasserschichten. Bei Czeikowitz traf Fuchs Süßwasserkalk, von sandigen Kongerienschichten überlagert. Der erstere enthielt mehrere Planorbis- und *Limnaeus*arten und *Valvata variabilis* Fuchs, sowie eine *Helix*.⁵⁾ Uhlig fand denselben Süßwasserkalk nördlich davon bei Czeitsch. Mächtige Lignitflötze, welche eben-

1) Vgl. Nr. XXI der geol. Studien in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens. Jahrb. XXV. Bd. 1875. S. 20.

2) Stur, Die Bodenbeschaffenheit der Gegenden südöstlich von Wien. Jahrb. XIX. 1869. S. 471f.

3) Beiträge zur Kenntnis der Flora des Süßwasserquarzes, der Congerien- und Cerithiensichten. Jahrb. XVII. 1867. S. 100f.

4) K. A. Redlich, Über Wirbeltierreste aus dem Tertiär von Neufeld (Ujfalú) bei Ebenfurth an der österr.-ungar. Grenze. Verh. 1899. S. 147.

5) Über ein neues Vorkommen von Süßwasserkalk bei Czeikowitz in Mähren. Verh. 1880. S. 162.

falls den tiefsten Partien der pontischen Schichten angehören¹⁾, werden bei Czeitsch, Dubniau, Howoran, Scharditz u. a. a. O. abgebaut.

Sollten diese Lignite nicht vielleicht mächtige Treibholzmassen sein, welche ein Strom in den pontischen Binnensee geschüttet hat, der dann noch seinen Sand darüber breitete, während die höheren Schichten seinen Einfluß vermissen lassen?

Der Einfluß des Süßwassers auf den Binnensee kommt in Südmähren in seinen tieferen Ablagerungen zum Ausdruck, im Wiener Becken macht er sich in den höheren bemerkbar. Stimmt dies nicht damit überein, daß die Donau in der pontischen Epoche zuerst ihren Weg nach Südmähren nahm, sich aber dann dem inneralpinen Wiener Becken zuwendete? Es soll nur eine Andeutung, kein die Beweisführung stützendes Argument sein, aber eines steht fest, daß paläontologische Gründe nicht gegen die hier vorgebrachte Annahme sprechen.

Noch eines auffälligen Umstandes sei gedacht, der vielleicht einen Anhaltspunkt für die Spiegelhöhe des pontischen Sees in Mähren gibt. Sueß erwähnt, „daß zwischen Brünn und Olmütz eine größere Anzahl von blockförmigen Abwaschungsresten sichtbar ist, deren oberste Tafel, wo sie aus Lithothamnienkalk besteht, in sehr gleichförmiger Weise die Seehöhe von 350—355 m zeigt“²⁾ Es sind dies der Vejhon bei Groß-Seelowitz (355 m), der St. Urbanberg bei Austerlitz (362 m) und der Kopaninberg bei Wischau (358 m). Es ist eine merkwürdige Übereinstimmung dieses Abrasionsniveaus mit dem Akkumulationsniveau des Tertiärhügellandes, was jedenfalls zu denken gibt.

Wie kann man aber die Eröffnung des Donaudurchbruchs in der Flyschzone erklären? Haben wir doch durch Erosionsterrassen feststellen können, daß die Donau in einem Niveau von 360—350 m bereits ihren Weg zwischen dem Wiener Wald einerseits, Rohrwald und Bisamberg anderseits genommen hat und daß auf der Höhe des letzteren Quarzgerölle liegen.

Die nordöstliche Richtung des ursprünglichen Donaulaufes war gegeben durch den in gleicher Richtung verlaufenden Außensaum der Flyschzone und der Klippen. Sie bildeten das rechte Stromufer. Jenen gleichbleibenden physikalischen Gesetzen, welche heute die Donau bewegen, an ihr rechtes Ufer zu drängen und dasselbe durch seitliche Erosion zu zerstören, mußte auch der pontische Strom unterworfen sein. Wir haben in der Tat im Ernstbrunnerwald, der als ein rund 360 m hohes Vorplateau der höheren Leiserberge erscheint, ein ausgezeichnetes Beispiel der Einebnung des rechten Bergufers. (Vgl. S. 49.)

Die große Akkumulationsfläche desselben Niveaus beweist aber, daß dem Strom eine ausreichende Zeit vergönnt war, seine Mäander zu verschieben und auf der Stromebene hin und her zu pendeln, denn für ihn gab es nur zwei Fixpunkte: die Mündung ins außeralpine Becken bei Krems und die Austrittstellen aus demselben in der Nähe von Nikolsburg und Mistelbach, an deren Stelle heute jene bei Greifenstein-Kreuzenstein getreten ist.³⁾

Vorwiegende Erosion rechts, vorwiegende Akkumulation links in den verzweigten Armen und Altwässern ist heute das Gesetz

1) Vgl. über dieses Gebiet: V. Uhlig, Bemerkungen zum Kartenblatte Lundenburg-Göding. Jahrb. XLII. 1892. S. 113.

2) Antlitz der Erde. I. 410. Die Höhen waren berechnet nach Wolfs Klafterangaben (Verh. 1862. S. 52). Man sieht, daß die Messungen bei der neuen Militäraufnahme sich mehr dem Mittel 360 m annähern.

3) Sueß hat zuerst auf die Bedeutung der Fixpunkte für den Stromlauf der Donau hingewiesen. Vgl. Über den Lauf der Donau. Österr. Revue. IV. 1863. S. 262.

und war es auch früher, denn es ist begründet in der Rotation unserer Erde.

Wie im Ernstbrunnerwald sind aber auch im südlichen Rohrwald die Gipfel im pontischen Donauniveau eingeebnet (vgl. S. 56) und an der Hadersfelderberggruppe zieht eine entsprechend hohe Erosionsterrasse entlang. Daß das Südwärtsrücken des Stromes auch auf eine Hebung seiner Schotterfläche zurückgehen mag, wurde schon angedeutet, ebenso daß sie noch während des pontischen Seehochstandes vor sich gegangen sein muß, denn bereits die Terrassen des nächst tiefer gelegenen Goldbergniveau zeigen ein regelmäßiges Gefälle. Durch das Abgleiten des Stromes auf seiner Akkumulationsfläche kam eine Prallstelle an die Hadersfelderberggruppe und den Rohrwald zu liegen und mußte durch seitliche Erosion eine Schmälerung des Randgebirges herbeiführen, wie dies in späterer Zeit auch bei Königstetten, St. Andrä und Höflein geschah.

Nur ein schmaler Sandsteinrücken leistete hier Widerstand und wir müssen uns vorstellen, daß er an der Prallstelle bis zum Stromniveau eingeebnet wurde. Hinter ihm lag das Korneuburger Becken, wahrscheinlich noch hoch mit Neogenschichten aufgefüllt. Der östlich davon gelegene zweite Sandsteinzug scheint aber nicht hoch gewesen zu sein. Der Strom konnte ihn in der Höhe des Bisamberges, wo seine Quarzschotter liegen, überfließen und den Weg in das inneralpine Wiener Becken nehmen.

Die nun folgende Tieferlegung der Erosionsbasis, nämlich das Sinken des pontischen Seespiegels, zwang die Donau, im Flysch einzuschneiden und verhalf ihr zur Gewinnung eines neuen Fixpunktes für ihren Lauf.

Die Zeugen für die weitere Umgestaltung dieser Strecke des Donaulaufes bilden die Erosions- und Akkumulationsterrassen im Durchbruchtal.

Der Donaudurchbruch in der Flyschzone wäre demnach ein Überflüßdurchbruch, dadurch entstanden, daß eine Akkumulationsebene vom Strome nahezu bis zur Höhe des rechten Bergufers aufgebaut wurde. Auf dieser drängte die Donau, vielleicht durch eine Schrägstellung der Schotterplatte begünstigt, nach rechts gegen eine ohnehin schwache Stelle des Bergufers, ebnete sie ein und floß in das benachbarte Seebecken über.

Jedenfalls hat die Brandung an den Ufern desselben einen Anteil an der Einebnungsarbeit, sie arbeitete dem seitlich erodierenden Strome entgegen, so daß der Bergrücken der Flyschzone von zwei Seiten angegriffen wurde und der Zerstörung anheimfiel.

Dem Verfasser scheint es, als ob dieser Erklärungsversuch der Entstehung des Donaudurchbruchs den beobachteten Tatsachen am besten entsprechen würde.

Der erste Anlaß zur Erosion des neuen Talbodens, welcher nun quer über das frühere alte Ufer ging, mag der Umstand gewesen sein, daß die Donau den pontischen Binnensee bei Wien nun auf wesentlich kürzerem Wege erreichte, als früher auf dem langgestreckten, gegen NE gerichteten Laufe.

Wir haben aus der Höhe der pontischen Stromebene auf eine Spiegelhöhe derselben in rund 340 m geschlossen.

Die breiten, scharf ausgeprägten Erosionsterrassen des Goldbergniveau sind viel höherwertig als die später gebildeten, tiefergelegenen Talböden. Erstere entsprechen einem längeren Zyklus der Talbildung als letztere. Wir konnten das Goldbergniveau mit der 600 m breiten Plattform am Ostabfall des Bisamberges verknüpfen, die in 343—330 m Höhe liegt.

Wir stellen uns daher vor, daß einem langandauernden Hochstand des pontischen Sees in ca. 340 m Höhe sowohl die große Aufschüttungsfläche des Tertiärhügellandes, als auch noch die Erosionsterrasse des Goldbergniveau entspricht. Sie wurde dadurch gebildet, daß der Strom auf kürzerem

Wege als zum Beginn der pontischen Epoche seine Erosionsbasis durch den Klosterneuburger Durchbruch erreichte.

Die tiefer gelegenen Erosionsterrassen des Tullner Beckens würden dann Stillstandslagen der negativ bewegten pontischen Erosionsbasis darstellen. Die noch niedrigeren Schotterterrassen und ihnen entsprechenden Erosionsleisten, welche aber über die ältere Decke emporsteigen, sind dann als pliozäne Formen anzusehen, zu einer Zeit gebildet, als das inneralpine Wiener Becken bereits entleert war und ein neuer Akkumulationsprozeß in ihm eingesetzt hatte.

Der Vergleich der im inneralpinen Wiener Becken angestellten Beobachtungen soll uns in den Stand setzen, die gemachten Voraussetzungen auf ihre Richtigkeit zu prüfen. Von der Plattform am Bisamberg den Alpenrand in südlicher Richtung entlangwandernd, wird zu ermitteln sein, ob die Stromterrassen des Tullner Beckens tatsächlich an die Marken der unteren Denudationsniveaus im inneralpinen Wiener Becken anschließen und ob sich hier wie dort die Ergebnisse harmonisch zusammenfügen.

III. Das inneralpine Wiener Becken.

1. Methode der Untersuchung.

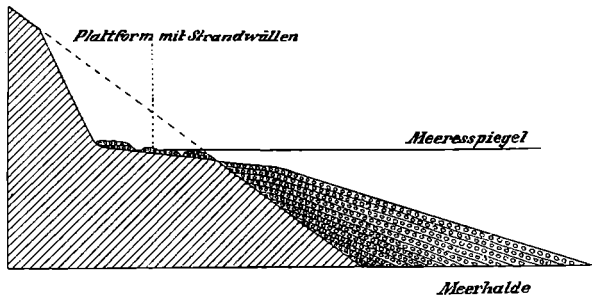
Nachdem unsere Aufgabe jetzt darin besteht, den alten Strandmarken am Rand des Wiener Beckens nachzugehen, so müssen wir uns zuerst folgende Fragen zur Beantwortung vorlegen: Worin bestehen die Kennzeichen der am Rande stehender Gewässer durch die Bewegung derselben gebildeten Formen, unter welchen Bedingungen kommen sie zur Ausbildung und endlich waren diese Bedingungen auch in unserem Falle wirklich gegeben?

Die erschöpfende Beantwortung der ersten Frage bildet ein Thema von solchem Umfang, daß dessen Ausführung hier nicht am Platze wäre, um so weniger, als durch zahlreiche Einzeluntersuchungen und deren systematische Verwertung das Aussehen der genannten Formen und ihre Entstehung nicht mehr Gegenstände wissenschaftlicher Kontroverse sind.¹⁾

Wir wollen uns daher begnügen, uns die wichtigsten Formentypen ins Gedächtnis zu rufen.

Als an der Küste wirkende Kraft kommt in erster Linie die Brandung in Betracht, welche ihrer Wirkung nach verschieden ist, ob sie an einer Steil- oder Flachküste arbeitet. Für unsere Verhältnisse trifft nur der erstere Fall zu. Ihre Stoßkraft hängt ab von der Höhe und Länge der Wellen, diese wieder von der Windstärke und Größe der bewegten Wasseroberfläche. Sie untergräbt die Felsküste, schafft dadurch Steilabfälle, Kliffe über dem Bereich ihrer Wirksamkeit, eine Kerbe in demselben, welche sich allmählich zu einer Plattform verbreitert, und eine aus aufgeschütteten, daher schräg an den Küstenabfall gelagerten Trümmern bestehende Meerhalde unter

Fig. 4. Normalprofil der Steilküste.



demselben. Die letzteren sind durch den Untergrabungsprozeß entstanden, werden durch die Brandung aufgearbeitet, auf der Plattform hin- und hergeschoben und endlich am Fuß der Plattform aufgeschüttet.

Ein Trümmerhaufen an der Brandungskehle bezeichnet die Grenze des Brandungsbereiches beim

höchsten Wellengang. Wächst die Breite der Plattform oder ist der Küstenabfall von Natur aus nur wenig geneigt, so bleiben in der Zone seichten Wassers große Geschiebemassen liegen, welche als Strandwälle Systeme verschieden hohen Wellenganges bezeichnen.

An einer solchen Geschiebeküste sind die Gerölle in steter Wanderung begriffen, zu der sie Wellen und Strömungen zwingen. Dadurch entstehen stets wechselnde Akkumulations- und Erosionsformen, von denen die ersteren als Nehrungen, Hacken, Hackenschlingen usf. sich auch über dem Meeres-

1) Vgl. insbesondere Penck, Morphologie der Erdoberfläche. II. S. 460 — 662.

spiegel bemerkbar machen, die letzteren als Kolke, Rinnen, Abrasionsflächen in der Regel unter demselben bleiben.

An Flußmündungen entstehen unterseeische Mündungsbarren, welche durch Strömungen verschleppt werden können. Gezeitenströme geben Anlaß zur Bildung von Mündungstrichtern, geschiebereiche Flüsse schütten Deltas auf, deren Wachstum natürlich auch von der Tiefe des Meeres und von der Leistungskraft der Küstenströmungen abhängig ist, welche ihr Material zu verschleppen suchen. Eiswirkungen sind in jenen warmen Gewässern, mit denen wir es zu tun haben, ausgeschlossen, wohl aber begünstigten das mittelmiozäne Klima und der Salzgehalt des Meeres der II. Mediterranstufe den Riffbau der Korallen und die Existenz kalkabsondernder Algen. Sandküsten sind ersteren nicht günstig für ihre Tätigkeit, Brandung ist wesentlich für die Zufuhr der Nahrung und auch die Nulliporen suchen die Zone der Brandung auf. An Flußmündungen, wo Süßwasser einströmt, sind die Lebensbedingungen für diese formenschaffenden Organismen nicht gegeben.

Das sind in Kürze die Haupttypen der Küstenkleinformen, deren mannigfaltige Aneinanderreihung wieder verschiedene Küstentypen schaffen kann.

Mit Ausnahme jener Formen, welche nur durch die Gezeitenwirkung entstehen können oder von Organismen aufgebaut sind, die allein im Meereswasser zu leben vermögen, sind alle auch an den Ufern der Seen vertreten. Entsprechend der kleineren Dimensionen der letzteren, der geringeren Kraft ihrer Brandung und schwächeren Intensität ihrer Strömungen erreichen die Uferformen der Seen in der Regel nicht die Größe der Küstenformen, aber zwischen beiden besteht kein genetischer Unterschied. Dies haben die Untersuchungen der Meeresküsten und Seeufer gelehrt und besonders sind fossile Formen der jüngsten geologischen Vergangenheit dafür geeignet¹⁾, da die rezenten zum Teil unter der Wasserlinie gelegen, der Beobachtung entzogen sind.

Über die Küsten- und Uferlinien behandelnde Literatur orientiert Gulliver, in der *Shoreline Topography*²⁾, in welcher Arbeit auch der Begriff der „Wellenbasis“, jener Niveaufläche, bis zu welcher die Brandung das Land einzuebnen trachtet und die etwas tiefer liegt als das untere Denudationsniveau der Landoberfläche, formuliert wird. An derselben Stelle wird auch Davis Lehre vom geographischen Zyklus der Formen, die zuerst auf die Talentwicklung Anwendung fand, auf die Küstenformen ausgedehnt.

Wir haben im Wiener Becken verschiedene Zyklen der Formenentwicklung zu erwarten, da die Höhe der Spiegelfläche von den Zeiten des Eintritts

1) Siehe besonders die Studien über die amerikanischen Seen und ihre diluvialen Vorläufer:

Gilbert, Contributions to the History of Lake Bonneville. II. Ann. Rep. U. S. Geol. Surv. 1881/82.

Gilbert, The Topographic features of Lake Shores. V. Ann. Rep. U. S. Geol. Surv. 1883/84.

Gilbert, Lake Bonneville. Monographs of U. S. Geol. Surv. I. 1890.

Russell, The Lakes of N. America. Boston 1895.

Warren Upham, The Upper Beaches and Deltas of the Glacial Lake Agassiz. Bull. U. S. Geol. Surv. 39. 1887 u. The Glacial Lake Agassiz. Monogr. XXIV of U. S. Geol. Surv.

Alpenseen: Forel, Seenkunde. S. 26 ff. Stuttgart 1900.

Richter, Seenstudien. Geogr. Abhandl. VI, 2 1897. S. 15, 28.

Sieger, Postglaziale Uferlinien des Bodensees. Schr. d. Ges. f. Gesch. des Bodensees und seiner Umgebung. 21. Heft. 1893.

Plattensee: Loczy, Les Lignes D'Anciens Niveaux et Terrasses du Lac Balaton (Rapport de Commission D'Etudes du Lac Balaton pour 1891) und Berichte über die Tätigkeit der Plattenseekommission. 1892/93. S. 19.

Kaspisee: Andrussow, Über die Uferlinien des Kaspischen Meeres. Annal. géol. et minéral. de la Russie IV. 1.

2) Proceedings of the Am. Ac. of Arts and Sci. 1899.

des Meeres in das Becken bis zum Verschwinden des pontischen Sees, für den wir also auch die Bildung von Uferformen annehmen dürfen, eine sehr wechselnde war. Dadurch wird aber unsere Aufgabe sehr kompliziert.

Hat die Westküste der inneralpinen Bucht aber auch eine solche geographische Lage, welche der Entstehung großer, durch die Brandung erzeugter Formen günstig ist? Heute herrschen in unserem Gebiete Westwinde vor und für sie bedeutet die Abdachung der Alpen gegen das Becken die Luvseite. Im Mittel- und Obermiozän, als dieser Abfall die Westseite einer großen Wasserfläche darstellte, welche das ganze große pannonische Becken einnahm, muß aber diese Verteilung von Land und Wasser auch den meteorologischen Zustand unseres Gebietes stark beeinflußt haben und von der See kommende Winde waren gewiß häufig. Diese strichen aber über eine sehr große Wasserfläche hin und die erzeugten Wellen müssen eine recht beträchtliche Arbeitskraft entfaltet haben. Wir können nicht daran zweifeln, daß die Westküste der inneralpinen Bucht, welche sich dem offenen Meer zukehrte, eine Zerstörungsküste war. Verhältnismäßig leicht ist das Erkennen mariner oder lakustrer Akkumulationsformen, denn Meerhalde und Delta verraten sich durch ihre schräge Schichtung, Sandbarren und Strandwälle sind auch nach ihrer Lagerung und ihrem Material zu agnoszieren und meistens wird die Fauna einen Anhaltspunkt dafür liefern, ob die betreffende Ablagerung im seichten oder tiefen, im ruhigen oder bewegten Wasser gebildet ist.

Schwieriger gestaltet sich die Verfolgung der Erosionsformen. Worin unterscheiden sich z. B. Talterrassen und Uferterrassen?

Liegen auf der letzteren noch Strandwälle oder wenigstens einzelne Rollsteine, dann ist die Unterscheidung leicht, nicht aber, wenn solche Ablagerungen, wie es bei fossilen Strandlinien meist der Fall ist, fehlen. Dann kann das Profil einer unter einer Prallstelle gelegenen Talterrasse der unter dem Kliff sich hinziehenden Strandplattform täuschend ähnlich sehen; die erstere wie die letztere besitzen eine, wenn auch nur geringe Neigung, welche im letzteren Falle ursprünglich, im ersteren durch nachträgliche Zuböschung infolge der Abspülung geschaffen sein kann.

Da wird die geographische Lage der betreffenden Form ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal bilden. In Tälern wird man keine Strandlinien suchen, am Rande weiter Becken, wo das Gegenufer fehlt, keine Flußterrassen. An der Ausmündung von Tälern in Becken ist besondere Vorsicht geboten, denn dort kann sich das trichterförmig erweiternde alte Tal noch in Flußterrassen erhalten haben, welche ein Stück weit am Randgebirge des Beckens hinziehen. Sind Flußschotter auf den Terrassen vorhanden, so fallen natürlich alle diese Erwägungen weg.

Das wichtigste Kriterium bei Verfolgung alter Terrassen ist aber das Gefälle. Die Ufer- oder Strandlinien sind, wie schon einmal ausgeführt wurde, absolut horizontale Marken zur Zeit ihrer Bildung, die Talterrasse muß in der Richtung des Flußlaufes stets ein Gefälle haben, das aber nicht immer mit jenem des heutigen Talbodens übereinzustimmen braucht, denn die Gefällskurven sind in den verschiedenen Stadien der Talentwicklung verschieden steil. Bei der Rekonstruktion der Terrassen des Tullner Beckens und des Donaudurchbruches haben wir ja stets das Talgefälle berücksichtigt und dabei auch Gefällskurven getroffen, welche denen der heutigen Donau und ihrer Zuflüsse keineswegs immer parallel waren. Alte Terrassen sind aber durch die Zertalung zerstückelt, zu den Wasserrissen zugebösch, durch Verwitterung sind insbesondere die steilen Kliffs verwischt, von diesen kriecht mitunter eine mächtige Schuttlage auf die darunter gelegene Terrasse herab. Im letzteren Falle ist es nicht angezeigt, die Höhenlage der Terrasse an der Kehle zu ermitteln, ebensowenig wie im leicht abspülbaren Flysch

den unteren Rand der Terrasse zu messen, sondern die Höhe der Terrassenmitte zu bestimmen, welche ja auch dem mittleren Stand jener Wasseroberfläche entspricht, deren Marke sie ist.

Stets wurden nur solche Terrassenreste zur Rekonstruktion herangezogen, von denen man sicher annehmen konnte, daß ihre Oberfläche noch nicht von der Talerosion angegriffen sei. Stets muß noch ein Stück der ebenen Fläche zu erkennen sein, sobald eine konvexe Fläche entstanden ist, selbst wenn deren Höhe im Terrassenniveau liegt, hat man keine Garantie, daß diese nicht aus der Verschneidung mehrerer Böschungen hervorgegangen und ihre Höhe ein Zufallsprodukt der Denudation ist. Schmale Riedel, zugespitzte Kämme, selbst wenn sie eine terrassierte Profilinie zeigen, sind ebenfalls nicht berücksichtigt worden. Auch kann an einem Rücken dadurch ein Böschungsknick entstehen, der bei oberflächlicher Betrachtung als ein Terrassenrest erscheint, wenn der Rücken von zwei entgegengesetzten Seiten durch Erosion angegriffen wird. Dann wird dort, wo sich die Erosionsnischen der nach entgegengesetzter Seite fließenden Bäche am wasserscheidenden Rücken am nächsten kommen, eine Erniedrigung desselben eintreten. Zu Beginn dieser Sattelbildung kann aber die so entstandene Form einer verwischten Terrasse sehr ähnlich sehen.

Fig. 5. Zerschnittenes Terrassenniveau.

(Nur die Gipfformen *d* und *e* sind für die Rekonstruktion der Terrasse heranzuziehen. Die Gipfel *a*, *b* und *c* könnten auch Denudationsreste höherer Formen sein.)



Besonders ist aber dann Vorsicht geboten, wenn die alten Terrassen bereits in das obere Denudationsniveau geraten und die Gipfel aus ihnen herausgeschnitten sind. Immer muß sich noch der Rest einer ebenen Fläche am Gipfel erkennen lassen, wenn man die alte Terrasse in verlässlicher Weise rekonstruieren will.

Im allgemeinen ist die Höhenveränderung durch oberflächliche Abspülung nur gering anzuschlagen; sie wird zwar an den steilen Hängen der Erosionstäler bemerkbar, die unzerfalteten Flächen aber, welche zwischen den Hohlformen erhalten blieben, sind Flächen geringster Abspülung der Landoberfläche.

Nachdem die Terrassen am Randgebirge des Wiener Beckens mehrere Zonen der Alpen durchqueren und kaum anzunehmen ist, daß dieses Gebirge vom Miozän bis zur Gegenwart von Krustenbewegungen verschont blieb, so haben wir noch mit der Möglichkeit zu rechnen, daß die ursprünglichen horizontalen Niveaulinien durch Hebungen, Senkungen, Verbiegungen, Faltungen und andere Bewegungen ihre Parallelität mit dem heutigen Meeresspiegel eingebüßt haben.

Die auf der Terrasse vorhandenen Ablagerungen sind natürlich das einfachste und verlässlichste Hilfsmittel, ihr Alter zu bestimmen und die Zusammengehörigkeit durch Erosion zerstörter Formen festzustellen. Nachdem diese Strandgerölle an einer Felsküste nicht in großer Mächtigkeit auf der Plattform liegen und sie als loses Material der Abspülung unterworfen sind, so ist es als ein glücklicher Zufall zu betrachten, wenn Strandbildungen solcher Art die Bestimmung einer Terrasse ermöglichen. Dadurch stellt sich die Notwendigkeit heraus, auf größere Entfernungen hin Terrassenreste, deren Altersbestimmung auf paläontologische Wege nicht gelingen will, zusammenzufassen, sich das Bild der Ausgangsform wieder zu rekonstruieren, bis man endlich in einem Abschnitt derselben fossilführende Schichten trifft.

Eingangs wurde schon erwähnt, daß am Rande des Wiener Beckens mehrere übereinander angeordnete Terrassenniveaus vorhanden sind und auch die bisherigen geologischen Untersuchungen haben ja zu dem Ergebnis geführt, daß der Wasserspiegel während des langen Entwicklungsganges vom Vindobonien bis zum Verschwinden des pontischen Sees wiederholt seine Lage verändert hat. Dadurch entsteht die neue Gefahr, Formen, welche durch Verbiegungen oder andere Krustenbewegungen ihr Niveau verändert haben, untereinander unrichtig zu verknüpfen, ursprünglich verschieden hoch gelegene, daher auch verschiedenaltige Terrassenreste zu einer vermeintlich einheitlichen Form zusammenzusetzen.

Terrassen bloß nach gleichen absoluten Höhenzahlen zusammenzufassen, wäre ein sehr einseitiges Vorgehen. Man muß auch auf die Ähnlichkeit zweier benachbarter, den Gebirgsabfall querender Profile Gewicht legen, stets die Profile in ihrer Gänze vergleichen und insbesondere dabei auf den Höhenunterschied zwischen den einzelnen Terrassen achten. Verläuft die Achse der Störung senkrecht auf die Richtung des alten Strandes und der ihn begleitenden Terrassen, so wird sich die Niveauveränderung viel mehr bemerkbar machen, als wenn die Achse derselben das Randgebirge in spitzem Winkel quert.

Nehmen wir ein Beispiel ersterer Art. Zwischen Profil I und II (vgl. Fig. 6) verläuft eine Störungslinie. Im ersteren tritt eine Terrasse *a* in 300 m, *b* in 350 m, *c* in 380 m Höhe auf, im Profil II dagegen liegen die Terrassen in 320, 370 und 400 m Höhe. Es wäre nun falsch, Terrasse *c* des Profils I mit der ihr an Höhe am nächsten kommenden 370 m-Terrasse des Profils II zu verbinden, denn dann bleiben uns zwei Terrassen übrig, die man wegen ihrer großen Höhenunterschiede unmöglich identifizieren kann. Faßt man aber die relative Höhe der Terrassen ins Auge, so bemerkt man, daß sich dieselbe in den beiden Profilen nicht geändert hat und im Profil II dieselben Abstände zwischen den Terrassen vorhanden sind, wie im Profil I. Es sind dieselben Terrassen, jedoch im Profil II durchweg um 20 m absolut höher als im Nachbarprofil. Die zwischen beiden verlaufende Störung hat einen Höhenunterschied von 20 m herbeigeführt. Wäre z. B. die Störung erst zwischen der Bildung der Terrassenniveaus *b* und *a* eingetreten, dann würden zwar auch die relativen Höhen zwischen beiden verändert sein, die absolute Höhe

Fig. 6.

Zwischen Profil I einerseits, II u. III andererseits verläuft eine Störungslinie.



des Niveaus *a* ist aber in beiden Profilen dieselbe geblieben, ebenso wie die relative Höhe *b*—*c*.

Nun tritt auch öfters der Fall ein, daß durch das Fehlen einzelner

Terrassen in einem Profil dasselbe unregelmäßig und dem benachbarten unähnlich wird, so daß eine Störung vorzuliegen scheint, wenn z. B. Profil I vollständig alle Terrassen *a* 300 m, *b* 350 m, *c* 400 m zählt, das Nachbarprofil aber nur *a* in 300 m, *b* in 400 m Höhe aufweist. Man wird aber nicht zur Annahme einer Störung greifen dürfen, wenn die Höhendifferenz der vorhandenen Terrassen gleich der Summe der Abstände der in einem normalen Profil vertretenen Terrassen ist und wenn die lokalen Verhältnisse einen Erklärungsgrund für dieses Fehlen geben, z. B. an dem betreffenden Punkt einsetzende starke Zertalung.

Wir haben bei den Donauterrassen auch beobachten können, daß der erodierende Strom sein Bett zerschneidet, aber assymetrisch, an ein Ufer drängt und hier die Spuren seines höheren Laufes durch seitliche Erosion verwischt. Ebenso kann eine Brandungsterrasse, gleichviel ob an Seeufnern oder an der Meeresküste, durch jene Brandung wieder zerstört werden, welche

in tieferem Niveau an der Küste arbeitet. Die Meerhalde oder Uferbank, welche aus dem durch die Brandung aufgearbeiteten Material besteht, ist der Strandplattform vorgelagert und wird zuerst von der in einem tieferen Niveau wirkenden Brandung, die das Land bis zur Basis der anrollenden Wellen einzuebnen strebt, angegriffen. Ist die Meerhalde noch nicht verfestigt und wenig mächtig oder arbeitet die Brandung sehr lange in derselben Niveaufläche, so wird die Meerhalde der Abrasion zum Opfer fallen, dann wird auch der anstehende Fels angegriffen und die in demselben eingeschnittene höhere Plattform zerstört. In solchen Fällen wird sich die neue Terrasse durch besondere Breite auszeichnen. Ist die Meerhalde aber sehr mächtig, die Brandung schwach oder ihre Wirkungsdauer kurz, so wird die Terrasse in die ältere Meerhalde eingeschnitten. Die dadurch entstandene in lockerem Material gelegene Form wird der Denudation geringeren Widerstand leisten, als die im älteren Fels eingeschnittene und wird die Meerhalde durch Denudation zerstört, so verschwindet auch mit ihr eine Uferterrasse und an dieser Stelle entsteht eine Lücke im Profil, wie im obigen Fall.

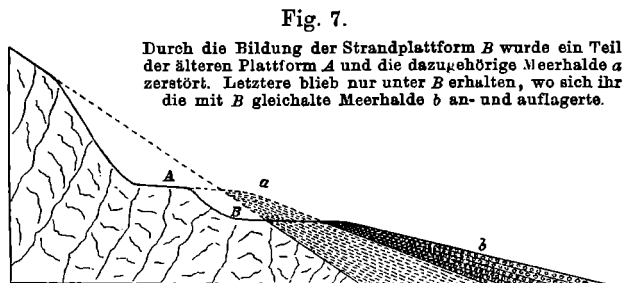
Aus dieser Erwägung geht zugleich hervor, daß in der Uferzone eines Gewässers, das wie jenes des Wiener Beckens verschieden hochgespannte Spiegel besaß, die Wahrscheinlichkeit, über der jüngsten, untersten Brandungsterrasse noch mächtige ältere Meerhalden zu treffen, nicht groß ist.

Es müssen ferner die Brandungsterrassen Äquivalente in den Tälern haben und am Talausgang sollen die Reste der alten zerschnittenen Talböden mit den Uferterrassen zusammenfallen. Dieser Gesichtspunkt ist auch wichtig für die Beantwortung der Frage, ob die am Gebirgsabfall hinlaufenden Terrassen wirklich Marken alter unterer Denudationsniveaus sind.

Es könnte ja der Einwand gemacht werden, daß der terrassenförmige Aufbau der Uferzone, wenn in derselben Strand- oder Uferbildungen fehlen, auch auf andere Weise entstanden sein kann, etwa durch den verschiedenen Grad der Denudation verschieden harter Gesteine oder solcher von größerer oder geringerer Wasserdurchlässigkeit. Ein zweiter Einwand wäre der, den stufenförmigen Aufbau des Gebirgsabfalles aus dem Vorhandensein von Staffelbrüchen erklären zu wollen, denn eine tektonische Umgestaltung der Bruchküste könnte ja nicht wundernehmen.

Neben dem Nachweis der Kontinuität der Terrassen in den verschieden gebauten, verschieden zusammengesetzten Gebirgszonen, welche die Bruchküste quert, muß die Übereinstimmung der Talterrassen mit den Terrassen am Alpenrand als das beste Argument für ihren Charakter als Strand- oder Uferlinien gelten.

Endlich ist ein sehr wichtiges Kriterium bei der Rekonstruktion von Terrassenresten die Formenähnlichkeit derselben. Die Zeit, welche zur Erzeugung von Abrasionsformen in einem bestimmten Niveau zur Verfügung steht, ist an allen Punkten des Ufers die gleiche und bleibt die Lage der Niveaufläche sehr lange dieselbe, so entstehen in diesem Niveau große Abrasionsformen an der Küste, breite Talböden im Hinterland, zugleich aber auch große Akkumulationsformen, wie sich ja im Tullner Becken gezeigt



hat. In kurzen Zeiträumen dagegen werden auch nur kleine Uferformen zur Ausbildung kommen können. Die Exposition der Küste nach verschiedenen Weltgegenden, also die Exposition gegen verschieden starke Winde und gegen eine Brandung von wechselnder Intensität wird zwar die Formengröße beeinflussen, aber die Wirkung des Faktors „Zeit“ nicht aufheben; überdies hat ja z. B. im inneralpinen Wiener Becken fast das ganze alpine Ufer dieselbe, nämlich Ostexposition.

Die Verfolgung der Uferterrassen zeigt aber, daß noch ein Umstand auf die Formengröße einwirkt. Durch die Verschmelzung zweier Abrasionsterrassen entstehen nämlich auch große Formen: entweder ist das Kliff zwischen ihnen durch Abspülung verwischt oder es ist gar keines gebildet worden, weil auch der Rückzug des Wasserspiegels zwischen den Stillstandslagen langsam vor sich gegangen ist. Die so entstandene Terrasse zeigt aber einen größeren Höhenunterschied zwischen der Brandungskehle und ihrem unteren Rand als die große Form einheitlicher Entstehung. Dieser wird gleich sein der Summe der Gefälle beider verschmolzener Terrassen, vermehrt um die Höhe des etwa zwischen beiden vorhanden gewesenen Kliffs. Die Entfernung der Brandungskehle vom unteren Terrassenrand muß dann auch, in der Anlage gemessen, jenem Abstand entsprechen, in welchem gewöhnlich die Brandungskerbe der oberen Terrasse vom unteren Rand der tieferen verläuft.

Diese Gesichtspunkte wurden bei der Aufsuchung, Rekonstruktion und Altersbestimmung der uns beschäftigenden Formen in Anwendung gebracht.

Höhenmessungen brauchten, wie schon einmal dargetan wurde, nur in verhältnismäßig geringer Zahl vorgenommen werden, denn gerade die Terrassen tragen als in der Landschaft auffallende Formen sehr häufig Höhenkoten sowohl in der Originalaufnahme als in der Spezialkarte. Bei den barometrischen Höhenmessungen wurde von einem trigonometrisch oder durch Nivellement bestimmten Punkte ausgegangen und durch Differenzmessungen die Höhe jener Punkte in ihrer Nachbarschaft zu ermitteln gesucht, deren Bestimmung erwünscht war. In der Regel wurden diese Messungen durch die Rückkehr zu den durch die Landesvermessung festgelegten Punkten kontrolliert.

Die beigegebenen Aufrisse sind in der Weise entworfen, daß sie die Ansicht des Randgebirges mit den gefundenen Terrassen von einer, dem Abfall desselben parallelen Linie wiedergeben. Die Standpunkte des Beobachters liegen in derselben und stets bilden die von diesen zum Randgebirge gezogen gedachten Sehlinien einen rechten Winkel mit ihm und mit jener am Gebirgsfuß verlaufenden Linie, an welcher der Beobachter entlang wandert. Neben den Terrassen wurden die Höhengrenzen der einzelnen Tertiärstufen eingezeichnet, weil durch den Vergleich derselben mit den Terrassen deren Altersbestimmung erleichtert wird. Schwach ausgeprägte Terrassen wurden mit dünnen Linien, schärfer ausgeprägte mit dicken wiedergegeben und breite Flächen, deren unterer Rand vom oberen beträchtliche Entfernung und Höhendifferenz besitzt, durch parallele Linien bezeichnet. So sind diese großen Flächen auch im Aufriß durch perspektivisch gesehene Flächenstücke dargestellt. Um die Höhenunterschiede der einzelnen Terrassen noch zum Ausdruck bringen zu können, mußten die Berge zehnfach überhöht werden, wobei leider die Verzerrung der Bergformen nicht zu vermeiden war.

2. Das Randgebirge zwischen der Donau und dem Wiental und die angrenzenden Teile der Ebene.

In einem gegen die Flyschzone des Wiener Waldes gekrümmten Bogen verläuft zwischen der Donau und dem Wiental die Grenze des Wiener Beckens. Der Hauptkamm des Wiener Waldes zieht vom Leopoldsberg

(423 m) über den Kahlenberg (483 m), Hermannskogel (542 m) gegen SW und auf dieser Strecke grenzt er fast unmittelbar an das Donautal, zu dem er nur kleine Bäche entsendet. Vom Hermannskogel an teilt sich aber der Kamm in zwei Äste und zwischen beiden verläuft im Gebirgsstreichen über Ober-Sievering, Neustift a. Wald, Neuwaldegg, den Schottenhof nach Weidlingau im Wiental eine Tiefenlinie, welcher aber kein Flußtal folgt. Aus ihr empfangen die im rückwärtigen Kamm entspringenden Bäche einen Teil ihrer Zuflüsse, bevor sie den vorderen durchbrechen, um ins Wiener Becken einzutreten; so der Krottenbach, der Dornbach und der Halterbach bei Hütteldorf. Dem Hauptkamm gehören an: der Dreimarkstein (454 m), der Exelberg (515 m), der Roßkopf (507 m) und die Hohe Wand (500 m), dem Nebenkamm, welcher den Gebirgsrand gegen das Becken bildet: der Latisberg (492 m), Pfaffenberg und Himmel (415 m), der Michaelerberg (386 m), der Schafberg (388 m), der Heuberg (464 m) und der Satzberg (433 m).

Diese orographischen Verhältnisse finden im Gesteinscharakter ihre Begründung. Die widerstandsfähigen Schichten bilden die Höhen, den weichen und leichter abspülbaren folgt die Tiefenlinie; die beiden Käme bestehen im allgemeinen aus Inoceramensandsteinen und Mergelkalken, in der Tiefenlinie treten vorwiegend roter Mergelton, Schiefer und Sandsteine der unteren Kreide auf (nach Paul). Der letztere Schichtkomplex setzt heute auch die Abdachung des vorderen Kammes gegen das Becken zusammen.¹⁾

Wie wenig Oberflächengestalt und Gebirgsbau im Wiener Wald zusammenhängen, beweist abermals der Umstand, daß die Tiefenlinie dem Verlauf einer Antiklinale folgt, eine zweite Antiklinale aber an der Abdachung gegen das Becken emportaucht.

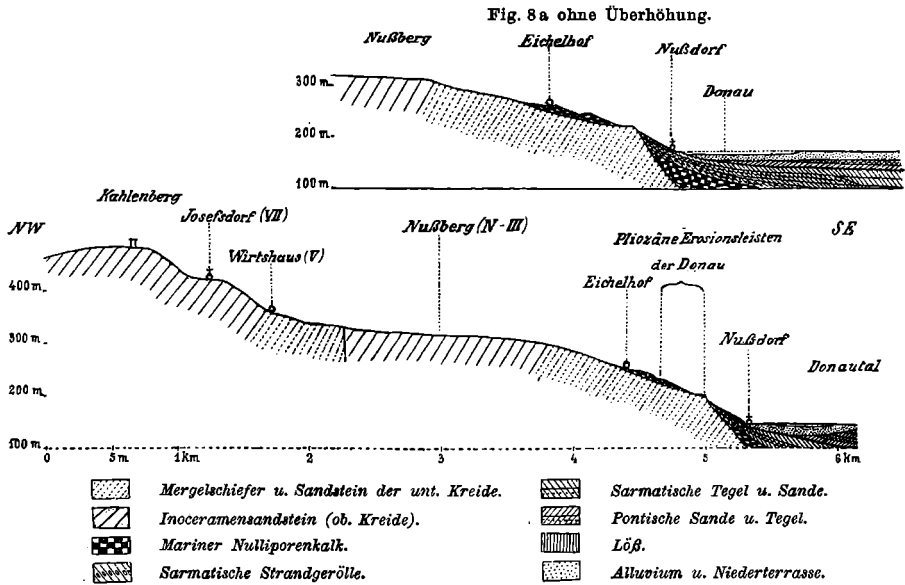
Die tertiären Schichten finden sich in ziemlich regelmäßiger, konzentrischer Anordnung am Abfall des Randgebirges. An das Kahlenberggehänge lagert sich das Leithakonglomerat, abwärts gegen Grinzing treten marine Sande auf, gegen Döbling taucht der sarmatische Sand und Sandstein empor, der dem Tegel derselben Stufe bei Heiligenstadt Platz macht. Am Gebirgsrand bis zum Dornbach treten an die Stelle des Leithakonglomerats marine Sande und Gerölle, dann folgt gegen das Innere des Beckens der sarmatische Sandstein, der die Höhen der Hohenwarte und Türkenchanze bildet, dann der sarmatische Hernalser Tegel und im Untergrund

1) Die neue geologische Karte Wiens von Dr. F. Schaffer gibt hier nur Sandsteine an. Vom Galitzinberg im Norden bis zum Baumgartner Friedhof und der neuen Landwehrkaserne im Süden tritt aber an vielen Stellen jener graue und rote Ton auf, welcher das charakteristische Verwitterungsprodukt der Mergelschiefer ist, die nach Paul der unteren Kreide angehören. Dieses Material ist so wasserundurchlässig, daß unter der Höhe des Galitzinberges, in der Nähe des Steinbruchwirthshauses mehrere Tümpel auf ihm liegen. Die roten und grauen Mergelschiefer und Tone wurden auch beim Kanalbau und der Straßenregulierung in der Hütteldorferstraße aufgeschlossen und neuerdings sind sie auch durch die Gleisanlagen für den Bau der Landesirrenanstalt nördlich des Flötzersteiges bloßgelegt worden. Es macht daher vielmehr den Eindruck, als wenn diese Abdachung gegen das Becken zwischen Liebhardts- und Rosental vorherrschend aus Mergelschiefer und Ton zusammengesetzt wäre. Auch in jener oben erwähnten Tiefenlinie Mariabrunn-Schottenhof-Dornbacherpark-Neustift am Wald ist, soweit sie auf der genannten Karte zur Darstellung kommt, ausschließlich Sandstein eingezeichnet. Auch hier treten neben schwarzen, weißgeäderten Sandsteinen Mergelkalke und sandige Mergel auf (Aufschlüsse im Dornbacherpark, Marswiese und im Moosgraben bei Hütteldorf). (Vgl. auch Paul, Der Wiener Wald. Jahrb. XLVIII, 1898. Karte u. Kap. 5, 6.) Für das Vorwiegen wasserundurchlässiger, dabei leicht abspülbarer und zu Rutschungen geneigter Schichten sprechen auch hier die Oberflächenformen. Es ist allerdings schwierig, einen bezeichnenden generalisierenden Ausdruck für das Material der einzelnen Gesteinszonen zu finden, da insbesondere im kretazischen Flysch oftmals ein einziger Aufschluß Sandsteine verschiedenen Aussehens, sandige Mergel, Kalkmergel und Schiefertone enthält.

der Stadt der pontische Tegel, bedeckt mit Belvedere- und Diluvialschotter, die selbst wieder zum Teil mit Löß überkleidet sind. Zwischen Ottakring und dem Wiental lagern sich dagegen die sarmatischen Schichten unmittelbar an die Flyschzone an. Wir queren nun, von der Donau bei Nußdorf ausgehend, den Alpenrand im Wiener Stadtgebiet.

Der Kahlenberg schiebt nach Südosten eine breite Plattform vor, den Nußberg, welcher beim Eichelhof zur Donau abfällt. Diese untere Gehängepartie ist vom Strom noch sichtlich modelliert. In dem zum Eichelhof führenden Hohlweg sind tertiäre Schichten aufgeschlossen: zu unterst feiner gelber Sand, darüber folgen mächtige Nulliporenkalkblöcke, untermischt mit Flyschsandsteingeröllen, und darüber liegt ein etwas nach ESE einfallender grauer Sandstein ohne Fossilien, welcher bergaufwärts in gelben Sand übergeht.¹⁾ Die Anlagerungsfläche der Nulliporenkalkblöcke an den anstehenden Flyschsandstein ist im oberen Teil des Hohlweges erschlossen. Hat man diese erreicht, so steigt man über den Sandstein empor, bis man über der Villa Rundschau eine kleine Terrasse in 224 m (An.) Höhe erreicht, welche gegen die Donau gekehrt ist und auf welcher Quarzschotter verstreut liegen. Sie fällt in das Niveau der Pliozänterrasse, welche am Flohbügel 223 m mißt, am Burgstall durch das tote Tal und einen Gehängevorsprung (220 m) bezeichnet ist. Darüber öffnet sich links vom Weg über dem Flyschsandstein ein alter Bruch, der in der Richtung des Gefälles der Oberfläche sanft gegen das Becken einfallende Bänke von Nulliporenkalk zeigt.

Fig. 8. Profil Kahlenberg-Donautal.



Es besteht nun kein Zweifel, daß der Nulliporenkalk, der auf der Höhe beim Eichelhof in unversehrten Bänken liegt, darunter in großen, von der Brandung gerollten Blöcken auftritt, durch die Wellenbewegung eines tiefer gelegenen Wasserspiegels aufgearbeitet wurde. Eine ältere Strandbildung

1) Dieser Anschluß wurde zuletzt beschrieben durch O. Abel, Exkursion nach Heiligenstadt, Nußdorf und auf den Kahlenberg. S. 4 f. Aus dem Führer für die Exkursionen des 9. int. Geologenkongresses. — Das von Woldrich (Die Lagerungsverhältnisse des Wiener Sandsteins auf der Strecke von Nußdorf bis Greifenstein, Jahrb. X. 1859. S. 264) gezeichnete Profil zeigt diese Schichten entschieden zu steil einfallend, sie sind höchstens unter 15° geneigt.

wurde zerstört und eine jüngere lagerte sich an den Fuß derselben in einer typischen Meerhalde ab, deren Material aus dem aufgearbeiteten strandnahen Nulliporenkalk und aus Flyschgeröllen besteht, ein Beweis dafür, daß die Brandung auch das Grundgebirge nach Aufarbeitung der älteren Strandbildungen angegriffen hat. (Vgl. S. 79.)

Man kann die Sachlage nun so erklären, daß entweder durch eine negative Bewegung der Strandlinie des Mediterranmeeres die Zerstörung des Nulliporenkalkes herbeigeführt oder daß letztere der Tätigkeit eines geologisch jüngeren Gewässers, dessen Spiegel tiefer lag, also der Brandung des sarmatischen Meeres zugeschrieben wird. Eine ähnliche Erscheinung ist übrigens auch in Kaisersteinbruch im Leithagebirge vorhanden. Sie ist von Fuchs beschrieben worden, der darauf hinwies, „daß dort die detritären Kalkblöcke infolge einer Niveauschwankung durch die Brandung vom „originären“ Nulliporenkalk, der vom Wasser bloßgelegt war, abgelöst wurden“.¹⁾

Nun gelang es aber Fuchs, im abgerollten Nulliporenkalk an derselben Lokalität auch sarmatische Konchylien aufzufinden²⁾ und es ist somit zweifellos, daß bei Kaisersteinbruch der Leithakalk durch die im tieferen Niveau wirkende sarmatische Brandung aufgearbeitet wurde. Es ist naheliegend, auch am Steilufer bei Nußdorf, wo zwar sarmatische Konchylien fehlen, denselben Vorgang zur Erklärung herbeizuziehen, wie dies auch Abel schon getan hat.³⁾

Am Nußberggehänge emporsteigend, passiert man in 245 m (An.) Höhe beim Eichelhof einen kleinen Gehängeknick. Er entspricht dem pliozänen Talboden, welcher am gegenüberliegenden Ufer im Herrenholz 249 m hoch liegt.

In der Höhe von 260 m steht am Abfall des Nußberges nur mehr der Flysch an, von 310 m bis auf 350 m zieht sich die 1 km breite Plattform, welche zwischen 330 und 340 m das geringste Gefälle zeigt, sanft empor, dann folgt ein steiler kliffähnlicher Abhang, der aber in 360 m eine Kerbe aufweist (Wirtshaus zur „Eisernen Hand“). In der Höhe von 420 m liegt das Plateau mit dem Hotel und Josefsdorf, dahinter steigt der Wald sanft zum Gipfelplateau (483 m) empor.

Auch an der Straße Heiligenstadt-Kahlenberg sind strandnahe Bildungen erschlossen. In einem Steinbruch bei der Beethoven-Aussicht (240 m) liegen unter Amphisteginenmergeln von kleinen Verwerfungen durchzogene Nulliporenkalkbänke, 20° SE fallend.⁴⁾ Man trifft sie auch noch ein Stück aufwärts, sie reichen aber nicht bis zur Plattform empor, sondern enden bei 260 m. In der Richtung gegen Grinzing scheint aber diese Uferbildung auszuweichen⁵⁾ und hier ist Tegel durch Brunnen erschlossen. Wie unabhängig die Nußbergplattform vom Gebirgsbau ist, beweist der Umstand, daß an ihrer Oberfläche Inoceramensandsteine und Mergelschiefer auftreten und sie von einer Verwerfung durchzogen wird.⁶⁾ In einer Ebene sind aber sowohl Sandsteine als Schiefer glatt abgeschnitten. (Vgl. Fig. 8.)

Das Profil des Kahlenberggehanges zeigt große Ähnlichkeit mit jenem der Ostseite des Bisamberges. Hier wie dort ist das im Donautal zu verfolgende Goldbergniveau durch eine breite Plattform bezeichnet, aber die Nußbergplattform ist noch breiter als jene am Bisamberg. Sie beansprucht

1) Über abgerollte Blöcke von Nulliporenkalk im Nulliporenkalk von Kaisersteinbruch. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges. XLVII. 1894.

2) Fuchs, Über Anzeichen einer Erosionsepoche zwischen Leithakalk und sarmatischen Schichten. Sitz. Ber. CXI. Bd. 1902. S. 351 ff.

3) Exkursion nach Heiligenstadt usf. S. 5.

4) Der jetzt verfallene Bruch ist beschrieben bei Fuchs, Erläuterung. Die Lokalität ist unter dem unrichtigen Namen „Grünes Kreuz“ bekannt.

5) Fuchs u. Karrer, Über das Verhältnis des marinen Tegels zum Leithakalk. (Geol. Stud. XV.) Jahrb. 1871. S. 113.

6) Siehe Abbildung 6 in Paul, Der Wiener Wald. Jahrb. XLVIII. 1898. S. 100.

einen Raum, welcher dort von der Plattform des Bleiermaises (344 m) und jener des Veitsberges (312 m) eingenommen wird, die zwar an der NE-Seite des Berges durch einen deutlichen Abfall voneinander getrennt sind, aber im SE die Tendenz zeigen, ohne trennende Stufe zu verschmelzen.

Am Nußberg fehlt die Steilstufe zwischen beiden Formen ganz, sie gehen ineinander über. Die Nußbergplattform entspricht nicht einem, sondern zwei Niveaus.

Das Gehänge unter derselben ist von der Donau umgestaltet, aber auch eine submarine Akkumulation ging hier vor sich; wie hoch die Meerhalde ursprünglich am Randgebirge emporreichte, läßt sich nicht entscheiden. Sowohl der Kahlenberg mit dem Nußberg, als die Ostseite des Bisamberges weisen also Formen auf, welche Strandplattformen sehr ähnlich sehen. Im ersteren Fall ist auch das steile Kliff noch sehr gut zu sehen und an den Fuß der Plattform lagern sich Leithakalkbänke als in der Nähe des Strandes gebildete Ablagerungen und eine jüngere Meerhalde ist in tieferem Niveau entstanden. Strandgerölle auf der Plattform zu finden, gelang aber nicht, ebensowenig auf den beiden Bisambergplattformen. Dort fehlen auch mediterrane Strandbildungen, jedoch bei Stammersdorf treten am Gebirgsrand sarmatische Sande auf, welchen am Fuße des Kahlenberges die Cerithiensande in den oberen Partien der Ziegeleien von Nußdorf und Heiligenstadt entsprechen. Es bleibt uns daher noch vieles unklar. Entsprechen die Strandplattformen den mediterranen oder den sarmatischen Schichten, welche an ihrem Fuße liegen, oder sind sie vielleicht noch jünger und gehören sie zu den pontischen Schichten? Für letztere Annahme scheint gar kein geologisches Argument zu sprechen, denn pontische Ablagerungen fehlen in der Nähe des Strandes und treten erst in der Tiefe des Beckens auf, wo sie bei den Caissonbauten und Brückenfundierungen unter dem Donauniveau angefahren wurden.

Ein wichtiges morphologisches Moment spricht jedoch dafür: der Talboden der Donau, welcher in ihren pontischen Schuttkegel eingeschnitten wurde, den wir vom Goldberg bei Krems bis zum Austritt des Stromes aus dem Klosterneuburger Durchbruch verfolgen konnten, mündet im Niveau der höheren Plattform und breiten Talterrassen entspricht hier eine breite Plattform. Auch das Niveau der großen pontischen Stromebene im Tertiärhügelland läßt auf einen, in ca. 340 m Höhe gelegenen pontischen Seespiegel schließen. In gleicher Weise läßt sich das Maisbergniveau mit der tieferen Plattform verbinden.

Wir erhalten den Eindruck, als ob sich hier im Mündungstrichter der Donau der Übergang von den pontischen Erosionsterrassen der Donau zu den pontischen Seeterrassen des Wiener Beckens vollzöge.¹⁾

Nicht abzuleugnen ist zwar, daß an den oben geschilderten Berggehängen auch die marine Brandung gewirkt hat, wohl aber, daß jene Kerben, die wir heute sehen, auch wirklich identisch sind mit den durch diese Brandung erzeugten Strandterrassen.

1) Während des Druckes erfuhr ich von einer Beobachtung Dr. Franz Schaffers, dem es gelang, auch auf der Nußbergplattform bis 355 m Höhe weiße von der Donau hergeschleppte Quarzitgerölle zu finden. (Zur Frage der alten Flußterrassen in Wien. Mitteilg. der k. k. Geogr. Gesellsch. in Wien. XLVII. Bd. 1904. S. 91—95.) Es ist diese Beobachtung geeignet, neuerlich unseren Zweifel, daß die Nußbergplattform durch die Brandung des marinen Miozänmeeres entstanden sei, zu bekräftigen. Es wird sich daher im folgenden darum handeln, zu beobachten, ob diese Stromterrasse der Donau nun im Wiener Becken ihr Gefälle verliert und eine horizontale Lage annimmt, und wenn dies der Fall ist, ob nicht doch andere Anzeichen für ihre marine, nicht für die lakustre Entstehung sprechen. In diesem Anfangsstadium unserer Beweisführung scheint es uns, als ob an der Ausbildung der Nußbergplattform der nach rechts drängende Strom, an der Ausbildung der gegenüberliegenden Bisambergplattform die Brandung des pontischen Sees den größeren Anteil habe.

Wir setzen unsere Wanderung am Gebirgsrand fort, um das Material zur Beantwortung der aufgeworfenen Fragen zu erhalten.

Im Profil zwischen Schreiber- und Steinbergerbach trifft man über Grinzing in 245 m Höhe ein mit Weingärten bepflanzt, aus mediterranen Sanden, Geröllen und Nulliporenkalken bestehendes Plateau, das der gleich hohen Kerbe beim Eichelhof entspricht. Hier treten abermals Quarzschotter auf, die nicht daran zweifeln lassen, daß wir noch auf einer Donauterrasse stehen.

Der Nulliporenkalk steht auch noch an der Straße zum Krapfenwaldl bei ϕ 277 m an. Ein im benachbarten Gasthaus (280 m An.), bei der Zahnradbahnstation Grinzing gegrabener Brunnen¹⁾ erschloß Amphisteginenmergel und Nulliporenkalk wechsellagernd in einer Mächtigkeit von 26 m und darunter den Flysch. Es ist das höchstgelegene Vorkommen dieser Art im Stadtgebiete von Wien und obwohl der Nulliporenkalk an diesem Punkt noch in ziemlich großer Mächtigkeit auftritt, ist wenige Schritte höher keine Spur mehr von ihm zu sehen. Er schneidet in dieser Höhe scharf ab.

In die erwähnten marinen Bildungen eingeschnitten liegt eine Terrasse in 262 m (An.) Höhe²⁾, und ober ihr eine zweite, bereits im Flysch (310 m An.), auf der abermals Quarzitzerölle vorkommen, und eine dritte, breite in 340 m Höhe. Ein im Steinbergertal gelegener Steinbruch reicht bis zu ihrer Oberfläche empor und an derselben sind die aufgerichteten Schichten abradiert.³⁾ Das Rückenprofil zwischen Steinberger- und Reisenbergerbach zeigt eine ziemlich breite Terrasse in 310—317 m (Wagensperre), zwischen 340 und 350 m liegt eine schwache Kerbe, in 382 m aber ein breites Plateau mit dem Kobenzlhof, hinter welchem die Kuppe des Latisberges (492 m) ansteigt. Strandgerölle auf den Terrassen fehlen. Infolge der dichten Zertalung sind hier die Formen arg verwaschen. Die hochgelegene Kobenzlterrasse entspricht einem bisher nicht beobachteten Niveau.

Zwischen Steinberger- und Sieveringertal treten abermals marine Sande und Konglomerate auf.

Eine regelmäßig konzentrische Anordnung in der Weise, daß ein Konglomeratstreifen in orographisch höherer Lage am Randgebirge entlang zieht, beckeneinwärts eine Zone von marinen Sanden folgt, wie sie Schaffers neue Karte angibt, schien aber dem Verfasser nicht überall vorhanden zu sein.

Die Schichten fallen durchweg ohne bedeutende Verwerfungen beckeneinwärts, so daß die in den höheren Gehängepartien erschlossenen Schichten das Liegende der orographisch tiefer gelegenen bilden. Die Hangendschichten reichen am Randgebirge aber nicht so hoch empor wie die Liegendschichten. Diese Anordnung ist übrigens für das ganze Becken die Regel.

Eine Brunnengrabung in der Villa Schöllner in der Himmelstraße erschloß unter einer schwachen Sandlage eine 9 m mächtige Schicht von groben Sandsteingeröllen, dazwischen Nester von abgerollten Nulliporen zu Konglomerat verbunden, darunter nur mehr Tegel mit Sandlagen⁴⁾, der gegen die Mitte des Beckens ganz an die Stelle des Sandes tritt. Auf

1) Fuchs, Neue Brunnengrabungen in Wien und Umgebung. Geol. Stud. Jahrb. XXV. 1875. S. 60.

2) Durch die Ankündigungstafel des Brauhauses gekennzeichnet.

3) Siehe Photographien des Geogr. Inst. der Wiener Universität aus Österr.-Ungarn. Verzeichnis. 1. Liefg. Nr. 176.

4) Fuchs und Karrer, Über das Verhältnis des marinen Tegels zum Leithakonglomerat. Jahrb. XXI. 1871. Geol. Stud. Nr. XV, 118ff. und Neue Brunnengrabungen. Ebenda XXV. 1875. Nr. XXI. Nr. 112, 113, 115, 116. S. 59ff. Die Foraminiferenfauna dieses Tegels zeigt den Charakter einer in 40 Faden Tiefe lebenden Tierwelt (Karrer, Über das Auftreten von Foraminiferen in den mar. Tegeln des Wiener Beckens. Sitz. Ber. XLIV 1861. S. 436. Das entspräche einer Strandlinie in 300—320 m Höhe.

der Himmelstraße gegen Bellevue aufsteigend, überschreitet man zwischen 260 und 270 m eine kleine Plattform, welche von den marinen Schichten gebildet wird, denn noch in 276 m (An.) links von der Straße ist eine Grube mit feinem 10—12° E fallendem Sand erschlossen, ebenso höher beim Haus Nr. 28 (283 m An.). Hier schaltet sich gegen oben eine Gerölllage ein (Fallen 15° E.), und endlich liegt rechts der Straße in 293 m (An.) feiner Sand, jedoch keine Strandgerölle (Fallen 10° E.). Wenige Meter höher steht schon der FLYSCHSANDSTEIN an; es folgt eine Terrasse in 310 m, ebenso in 335 m (An.) und die breite Plattform ober Bellevue (388 m) (= Kobenzlterrasse), hinter welcher Pfaffenberg und Himmel ansteigen. In der Höhe von 385 m (An.) liegt auch, durch eine schwache Einsenkung getrennt, das Plateau mit dem Restaurant „Am Himmel“, darunter auf einer breiteren Talterrasse des Sieveringer Baches das gleichnamige Schloß (364 m).

Am Weg von Bellevue nach Unter-Sievering (Bellevuestraße) passiert man aber auch ein Plateau in 340 m, ein kleineres in 310 m und unter diesem kommt man wieder in das Bereich der marinen Sande und Konglomerate, die am Meiselberg und in den „Torsäulen“ in mehreren Gruben erschlossen sind (bis über 290 m). In ihnen liegt die kleine Terrasse bei ϕ -280 m.

Abwärts gegen den Kaasgraben ist ihre Überlagerung durch grobe Gerölle, abgerollte Blöcke von bereits verfestigt gewesenen Sandsteinkonglomerat mit zahlreichen Steinkernen sarmatischer Konchylien zu beobachten.

Die Schichten fallen 15° beckeneinwärts. Wieder ist also hier in einer sarmatischen Meerhalde von der Brandung abgerolltes Material vorhanden, das einer höheren, älteren Meerhalde entnommen ist. Die marinen Sande bilden auch das vom „Gallein“ und Meiselberg gegen Sievering abfallende Gehänge¹⁾ und durchsetzen den Talboden bei Ober-Sievering. Talabwärts von Unter-Sievering tritt oberflächlich der sarmatische Sand zutage, der wie der marine Sand und die Konglomerate der Strandzone sanft gegen das Innere des Beckens einfällt (z. B. Aufschluß Sieveringer Hauptstraße Nr. 64). Zwischen Sieveringerbach und Krottenbachtal verläuft ein schmaler Rücken, der zwar auch mehrere Gehängeknice übereinander zeigt, von denen aber den unteren wegen der Schmalheit der Wasserscheide zwischen den genannten Tälern keine besondere Bedeutung zugesprochen werden kann. Eine Kerbe liegt am Hasleck in 309 m (An.), eine in 340 m, dagegen ist sehr auffällig der Rest einer breiten Terrasse in 418 m (Neuberg), sowie die ebene Wiesenfläche unter dem Dreimarkstein (ϕ -431 m). Dem Neuberg entspricht ein Plateau südlich des Dreimarksteines in 418 m Höhe, vielleicht auch das Gipfelplateau des schon früher genannten Pfaffenberges (415 m) ober dem Himmel. Für diese hochgelegenen Terrassenreste fehlt uns einstweilen jede Deutung.

Südöstlich der Agnesgasse, welche Ober-Sievering mit Neustift a. Wald verbindet, erhebt sich das breite Plateau des Hackenberges auf 306 m. Dasselbe ist am Ost- und Südostabfall von marinen Konglomeraten und Sanden umrandet, welche im „Glatring“ am linken Krottenbachgehänge aufgeschlossen, ein Ost-südostfallen von 15° zeigen. Talauwärts bilden im „Sonnberg“ sarmatische Sande die Gehänge. In mehreren Aufschlüssen fällt der Sand sanft gegen E ein. Der Sonnberg (225 m) ist der Rest eines alten Talbodens, der am linken Ufer des Krottenbaches mit ziemlich großem Gefälle zu verfolgen ist und offenbar einem pliozänen Niveau entspricht. Lößbedeckte Diluvialschotter setzen den heutigen Talboden zusammen.²⁾

1) Vgl. Březina, Sandsteinkristalle von Sievering. Geol. Stud. X. Jahrb. XX. 1870. S. 115.

2) Vgl. Karrer, Die Krottenbacheinwölbung im XIX. Ber. Geol. Stud. Jahrb. XLV. 1895. S. 59—71.

Auf der rechten Talseite bildet der marine Sand die Höhen von Pötzleinsdorf und fällt unter die sarmatischen Schichten von Ober-Hohenwart und der Türkenschanze ein. Die durch ihren Fossilreichtum berühmten Schichten von Pötzleinsdorf, wieder Gerölle oben, feine gelbe Sande unten vorherrschend¹⁾, erreichen 290 m Höhe. Als tiefste Schicht wurde in der Schafberggasse in 245 m Höhe beim Kanalbau noch ein Lithothamniumriff erschlossen, also eine Fortsetzung dieser am Kahlenberg und bei Grinzing auftretenden Strandfazies.²⁾

Die marinen Schichten bilden ein Plateau, welches in der Galleranlage 288 m erreicht. Es fällt zu dem 260—269 m hochgelegenen Plateau von Ober-Hohenwart ab, in dem die sarmatischen Sande und Konglomerate anstehen.

Von Pötzleinsdorf gegen den Michaelerberg ansteigend, trifft man wieder auf eine im Flysch eingeschnittene breite Plattform im bekannten Niveau von 330—340 m (Oberwangen) und eine kleine Kerbe unter dem Gipfel in 364 m Höhe (An.) (vgl. Kahlenberg).

Zwischen Krotten- und Dornbach ist ein gut erhaltenes Terrassenprofil zu beobachten. Vom 388 m hohen Schafberg steigt man zur Terrasse bei den Kreuzwiesen (ϕ 336 m und 340 m), von hier zur 400 m breiten Plattform des Kleinen Schafberges (ϕ 305—313 m An.) herab, während ein kleineres Plateau gegenüber unter der Ladenburger Höhe in 315 m liegt. Unter diesem Niveau steht am Kleinen Schafberg ein Gärtnerhaus, in dessen Brunnen mächtige Sandsteingerölle bis 9 Klafter Tiefe (17 m) 292—17 m = 275 m] angetroffen wurden. Fossilien konnten in der Strandablagerung nicht gefunden werden. Nach Schaffers Karte sind wir hier im Bereich der marinen Konglomerate. Beim Wasserleitungsreservoir unter dem Schafberg folgt ein 300 m breites Plateau (284 m) und beim Gersthof Friedhof eine von sarmatischen, fast flach gelagerten Sanden und Sandsteinen gebildete Terrasse (ϕ 265 m). Am Rücken ober Gersthof endlich (An. 280 m) liegt das Leopoldplateau, wo durch eine Brunnenanlage auch marine Strandgerölle erschlossen wurden.

Am linken Talgehänge des Dornbaches treten bereits flachgelagerte sarmatische Sande auf (Alszeile Nr. 19), welche auch beim Bau der Vorortelinie hinter dem Hernalser Friedhof angefahren wurden.

Die zwischen dem Dornbacher- und Wiental gelegene Uferzone zeigt nicht minder deutlich den Terrassenbau. Sie wird durch den Halterbach bei Dornbach, durch das Liebhartstal bei Ottakring, durch den Ameisbach bei Penzing und den Rosenbach bei Hütteldorf, kleine Bäche, welche im vorderen Kamm entspringen, gegliedert. Im ersten Abschnitt erhebt sich der Heuberg (464 m), der am E-Abfall und an dem gegen die Marswiese bei Neuwaldegg gekehrten N-Abfall Plateaus in rund 390 m trägt. Ferner sind an Terrassen zu erwähnen: die Wiesenfläche ober dem Kl. Heuberg, 355 m (An.), die breite Terrasse des letzteren, ϕ 331—340 m, des Mitterberges, 335 m und der Langen Pointen (310 m, An.). Tertiärbildungen fehlen in diesem Profil.

Das Profil Kaiser-Jubiläumswarte (Vogeltennwiese)-Ottakring zeigt folgende übereinander angeordnete Terrassen: das Plateau des Galitzinberges (Tempel 388 m), darunter folgt die über 600 m breite Fläche mit Schloß und Park Wilhelminenberg, 345—352 m (An.), die Terrasse bei der Meierei am Predigstuhl 320 m (An.), bei der Sängervarte 292 m (An.). Jenseits des Liebhartstales findet man die Fortsetzung der breiten Wilhelminenbergterrasse in dem Plateau, welches eine Ruine trägt (350 m).

1) Fuchs, Erläuterungen, S. 19 und Konchylien aus einer Brunnengrabung in Pötzleinsdorf. Geol. Stud. IV. Jahrb. XVIII. 1868. S. 285.

2) Rosiwal, Zur Fauna der Pötzleinsdorfersande. Jahrb. XVIII. 1898. S. 81.

In diesem Profil erheben sich die Terrassen über den Durchschnitt (280, 310 m) etwa um 10 m, es scheint also hier eine kleine Störung der Terrassenniveaus vorzuliegen.

Die marinen Schichten steigen hier nicht hoch empor, wenigstens sind sie nicht in größerer Höhe erschlossen, wohl aber in den Gruben der Sandleiten und im Teufelskot (228—241 m) zwischen Ottakring und dem Alsbach, wo sie schwach südlich fallen. Bei Brunnengrabungen wurden an der Basis dieser Sande wieder Geröllagen und dann der Tegel angefahren.¹⁾ In der Sandleitengasse, früher Dornbacherstraße Nr. 7, wurde unter 23 m dieses Schichtkomplexes eine 28 m mächtige graugelbe Tegelschichte mit *Helix* und *Planorbis*-resten angetroffen²⁾, darunter aber das Grundgebirge, welches hier in 230 m—51 m = 179 m liegt und also sehr steil zur Tiefe sinken muß, denn in kaum $\frac{1}{2}$ km Entfernung in der Wilhelminenstraße tritt es noch in 270 m Höhe zutage. Es scheint das Vorkommen von Süßwassertegel unter marinen Schichten dafür zu sprechen, daß auch in diesem Teil des Beckens die ältesten Schichten Süßwasserbildungen sind, wengleich es sich auch hier an der Alsbachmündung um eine lokale Fazies handeln kann.

Südlich der Galitzin- und Thaliastraße verschwinden die marinen Konglomerate von der Oberfläche, und bis zum Wiental treten auch am Randgebirge nur sarmatische Sande und Konglomerate auf, welche unter 280 m Höhe bleiben.

Hier sind die Uferformen wieder sehr deutlich entwickelt. Zwischen Rosenbach und Ameisbach erstreckt sich ein 600 m breites Plateau, das hier durch einen kleinen Abfall aber in eine höhere (In der Rose 347 m) und in eine tiefere Stufe (Spiegel 339 m) zerfällt. Auf beiden sind einzelne Sandsteingerölle zu finden. Vom Spiegel steigt man über einen Steilabfall zu einer 308 m hohen Terrasse herab (An.), welche sich in bedeutender Breite bis zum Dehnepark bei Hütteldorf fortsetzt (300—310 m, Plagern). Tiefer als diese Terrasse liegt am linken Ufer des Ameisbaches die Plattform, auf welcher Kuffners Sternwarte steht (285 m). Dort, wo sie der Flötzersteig im Hohlweg überschreitet (ϕ 271 m), steht unter dem Gasthaus ein Konglomeratblock an, der aus faustgroßen gutgerundeten Sandsteingeröllen und noch größeren eckigen Trümmern besteht, welche durch Quarzsand miteinander verbunden sind — eine typische Strandbildung, leider aber fossilleer. Sandsteingerölle und Konglomerate sind auch in den Weingärten und Feldern, in den Weidäckern und beim neuen Hochquellen-Reservoir (277 m), das auch auf einer Terrasse steht, zu finden. Sie fehlen aber auf der Plattform, welche sich westlich des Ameisbaches bei Hütteldorf fortsetzt (Mittl. Spiegel 285 m, ϕ 276—280 m) und dort im Flysch verläuft.

Obengenannte Strandbildungen, welche auch in der Nähe des Liebhartstales auftreten, sind nach Schaffer sarmatischen Alters.³⁾ Sie liegen am Außenrand jenes sarmatischen Schichtkomplexes, welcher teils aus, mit riesigen Geröllen untermischtem Sand, teils aus Tegel besteht und den Untergrund von Breitensee, Penzing und des östlichen Teiles von Baumgarten zusammensetzt.

Überblicken wir die bisher gewonnenen Ergebnisse.⁴⁾ Über das Niveau der höchsten pliozänen Flußschotter im Gemeindegebiet von Wien (Laaerberg, 256 m), über die höchsten pontischen Schichten des Beckengrundes erhebt sich jene Terrasse von 260—265 m Höhe, welche an eine Stromterrasse im Donaudurchbruch (auch entsprechende Kierling- und Weidlingbachtterrassen) anknüpft. Wir können noch nicht mit Sicherheit entscheiden, ob sie auch

1) Fuchs, Erläuterungen, S. 18; Neue Brunnengrabungen in Wien und Umgebung. Geol. Stud. XXI. Jahrb. XXV. 1876. Nr. 110. S. 58. Nr. 119. S. 62.

2) Kittl, Auftreten eines miozänen Land- und Süßwasserschnecken führenden Tones in Ottakring. Annal. Naturh. Hofmus. II. Notizen S. 76.

3) Geologie von Wien I. S. 27. 4) Vgl. stets Tafel I, Fig. 4.

im Wiener Becken einem Talboden der Donau entspricht, etwa dem ältesten pliozänen Talboden, der von der pontischen lakustrinen Aufschüttungsfläche des entleerten Beckens gebildet wurde, oder ob sie eine den Beckengrund überragende Brandungskerbe darstellt. Sowohl Flußschotter, als Strandgerölle fehlen auf ihr, ein Gefälle ist an ihr ebensowenig wie an den höheren Terrassen zu bemerken.

Zwischen der Donau und dem Sieveringertal bis auf unbedeutende Spuren verschwunden, da hier die gegen die Ebene konvergierenden kleinen Täler in kaum $\frac{1}{2}$ km Entfernung voneinander das Randgebirge verlassen und die sie trennenden Riedel in den unteren Partien bis auf schmale Brücken aufgezehrt haben, tritt sie dort, wo die Zertalung eine weniger dichte ist, regelmäßig auf. Wir wollen dieses Niveau fortan mit I bezeichnen. Seine Identität mit dem Niveau des Nasenberges im Tullner Becken (vgl. S. 66) wurde vermutungsweise ausgesprochen. Dagegen kann die im Donaudurchbruch 285 m hoch gelegene Terrasse, welche am Rande des inneralpinen Wiener Beckens in rund 280 m ihre Fortsetzung findet und sich hier schon bedeutend über den pontischen Seegrund erhebt, mit größerer Sicherheit als eine Brandungskerbe ausgesprochen werden. Wir wollen dieses Niveau, das mit dem Kremsfeldniveau des Tullner Beckens zusammengestellt wurde, mit II bezeichnen.

Weder die Terrassen des Niveaus I, noch jene des Niveaus II erreichen eine größere Breite als 200—300 m, etwas breiter ist die rund 310 m hohe Terrasse des Niveaus III, welche fast in keinem Profil fehlt. (Maisbergniveau des Tullner Beckens.)

Die Kahlenbergplattform steht, wie jetzt aus dem Vergleich mit den Nachbarprofilen hervorgeht, ganz vereinzelt da und nimmt einen Raum ein, der sonst der Terrasse III und der nächsthöheren zufällt, ist also vielleicht aus der Verschmelzung zweier Formen hervorgegangen oder sie verdankt ihre Gestalt der kombinierten Wirkung der Brandungsabration und darauffolgender Lateralerosion des Donaustromes, als der Durchbruch bei Klosterneuburg bereits eröffnet war.¹⁾ Weit aus die breiteste Terrasse ist IV, durchschnittlich 340 m hoch. Sie erreicht in einigen unverletzten Profilen über 600 m Breite bei einer Höhendifferenz von 10—15 m zwischen dem oberen und unteren Rand.

Wir können diese Marke eines unteren Denudationsniveaus geradezu als eine Leitform bezeichnen, welche uns die Orientierung unter den übereinander angeordneten Terrassensystemen bedeutend erleichtert. Sie läßt sich mit dem Goldbergniveau des Tullner Beckens verknüpfen.

Über dieser breiten Plattform erscheint in einigen Profilen eine Kerbe in 360 m (Niveau V), breitere Abrasionsterrassen in 385—390 m Höhe (VI), in drei Profilen endlich eine 415—420 m hoch gelegene Plattform (VII), vereinzelt steht das Plateau vor dem Dreimarkstein, 431 m (VIII?). Die Niveaus VI—VIII sind nur zum Teil erhalten, denn bereits Terrasse VI ist durch die starke Ausräumung des Gesteins in der Zone der undurchlässigen Mergelschiefer zum Gipfelniveau geworden, so am Schaf- und Michaelerberg, und in jener Entfernung vom Kamm des Randgebirges, in der sonst die Terrasse VII anzutreffen ist, verläuft eine Tiefenlinie. Schaf- und Michaelerberg sind also Gehängepartien, welche durch eine quer zum Gefälle der Gebirgsabdachung wirkende Erosion von ersterer abgelöst wurden. Wir möchten diese Reste des zerschnittenen Terrassenniveaus VI als Abdachungsgipfel bezeichnen.

Für das Alter der über der Plattform des Niveaus IV gelegenen Terrassen fehlen uns alle Anhaltspunkte; sie verlaufen durchweg im älteren

1) Es wird sich später z. B. an den Terrassen, welche durch den Triestingsschuttkegel laufen, zeigen, daß selbst breitere einheitliche Abrasionsterrassen einen viel geringeren Höhenunterschied zwischen Brandungskerbe und unterem Rand zeigen, als die Nußbergplattform vor dem Kahlenberg.

Gebirge und tragen keine jüngeren Ablagerungen. Die Niveaus IV—II entsprechen nach unseren, im Tullner Becken gewonnenen Erfahrungen pontischen Erosionsbasen, IV einer langandauernden Stillstandslage des Seespiegels, III und II Rückzugsetappen desselben. Für Niveau I erschien es uns fraglich, ob es noch ein pontisches Seespiegelniveau oder bereits ein altpliozänes Donauterrassenniveau darstellt.

Wie entsprechen dem nun die Beobachtungen im inneralpinen Wiener Becken? Terrasse I ist bei Grinzing und an der Himmelstraße in marine Schichten eingeschnitten, am Ober-Hohenwart wird sie von sarmatischen Schichten gebildet und erst über ihr treten marine Schichten an die Oberfläche. Dasselbe ist beim Gersthofer Friedhof der Fall. Diese Terrasse muß also jünger als das marine Miozän sein. Sie ist aber auch noch sicher jünger als die sarmatischen Schichten, denn diese steigen über sie empor und schneiden erst an Terrasse II ab (Flötzersteig).

Wir sehen die marinen Schichten am Randgebirge in verschiedener Höhe abschneiden, also in ihrer Verbreitung durch jüngere Abrasionsvorgänge beschränkt. Am Kahlenberg, beim Eichelhof und Grünen Kreuz erreichen sie nur das Niveau I, unter dem Krapfenwald das Niveau II; hier keilen sie in 280 m Höhe nicht allmählich aus, sondern sind in einer Mächtigkeit von 26 m plötzlich wie abgeschnitten. Unter Bellevue und unter dem Schafberg steigen die marinen Sande und Gerölle bis zum Niveau III (310 m) empor, dessen Terrasse zum Teil von denselben gebildet wird, zum Teil bereits in Flysch verläuft, wie dies mit der breiten Plattform IV überall der Fall ist.

Die heutigen Höhengrenzen der marinen Schichten sind zum guten Teil ein Ergebnis späterer Abrasion. Die Maximalhöhe erreichen sie im Niveau III, wie die sarmatischen Schichten im Niveau II, die pontischen bleiben unter der Terrasse I.

Aus diesen Lagerungsverhältnissen könnte leicht der Schluß gezogen werden, daß die Terrasse I pontisch oder jünger, Terrasse II sarmatisch, Terrasse III aber mediterranen Alters sei und die breite Plattform IV auch noch eine marine Strandplattform darstellt.

Stratigraphischer und paläontologischer Befund besagen folgendes: Strandgerölle auf den Terrassen fehlen, mit Ausnahme der vereinzelt Flyschgerölle auf der Plattform in der Rose, wo es aber an Fossilien mangelt. Fluviale Quarzschotter kommen im Mündungstrichter der Donau auf den Terrassen III und IV vor. Meerhalden dagegen sind vorhanden, Nulliporenkalk, marines Konglomerat und mariner Sand fallen mit Neigungswinkeln von 5° — 25° gegen das Becken ein, und man sieht nichts von großen Verwerfungen, welche diese schräge Lagerung erklären könnten, kleinere Störungen treten ganz vereinzelt auf (Grünes Kreuz).

In der Tiefe des Beckens liegt der Tegel, gegen das Ufer zu sandigere Lagen, am umbrandeten Küstenvorsprung des Kahlenberges bildete sich der Nulliporenkalk, in der Bucht zwischen ihm und dem Wiental, die heute noch aus dem Verlauf des Randgebirges zu erkennen ist, lagern sich Sande ab, in der Strandzone grobe Gerölle. Auch bei Pötzleinsdorf findet man noch ein Nulliporenriff, dann ist auch hier die Küste versandet und in eine Geschiebeküste verwandelt worden. Der Pötzleinsdorfer Sand hat den Charakter einer, im ruhigen, seichten Wasser gebildeten Ablagerung und seine Fauna ist schon wiederholt mit jener vom Lido bei Venedig verglichen worden.¹⁾

Aus dem Auftreten des Nulliporenkalkes und der großen Strandgerölle kann man zwar auf die Strandnähe schließen, aber nicht präzise die Höhe

1) Vgl. R. Hoernes, Bau und Bild. S. 961.

der Strandlinie angeben, jedenfalls lag sie über 300 m. Sehen wir die Terrasse III bereits als die marine Strandmarke an, so können wir die breite Plattform IV nicht erklären; reichte die Meerhalde ursprünglich bis IV empor, so ist Terrasse III eine jüngere Form. Die Foraminiferenfauna des Tegels in der Himmelstraße (vgl. S. 85, Anmerkung 4) läßt auf 40 Faden Wassertiefe schließen, also auf eine Strandlinie von 300—320 m Höhe. Innerhalb der Grenzen 350—300 m haben wir die Lage des mediterranen Meeresspiegels zu suchen, also in jener Höhe, welche die Nußbergplattform einnimmt, und unter den Niveaus V—VII, die entschieden nichts mit den marinen Strandlinien zu tun haben. Die sarmatische Strandlinie ist tiefer gelegen gewesen als die mediterrane, wie aus der Aufarbeitung der mediterranen Strandbildungen durch eine jüngere Brandung hervorgeht. Eine sarmatische Strandhalde legt sich an den Fuß des Nußberges, sarmatische Strandgerölle und Konglomerate erreichen bei Ottakring und Pötzleinsdorf fast 280 m. Im Terrassenniveau II sind sie abgeschnitten, aber auch hier fehlen sarmatische Strandgerölle auf der Plattform. Die sarmatischen Schichten zeigen im allgemeinen eine schwächere Neigung gegen das Becken als die mediterranen. Die sarmatische Strandlinie bei Wien ist also höher als 280 m gelegen und dürfte kaum 300 m überschritten haben.

Über die Höhenlage des pontischen Seespiegels geben uns Ablagerungen gar keine Auskunft. Es gibt keine Strandgerölle dieser Stufe und es fehlt auch die Seehalde. Erst in größerer Entfernung vom Randgebirge stellt sich der pontische Tegel ein, erreicht dann aber fast 250 m Höhe (Laaerberg). Es liegen diese Ablagerungen des tieferen Wassers in höherem Niveau, als der sarmatische Tegel, ja selbst wie der marine. Dies deutet darauf hin, daß wir die höchsten pontischen Uferlinien keinesfalls unter dem Niveau der mediterranen und sarmatischen Strandlinie suchen dürfen, sondern daß sie wahrscheinlich höher ansteigen als jene.

Die mediterranen und sarmatischen Strandbildungen müssen wir uns zur Zeit des Hochstandes des pontischen Sees untergetaucht denken und ebenso die alten Strandterrassen. Sie mußten von pontischen Ablagerungen überdeckt werden, die pontische Brandung mußte zur Zeit des Hochstandes über den sarmatischen und marinen Strandlinien am Randgebirge ihre Wirksamkeit entfalten. Beim Rückzug der pontischen Uferlinie wurde jene Zone des Randgebirges, in welcher sich die älteren Strandlinien befunden hatten, in welcher ferner der Schauplatz der Bildung einer mediterranen, einer sarmatischen Meerhalde und endlich einer pontischen Seehalde gewesen war, in den Wirkungsbereich der Brandung einbezogen, so daß nun im tieferen Niveau als früher eine Abrasionsarbeit zur Geltung kam. Es ist klar, daß die pontische Abrasion, als die jüngste unter den während des Miozäns an der Umgestaltung des Randgebirges wirkenden Kräften, ältere Formen zerstört, neue geschaffen haben muß. Die pontische Abrasionsarbeit wird daher für die Formgebung des Gebirgsrandes von bleibendem Einfluß gewesen sein und auch heute ist die Wahrscheinlichkeit, pontische Formen zu finden, eine viel größere, als den viel älteren, sarmatischen und mediterranen zu begegnen. Nicht nur deshalb, weil sie viel älter sind, sondern auch, weil die Bildung sarmatischer Uferformen schon die teilweise Zerstörung der mediterranen, die Bildung der pontischen die abermalige Umgestaltung und Zerstörung der früher gebildeten mediterranen und sarmatischen Brandungsterrassen und Meerhalden zur Voraussetzung hat. Es ist daher fraglich, ob jene Uferterrassen, deren Niveaus wir eben früher besprochen haben, auch tatsächlich zu den unter ihnen erhalten gebliebenen Strandbildungen gehören, ob sie nicht vielmehr jünger als diese und die älteren Meerhalden Denu-

dationsreste sind, deren Höhengrenze nicht mehr das ursprüngliche Verbreitungsgebiet bezeichnet, sondern als eine später gezogene Abrasionsgrenze erscheint.

Es wäre auch merkwürdig, wenn sich im Wirkungsbereich der pontischen Brandung keine pontischen, sondern ältere Strandlinien erhalten haben sollten.

Aber, wird man einwenden, warum gibt es dann keine pontischen Uferbildungen, warum gibt es in der Nähe des Ufers überhaupt keine pontischen Schichten?

Gewiß ein sehr berechtigt erscheinender Einwurf, und doch ist die Tatsache nicht so merkwürdig, als sie scheint, sondern es wäre, wie uns die folgende Erwägung zeigen wird, noch viel merkwürdiger, wenn die Verhältnisse anders lägen.

Treten an einer Steilküste, als die wir uns die Bruchküste des Wiener Beckens vorzustellen haben, Verschiebungen der Strandlinie ein, so wird selbst bei großen Vertikalabständen der einzelnen Strandlinien ihr Horizontalabstand kein großer sein. Sie laufen, wie die Isohypsen auf eine Fläche projiziert, nebeneinander in einer schmalen Zone dahin, dagegen ist an einer Flachküste der Horizontalabstand zweier Strandlinien selbst bei geringem Vertikalabstand ein großer; jede Verschiebung der Strandlinie bringt ein Untertauchen großer Landflächen oder ein Landfestwerden weiter Strecken des Meeresgrundes mit sich und jede dieser Schwankungen findet im Verlauf der neuen Küstenlinie und der Anordnung der Täler ihren morphologischen, in der Verbreitung der Sedimente ihren klaren geologischen Ausdruck. Bedeutend verwickelter sind aber die Vorgänge, welche sich, auf schmalem Raum zusammengedrängt, am Rand des inneralpinen Wiener Beckens, wo die Strandlinien zweier verschiedener Entwicklungsstadien des Miozänmeeres und die Uferlinien des pontischen Sees zu suchen sind, abgespielt haben. In jedem dieser Zeiträume arbeitete die Brandung an der Küstenumgestaltung und zwar, wie schon betont wurde, in verschiedenen Niveaus und Abrasion, Transport und Ablagerung spielten sich in einer verhältnismäßig schmalen Zone ab, die dadurch in jedem dieser Zeiträume in ihrem Formenschatz bedeutende Umgestaltungen erfahren mußte. Die negative Bewegung der pontischen Uferlinie war die letzte dieser Veränderungen und sie muß, wie gesagt, den Formen der Uferzone ihr Gepräge gegeben haben.

Vergegenwärtigen wir uns nun die Vorgänge bei der negativen Bewegung der pontischen Uferlinie, welche bis zum Landfestwerden des Beckens andauerte. Vor dem Beginn dieser Bewegung wurde unter der höchsten pontischen Uferlinie akkumuliert; es bildete sich eine Seehalde am Beckenrand, welche sich an und auf das Grundgebirge, sowie an und auf geologisch ältere Meerhalden lagerte; am Grunde des Beckens kamen Sande und Tegel zum Absatz. Diese ganze Akkumulationszone am Beckenrand fiel aber während des Rückzuges der pontischen Uferlinie in das Abrasionsbereich des sinkenden Seespiegels, nach dem Rückzug wurde sie von der am Lande wirkenden Erosion und Denudation in Mitleidenschaft gezogen.

Die Abrasion der Brandung zerstörte zuerst die oberste, jüngste Schichte, die pontische Seehalde, welche während eines höheren Wasserstandes gebildet worden war, und legte entweder eine geologisch ältere Strandbildung oder das Grundgebirge bloß. Da die Mächtigkeit der Beckenausfüllung gegen den Strand hin abnimmt, so wird die im höheren Niveau ausgeübte Abrasion leichter eine ältere Strandbildung bloßlegen und entfernen und dadurch das Grundgebirge anschnneiden, als die im tieferen Niveau spielende. So werden sich in der Uferzone in den höchsten Lagen die ältesten Strandbildungen erhalten, in niederen jüngere, und die jüngsten,

die mit der in negativer Bewegung begriffenen Uferlinie geologisch gleichaltrig sind, werden sich in der Regel nur unter der untersten, die letzte Stillstandslage der Uferlinie bezeichnenden Terrasse erhalten können. Sie sind ja das von der Brandung zuerst in Angriff genommene Zerstörungsobjekt und jedes Einschneiden einer Terrasse in eine geologisch ältere Strandbildung setzt eine vorhergehende Zerstörung der geologisch gleichalten voraus, soweit sie das Niveau der Spiegelfläche überragte. Aber auch Erosion und Denudation wirken in demselben Sinne und machen den Mangel der jüngsten Strandbildungen noch verständlicher.

Während in der Tiefe des Beckens noch akkumuliert wird, hat für die, von der Uferlinie verlassenen Brandungsterrassen ein neuer geographischer Zyklus begonnen und zwar zuerst wieder für die höchste unter ihnen. Am spätesten beginnt er für den Beckengrund. Die Erosion arbeitet an der Zerschneidung der Strandplattformen oder Uferterrassen, die Abspülung an der Zuböschung der Kliffe und an der Entfernung des losen Strandgerölles von der Plattform und der etwa von der Abrasion verschont gebliebenen Meer- oder Seehalden am Fuße derselben. Je früher diese Formen über das untere Denudationsniveau geraten sind, desto länger sind sie der Zerstörung preisgegeben.

A, B, C . . . seien hier die Stillstandslagen einer in negativer Bewegung begriffenen Strand- oder Uferlinie, *a, b, c . . .* die ihnen entsprechenden Ablagerungen im Bereich des Strandes (Strandgerölle auf der Plattform und Halde am Fuße derselben), *a', b', c' . . .* seien die im tiefen Wasser am Beckengrund in den entsprechenden Zeiten sich bildenden Ablagerungen. Nennen wir endlich die Zeiten, welche zwischen die Anfänge der einzelnen Stillstandslagen fallen: $T_a T_b . . .$, die Zeiten, die notwendig sind, damit die Denudation die Schichte *a' b' . . .* zerstören kann: $T'_a T'_b . . .$, so ergibt sich folgendes: Hat die Strandlinie die bei *A* gelegene Strandplattform verlassen, so wird *a* durch die Brandung angegriffen und auf der verlassenen Plattform abgespült, bei der Stillstandslage *B* wird die Meerhalde *a* entweder ganz zerstört und eine neue Plattform in eine etwa vorhandene ältere Strandbildung oder in das Grundgebirge eingeschnitten und am Fuß derselben die Meerhalde *b* gebildet. Mit dem Verlassen von *A* beginnt für *a* ein neuer geographischer Zyklus; Erosion und Denudation arbeiten an der Zerstörung von *a*, während in der Tiefe im Gegensatz dazu *a', b', . . .* sich aufeinander lagern und die ältere Schichte durch die jüngere geschützt wird usf. Wird die Schichte *c'* am Grund des Beckens landfest, so hat für *a* der geographische Zyklus schon die Zeit $T_a + T_b + T_c$ gedauert, für *b*: $T_b + T_c$, für *c*: T_c . Bis nach der Entfernung von $c_1 + b_1$ die Zerstörung von a_1 beginnt, ist die gleichalte Strandbildung bereits die Zeit $T_a + T_b + T_c + T'_c + T'_b$ hindurch der Zerstörung preisgegeben gewesen und damit ist schon ausgedrückt, um wieviel mehr die ufernahen Bildungen zerstört sein müssen, als jene in der Mitte des Beckengrundes.

Aus dieser Formel kann man entnehmen, wenn man sie überdies noch mit dem über die Abrasion Gesagten zusammenhält, wie gering die Chancen für die Erhaltung von pontischen Uferbildungen sind. Weder die konzentrische Anordnung der Tertiärschichten nach ihrem Alter, noch der Mangel der jüngsten Strandbildungen auf den Terrassen und am Fuß derselben kann, wenn man die natürliche Entwicklung der Uferzone während der letzten negativen Bewegung der Uferlinie und nach derselben verfolgt, Erstaunen erregen.

Pontische Schichten bilden größtenteils noch die Oberfläche der Ebene des Wiener Beckens, pontische Strandablagerungen sind in dem eben besprochenen Abschnitt des Randgebirges nicht mit Sicherheit nachzuweisen.

Die sarmatischen Schichten steigen noch bis Terrasse II empor, die mediterranen an mehreren Stellen bis III. Ihre Höhengrenze fällt stets mit einer Abrasionsterrasse zusammen und daraus läßt sich schließen, daß sie nicht mehr die ursprüngliche ist. Über diesen Terrassen waren sie offenbar zu wenig mächtig, um der Abrasion der letzten im Rückzug begriffenen Spiegelfläche widerstehen zu können und ihre ungleiche Höhengrenze ist keine Verbreitungs-, sondern eine jüngere Abrasions- und Denudationsgrenze. Reste der miozänen Meerhalden und Teile der an das Randgebirge angelagerten miozänen Beckenausfüllung haben sich unter den jungen Terrassen erhalten und erscheinen, da überdies die ihnen entsprechenden Uferbildungen fehlen, zu jenen in ein Verhältnis gebracht, welches kein ursprüngliches, aber auch kein zufälliges ist, denn die Abrasionsgrenze ist eine Funktion der Mächtigkeit und Widerstandsfähigkeit der miozänen Strandbildungen und der Leistungsfähigkeit der sie zerstörenden Kräfte.

In jener Zone des Randgebirges, welche unterhalb der obersten pontischen Uferlinie liegt, muß die Bewegung derselben eine Zerstörung oder Umprägung der Formen herbeigeführt haben. Die neuentstandenen und umgeprägten pontischen Uferformen wurden dann in dieser Zone zu Ausgangsformen für den mit ihrer Landwerdung beginnenden geographischen Zyklus. Schon aus diesem Grunde allein geht es nicht an, die unter der obersten pontischen Uferlinie vorhandenen Brandungsterrassen als marine Strandplattformen aufzufassen, weil man damit einer weiter zurückliegenden geologischen Epoche einen größeren Anteil an der Bildung heute noch vorhandener Formen zuschreibt als einer jüngeren, was dem natürlichen Entwicklungsgang der Erdoberfläche vollkommen widerspricht.

Wenn auch z. B. die Nußbergplattform in das Niveau der marinen Strandlinie fällt, die Uferterrasse selbst in ihrer heutigen Gestalt ist gewiß das Werk jüngerer Kräfte; mag auch an derselben Stelle bereits eine marine Strandplattform gelegen sein.

Aus der konzentrischen Anordnung der Tertiärschichten nach ihrem Alter ist, wie aus dem Angeführten hervorgeht, auch nicht der Schluß zu ziehen, daß die mediterrane Strandlinie am höchsten, die sarmatische tiefer, die pontische am tiefsten gelegen gewesen sei.

Noch ein Umstand muß zur Erklärung dafür herangezogen werden, daß die aus dem Beckenrund gegen das Randgebirge sich emporhebenden pontischen Schichten zerstört wurden, daß von einer pontischen Seehalde auch nichts unter der tiefsten pontischen Terrasse zu sehen ist. Aus der Verbreitung von Quarzschottern im Stadtgebiet von Wien geht nämlich unzweifelhaft hervor, daß die Donau zu Beginn der Kontinentalperiode bei ihrem Austritt aus dem Klosterneuburger Durchbruch in das Wiener Becken zeitweilig nach rechts gedrängt und den Fuß des Randgebirges bespült hat. Die pliozänen Terrassen des Tullner Beckens finden ihre Fortsetzung im Stadtgebiet von Wien und die entsprechenden Talböden sind in Erosions- und Schotterterrassen erhalten, welche sich gegen das Randgebirge in einer Konvexen krümmen, getreu dem Gesetz, das auch den Verlauf des rechten Bergufers im Tullner Becken beherrscht.

Wie dort haben auch in Wien die randlichen Tertiärbildungen die stärkste Einbuße durch die Seitenerosion des Stromes erfahren und dabei mußten wieder die jüngsten, d. i. pontischen Schichten am stärksten in Mitleidenschaft gezogen werden.

Die Lagerungsverhältnisse bestätigen diese Annahme. (Vgl. stets Fig. 9 auf S. 109.) Soweit es sich um Schotterterrassen handelt, wurden diese Formen bereits von Schaffer beschrieben. Wenn wir aber auch noch die Erosionsterrassen, welche an Prallstellen für Schotterterrassen vikarieren, mit zum Vergleich heranziehen, so wird das Bild vom alten Donaulauf durch das Wiener Stadtgebiet noch vollständiger.

Am typischsten sind die Schotter der höchsten Terrasse beim Kaiser Franz Josefspital an der Triester Reichsstraße, bei der Spinnerin am Kreuz, am Wiener- und Laaerberg entwickelt. Rostrot gefärbte Quarzschotter, manchmal lose, dann wieder fast konglomeratartig verkittet durch ein sandig-toniges Bindemittel, bedecken die Höhen und ruhen auf dem Kongeriensand und Tegel stets diskordant und sind häufig in Taschen und Rinnen desselben eingelagert.¹⁾ Rescher, glimmeriger, grauer Sand, ausgezeichnet durch häufige falsche Schichtung, bildet in der Regel im Stadtgebiet von Wien die höchste pontische Ablagerung.²⁾ Als solche charakterisieren sie die Kardien und Melanopsiden und aus ihnen stammen auch viele Säugetierreste.³⁾ Man hat sie früher stets als „Belvederesande“ mit den „Belvedereschottern“ zusammengezogen und dieser thrakischen Stufe dieselbe Säugetierfauna zugeteilt wie den pontischen Schichten, zu denen in Wirklichkeit diese glimmerigen „Belvederesande“ gehören. Dagegen hat der rostrote Quarzschotter vom Laaer- und Wienerberg noch keine Säugetierreste geliefert. Am Laaerberg bildet der Schotter ein weites Terrassenfeld (250—256 m). Schaffer hat es die Laaerbergterrasse genannt.

Außer am Laaerberg ist sie noch ziemlich unverletzt am Goldberg südöstlich desselben (244 m), in den Grundäckern, westlich von ihm (245 m) und auf dem Rücken zwischen der Himbergerstraße und der Spinnerin am Kreuz (Wiener Berg, 236—244 m) erhalten.

Sowohl südwestlich, als nordöstlich von den genannten Höhen hat die Erosion die Terrasse zugebösch, der Löß hat sich über dieselbe verbreitet und in geringer Tiefe erscheint das Liegende des Schotters in den großen Ziegelwerken der Wienerberger Ziegelfabrik und Baugesellschaft, im Petri-Ziegelofen, ferner unterhalb des Laaerwaldes u. a. a. O. in der Gestalt des Kongerientegels und Sandes aufgeschlossen.

Schaffer hat gefunden, daß der Laaerbergsschotter nirgends unter die 210 m Isohypse herabreicht.⁴⁾ Die weitere Fortsetzung der Terrasse findet man nördlich vom Wiental im Plateau des Schmelzer Exerzierfeldes (240 m). Hier reichen die Quarzschotter im Norden desselben bis 220 m herab.⁵⁾ Über diese wurden noch Flyschgerölle geschüttet, die vermutlich einem, der Laaerbergterrasse korrespondierenden Talboden der Wien angehören. Wieviel Material die Donau, als sie in der Höhe der Laaerbergterrasse floß, durch Erosion entfernt hat, beweist der Umstand, daß eine beim Bau des Schmelzer Reservoirs der Hochquellenwasserleitung vorgenommene Bohrung (in 240 m Höhe) den pontischen Tegel an dieser Stelle kaum 6 m mächtig antraf⁶⁾, so daß die Schichte, welche den sarmatischen Tegel und Laaerbergsschotter trennt, fast ganz zerstört ist. Unmittelbar auf sarmatischen Schichten liegt der Laaerbergsschotter am Rande des durchschnittlich 240 m hohen Plateaus der Türkenschanze, ferner des gleichhohen Hungerberges bei Grinzing, er bedeckt das Plateau nördlich von Grinzing beim Gasthaus zur

1) Vgl. Schaffer, Die alten Flußterrassen im Gemeindegebiet der Stadt Wien. Mitt. d. k. k. Geogr. Ges. 1902. S. 328 ff., u. Geologie v. Wien I. S. 21.

2) Gut aufgeschlossen im Geiereck (Laaerwald). Schaffer, Geologie v. Wien I. S. 25.

3) Ebenda. S. 325 f.

4) Geologie von Wien I. S. 23. 5) Ebenda.

6) Karrer, Geologie. S. 341.

Beethoven-Aussicht (250 m), und endlich fand der Verfasser bereits gebleichte Quarzgerölle in 250 m Höhe beim Grinzinger Friedhof auf einer kleinen Terrassenfläche. Zwischen diesen Schotterresten schalten sich Erosionsterrassen ein: in Ottakring führt in 240—250 m Höhe (An.) die Wilhelminenstraße nördlich vom Schottenhof über eine solche (marines Konglomerat), in 245 m (An.) liegt auf ihr der Gersthofer Friedhof (sarmatische Schichten) und zwischen Schreiber- und Steinbergerbach entspricht diesem Niveau eine breite 245 m hohe Terrasse, aus marinen Konglomeraten und Sanden gebildet (vgl. S. 85), endlich am Nußberg in gleicher Höhe eine Erosionsleiste im Flysch. Ihr Seitenstück hat sie am linken Donauufer im Herrenholz (250 m) und wir haben sie von hier donauaufwärts mit dem Niveau von Oberfucha des Tullner Beckens verbunden (vgl. S. 66).

Jener Pliozänterrasse, welche also von der Austrittsstelle der Donau aus dem Massive 90 m über der Donau stromabwärts in das Wiener Becken führt, entsprechen hier die Laaerbergschotter. Wir können jetzt sagen, daß die Traisenschotter vom Viehofener Kogel bei St. Pölten gleichalt sind, wie die Laaerbergschotter bei Wien.

Dieser alte Talboden drängt in das Randgebirge des inneralpinen Wiener Beckens und hat, wie wir gesehen haben, die an dasselbe angelagerten pontischen und sarmatischen Schichten, je nach der Entfernung des Stromlaufes vom Randgebirge, ganz oder teilweise durch seitliche Erosion zerstört, ja selbst die marinen Schichten angeschnitten und endlich an der Prallstelle am Nußberg den Flysch bloßgelegt. Man wird jetzt nicht mehr über den Mangel von pontischen Schichten am Fuße der Uferlinien staunen.

Die Laaerbergterrasse fällt gegen das heutige Donautal mit einem, zum Teil schon verwischten Steilabfall zu einem tieferen Schotterfelde ab. Die Laaerbergschotter sind vielfach über den Steilrand herabgespült, daher sinkt auch ihre Verbreitungsgrenze bis gegen 210 m herunter, aber man muß daran festhalten, daß innerhalb der Isohypsen von 235—210 m keine Terrassenfläche, sondern ein Abfall liegt und daß erst über der erstgenannten Isohypse die Höhe des alten Schotterfeldes zu suchen ist. Nur die unverletzten Formen geben uns einen Anhaltspunkt für dieses altpliozäne Stromniveau, nicht aber die weiteren Verbreitungsgrenzen des Materials, welches diese Formen aufbaut.

Am deutlichsten ist das tiefere Schotterfeld beim Belvedere, Arsenal, Süd- und Staatsbahnhof, Matzleinsdorfer und Marxer Friedhof zu erkennen. Sein Material besteht aus faustgroßen, weißen Quarz- und Urgesteinsgeschieben, welche durch Eisenoxyd gelb gefärbt sind und ziemlich locker in Bänken lagern. Diese sind häufig von reschem Quarzsand durchzogen.¹⁾ Auf die hie und da auftretende falsche Schichtung, auf die Orientierung der Geschiebe, welche auf einen, aus dem NW kommenden Stromstrich hinweisen, hat Sueß aufmerksam gemacht.²⁾ Nachdem auch dieser „Arsenalschotter“, wie ihn Schaffer benennt, pontischen Tegel und Sand zum Liegenden hat, so ist daraus zu schließen, daß der Ablagerung des Arsenalschotters eine Erosion der Laaerbergterrasse vorangegangen ist, welche aber auch noch deren Sockel betroffen hat und bis 190 m herabreichte. Erst dann folgte die Aufschüttung des Arsenalschotters. Die Furchen und Rinnen im pontischen Sand und Tegel³⁾, die wellenförmig abgeschnittene Oberfläche des Sandes am Kontakt mit den Quarzschottern⁴⁾ sind weitere Beweise dieser, der Akkumulation vorangegangenen Erosion.

1) Schaffer, Geologie von Wien I. S. 19 f., und Mitteilg. d. k. k. Geogr. Ges. S. 327 f.

2) Der Boden der Stadt Wien. S. 66.

3) Fuchs, Erläuterungen . . . S. 42 f., und Sueß, Der Boden der Stadt Wien. S. 60 ff.

4) Sueß, Der Boden der Stadt Wien. S. 67.

In den Gruben von St. Marx und beim Arsenal, sowie an anderen Punkten der Stadt¹⁾ wurden zahlreiche Säugetierreste gefunden, aber wie sich jetzt herausstellt, stammten sie stets aus dem Liegenden des Schotter, dem Tegel oder aus dem feinen glimmerigen Sand, der auch zuweilen Schilfstengel enthält²⁾, ein Hinweis auf seinen Charakter als lakustrine Seichtwasserbildung.

Der Arsenalschotter enthält zwar ebenso wie der Laaerbergsschotter häufig verkieselte Treibholzstämme (vgl. die im k. k. Naturhistor. Hofmuseum aufgestellten Funde), aber nach Fuchs hat er bloß einen großen Schenkelknochen eines elefantenähnlichen Tieres an Fossilien geliefert.³⁾

Die Arsenalterrasse, auf deren Südrand der Löß übergreift, z. B. beim protestantischen Matzleinsdorfer Friedhof, hat ohne Lößdecke und soweit man noch von einer Terrassenfläche sprechen kann, eine durchschnittliche Höhe von 190—200 m.

Infolge der Verbauung und Nivellierung des Stadtgebietes ist es schwierig, auch an anderen Stellen unverletzte Terrassenreste des Arsenalschotter zu finden. Am besten ist die Terrasse noch am ehemaligen Schottenfeld, den höheren Teilen der heutigen Bezirke Neubau (VII) und in angrenzenden Teilen des XVI. Bezirks zu erkennen, wo sie rund 200 m hoch liegt, stellenweise aber von Löß bedeckt ist.

Schaffer rechnet ferner die Quarzschotter in der Gentzgasse (XVIII. Bez.) in 190—200 m Seehöhe, an der Irrenanstalt in Döbling (200 m), in der Silbergasse in 200 m und in der Hohe Wartestraße in 190—200 m zum Arsenalschotter.⁴⁾ Ihm dürften auch die Schotter, die das Hangende des Tegelteilrandes unter der Hohen Warte bilden, zuzurechnen sein.⁵⁾ Die Terrasse ist als gut erhaltene Erosionsform an der Abzweigung der Grinzinger Allee von der Sieveringerstraße in 200 m Höhe zu erkennen. Ein kleiner Schotterrest lehnt sich an den Abfall der nächsthöheren Terrasse.

Diese nördlichen Vorkommnisse liegen bereits auf den sarmatischen Schichten; es hat also auch der Strom dieses Niveaus, der im Wiener Stadtgebiet nach rechts ausgriff, einen wesentlichen Anteil an der Zerstörung der Tertiärschichten am Beckenrand.

Es schließt sich diese Arsenalterrasse sehr gut jener, den Deckenschotter noch etwas überragenden, daher vermutlich jungpliozänen Terrasse an, welche in dem ausgedehnten Schotterfeld über dem Wagram im Tullner Becken beobachtet und durch den Donaudurchbruch (Teiritzberg bei Korneuburg, Paradies ober Klosterneuburg) bis an den Rand des Bisamberges verfolgt wurde, wo sie beim Post Rendezvous 195—199 m hoch liegt (vgl. S. 64).

Es stellt sich aber nun heraus, daß im Stadtgebiete von Wien noch eine pliozäne Terrasse vorhanden gewesen sein muß, welche tiefer lag und jünger ist als die vom Laaerberg, aber die Arsenalterrasse überragt. Am Bisambergehang tritt sie in 220—215 m Seehöhe auf (vgl. S. 64). Sie scheint, wie dies ja bei Stromterrassen häufig der Fall ist, durch den später im tieferen Niveau erodierenden Fluß zerstört worden zu sein. An den Zuflüssen der Donau läßt sie sich aber noch wohl erkennen. Im Krottenbachtal gehört die Terrasse im Sonnberg offenbar in dieses Niveau (225 m,

1) Vgl. die S. 13 f. angeführte Literatur aus Haidingers Berichten. Notizen von Haidinger, Hauer und Morlot, ferner Fötterle, *Dinotheriumkieferrind* in Mariahilf. Jahrb. VIII. 1857. S. 167.

2) Sueß, *Der Boden der Stadt Wien*. S. 67.

3) Schaffer, *Die alten Flußterrassen im Gemeindegebiet der Stadt Wien*. Mitteilungen der k. k. Geogr. Ges. 1902. S. 328.

4) *Geologie von Wien I*. S. 21.

5) Vgl. auch das Profil aus Kreindls Ziegelei in Karrer, *Geologie*. S. 344.

vgl. S. 86) und am linken Wientalgehänge verläuft zwischen Baumgarten und Penzing eine Erosionsterrasse, auf der beim Penzinger Friedhof (219 m) über dem sarmatischen Tegel, welcher, mit riesigen Blöcken untermischt, hier aufgeschlossen liegt, Flyschgerölle zu finden sind.

Der Verfasser möchte als einen Rest der äquivalenten Donauterrasse das Plateau zwischen dem Westbahnhof (211 m) und dem Schmelzer Friedhof (220 m) ansprechen (Lößfläche und von Schaffer als Laaerbergsschotter bezeichnete Quarzgerölle) und ebenso jene lößbedeckte ebene Tegelfläche, welche sich im XII. Bezirke östlich des Einschnittes der Wien-Pottendorfer Bahn bis zum Gaswerk und der NW-Ecke der Wienerberger Ziegelöfen ausdehnt (218 m). Vielleicht sind die auf 220—210 m herabsteigenden Lappen von „Laaerbergsschotter“ schon diesem Terrassenniveau zuzurechnen. Insbesondere erscheint es auffällig, daß der „Laaerbergsschotter“, dessen Tegelsockel auf der Höhe des Wiener Berges erschlossen ist, beim Epidemiespital an der Triester Straße bis 210 m herabreicht und zwar, wie aus den Aufschlüssen hervorgeht, durchaus nicht als ein von der Höhe herabgespültes umgelagertes, sondern in festen Bänken anstehendes Material. Das Liegende desselben streicht um mehr als 20 m tiefer aus, wie am Wiener Berg.

Von den drei Pliozänterrassen der Donau ist die mittlere im Stadtgebiete von Wien nahezu verschwunden. Die unterste fällt abermals mit einem Steilrand gegen die einzige aus Wien bekannte Diluvialterrasse ab, welche von Schaffer als die Stadt- und Simmeringerterrasse bezeichnet wurde, nachdem der größte Teil des I. und XI. Bezirkes auf ihr gelegen ist. Der Steilrand wird durch den angelagerten diluvialen Donauschotter und Löß größtenteils verhüllt, wird bei Nußdorf vom sarmatischen Tegel gebildet¹⁾ und von hier zieht er dann im pontischen Tegel über die Nußdorferstraße, quer durch die Alservorstadt und Josefstadt, am Militärgeographischen Institut und den k. Stallungen vorbei, ist jenseits der Wien bei der Karlskirche anzutreffen, quert die Beatrixgasse, Strohgasse, den Rennweg beim Verbindungsbahntunnel, zieht unter der Klimschgasse zur Artilleriekaserne auf der Landstraße²⁾ und tritt auch im heutigen Straßenniveau noch zum Teil durch kleine Steigungen hervor. Unter dem Steilrand ist die Tegeloberfläche ziemlich eben und liegt bedeutend tiefer als die hügelige Tegeloberfläche über demselben. Die ebene Fläche unter dem Steilrand ist das Strombett, aus dem zwischen Schottenhof, dem Minoritenplatz und der Oper ein halbmondförmiger Tegelrücken, wahrscheinlich eine Insel³⁾, aufragt.

Auch hier ist also der Aufschüttung des ältesten Diluvialschotters eine Erosion vorangegangen. Die Oberfläche der in der inneren Stadt natürlich stark zerstörten Schotterfläche liegt in 185 m Höhe und sie senkt sich bis Simmering auf 180 m herab.⁴⁾ Sie läßt sich aufs beste mit der älteren Deckenschotterterrasse zusammenziehen, welche im Klosterneuburger Durchbruch von 196 auf 189 m herabsinkt (S. 65) und gegenüber von Wien im Marchfeld 185 bis 186 m hoch liegt. Die diluviale Schichtfolge in Wien ist meist diese: Löß, Wiener Sandstein (Lokalschotter), Quarzschotter (umgeschwemmter Belvedereschotter), zusammen rund 15 m⁵⁾; doch kommt der Löß auch im Schotter eingelagert vor.⁶⁾ Hier und da finden sich auch Süßwasserkalke vor, die nach ihrer Fauna zu urteilen im versumpften Überschwemmungs-

1) Vgl. Sueß, Der Boden der Stadt Wien. S. 212.

2) Sueß, Der Boden der Stadt. S. A. aus der Geschichte der Stadt Wien. S. 9.

3) Sueß, Der Boden der Stadt Wien. S. 212 ff.

4) Vgl. auch Schaffer, Geologie v. Wien I. S. 14 f.

5) Fuchs, Erläuterungen z. geol. Karte v. Wien. S. 44.

6) Sueß, Der Boden der Stadt Wien. S. 151 u. a. a. O.

gebiet abgelagert worden sind.¹⁾ Der Diluvialschotter grenzt gegen das Alluvium der Donau mit einem scharf ausgeprägten Wagram, der im rechtsgeschwungenen Bogen durch unsere Stadt zieht und noch in den Niveauverhältnissen mancher Straßen zu erkennen ist.

Schon wiederholt beschrieben²⁾, soll sein Verlauf nur in den Hauptumrissen geschildert werden. Er zieht von Nußdorf längs der Heiligenstädterstraße, quert den IX. Bezirk ziemlich parallel der Lichtensteinstraße, nähert sich der Währingerstraße, wo er im Niveau der Berggasse und Türkenstraße besonders gut in Erscheinung tritt, kreuzt den Schottenring bei der Börse, folgt dem Salzgries, tritt bei der Ferdinandsbrücke bis an den Donaukanal, ist durch das Wiental unterbrochen und setzt im III. Bezirke wieder ein, wo an der Rüdengasse beim Zentralviehmarkt zwei deutliche Stromkurven zu erkennen sind. Eine dritte große Kurve des Steilrandes umfaßt die Simmeringer Heide. Das Neugebäude und der Kaiser Ebersdorfer Friedhof liegen auf der Höhe der einspringenden älteren Deckenschotterterrasse und dieselbe fällt unmittelbar zur Niederterrasse ab. Unter diesem mehr als 20 m hohen Wagram ist das Alluvium (Silt, Schotter, „Driftton“³⁾) in einer Mächtigkeit von 12—16 m auf den pontischen Tegel geschüttet worden.⁴⁾

Auch die Wien fließt zwischen zwei Steilrändern und ihre wenig mächtigen Alluvialschotter liegen bis Baumgarten auf Flysch, bis zum Gumpendorfer Schlachthaus auf sarmatischem und von hier bis zur Mündung auf pontischem Tegel. Sie sind übrigens petrographisch von den Diluvialschottern kaum zu trennen.⁵⁾ Letztere bilden jedoch eine Terrasse, auf der Unter-St. Veit, Hietzing, Schönbrunn, die unteren Teile von Penzing, Rudolfsheim, Sechshaus, des V. und VI. Bezirkes liegen.⁶⁾

Die übrigen kleinen Bäche, welche selbständig der Donau zustreben, z. B. der Alsbach und der Ottakringerbach, der früher durch die Strauchgasse und durch den Tiefen Graben floß⁷⁾, sowie die öfters verlegten Donauarme haben einige untergeordnete Züge in der Oberflächengestalt des Stadtbodens geschaffen, die wir füglich übergehen können.

Die Möglichkeit, pliozäne und diluviale Donauterrassen des Tullner Beckens mit jenen des inneralpinen Wiener Beckens zu verknüpfen, lehrt uns, daß während und nach der Pliozänepoche im nördlichen Teile des letzteren keine namhafte Störung die Beckenausfüllung betroffen haben kann. Damit ist ein Absinken der Beckenausfüllung an großen Staffelbrüchen vollständig unvereinbar. Aber auch in den pontischen Schichten kann man letztere nicht nachweisen. Liegen die Tertiärschichten gegen die Beckenmitte in tieferem Niveau als am Rande, so ist dies einerseits auf das Gefälle derselben zurückzuführen, das durch die Bodenformen des einst wassererfüllten Beckens bedingt ist, und andererseits auch durch den Umstand, daß die Donau und ihre Zuflüsse während der verschiedenen pliozänen und diluvialen Entwicklungsphasen mehrere tiefe Rinnen eingeschnitten und aus denselben sehr bedeutende Massen entfernt haben. Nachdem gerade im Boden der Stadt Wien die Zahl der Aufschlüsse und Brunnengrabungen bedeutend ist, wie in keinem anderen Teile des Beckens, so mag

1) In der Neulinggasse fand sich im Diluvialschotter Kalk mit *Unio*, *Helix* und *Lymnaeus* (Toula, Verh. 1885. S. 390), am Alsergrund Kalk mit Schilfstengelabdrücken, *Lymnaeus*, *Planorbis*, *Cyklas* und *Paludinen* zwischen Schotter und lößartigem Lehm; in der dritten Ziegelei in Nußdorf ein Mooslager (*Hypnum aduncum*) im Löß mit *Planorbis*, *Clausilien*, *Helices* usf. (Geol. Studien VIII. Jahrb. XIX. 1869) „Über neu aufgedeckte Süßwasserbildungen“. S. 195 u. 199.

2) Sueß, Der Boden der Stadt Wien. S. 11. Schaffer, Geologie v. Wien I. S. 12 ff.

3) Vgl. Fuchs, Erläuterungen. S. 46. 4) Wolf, Verh. 1870. S. 139 ff.

5) Sueß, Der Boden der Stadt Wien. S. 12.

6) Schaffer, Geologie von Wien I. S. 15 f.

7) Sueß, Der Boden der Stadt Wien. S. 17.

auch hier diese Frage des Einflusses von Verwerfungen auf die Oberflächen-gestalt desselben und die Anordnung seiner Schichtkomplexe zur Erörterung kommen.

Man nahm bisher an, daß sich die einzelnen Tertiärstufen in horizontaler Lagerung im Becken bildeten und daher diskordant gegen das Grundgebirge abstießen, daß die sarmatischen Schichten über die mediterranen vollständig übergriffen, auch in der Strandzone, daß die pontischen Schichten endlich wieder die sarmatischen Schichten bedeckten. Erst in postneogener Zeit soll das bis zum Rande vollgefüllte Becken durch Absitzungen am Rande und durch Verwerfungen, welche den Beckenrändern parallel verlaufen, einen Stufenbau der Tertiärschichten geschaffen haben, der zwar durch Erosion und Denudation oberflächlich verwischt wurde, aber verursachte, daß die Zonen der mediterranen, sarmatischen und pontischen Schichten heute nebeneinander und durch Verwerfungen voneinander abgegrenzt an die Oberfläche treten.¹⁾ Diese Verwerfungen sollen 20—30 Klafter (38—57 m) Sprunghöhe besitzen.²⁾

Demgegenüber sei folgendes betont:

1. Die Schichten am Beckenrand können sich nicht horizontal an das Randgebirge angelagert haben. Nach Analogie aller anderen Meeres- und Seebecken müssen sie sich auch im Wiener Becken während aller drei Zeiträume entsprechend der Gestalt des Gebirgsrandes schräge an denselben gelagert haben (vgl. S. 74). Gegen die Mitte des Beckens wird das Gefälle der Ablagerungen geringer und geht allmählich in schwebende Lagerung über. Das stärkste Gefälle dürften die an den steilen Bruchrand gelehnten ältesten Mediterranschichten besitzen, welche in der Tiefe des Beckens liegen.
Dieser Bruchrand wurde aber durch Akkumulation und Abrasion umgestaltet (vgl. S. 91 ff.), abgeflacht und die jüngeren Stufen haben sich daher offenbar in geringerer Neigung an das Randgebirge gelehnt.
2. Die sarmatischen Schichten haben nicht über die mediterranen vollständig übergegriffen, sondern der obere Teil der mediterranen Strandzone war der Untergrabung an der tiefer gelegenen Wellenbasis des sarmatischen Meeres ausgesetzt und erfuhr während dieser Zeit über der Spiegelfläche auch eine Veränderung durch Denudation und Erosion.
3. Die pontischen Schichten haben sich daher auch nicht über die unverletzten sarmatischen und mediterranen Schichten breiten können, da vor Eintritt und am Schluß der sarmatischen Epoche das Einsetzen einer Erosion, mindestens aber eine tiefe Lage des unteren Denudationsniveaus nachgewiesen wurde. Jedoch ist das Ansteigen der pontischen Spiegelfläche über die sarmatische sicher, nach unseren bisherigen Ergebnissen auch die Überflutung der mediterranen Strandmarken sehr wahrscheinlich.
4. Während keiner dieser drei Stufen wurde das Becken bis zur Höhe der Strandbildungen angefüllt, denn dies widerspricht allen morphologischen Beobachtungen. Stets gab es hochgelegene Strandgerölle, tiefergelegene Sande und Tegel am Beckengrund, dessen Niveau weit unter jenem des Strandes blieb. Es läßt sich auch schwer ausdenken, daß ein See durch seine eigene Sedimentation bis zu seiner Spiegel-

1) Vgl. Fuchs, Erläuterungen ... Tafel II. Karrer, Geologie. S. 5 und Der Boden der Hauptstädte Europas. Wien 1882. Hauer, Die Geologie und ihre Anwendung auf die Kenntnis der Bodenbeschaffenheit der Österr.-Ungarischen Monarchie 2. A. Wien 1878. S. 613 u. S. 29 dieser Arbeit.

2) Fuchs, Jahrb. XXV. 1875. S. 24. R. Hoernes, Bau und Bild ... S. 1076 ff.

fläche zugeschüttet wurde. Dieser Vorgang kann nur durch einmündende Flüsse vollzogen werden, dann müssen aber auch die Ablagerungen desselben in Deltaschichtung angeordnet, bis zur Höhe der Ufermarken das Becken erfüllen. Dies trifft im Wiener Becken für keine der drei Stufen zu.

5. Die im Randgebirge verlaufenden Terrassen, welche nichts mit Bruchstufen zu tun haben, beweisen, daß es Seespiegelstände in jenem Raum gab, der nach der obigen Annahme mit flachgelagerten Sedimenten vollgeschüttet gewesen sein soll. Die Horizontalität dieser Formen, welche zum Teil in sarmatische und mediterrane Schichten eingeschnitten sind, beweist ferner, daß keine namhaften Störungen die randlichen Schichten in postneogener Zeit betroffen haben können. Die Entleerung des Beckens ist nicht durch Zuschüttung, sondern durch etappenweise negative Bewegung der Uferlinie vor sich gegangen.
6. Die ungestörte Zuschüttung des Beckens während dreier langer geologischer Perioden und die Annahme einer darauffolgenden Zeit, in welcher die Staffelbrüche entstanden sein sollen, scheint doch etwas allzu schematisches zu haben. Sollte man nicht vielmehr meinen, daß das zur Zeit der Bildung der mediterranen Schichten noch jugendliche Becken Krustenbewegungen von größerer Intensität mitgemacht hat als in postneogener Zeit?

Seit der Aufschüttung der pliozänen Terrassen ist eine intensive tektonische Bewegung in diesem Teile des Beckens nicht mehr erfolgt. Der räumliche Spielraum, welcher für das Absinken der Schichten in postneogener Zeit bleibt, ist nicht einmal so groß wie die Höhendifferenz zwischen der untersten pontischen Terrasse und der Sohle der Laaerbergterrasse, denn erstens muß man die Wassertiefe während der letzten Entwicklungsphase des pontischen Beckens davon subtrahieren und zweitens die Erosion, welche der Ablagerung des Laaerbergschotters voranging, in Rechnung stellen.

Selbst wenn erst das Terrassenniveau II (285 m) als ein pontisches angesprochen wird, beträgt diese Differenz nur 45 m und dabei sind jene beiden Werte, die unbekannt sind, von dieser Zahl noch nicht in Abrechnung gebracht.

7. Trotzdem der Wiener Boden an Hunderten von Stellen aufgeschlossen und erbohrt ist, wurde noch niemals ein großer, dem Gebirgsrand paralleler Staffelbruch, dessen postneogenes Alter unzweifelhaft festgestellt ist, tatsächlich entblößt, geschweige denn ein System von solchen Verwerfungen von großer Sprunghöhe nachgewiesen. Auch ist das Nebeneinanderlagern verschiedenaltiger, horizontaler Schichten im gleichen Niveau keineswegs tatsächlich vorhanden.

Während sich die ersten sechs Punkte unserer Beweisführung aus früher angeführten Beobachtungen ergeben und auch schon dargetan wurde, daß am Beckenrand wesentlich andere Kräfte gearbeitet und die heutige zonenförmige Anordnung der Schichten hervorgebracht haben, als man bisher annahm, so haben wir die letzte Behauptung noch zu beweisen.

Dieser Beweis soll durch die nachfolgende Erörterung der Lagerungsverhältnisse in der sarmatischen und pontischen Schichtzone erbracht werden.

Wie gesagt, es fällt dem Verfasser nicht ein, das Vorhandensein von Schichtstörungen im Wiener Becken zu leugnen. Es sind deren eine bedeutende Anzahl vorhanden, aber nicht unter jenen oben angeführten Be-

dingungen und sie können nicht die heutigen Niveauverhältnisse der Tertiärschichten erklären. Sie lassen sich zum weitaus größten Teil als oberflächliche nicht durch tektonische Kräfte, sondern durch Störung der Gleichgewichtslage verursachte Erscheinungen erklären.

Es wird gezeigt werden, daß man mit der Annahme ganz kleiner Neigungswinkel der Schichten auskommt, um die Höhendifferenz einer bestimmten Schichte im Beckeninneren und am Randgebirge zu motivieren. Nun tritt aber fast in allen oberflächlichen Aufschlüssen eine solche Neigung auf und es ist daher kein Grund vorhanden, sie für die unsichtbaren, randlichen Teile des Beckens zu leugnen und dort Staffelbrüche anzunehmen.

Die Höhenlage der Schichten im Beckeninneren kennen wir aus Brunnengrabungen; diese geben aber kein klares Bild von der Art der Schichtlagerung. Die Höhendifferenz einer, in zwei voneinander entfernten Brunnen angefahrenen Schichte kann nur dann mit Sicherheit auf Verwerfungen zurückgeführt werden, wenn etwa aus dazwischen eingeschobenen Brunnenprofilen ganz flache Lagerung hervorgeht, dann aber ein plötzlicher Sprung eintritt. Als ein Kriterium der ungestörten Schichtlagerung ist auch die Verfolgung eines bestimmten Wasserhorizontes auf größeren Strecken anzusehen. Diese Erscheinung ist allerdings im Wiener Becken nicht häufig. Man darf aber dabei nicht vergessen, daß schon eine kleine Verschiebung der wasserführenden Schichte, die sie zur abstoßenden Lagerung mit einer undurchlässigen Schichte bringt, das Fehlschlagen einer Brunnengrabung verursachen kann, wie das im Wiener Becken so häufig beobachtete Auskeilen der Sandschichten¹⁾, also der wasserführenden Horizonte, gegen die Beckenmitte und der Einschluß von isolierten Sandlinsen im Tegel, die durch ein Bohrloch angefahren, Wasser liefern, das bald versiegt, weil ihm das Einzugsgebiet am Randgebirge fehlt.

Östlich von dem schon beschriebenen Gürtel mariner Schichten, welcher keine besonders charakteristischen Züge des Reliefs bildet, verläuft die auch schon erwähnte Hügelreihe, die aus sarmatischen Sandsteinen besteht (Hungerberg bei Grinzing 240 m, Hohe Warte 203 m, Türkenschanze 248 m, Schmelz, Gloriette bei Schönbrunn 237 m, Rosenhügel 257 m). Wie allmählich die marinen Sandschichten im Tegel auskeilen, so auch die sarmatischen. Der sarmatische Sand legt sich über den marinen, der bei Heiligenstadt, Nußdorf, Hernals und Breitensee aufgeschlossene Tegel auf den marinen Tegel. Die untere Etage der sarmatischen Schichten bilden Rissoentegel und Cerithiensande, ein Schichtkomplex von Sand, Sandstein, Geröllen und Tegel, welcher auf der Türkenschanze in der 38. Klafter (77 m) noch nicht durchsunken wurde²⁾, die obere Etage der Muscheltegel. Im artesischen Brunnen am Getreidemarkt erreicht er eine Mächtigkeit von 34 Klafter (65 m), am Randgebirge ist er aber nicht mehr erhalten. Auch die pontischen Schichten³⁾ zerfallen in mehrere Etagen, von denen die oberste, ausgezeichnet durch das häufige Vorkommen von *Congeria subglobosa* und *Melanopsis Vindobonensis*, in der Mitte des Beckens als feiner glimmeriger Sand entwickelt ist, am Randgebirge z. B. am Gatterhölzel bei Schönbrunn grobe Gerölle führt und am Laaerberg 24 Klafter (46 m) mächtig wird; die mittlere führt häufig *Congeria Partschii* und *Melanopsis Martiniana*, die untere *Congeria triangularis* und *Melanopsis impressa*. Die Grenzschichte gegen die sarmatischen Schichten enthält die Fossilien beider Stufen gemischt.

Wir wollen nun die interessanten Lagerungsverhältnisse in der Zone der sarmatischen Schichten verfolgen.

1) Vgl. Sueß, Der Boden der Stadt Wien. S. 53. Abel, Artes. Brunnenbohrungen in Ottakring. Jahrb. XLVII. 1897 u. a. a. O.

2) Fuchs, Neue Brunnengrabungen . . . Geol. Stud. XXI. Jahrb. XXV. 1875. S. 29 f.

3) Fuchs, Neue Brunnengrabungen . . . S. 20 f.

Durch Schichtstörungen bekannt sind vor allem die sarmatischen Schichten von Nußdorf geworden, wo eine Lage von Tegel, Sand und Wiener Sandsteingeschieben, in den Ziegelgruben erschlossen, eine Auf-faltung zu einem Sattel zeigte, welche vor Ablagerung des Lösses vor sich gegangen ist.¹⁾ Auch in neuerer Zeit wurden an diesem Punkte über an-scheinend ungestörtem Tegel sandige Lagen erschlossen, welche, von parallelen Verwerfungen durchsetzt, gegen NNE fallen.²⁾ Ferner zeigten sich Umkippen und Überschiebungen der Schichten³⁾, welche im Wiener Becken sehr häufig unabhängig von Verwerfungen auftreten, bloß als ober-flächliche Störungen über ungestört lagernden Schichten, so an der Grenze des pontischen Tegels und Belvedereschotters.⁴⁾ Diese Schichtstörungen von Nußdorf finden ihre geradlinige Fortsetzung weiter südlich in Heiligenstadt.⁵⁾

Derselben Linie folgen aber auch die Steilränder des Tegels, welche zwischen Arsenalterrasse und Stadterrasse einerseits und andererseits zwischen letzterer und der Niederterrasse verlaufen, hier aber nahezu zusammenfallen.⁶⁾

Fuchs hat diese Beobachtungen durch eine neuere Mitteilung ergänzt, in welcher er die Ursache der Faltenbildung in den sarmatischen Tegeln nicht in der Aufwölbung einer Antiklinale, sondern in der Überkippen einer aufgerichteten Schichte sieht; dadurch ist Liegendtegel in das Hangende von Sand gebracht worden.

In der Barawitzkagasse (ehemaliges Krottenbachufer am Steilrand) ist eine Masse von sarmatischem Tegel und Sanden in unregelmäßiger Weise auf-gerichtet, verquetscht und über eine Masse von Kongerienschichten geschoben worden, die eine regelmäßige Schichtung bewahrt hat.⁷⁾

Diese Störungen sind, wie gesagt, an das Krottenbachgehänge und an den Donausteilrand gebunden und es ist wohl kaum daran zu zweifeln, daß da nicht nur ein örtlicher, sondern auch ein kausaler Zusammenhang vorliegt.

Die Überlagerung ungestörter Schichten durch gestörte läßt darauf schließen, daß auch hier keine tektonischen, sondern oberflächliche Be-wegungen von Terrainmassen vor sich gegangen sind. Nachdem pontische Schichten noch flach gelagert auftreten und erst nach ihrer Ablagerung überkippt worden sind, andererseits der Löß ungestört liegt⁸⁾, so ist der Zeitraum, in welchem diese Störung entstanden sein kann, auf das Pliozän und ältere Diluvium eingeengt. Zur Zeit des Deckenschotters hat die Donau dieses Gehänge unterschritten und es ist sehr wahrschein-lich, daß durch die Wegräumung einer großen Masse am Steilufer das Gleichgewicht der Schichten gestört wurde und nun in Er-mangelung eines Widerlagers eine nach abwärts und vorwärts (E) gerichtete Bewegung der Terrainmassen eintrat.

Ganz ähnliche oberflächliche Störungen hat Fuchs auch vom Steilrand der Schmida bei Sitzendorf, von einem Steilrand bei Steinabrunn und von Mannersdorf an der March beschrieben.⁹⁾

1) Sueß, Schichtenstörungen in der zweiten Ziegelgrube von Nußdorf bei Wien. Jahrb. XI. 1860. Verh. S. 84.

2) Karrer, Geol. Stud. in den tertiären und jüngeren Bildungen des Wiener Beckens. Jahrb. XLIII. 1893. S. 385f. 3) Fuchs, Erläuterungen. Tafel III. Fig. 6.

4) Ebenda, Tafel III. Fig. 1—5, und Fuchs, Über eigentümliche Störungen in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens und eine selbständige Bewegung loser Terrainmassen. Jahrb. XXII. 1872, und ferner Karrer, Geologie. S. 341.

5) Wolf, Materialabgrabungen in Heiligenstadt für die Kaiser Franz Josefbahn und die Abgrabungen der N. W.-Bahn in Heiligenstadt. Verh. 1870. 139ff.

6) Vgl. Sueß, Schichtenstörungen in Nußdorf. Jahrb. XI. 1860. Verh. S. 84.

7) Über einige Störungen in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens. Sitz. Ber. CXI. 1902. S. 454ff. 8) Sueß, Jahrb. XI. 1860. Verh. S. 84f.

9) Sitz. Ber. CXI. 1902. S. 452, 458, 461.

Man könnte vermuten, daß bei Grinzing und Heiligenstadt, wo die marinen Schichten anscheinend so nahe an das Donaubecken, in dem schon die pontischen Schichten aufgeschlossen sind, herantreten, das Hinabtauchen der Schichten in die Tiefe nicht allein aus ihrem Gefälle zu erklären sei, sondern daß hier Verwerfungen vorliegen. Man kann aber diese Erscheinung auch bei Annahme ganz geringer Neigungswinkel der Schichten erklären.

In einem, in der Brauhausgasse Nr. 59 (jetzt Kobenzlgasse XIX.) gegrabenen Brunnen¹⁾ (250 m) fand man unter 4 Kl. (7,6 m) Sand mit abgerollten Nulliporen und Amphisteginen, 5 Kl. (9,5 m) sandigen sarmatischen Tegel. Diese Auflagerung von scheinbar älteren Schichten auf jüngere kann auf eine Terrainverschiebung, aber auch — dafür spricht die Abrollung der Nulliporen — auf eine Aufarbeitung älterer mediterraner Strandbildungen durch die Brandung des sarmatischen Meeres zurückgeführt werden. Darunter folgen dann Gerölle und große Blöcke aus Wiener Sandstein mit abgerollten Nulliporen, Pektenschalen und mediterranen Foraminiferen, anscheinend eine Meerhaldenbildung, darunter sandiger mariner Mergel. Die Auflagerungsfläche der sarmatischen auf die mediterranen Schichten liegt hier in einer Tiefe von 14 m, also in rund 235 m Meereshöhe. In den 1,6 km entfernten Nußdorfer Ziegeleien wird der sarmatische Tegel bis unter 170 m abgebaut, ohne daß die marinen Schichten erreicht würden, ja in den obersten Tegellagen fanden sich bereits Kongerien.²⁾ Bei einem Schichtfallen von nur 3° müßten die sarmatischen Schichten hier bis 155 m hinabreichen. Fällt die sarmatische Tegeloberfläche auch wieder nur 3°, so dürfen wir uns nicht wundern, daß in 1 km Entfernung, bei der Donausondierung für die NW-Bahnbrücke in 141—144 m Seehöhe der pontische Tegel angetroffen wurde³⁾, denn derselbe sollte an dieser Stelle bei dem angenommenen Gefälle bis 130 m hinabreichen; tatsächlich wurde die Basis der pontischen Schichten bei der Fundamentierung der Nußdorfer Schleuse, etwas näher am Randgebirge, in 140 m angefahren.⁴⁾ Bis zur sarmatischen Strandhalde in 220 m Höhe beim Bockkeller in Nußdorf beträgt die Entfernung von hier etwas über 600 m und die Annahme eines Schichtgefälles von 10° würde ausreichen, um die sarmatischen Schichten in 120 m Seehöhe anzutreffen, so daß man mit der Annahme eines etwas kleineren Fallwinkels auskommt.

Karrer betont, daß die Schichtfolge eines Brunnens in der Annenstraße, jetzt Würthgasse, in Ober-Döbling identisch sei mit jener der Ziegeleien von Nußdorf (Heiligenstädter Straße) und daß die Neigung des sarmatischen Tegels gegen die Donau daher nicht unbedeutend sein müsse.⁵⁾ Der höchste Punkt der Würthgasse liegt aber 190 m hoch, der Tegel unter dem Steilrand in der Heiligenstädter Straße 170—160 m, die kürzeste Entfernung bis zum Steilrand beträgt 380 m, das Schichtgefälle daher kaum 5°, so daß man auch hier wohl nicht zur Annahme großer Verwerfungen greifen braucht.

Bemerkenswert sind die Lagerungsverhältnisse der sarmatischen Schichten auf der Türkenschanze. Am linken Krottenbachufer, am Hackenberg, fallen die mediterranen Sande 10—15° gegen das Becken (S) ein, am rechten Ufer talauswärts in der Sandleiten trifft man bereits sarmatische Sande 3—4° (SE) fallend in 220 m Höhe. Würden die marinen Schichten nur

1) Fuchs, Neue Brunnengrabungen. Geol. Stud. XXII. Jahrb. XXV. 1875. S. 57.

2) Fuchs, Sitz. Ber. 1902. S. 457, und Tóula, Phoca Vindobonensis von Nußdorf in Wien. Beitr. z. Pal. u. Geol. v. Österr.-Ung. XI. 1898. S. 47. An derselben Linie treten in Heiligenstadt die pontischen Schichten über den sarmatischen auf. Wolf, Materialabgrabungen in Heiligenstadt. (Neue geol. Aufschlüsse) Verh. 1870. S. 139f.

3) Wolf, Verh. 1870. S. 142.

4) Sueß, Der Boden der Stadt und sein Relief. S. 7. (Gesch. der Stadt Wien I. 1897.)

5) Neue Brunnengrabungen. Geol. Stud. XIV. Jahrb. XX. 1870. S. 130. Nr. 1.

5° fallen, müßten sie hier schon in 170 m, in den Sandgruben der Türken-schanze aber in 120 m Höhe liegen, diese sind aber nur bis 200 m erschlossen und schließen begreiflicherweise nur sarmatische Schichten auf. Letztere zeigen hier nur sehr schwache Neigung gegen das Becken, stellenweise liegen sie ganz flach, Verwerfungen von namhafter Sprunghöhe sind aber nicht erschlossen. An der gegen SE, also gegen den Türkenschanzpark gekehrten Wand der Grube bemerkt man grobe Sand- und Geröllschichten in zwei kleinen Sätteln aufgewölbt¹⁾, die neben- und zum Teil aufeinander stehen. Die Schichten derselben fallen an den Rändern steil ein und sind gegen die Sattelwölbung oben scharf abgeschnitten. Diese schräge Schichtung und der Unterschied im Material zwischen ihren groben Geröllen, die durch kalkigen Sand verkittet sind, und den feinen, flach angelagerten Schichten ihrer Umgebung legitimiert sie entschieden als subaquatische Aufschüttungsformen, nicht aber als Störungen.

Ähnliche, aber viel besser ausgeprägte Erscheinungen sind in der benachbarten Gersthofersandgrube²⁾ zu sehen, wo die merkwürdig gelagerten Schichten im April 1901 eben frisch abgegraben wurden. Ein 4—5 m hoher Sattel³⁾ wird von beiläufig 20 m mächtigen, vollkommen flach gelagerten Sanden überlagert und flachgelagerte Sande grenzen auch an den Sattel, in scharfer Diskordanz gegen ihn abstoßend. Diese Ablagerung gleicht in ihrem Querschnitt vollkommen jenem der Nehrungen, Hacken und aller anderen Formen, die an geschiebereichen Küsten vom Küstenstrom aufgeschüttet werden.⁴⁾ Die etwas höher⁵⁾ gelegenen Sättel in der Türkenschanzsandgrube, die schuppenartig aneinander liegen und durch gröberes Material von der Umgebung abstecken, machen aber vielmehr den Eindruck zweier, bei verschieden starkem Seegang entstandener Strandwälle, die sich an Geschiebeküsten in der Linie der brechenden Wellen bilden.⁶⁾

Begibt man sich in die benachbarten Gruben von Weinhaus (zwischen der Vorortelinie der Stadtbahn und der Czatoryskigasse), wo auch Cerithien-sand abgebaut wird, so trifft man wieder Spuren der Tätigkeit von Brandung und Strömungen an einer Geschiebeküste, die viel tiefer lag als jene, an welcher sich der Nulliporenkalk vom Kahlenberg abgelagerte. Links von dem Feldweg, der von der Hernalser Ziegelei zum Hochquellenwasser-Reservoir am Kleinen Schafberg führt, liegen übereinander sechs Sandgruben, von denen die obersten verstimmt, die unteren aber noch im Abbau sind (Juli 1901) und zwar wird feiner Sand, in den SW gegen das Alsbachtal gekehrten Partien aber grobes Gerölle aufgeschlossen. An den Wänden der untersten Grube⁷⁾ ist ausgesprochene schräge Schichtung, darüber ganz flache Lagerung der Straten zu beobachten und wo die gegen S einschließenden Schichten ihre Unterlage treffen, ist diese aufgestaucht und aufgebogen. Erst in einiger Entfernung vom Berührungspunkt beider tritt wieder flache Lagerung ein. In der zweiten, höheren Grube ist dieselbe Erscheinung zu beobachten und wieder sind die vor den schräg einfallenden Sanden gelagerten Schichten aufgequetscht.

1) Dieser Aufschluß ist gegenwärtig schon stark verstimmt.

2) Nordwestlich der Stadtbahnstation Gersthof, Zugang von der Gersthofersstraße bei einer Schmiede durch einen Hohlweg.

3) Sattelhöhe 225 m (An.).

4) Vgl. Fig. 5, S. 84 in Gilbert, The Topographic features of Lake Shores. Geol. Surv. of USA. 1883/84. (the bar.)

5) Sattelhöhe 235 m (An.).

6) Siehe Gilbert, S. 84. Fig. 7 (wave-built terrace). Bei Ofen liegt z. B. an der Ostseite des Blocksberges ein oligozäner Strandwall auf abradiertem Dolomit. Die Exkursion der Mitglieder des Geogr. Instituts nach Ungarn. (Bericht über das XXVI. Vereinsjahr 1899/1900, erstattet vom Verein der Geographen an der Universität Wien. 1901. S. 23.)

7) Höhe des oberen Randes 225 m (An.).

Dies geschah offenbar durch den einseitigen Druck, welcher ähnliche Aufquetschungen z. B. auch am Fuß von Seehalden hervorbringt¹⁾ und sie in Eisenbahneinschnitten verursacht.²⁾

Die Punkte, an denen diese Erscheinung in beiden Gruben auftritt, lassen sich durch eine NW-SE verlaufende Linie verbinden. In der dritten Grube³⁾ ist das Fallen der schräggelagerten Schichten, die wieder von flachgelagerten überdeckt werden, aber gegen N gerichtet. Die Schichten fallen also bald nördlich, bald südlich, immer aber parallel zum Randgebirge. Man kann daher kaum annehmen, daß diese Schichtung auf die Aufschüttung von Flußsedimenten zurückgeht, wogegen auch das feinkörnige Material, typischer Meeressand, spricht. An dieser Stelle fehlt überdies das Tal, aus dem das Material in das sarmatische Meer hätte geschüttet werden können.

Schräge Schichtung entsteht aber auch durch Strömungen, die in stehenden Gewässern meist parallel der Küste hinziehen, im seichten Wasser akkumulieren und selbst eine Veränderung ihrer Bahn dadurch herbeiführen, daß sie durch ihre Aufschüttung die Küstengestalt verändern, von welcher in erster Linie ihre Bewegungsrichtung abhängt. Strömungen von entgegengesetzter Richtung können zu gleicher Zeit in Buchten aneinander vorüberziehen, wenn die eine Strömung entsprechend der Trägheit von einem Vorsprung der Bucht zum anderen geht und in der Bucht eine Gegenströmung entsteht oder umgekehrt. Sie können tiefe Kolke erodieren und dieselben später wieder zuschütten, wobei das Material selbstverständlich die schräge Deltaschichtung zeigt, welche auch dann entsteht, wenn die Strömung ihre Last über eine Sandbarre wälzt und jenseits derselben ablagert. Sehr häufig findet man schräg geschichtetes Material scharf abgeschnitten, abradiert durch Wellenbewegung in seichtem Wasser oder durch eine Küstenströmung und auf der Abrasionsfläche abermals schräg geschichteten, aber in anderer Richtung einfallenden Sand aufgelagert.

Diese Erscheinung beobachtete der Verfasser z. B. in den pontischen Sanden des Fonyodberges am Plattensee.⁴⁾

Von Hauskirchen a. d. Zaya beschreibt Fuchs rätselhafte Störungen im sarmatischen Sand. Flachgelagerte Schichten scheinen erodiert und mit transversaler Schichtung ist die Lücke durch gleichaltrige Schichten ausgefüllt.⁵⁾

Hier wie bei Wien handelt es sich auch nicht um Störungen, auch nicht um Flußwirkungen, sondern um Formen, welche an einer flachen Geschiebeküste durch strömendes und brandendes Wasser erzeugt wurden.

Der Verlauf des Randgebirges zwischen Donau- und Wiental und die Beschaffenheit der marinen Sedimente am Fuß desselben, der Sande von Grinzing, Pötzleinsdorf, Hernals und Ottakring sprechen dafür, daß, während die Mediterranschichten zur Ablagerung kamen, die Küste einen gebuchteten Verlauf hatte. Auch die sarmatischen Schichten (Cerithiensande von der Hohen Warte, Türkenschanze, Weinhaus usw.) sind Seichtwasserbildungen einer sandigen Flachküste. Die Vorbedingungen für die Entstehung von Strömungen, für eine Strandbrandung, die Strandwälle aufwarf, im Gegensatz zur Klippenbrandung am Vorgebirge des Kahlenberges, waren also hier unzweifelhaft gegeben. Die Strömungsschichtung bei Weinhaus, die Barre bei Gersthof und der Strandwall auf der Türkenschanze liegen so ziemlich in gleicher Höhe (225—240 m) und deuten auf eine sehr niedrige Lage der Strandlinie während der Ablagerung der Cerithiensande hin. Diese Formen verdanken

1) Pollak, Zeitschrift des Öst. Ingenieur- und Architekten-Vereins. 1889. S. 5.

2) Fuchs, Über eigentümliche Störungen. Jahrb. XXII. 1872. S. 324.

3) ca. 8 m über der zweiten gelegen.

4) Bericht über das XXVI. Vereinsjahr. Erstattet vom Verein d. Geographen a. d. Wiener Universität. S. 39.

5) Über einige Störungen i. d. Tertiärbildungen d. Wiener Beckens. Sitz. Ber. 1901. S. 467.

aber ihre Erhaltung der Verschüttung durch geologisch gleichaltrige Sedimente, die z. B. den Strandwall auf der Türkenschanze und die Barre in Gersthof in einer Mächtigkeit von 15—20 m überlagern. Diese Überlagerung hat ein Tieferwerden des Meeres, eine positive Strandlinienverschiebung zur Voraussetzung. Unter dem Cerithiensand liegen selbst auf der Türkenschanze, also in Küstennähe, Tegel¹⁾, welche beckeneinwärts als unterstes Glied der sarmatischen Schichten in der Hernalser Ziegelei, gegen die Stadt hin sanft einfallend, bereits an die Oberfläche treten. In der Beckenmitte werden diese Schichten, wie erwähnt (S. 102), vom Muscheltegel überlagert, welcher als Ablagerung des tieferen Wassers, die Annahme einer höheren Lage der Strandlinie erheischt, als sie den überlagerten Cerithiensanden entsprach. Die dem Muscheltegel entsprechenden Seichtwasserbildungen des Ufers scheinen nirgends erhalten zu sein. Zwischen zwei, durch Tegelschichten ausgedrückten Hochständen liegen sandige Ablagerungen, die auch in der Beckenmitte auftreten. Die positive Bewegung der Strandlinie, deren Resultat in der Ablagerung des Muscheltegels zum Ausdruck kommt, scheint sich also bereits in der Überlagerung von Strandbildungen durch die obersten Lagen der Cerithiensande, wie sie auf der Türkenschanze und in Gersthof zu beobachten ist, anzukündigen.

Auch die Lagerungsverhältnisse bei Ottakring verdienen Beachtung. In der Sandleiten und im Teufelskot bilden noch die mediterranen Schichten die Oberfläche, wenige 100 m entfernt in Ottakring schon die sarmatischen. In der Hernalser Brauerei, Ortlieb-gasse 17, wurde in neuerer Zeit ein artesischer Brunnen gebohrt, der die sarmatischen Schichten durchsank und in 141,35 m Tiefe auf die erste sicher nachweisbar marine Schichte traf. Im marinen Miozän wurde nun bis zu einer Tiefe von 201 m gebohrt.²⁾ Näher am Randgebirge liegen die artesischen Brunnen des Ottakringer Brauhauses³⁾. Unter den sarmatischen Schichten (Tegel, Sand, Schotter, Tegel . . .) wurden zwischen 17 und 55 m Tiefe wechsellagernd mariner Tegel, Sande und Gerölle angetroffen, welche im „Eisernen Brunnen“ — das tiefste Bohrloch in den marinen Schichten des Wiener Beckens —, trotz der Nähe des Randgebirges in einer Mächtigkeit von 244,2 m angefahren wurden. Die Profile dreier Brunnen lassen sich vereinigen und ergeben ein Schichtfallen von 13° E, sie beziehen ihr Wasser aus denselben Schichten; die Profile der übrigen sind aber nicht zu identifizieren und wenn die wasserführenden Schichten nicht auskeilen, liegen Störungen vor, für deren Entstehung in postpontischer Zeit aber gar kein Anhaltspunkt vorhanden ist.

Im südlichen Stadtgebiete soll es nach Karrer auch Verwerfungen in den pontischen Schichten geben. Karrer fühlte sich zur Interpolation derselben dadurch gedrängt, daß ein- und dieselbe Schichte am Wienerberg und dessen Umgebung große Höhendifferenzen zeigt. Rechnet man jedoch nach, so findet man, daß in dem einen von Karrer angeführten Beispiel⁴⁾

1) Karrer, Mitteil. der Sekt. f. Naturkd. des Öst. Tour.-Klub. 1895. VII. S. 4. Der Tegel wurde beim Tunnelbau der Vorortelinie der Stadtbahn erschlossen. Siehe auch die Brunnengrabungen Nr. 77 in Fuchs, Geol. Studien. XXII. Jahrb. XXV. 1875. Hier treten in zwei Brunnenprofilen — das eine ist von der Spitze des Hügels, das andere von der Schießstätte weiter abwärts — dieselben Schichten auf, das Fallen der Schichten geht also mit der Neigung der Terrainoberfläche parallel.

2) Koch, Eine Tiefbohrung in Hernals. N. Wiener Tagblatt. 1898. Nr. 139. Auch Koch ist der Ansicht, daß keineswegs im Untergrund des Wiener Beckens große und regelmäßige Verwerfungen vorhanden sein könnten, dagegen spricht der Wasserreichtum der artesischen Brunnen.

3) Abel, Über einige Brunnenbohrungen in Ottakring. Jahrb. XLVII. 1897, und Fuchs, Geol. Studien XXII. Nr. 109.

4) Geologie der K. F. J. Hochquellenwasserleitung. Kap. XXIII. Der Hauptsammelnkanal im X. Bezirk. S. 366. Karrer gibt an, daß auf 10 oder 12 Klafter ein Gefälle von 1 Fuß komme (= 1 : 60).

der Neigungswinkel nicht mehr als 1° beträgt, im zweiten ist der wasserführende Horizont auf größere Entfernung hin zu verfolgen.¹⁾ Ein Vergleich der Brunnengrabungen in den äußeren Bezirken von Wien²⁾ mit jenen der inneren, z. B. mit den beiden tiefen artesischen Brunnen am Getreidemarkt³⁾ und am Staatsbahnhof⁴⁾, in welchen unter den pontischen Schichten die sarmatischen angefahren, aber nicht durchsunken wurden, sowie mit den oberflächlichen Aufschlüssen am Randgebirge ergibt ein durchschnittliches Fallen der wasserführenden sarmatischen Schichten von $3-4^{\circ}$ in der Richtung gegen das Beckeninnere. Zu demselben Resultat kam auch Wolf auf Grund von 130 Brunnengrabungen älteren Datums.⁵⁾ Wolf hat auch bereits die Vermutung ausgesprochen, daß die Kongerienschichten nach teilweiser Zerstörung der Schichten der brackischen Stufe abgelagert wurden.⁶⁾ Verwerfungen vermutet Schaffer endlich in der Kulmgasse im XVI. Bezirk, wo sarmatische und mediterrane Schichten scharf aneinander grenzen⁷⁾ und im Alstal, welches nach Fuchs einer Verwerfung folgen soll, da an der nördlichen Talseite sarmatische, an der südlichen Seite marine Schichten anstehen.⁸⁾ Wenn hier tatsächlich eine Störung verläuft, so kann dieselbe auch nicht das staffelförmige Absinken der randlichen Schichten der Beckenausfüllung herbeigeführt haben, denn sie verläuft nicht parallel dem Gebirgsrand, sondern gerade senkrecht auf denselben.

Damit ist die Besprechung der wichtigsten aus dem Boden von Wien bekannten wirklichen und scheinbaren Störungen beendet und nichts hat uns die Überzeugung verschaffen können, daß tatsächlich ein System von großen pontischen Staffelbrüchen vorhanden ist.

Nur noch ein Blick auf die Mächtigkeit der im Untergrund von Wien angetroffenen Schichten. Die Gesamtmächtigkeit der mediterranen Schichten ist noch unbekannt, jedenfalls ist sie aber in der Mitte des Beckens viel größer als 244 m (vgl. oben). Die sarmatischen Schichten sind durchschnittlich 130 m mächtig⁹⁾, der pontische Tegel wird mit 140 m nicht durchsunken.¹⁰⁾ Die Schichtfolge ist also in einer Mächtigkeit von 500 m bekannt und von ihr kommt auffälligerweise den sarmatischen Schichten der kleinste Anteil zu. War das Becken während der Ablagerung dieser Sedimente nicht im Nachsinken begriffen, so mußte die Tiefe des Mittelmeermeeres mindestens um $130 + 140 = 270$ m größer sein als die des pontischen Sees, wenn seine Strandlinie die mittlere Höhe der pontischen Uferlinie erreichen wollte. Diese natürlich sehr rohe Schätzung, bei welcher auch der

1) Ebenda. Hinweis auf Fuchs, Neue Brunnengrabungen, Geol. Stud. XXI. Jahrb. XXV. 1875. S. 31f. Beispiel 33 zeigt in den Häusern Landgutstraße 34—38 und Kolombusplatz 2 dieselbe Schichtfolge. In den Beispielen Nr. 34, 35 ist die wasserführende Schichte an der Grenze von pontischem Tegel und Belvedereschotter. Die Oberfläche des ersteren ist immer unregelmäßig. Daß man die wasserführenden Schichten in der Jutespinnerei beim Arsenal (Nr. 36) und „In der magern Henne“ (Nr. 37) nicht mehr parallelisieren kann, ist bei der großen Entfernung vom Randgebirge, wo die Sand-schichten bereits auskeilen (siehe diesbez. Beispiel 38), nicht zu verwundern.

2) Siehe außer Fuchs die Notizen von Bittner, Gravé, Wolf (Einleitung S. 14, 16).

3) 4) Hauer, Über die Beschaffenheit der durchfahrenen Gebirgsschichten bei der Bohrung des artesischen Brunnens am Wiener Bahnhof der Südbahn; Czjžek, Erläuterung, Anhang S. 47ff. und Artesischer Brunnen, der von der k. k. landwirtschaftlichen Gesellschaft unter Leitung des Prof. Michael Stecker auf dem Getreidemarkt daselbst gebohrt wurde. Wien 1844, und Hauer. Haidg. Ber. I. 1847. S. 201.

5) Jahrb. XII. 1863. Verh. S. 59.

6) Ebenda.

7) Geologie von Wien I. S. 27.

8) Ebenda. S. 29.

9) Fuchs, Geol. Studien. Jahrb. XXV. 1875. S. 24.

10) Fuchs, Erläuterungen. S. 40. (Ziegelei der Wienerberger Ziegelfabrik-Aktiengesellschaft.)

Einfluß der Störungen unberücksichtigt gelassen wurde, soll nur zeigen, daß trotz der größeren Tiefe des Mediterranmeeres der pontische Binnensee eine höhere Uferlinie besessen haben kann, als erstere. Andere Strandlinien wie jene, welche der Bildung der Cerithiensande entsprechen, liegen wieder in der Tiefe des Beckens begraben.

Wir haben also in der heutigen zonenförmigen Anordnung und in der Höhenlage der drei Miozänstufen an der Oberfläche des Beckens allein das Ergebnis von Abrasions- und Denudationsvorgängen, in der Strandzone von Prozessen fluvialer Erosion am Fuße derselben (Donauterrassen) und endlich von Erosions- und Denudationsarbeit im Inneren des Beckens zu sehen.

Die Voraussetzung dabei ist aber die, daß die ursprüngliche Lagerung der Schichten eine schräge in der Strandzone, eine sanft geneigte am Fuße derselben und erst in der Mitte des Beckens eine flache war, daß endlich jedes der drei Schichtglieder an Mächtigkeit gegen das alte Ufer abnahm und endlich ganz auskeilte. Die stärkste Zerstörung hat die Strandzone erfahren, daher sind dort die ältesten Schichten bloßgelegt worden, die jüngsten haben sich nur in der Beckenmitte erhalten, wo die zur Abtragung der ursprünglichen Formen zur Verfügung stehende Zeit viel kürzer war. Harte Sandsteinhügel und durch Schotterlagen geschützte Tegelrücken ragen aus der Abtragungsebene des Wiener Beckens als Reste einer alten Landoberfläche auf, die sich wieder aus dem pontischen Seeboden entwickelt hat. Wir möchten an Stelle der bisher gebräuchlichen Idealprofile durch den Boden der Stadt das nebenstehende setzen, in dem die graphische Wiedergabe des oben dargelegten versucht wurde. Man beachte, daß selbst bei dreifacher Überhöhung das Gefälle der jüngeren Schichten noch durchweg als ein mäßiges erscheint.

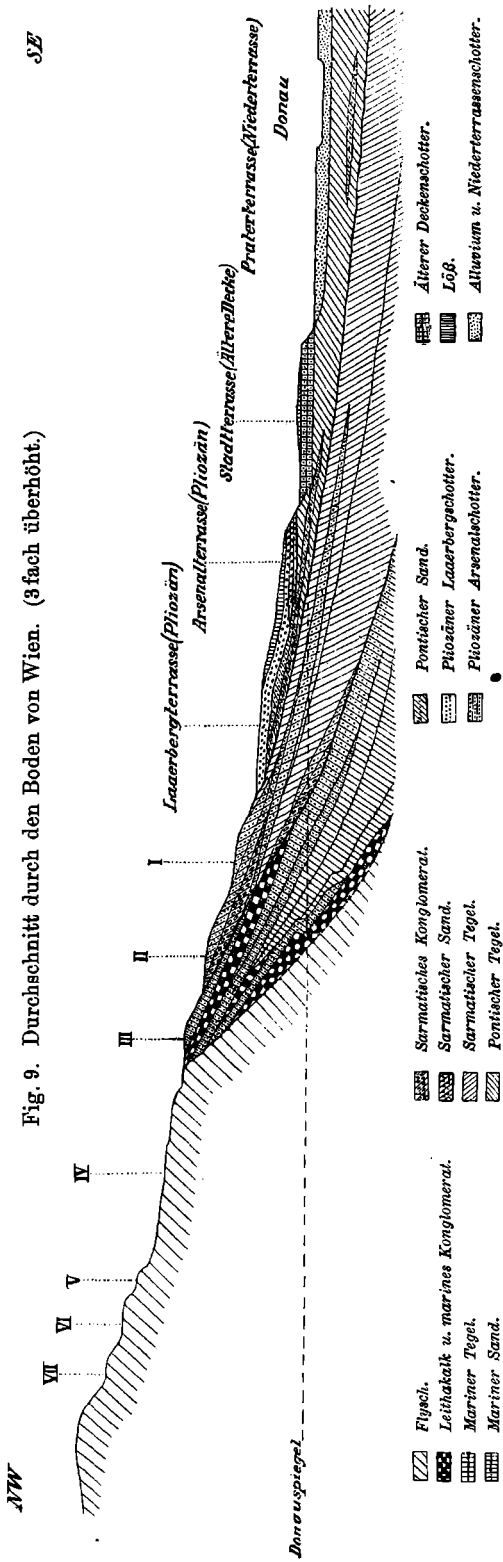


Fig. 9. Durchschnitt durch den Boden von Wien. (3fach überhöht.)

3. Das Randgebirge zwischen der Wien und der Kalkalpengrenze.

Die Grenze zwischen der Flysch- und Kalkzone des Wiener Waldes ist nicht durch den Verlauf eines Tales gekennzeichnet und tritt überhaupt orographisch nicht sonderlich scharf hervor. Die Dürriesing oder der Kaltenleutgebnerbach schneidet ein kleines Stück der Kalkzone an ihrem Nordsaum ab, dasselbe ist aber so unbedeutend, daß wir füglich das genannte Tal als Grenzlinie annehmen können, um so mehr, als erst südlich von ihm wirklich charakteristische Kalkberge auftreten, die auch durch größere Gipfelhöhen von den Flyschbergen abstechen.

Den Außenrand des Gebirges bilden hier niedere Höhen von Sandstein und Mergelschiefer der unteren Kreide, die an einer Antiklinale auftauchen, in welcher auch noch neokome Aptychenkalke und Juragesteine, die St. Veiter Klippen¹⁾, aufragen. Gegen NW folgt dann die Inoceramensandsteinmulde, die bei Laab am Wald noch alttertiären Sandstein umschließt²⁾ und die Höhen bildet (Hagenberg 411 m, Baderwiese 433 m, Hornauskogel 504 m, Laabersteig 527 m), als Wasserscheide zwischen der Wien und der Liesing. Unter dem nordwestlichen Muldenschenkel taucht dann endlich wieder die Mergelschiefer-Antiklinale empor, welche abermals als Tiefenlinie kenntlich, vom Wiental bei Weidlingau über die Paunzen, Wolfsgraben, Hinterpfalzau zum Fuß des Schöpfels und ins Laabnertal bei Wöllersdorf zu verfolgen ist.

An der Grenze zwischen Kalk- und Flyschzone, dem Hornauskogel und Laabersteig einerseits, dem Föhrenberg und Höllenstein andererseits, verläuft eine 3—4 km breite Niederung, deren Höhen durchschnittlich 100 m niedriger sind als die erstgenannten Flyschberge, 200 m niedriger als die letztgenannten Kalkberge.

Diese Tiefenlinie ist keine Talung und weder aus der Tektonik noch aus der Gesteinsbeschaffenheit zu erklären, denn sie quert auch die Kalkzone und hier fallen das Plateau der Himmelswiese, die Totenwiese, Teile des Dorotheerwaldes, im Norden der Liesing durch Gütenbachtal und die Klausse voneinander getrennt, sowie Zugberg (321 m) und Leopoldsdorferwald (415 m) zwischen Liesing und Kaltenleutgebnerbach in ihr Bereich.

Eine Überschiebung der Flyschzone durch die Kalkalpen ist nicht überall zu beobachten. Wohl ist sie bei Kaltenleutgeben vorhanden, wo die Schichten der unteren Kreide gegen SE einfallen, dagegen fallen bei Kalksburg und Sulz diese Schichten NW, und unter ihnen tauchen regelmäßig ältere Schichten der Kalkzone auf. Die Quellen des Liesing- und Kaltenleutgebnerbaches liegen in der Flyschzone und ihre Täler sind in derselben breit und muldenförmig, die unteren in der Kalkzone verlaufenden Talstrecken aber eng und steilwandig. Im Gegensatz zum Liesingtal verläuft das Kaltenleutgebnerntal im Gebirgstreichen und folgt einer Antiklinale von Muschelkalk und Lunzersandstein³⁾, doch unterhalb Neumühle ist es in dem Hauptdolomit, also in dem südöstlichen Flügel derselben, eingeschnitten.

Wir nehmen unsere Betrachtung beim Wientale wieder auf. Die Gehänge desselben zeigen in verschiedener Höhe breite Terrassen und schmalere Leisten als Reste zerschnittener Talböden. Ihr Zusammenhang ist unterbrochen, insbesondere in der engen Talstrecke zwischen Weidlingau und Purkersdorf, so daß eine Verknüpfung der zahlreichen Terrassen des oberen Wientales mit jenen der unteren Talstrecke bei Weidlingau auf Schwierigkeiten

1) Gemeindeberg 321 m, Girzenberg 285 m, Trazerberg 277 m, Roterberg 262 m. Vgl. Hochstetter, Die Klippen von St. Veit bei Wien. Jahrb. XLVII. 1897. S. 95—156.

2) Paul, Der Wiener Wald. Jahrb. XLVIII. 1898. Profil XVIII. S. 144.

3) Toulal, Kleine Beiträge zur Kenntnis des Randgebirges des Wiener Beckens. Verh. 1879. S. 275 f., und Paul, Ein geologisches Profil aus dem Randgebirge des Wiener Beckens. Jahrb. VIII. 1859. S. 257.

stößt. So bedauerlich es ist, nicht mehr alle Talböden rekonstruieren und dadurch wertvolle Aufschlüsse über die Entwicklungsstadien des Wientales gewinnen zu können, so fällt dieser Umstand doch nicht so ins Gewicht, da die am Talausgang erhaltenen Terrassen mit den Uferterrassen am Randgebirge übereinstimmen und die einzelnen unteren Denudationsniveaus dadurch neuerlich eine Festlegung erfahren. Die Talterrassen sind durchweg Erosionsterrassen, nirgends ist auf ihnen eine Gerölllage nachzuweisen. Aber auch das heutige Wienbett zeigt mit Ausnahme der Talweitung von Weidlingau, wo der Fluß die Aufbruchlinie der Mergelschiefer kreuzt und Talreife wie Normalgefälle früher erreicht waren als in dem flußabwärts gelegenen Durchbruch der Wien durch den Inoceramensandsteinzug zwischen Weidlingau und Hütteldorf¹⁾, eine sehr geringe Mächtigkeit der Alluvien. Bei der intensiven Abspülung in diesem Gebiet, die für die gründliche Ausräumung der Täler von lockerem Material sorgt, kann eigentlich das Fehlen älterer, von Haus aus unbedeutender Gerölllager nicht überraschen.

Der vom Satzberg gegen Hütteldorf herabziehende Rücken zeigt die Terrassierung des Talgehänges am besten ausgeprägt. Von der Kuppe dieses Berges am Waldrand herabsteigend, erreicht man in 391 m eine kleine Terrasse (VI), dann folgt ein steiler Abfall und man erreicht bei 363 m (An.) eine Kerbe (V). Abermals folgt ein Steilabfall und wir gelangen auf eine 300—400 m breite Terrasse, die dem Bergprofil sein charakteristisches Gepräge gibt, in der Nähe besehen aber durch einzelne Leisten gegliedert ist (334—346 m, An.) IV. Nun auf dem nach Hütteldorf führenden Weg abwärtssteigend, erreicht man eine Terrasse in 303 m (III, An.). Ein Steinbruch reicht bis zu ihrer Oberfläche empor und läßt die Abrasion der aufgerichteten Sandsteinschichten deutlich erkennen.²⁾

Diese Terrasse findet im Wolfersberg (326 m) talaufwärts ihre Fortsetzung. Nun folgt wieder ein steilerer Hang und eine Terrasse in 280 m (An. II). Der Steinbruch im „Paradies“ zeigt abermals die Abrasion der Flyschschichten in diesem Niveau.³⁾ Unter dem benachbarten Flurwächterhaus zieht eine gegen das Tal ziemlich stark geneigte Terrasse hin, die von mehreren am Talgehänge parallel hinlaufenden Leisten gequert wird (269—261 m I. An.). Darunter ist endlich noch eine kleine Stufe (Freyenthurgasse) vorhanden (238 m). Sie ist am linken Talgehänge bis zum Penzinger Friedhof (230 bis 220 m) zu verfolgen und bereits als ein pliozänes Niveau anzusehen (vgl. S. 98). Das gegen das Halterbachtal gekehrte Gehänge des Satzberges zeigt ebenfalls in 341 m (IV) und 365 m (V) eine Terrasse.

Das Niveau I ist auch am rechten Wientalgehänge durch die breite Terrasse des Nikolaiberges (268 m), am linken, etwas weiter talaufwärts durch jene des Bierhäuslberges und der Mariabrunnerwiese (268 m) festgelegt. Ebene Flächen zwischen 260 und 270 m sind zu beiden Seiten der Weidlingauer Talweitung vorhanden⁴⁾ und sprechen für eine große Breite des Tales auch während dieses Stadiums seiner Entwicklung. Die entsprechende Talterrasse des Mauerbaches ist beim Alexander Laudongrab in 276 m Höhe gut ausgeprägt. Die östlich vom Ort Mauerbach in 310—323 m gelegene Terrasse läßt sich nicht mehr mit Sicherheit parallelisieren. Im Wiental dagegen findet die Terrasse in einer 286 m hohen Leiste an der Mündung des Gablitzbaches ihre Fortsetzung und in diesem selbst anscheinend in der Rehgrabenwiese 304 m (An.), am Hannbaum 310 m (links, An.), beim Friedhof von Gablitz (310 m An.) und in der Ram unter dem Pallerstein

1) Die Wienregulierungsarbeiten erschlossen hier in 2—3 m Tiefe anstehendes Gestein.

2) Photographie des Geograph. Instituts der Wiener Universität.

3) Photographie des Geograph. Instituts.

4) Am Bischofmais im Tiergarten rechts und unter der Knödelhütte links.

(320 m). Die Fortsetzung im Wiental ober Purkersdorf über die Terrasse beim Kl.-Steinbachtal, 300 m (An.) bis \ominus 310 m, und die Ochsenweide am Saagberg (303 m) zur \ominus 345 m am Kl.-Wienerberg und \ominus 354 m bei Dürnwien ist fraglich.

Im oberen Wiental bei Preßbaum ist der Rest eines sehr breiten Talbodens, der 15—20 m höher liegt als die vorgenannte Terrasse, zu beobachten.¹⁾ Manche Terrassen lassen sich überhaupt nicht mehr in Zusammenhang bringen.²⁾

Auch in früheren geologischen Epochen müssen aus dem Einzugsgebiet der Wien bedeutende Massen in das Becken transportiert und hier von Brandung und Strömung weiter verschleppt worden sein. So finden sich im sarmatischen Tegel von Breitensee und zwar in den tiefsten Lagen desselben, riesige Anhäufungen von großen gerundeten Blöcken.³⁾ In Penzing bilden sie fast ausschließlich den Untergrund⁴⁾ und haben hier bei den Kanalbauten der letzten Jahre bedeutende Schwierigkeiten verursacht. Aufgeschlossen sieht man sandigen sarmatischen Tegel mit großen Flyschgeröllen in den Abgrabungen beim Penzinger Friedhof und in den neuen Straßenzügen zwischen Linzerstraße, Hütteldorferstraße, Ameisbach und der Vorortelinie der Stadtbahn. Auch südlich der Wien trifft man die Höhe des Königlberges bei Lainz aus sarmatischen, von großen Geröllmassen durchsetzten Sanden aufgebaut. Gegen SE, also gegen das Beckeninnere, stellt sich auch hier der Tegel ein und in der Umgebung des Lainzer Friedhofes und am Rosenberg fällt in allen Aufschlüssen dieselbe einförmige Schichtfolge auf: sandiger Tegel und tegeliger Sand in Wechsellagerung, meist flach geschichtet. Näher am Randgebirge ist aber das Ansteigen der Schichten gegen dasselbe deutlich ausgeprägt, so z. B. im Verbindungsbahneinschnitt, auf der Strecke Speising-Ober-Hetzendorf, wo im Sommer 1901 in der Nähe der letzteren Station die sarmatischen Sande mit einem Fallwinkel von 5° ESE entblößt wurden.

Wolf wies aus mehreren Aufschlüssen der Umgebung einen Neigungswinkel von 3°—4° für die sarmatischen Schichten nach⁵⁾, so daß auch in diesem Teile des Beckens der Nachweis zu führen ist, daß eine Neigung der Beckenausfüllung gegen das Beckeninnere und nicht ihr Absinken an Verwerfungen das Verschwinden der älteren Schichten von der Oberfläche hervorruft, gegen das Ufer aber die Schichten allmählich auskeilen.

Im Tal des Lainzerbaches, der zwischen den Flyschbergen und der von der Denudation verschonten sarmatischen Sandsteinhöhe des Königlberges durchbricht, bilden mediterrane Sande und Tegel mit groben Sandsteingeröllen den Untergrund und fallen unter die aus sarmatischen Schichten bestehende Höhe mit einer Neigung von 4°—6° ein.⁶⁾

Anderseits stellen sich im Verbindungsbahneinschnitt bei Unter-Hetzendorf über den sarmatischen Schichten bereits pontische Schichten, größtenteils Sande und Gerölle, aber noch in geringer Mächtigkeit, ein.⁷⁾

1) Ihm gehören an: das breite Plateau der offenen Meidling zwischen der Dürren und Grottenwien, \ominus 393, \ominus 395 links der Grottenwien, das Plateau \ominus 387 östlich Haizawinkel, 386 m (An.), Unt. Saubüchl, die Wiese westlich vom Norbertinum 365 m (An.), das Plateau des kleinen Wienerberges \ominus 361, des Bartberges gegenüber. Pfaffenberg 314 bis 323 m über Purkersdorf (Niveau II?).

2) z. B. \ominus 410 am Redelberg bei Rekawinkel, Lawies \ominus 387 m bei Preßbaum, Gelber Berg \ominus 379 m bei Weidlingau, der Purkersdorfer Eichberg 420 m, u. viele andere.

3) Fuchs, Erläuterung . . . S. 35.

4) Fuchs, Neue Brunnengrabungen. Jahrb. XXV. 1875. Nr. 101—105. (S. 56/57.)

5) Wolf, Der Einschnitt der Verbindungsbahn zwischen Hetzendorf und Speising. Jahrb. XI. 1860. Verh. S. 96.

6) Wolf, Mariner Muschelsand v. Speising. Jahrb. X. 1859. Verh. S. 48.

7) Wolf, Der Einschnitt der Verbindungsbahn zwischen Hetzendorf und Speising. Jahrb. XI. 1860. Verh. S. 98.

Der pontische Tegel wird, vom Wienerberg angefangen, gegen das Wiental zu stetig sandiger, zwischen dem Meidlinger und Altmannsdorfer Friedhof finden sich bereits gröbere Schotter¹⁾, ebenso beim Hetzendorfer Bahnhof, und grobe Sande und Gerölle bilden die Höhen von Schönbrunn, den Untergrund beim Tivoli²⁾ und sind auch jetzt noch beim parzellierten Gatterholz³⁾ aufgeschlossen zu sehen.

Bei Abgrabungen in der Eichholzgasse (XII. Bez.) im Sommer 1903 konnte man die Wechsellagerung eines fetten, grauen Tegels mit Sand beobachten. An einigen Stellen zeigte sich der Tegel abradiert und wurde von schräg geschichtetem Sand überlagert, darüber breitete sich eine Sandschichte in schwebender Lagerung, die abermals abradiert und durch schräg geschichtete Sandlagen verschüttet war. Diese typische Strömungsschichtung ist ein Analogon zu den auf der Türkenschanze und bei Gersthof im sarmatischen Meeressand beobachteten Lagerungsverhältnissen. Man kann aus diesen Erscheinungen schließen, daß sich diese Schichten in geringer Tiefe und in der Nähe des Ufers gebildet haben. Nachdem es die höheren Horizonte der pontischen Schichten sind, in welchen diese merkwürdigen Lagerungsverhältnisse auftreten, so dürften sie während der letzten Rückzugsstadien des pontischen Sees entstanden sein.

Die südliche Abdachung des Gatterholzes gegen die Donauländebahn (Hetzendorf-Kaiser-Ebersdorf) besitzt ebenfalls tiefe Aufschlüsse in den Kongerierschichten. Die tiefsten Partien derselben bestehen aus Konglomeratbänken von ei- bis kopfgroßen Flyschgeröllen. Man muß überhaupt staunen, welche enormen Mengen von im Randgebirge abgetragenen Gesteinsmassen hier im südwestlichen Teil des Wiener Stadtgebietes in der Tiefe des Beckens aufgeschüttet liegen. Aber auch die Höhen von Schönbrunn, am Gatterholz und Tivoli, welche in ihrer Höhe mit dem Schmelzer Schotterfeld am linken Wienufer zusammenfallen, sind gleich diesem von einem, aus dem Randgebirge kommenden Fluß überflossen und mit Flyschgeröllen überschüttet worden.⁴⁾ Man wird nicht verfehlen, dem im Laaerbergniveau in das landfest gewordene Becken übertretenden Wienfluß diese Arbeitsleistung zuzuschreiben.

Ungleich größere Geröllmassen hat aber die sarmatische und pontische Wien in das Becken gebracht, bedeutete doch der Abschluß beider Epochen eine negative Bewegung der Uferlinie, die im Randgebirge in verstärkter Erosion zur Erscheinung kam.

Mediterrane Schichten trifft man im Mündungstrichter der Wien zwischen Ottakring und Lainz nirgends an und im Wienbett bei Unter-St. Veit an der Verbindungsbahnbrücke zeigt sich, daß tatsächlich der blaue sarmatische Tegel unmittelbar dem Flysch auflagert. Diese Erscheinung, die übrigens auch nördlich der Donau zwischen Enzesfeld und Nieder-Kreuzstetten vorkommt, kann man sich entweder in der Weise erklären, daß der Bruchrand an diesen Stellen postmediterranen Alters ist, oder auch damit, daß die mediterranen Strandbildungen durch die Brandung im tiefergelegenen Niveau einer sarmatischen Strandlinie oder endlich durch die seitliche Erosion eines Flusses im Mündungstrichter zerstört wurden.

Von der Wienmündung bei Hütteldorf bis Lainz südlich derselben fehlen Uferterrassen fast vollständig. Einerseits ist es die Wien selbst, welche ihre Austrittsstelle aus dem Gebirge auf Kosten des nun sehr steilen rechten Talgehanges (Hackenberg ober Hacking) trichterförmig erweitert hat,

1) Fuchs, Erläuterung . . . S. 39/40.

2) Fuchs, Geol. Untersuchungen im Tertiärbecken von Wien. Schreiben an Dir. Hauer. Verh. 1870. S. 250.

3) Karrer, Geologie. S. 350f. Die Schichten sind hier von zahlreichen oberflächlichen Störungen betroffen.

4) Fuchs, Erläuterung . . . S. 34.

anderseits der Lainzerbach und der kleine Bach von Ober-St. Veit, die, in die Uferzone eingeschnitten, die ursprüngliche Abdachung zerstört haben. Der St. Veiterbach löst die Juraklippen vom Randgebirge ab, von denen Trazer- und Girzenberg (277 m und 285 m) die zerschnittenen Reste des Terrassenniveaus II zu sein scheinen. Diesem gehört auch das kleine Plateau mit der Restauration Einsiedelei (285 m An.) an. Der Roteberg fällt in das Niveau I (262 m).

Eine namhafte Umgestaltung haben die Berggehänge auch durch die Wasserrisse erfahren, welche mit großem Gefälle aus dem Gebiet des kaiserlichen Tiergartens gegen Ober-St. Veit und Lainz herabführen, bei Wolkenbrüchen sehr bedeutende Wassermassen enthalten, die dann eine ganz erstaunliche Transportkraft entfalten. So erklärt es sich, daß der Gebirgsfuß hier in eine Schotterdecke oder besser gesagt Schuttdecke eingehüllt ist, denn auf dem kurzen Weg werden die Sandsteintrümmer nur wenig abgerollt. Die Fundierungen für das neue Versorgungshaus der Gemeinde Wien in Lainz brachten diese Schuttmassen zutage.

Die Tiergartenberge zeigen einige Gehängeknicke, deren Messung aber, da sie nicht zugänglich sind, unmöglich war.

Größere, weithin sichtbare und kотиerte Formen sind das Plateau der Baderwiese (433 m) unter der 455 m hohen Kuppe dieses Berges und die Dorotheer Schütt 418 m (VII). Das Gehänge des Kalten Bründlberges zeigt zwischen 360 und 370 m (V) und bei 390 m (VI) eine Abstufung. Das gleiche gilt vom Vösendorferwald. Der Kalte Bründlberg hat im NE eine breite Plattform in 490 m Höhe vorgeschoben. Die größte Form ist aber die 500 m breite Fläche des Hörndlwaldes zwischen den St. Veiter Klippen und dem Lainzerbach (ϕ 304, ϕ 306 m III).

Ungewöhnlich verwickelt sind die morphologischen Verhältnisse in der oben erwähnten Niederung an der Nordgrenze der Kalkalpen, so daß eine anschauliche Darstellung derselben schwierig wird. Die Anordnung der heutigen Täler ist hier recht merkwürdig. Zwischen Lainz und Kalksburg, also auf vier Kilometer Entfernung ist das Randgebirge, von unbedeutenden Gräben und Mulden abgesehen, unzertalt und auch der Lainzerbach ist nur in die Uferzone eingeschnitten, also jünger als die Terrassen derselben, so daß die Taldistanz zwischen den beiden das Gebirge verlassenden Tälern der Wien und Liesing 7 km beträgt, ein für das Flyschgebiet ungewöhnlich großer Abstand. Liesing und Kaltenleutgebnerbach dagegen treten in 450 m Entfernung voneinander in die Ebene ein, so daß der sie trennende Rücken des Zugberges das Profil einer schmalen, scharfen Schneide zeigt. Die Folge dieser asymmetrischen Anordnung ist der Umstand, daß die Reichliesing rechts gar keinen bedeutenden Zufluß, links dagegen deren zwei, den Laaberbach und Gütenbach, die quer auf das Gebirgsstreichen fließen, erhält. Der Laaberbach entspringt in der Mulde des alttertiären Sandsteins (vgl. S. 110) und hat im Oberlauf ein sehr breites Tal, das sich aber zwischen dem Hundskehl und dem Hinteren Kaufberg (SE Muldenschenkel des Inoceramensandsteins) sehr verengt. Durch diese Enge verläßt der Laaberbach den Talkessel von Laab, der in einem sonst nicht durch besonders reife Entwicklung der Täler ausgezeichneten Gestein gelegen ist, und mündet in das, hier in der Mergelschieferzone verlaufende und daher sehr breite Liesingtal (NW Flügel der Antiklinale). Die unterste Strecke desselben, wie auch die des Gütenbachtals liegt im Kalke eingeschnitten und ist sehr eng. Die orographische Gliederung dieser ganzen Zone deutet aber auf eine von der heutigen vollkommen abweichende Anordnung der Täler hin, denn die Richtung der Kämme verläuft quer auf den Lauf des Laaber- und Gütenbaches. Durch den Zug des Sperrberges bei Breitenfurt (460 m), des Hundskehl (454 m), des Hinteren Steingrabens (464 m),

des Kaufberges (423 m) wird die Niederung in zwei Talungen geteilt, die WSW—ENE verlaufen.

Die Sohle der nördlichen Talung senkt sich allmählich gegen den Gebirgsrand, der bei Mauer erreicht wird. Sie liegt mehr wie 100 m höher als die heutigen Talsohlen, z. B. als jene des Gütenbaches, der wie gesagt die Talung in NW—SE Richtung quert und den höheren Talboden zerschneidet. Aus dem letzteren sind Plateauberge von über 100 m relativer Höhe geworden (Kalter Bründlberg, Sperrberg, Kaufberg), welche ihrerseits wieder von Höhen im Norden und Süden um 100—200 m überragt werden. Es sind die Bergrufer des alten Tales.

Die über das untere Denudationsniveau der Gegenwart geratene breite Talsohle läßt sich folgendermaßen rekonstruieren. In der Fortsetzung des oberen Laabertales bei Laab am Wald senkt sie sich vom Kaiserzipf (375 m), wo der alte Talquerschnitt zwischen Bärenberg und Vorder-Kaufberg vollkommen erhalten ist, zur Kleschfelderwiese (⊖ 372) und über den mittleren Eichberg (⊖ 370 m) zu den Plateaubergen bei Mauer herab (Leitenwald ⊖ 369 m und 367 m), Wilderberg (⊖ 368 m, Fassberg ⊖ 365 m, ⊖ 362, ⊖ 357 m) bei der Maurer Schießstätte und beim Dreimarksteintor und geht allmählich in die Uferterrasse des Niveaus IV über, welche hier in 345 bis 350 m (Wiesenfläche ober der Militärschießstätte Mauer, Plateau zwischen Antonshöhe und Mauerlust usw.) hinzieht, aber stark verwaschen ist und am Georgenberg zur Terrasse III (⊖ 316 m) verflächt.

Dem als breiten Leithorizont dienenden Terrassenniveau IV entspricht also ein gleichaltriges Tal von einer Breite und Reife, wie sie die Täler des gegenwärtigen Entwicklungszyklus noch nicht erreicht haben.

Die Gehänge des ersteren tragen noch ältere Terrassen (Plateau 440 m [An.] am breiten Rennweg NW von Laab am Wald, Plateau ⊖ 436 m, NW vom Dianator, Bärenberg 434 m, Kaltes Bründl ⊖ 424, 420 m, Dorotheer Schütt 418 m), als Reste eines Talbodens des Niveaus VII. Es hat zwar das reife Tal des Niveaus IV Vorgänger an derselben Stelle gehabt, aber keinen Nachfolger. Als das untere Denudationsniveau unter 350 m herabsank, trat eine Flußverlegung ein, welche zur transversalen Zerschneidung des Talbodens IV führte. Der Talboden III, welcher schon die neue SE Richtung befolgt, läßt sich zu beiden Seiten des Gütenbaches nachweisen (800 m breite Terrasse des Dorotheerwaldes ⊖ 326 m, Ballwiese, Totenwiese ⊖ 317 m), und ebenso jener des Niveaus II an der Gütenbachmündung in das Liesingtal (alter Kuhstand 300 m, ⊖ 292 m zwischen Klausen und Gütenbach). Solange noch bei Mauer ein aus der Gegend von Laab kommender Fluß austrat, war auch die Taldistanz bedeutend kleiner wie jetzt, wo die Liesing den Laaberbach und Gütenbach an sich gezogen hat.

Man kann aber auch nachweisen, daß der Kaltenleutgebnerbach sich früher mit der Liesing noch innerhalb des Gebirges bei Kalksburg vereinigte, so daß ersterer nicht als ein selbständiger Bach in das Becken eintrat, kaum $\frac{1}{2}$ km vom Nachbartal entfernt, wie dies gegenwärtig geschieht.

Es ist nämlich bei Tichys Zementwerk ober Waldmühle im Kaltenleutgebnerthal am linken Gehänge das Bett eines Wildbaches erschlossen worden, auf dessen geglätteten Felsboden und linker Wand mächtige, bis 1 m im Durchmesser erreichende Geschiebe auf- und angelagert sind. Dieselben zeigen Strömungen und Furchen, welche, wie Penck¹⁾ dargetan hat, nach dem Transport dieses Materials an Ort und Stelle durch Zusammensitzen und Verrutschen desselben entstanden sind.

1) Die Eiszeiten Australiens. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkd. i. Berlin. 1900. S. 268 f. Das geographische Institut der Wiener Universität besitzt eine Reihe großer Kalkgeschiebe mit solchen „pseudoglazialen“ Erscheinungen, sowie Photographien dieser Lokalität.

50—40 m über der Talsohle findet das alte Bachbett seine Fortsetzung am linken Gehänge in einer breiten Leiste, welche sich talauswärts senkt, geradlinig nach NE verlaufend. Während bei Neumühle der Talweg der Gegenwart nach E umbiegt und sich so vom alten Talweg emanzipiert, quert dieser zwischen der im Parke des Jesuitenkollegiums Kalksburg gelegenen Kapelle (320 m) und dem Zugberg (320 m) in 260 m Höhe (An.) die jetzige Wasserscheide zwischen Liesing- und Kaltenleutgebnerthal. Das alte Talprofil ist in diesem bergbegrenzten Wiesengrund so wohl erhalten, daß man unwillkürlich anhält und lauscht, ob man nicht das Rauschen des Baches höre. Aber nach wenigen Wegminuten an jenen Punkt gelangt, wo sich die Mauer des Jesuitenparkes nach Kalksburg hinabsenkt (⊖ 285), wird man daran erinnert, nicht ein lauschiges Waldtal durchmessen, sondern einen Bergrücken überschritten zu haben. Am genannten Punkt bricht der Talboden ab und endet also im Niveau II.

Nachdem die Talbildung, als das untere Denudationsniveau IV verlassen wurde, eine Neubelebung erfahren hatte, erwies sich die Liesing als der erosionskräftigste Bach, zog offenbar durch Anzapfung die Entwässerungsader des Laabertales an sich, der Gütenbach zerschnitt den Talboden seines früheren Stammflusses und strebte nach SE ebenfalls der Liesing zu. Diese selbst hat, wie aus dem Talboden der Totenwiese (⊖ 317 m) hervorgeht, noch im Niveau III zwischen Mauer und Kalksburg beim Georgenberg gemündet; zur Zeit des unteren Denudationsniveaus II hat sie, wie die Talterrasse ⊖ 292 westlich Kalksburg zeigt, ihren Lauf auch weiter nach SE gerichtet. Hier schlägt sich, wie oben geschildert, der Kaltenleutgebnerbach zu ihr.

Die Tendenz der Talentwicklung zwischen den Niveaus IV und II ist ein Südostwärtsrücken der Hauptentwässerungsader bis Kalksburg und eine ganz merkwürdige Konvergenz der Nebentäler nach diesem Orte.

Die Gegend von Kalksburg ist zum Treffpunkt des Liesingbaches, Gütenbaches, Kaltenleutgebnerbaches und einer merkwürdigen Talklamm „In der Klaus“ geworden. Letztere, bereits in die Kalkzone erodiert, hat als Unterfolgetal in ganz widersinniger Richtung verlaufend, den älteren Talboden der Liesing des Niveaus III quer durchschnitten. Die Anziehungskraft der Gegend von Kalksburg auf die Entwässerungsadern verursachte nach und nach ihre vollständige Emanzipation vom Gebirgsbau. Welche Erklärung leistet nun diesen Vorgängen Genüge?

Das Südostwärtsrücken der Flüsse konnte durch eine im NW stattfindende Hebung beeinflusst worden sein, die an der Grenze von Kalk- und Flyschzone vor sich ging. In der Tat liegt das Leitniveau IV zwischen Kalksburg und Mauer etwa 10 m über dem Durchschnitt (345 — 360 m), auch Niveau III in 322 m Höhe (Georgenberg) um 8 — 10 m über dem Normale, dagegen ist bei Kalksburg ein schönes Normalprofil erhalten (Himmelswiese IV, 340 — 345 m, Neuberg III 310 m [An.], II, 286 m [An.]).

Jedoch die Konvergenz der Bäche nach einem Brennpunkt, der Talanzapfungen vorausgegangen sein müssen, wird so nicht zur Genüge erklärt.

Man kann auch nicht sagen, daß die Liesing ihr Übergewicht über die anderen Bäche durch den geringeren Widerstand, auf den sie bei der Erosion stieß, erhielt. Im Gegenteil: Ihr Unterlauf schneidet Kalke und Dolomit an, welche der Talvertiefung einen ungleich größeren Widerstand entgegensetzen als die Gesteine der Flyschzone. Stets lehrt die Erfahrung im Randgebirge, daß ein Kalk- oder Dolomittal hinter einem gleichalten Flyschtal in seiner Entwicklung zurücksteht.

Die Höhenlage der Erosionsbasis war aber an allen Punkten des Randgebirges dieselbe, denn sie war eine Spiegelfläche. In dieser Beziehung sind

allen aus dem Gebirge austretenden Flüssen die gleichen Vorbedingungen für ihre Erosionsleistung zugewiesen gewesen. Es bleibt nur noch die Möglichkeit übrig, die Steigerung der Erosionskraft auf eine Gefällssteigerung, hervorgerufen durch eine Verkürzung der Gefällskurve, also ein Näherrücken der Erosionsbasis zurückzuführen. Ein Absinken einer Außenzone des Randgebirges mit den angelagerten älteren Tertiärstufen während der letzten Phasen der pontischen Epoche ist die theoretische Voraussetzung. Sie wird durch die Tatsachen bestätigt. Bei Kalksburg und Rodaun sind Störungen in den Tertiärschichten vorhanden.

Ein im marinen Konglomerat am Südgehänge des Neuberges, unfern vom Kalksburger Friedhof gelegener Bruch (linkes Liesingufer) weist folgende Erscheinungen auf.

Die Westseite des Aufschlusses wird von verquetschtem Tegel gebildet, welcher eine zerbrochene Bank von Leithakonglomerat und einzelne Konglomeratbrocken enthält. Nach unten macht er einem mergeligen Sand mit Konglomeratbrocken Platz. In der Mitte sind die Schichten aufgewölbt, gegen Osten aber sinken sie unter E fallende Konglomeratbänke hinab, welche gegen den Tegel mit einer Verwerfung abstoßen. Der östliche Flügel der Ablagerung, welcher sich gegen das Becken kehrt, ist an derselben abgesunken und ein Harnisch an der Gleitfläche entstanden, der nahe der Sohle des Aufschlusses entblöbt ist. Die Streichungsrichtung der Verwerfung ist NNW—SSE. In der geradlinigen Fortsetzung derselben verläuft nach SSE der Gebirgsrand, welcher bis zu den Sonnbergen bei Perchtholdsdorf die Kennzeichen eines jugendlichen Bruchrandes besitzt.

Fast überall haben wir ja bis jetzt am Randgebirge die Terrassen des Niveaus I und II in sarmatische und mediterrane Strandbildungen, seltener in das Grundgebirge selbst eingeschnitten gefunden. Waren sie nicht an allen Stellen deutlich ausgeprägt, so zeigte sich doch in dem ihnen entsprechenden Raume wenigstens ein langsames Verflachen des Gehänges und allmählicher Übergang in die Aufschüttungsfläche des Beckens, nie aber unter der untersten Stufe ein sehr steiler, kliffähnlicher Abfall, welcher nicht durch Abrasion zu erklären wäre. Die einzigen Ausnahmen an der Wienmündung standen im offenbaren Zusammenhang mit der Lateralerosion des Flusses. Bei Rodaun aber endet plötzlich der Zugberg (III.) mit einem steilen Abfall gegen die Ebene¹⁾ und östlich von Rodaun erhebt sich der Hinter Sossen, der aus sarmatischen Schichten besteht (I 266 m). Zwischen ihm und dem Zugberg bricht der Kaltenleutgebnerbach nach N umbiegend durch und vereinigt sich mit der Liesing. Er fließt also zwischen dem Leithakonglomerat des Zugberges und den sarmatischen Schichten, in der Zone der miozänen Strandablagerungen, wo die Uferterrasse II liegen sollte, die auch in diesen Strandablagerungen eingeschnitten gewesen sein muß. Das Fehlen der Terrasse II, das Steilgehänge des Zugberges (III.) läßt sich scheinbar leicht aus der Laufrichtung des Kaltenleutgebnerbaches erklären, aber dies ist eine Täuschung. Im genannten Niveau II nahm er ja noch über den Rücken des Zugberges zur Liesing seinen Weg, erst die neuerliche Tieferlegung der Erosionsbasis brachte ihm den heutigen Lauf. Wenn der Kaltenleutgebnerbach zur Zeit des Niveaus I bei der Neumühle einen Talboden hatte, der bereits tiefer lag als 285 m, konnte er unmöglich das höhere Gebirge zwischen Zugberg und Bierhäusberg durchbrechen und seinen Weg durch die miozänen Strandbildungen nehmen, welche in der Höhe des Niveaus II (285 m) lagen. Im Süden des Talausganges setzt sich

1) Hier gegenüber vom Eingang zum Pensionat de St. Chretienne, dem ehemaligen Rodaunerschloß, ist die Anlagerung von Leithakonglomerat mit einer Neigung von 10° E auf dem Dolomit zu beobachten. (268 m, An.)

aber die Senke zwischen dem Hinter Sossen und dem Randgebirge, wo gar kein Flußtal vorhanden ist, noch ein Stück weit gegen S fort und das Randgebirge fällt von der Terrasse III (Sonnberge), 305—320 m, mit einem Steilabfall von 30 m Höhe unmittelbar gegen die Ebene ab, die hier von mediterranem Tegel gebildet wird. Es fehlt aber die sonst an das Gebirge angelagerte marine Meerhalde, ebenso Terrasse II und I. Es muß hier in postmediterraneer Zeit noch ein Streifen der Beckenausfüllung am Randgebirge in die Tiefe gesunken sein, wodurch die mediterranen Strandbildungen verschwanden und eine Bruchstufe im Dolomit geschaffen wurde. Diese Senkung kann auch die Tendenz der Flüsse erklären, ihren östlich oder nordöstlich verlaufenden Weg zu verlassen und einen neuen einzuschlagen, der gegen die abgesunkene Scholle hin gerichtet ist.

Die letzte Ursache dieser Talverlegung ist aber offenbar in einer Anzapfung des Kaltenleutgebnerbaches durch einen jener kleinen Wasserläufe zu suchen, welche zahlreiche Folgeformen im Gehänge der Uferzone geschaffen haben. An der absinkenden Scholle wurde ihr Lauf bedeutend verkürzt, ein Ersatz dafür in der Rückwärtsverlegung der Wasserscheide gesucht. Die Senkung scheint erst begonnen zu haben, als das untere Denudationsniveau IV verlassen wurde und zwar zuerst in der Nähe von Kalksburg, wo sie im Leithakalkbruch angedeutet ist. Bereits im Niveau II sah sich die Liesing veranlaßt, gegen Kalksburg ihren Weg zu nehmen. Die besondere Anziehungskraft dieses Punktes drückt sich in dem Umstand aus, daß nicht weniger als vier Täler nach ihm konvergierten. Dann aber muß die Senkung auch weiter im Süden mit großer Intensität eingesetzt haben, die Anzapfung des Kaltenleutgebnerbaches erfolgte an einer noch sichtbaren Stelle ober der Neumühle, wo der Dolomitrückens, welcher das rechte Bergufer des jetzt am Sattel liegenden toten Tallaufes bildet, durchbrochen ist. Der räuberische Bach, der sich diesen bedeutenden Oberlauf angegliedert hatte, floß durch die Senke zwischen Zugberg und Hinter Sossen der Reichliesing zu und die heutigen hydrographischen Verhältnisse waren damit hergestellt, die vollständige Emanzipation der Flußläufe vom ursprünglichen Gebirgsbau durchgeführt. Es ist sehr bezeichnend, daß in der Umgebung dieser NNW—SSE verlaufenden lokalen Störungslinie eine Anzahl warmer Quellen hervorbrechen: Mauer und Kalksburg besitzen Schwefelquellen, Rodaun hat eine schwache Therme.

So sehr im einzelnen Veränderungen in der Richtung der Flußläufe während der pontischen Epoche eintraten, so wenig hat sich während der Neogenzeit die allgemeine Talanlage geändert. Aus der Beschaffenheit der Beckenausfüllung in der Umgebung von Speising und Mauer ist zu schließen, daß hier immer eine Flußmündung lag. In den mediterranen Tegeln von Mauer wurde ein Braunkohlenletten gefunden, ein Zeichen für den brackischen Charakter des Wassers; *Cerithium lignitarum* trat in Menge über demselben auf, in den Steinbrüchen kommen Helixschalen vor, Foraminiferen fehlen.¹⁾ Ein Besuch der zahlreichen Aufschlüsse in den sarmatischen Schichten zwischen dem Rosenhügel und Liesing belehrt über die Massen von Wiener Sandstein, die vom Randgebirge abgetragen, hier in der Tiefe des Beckens

1) Czjzek, Über die Fossilreste vom Braunkohlenschurf bei Mauer. Haidg. Ber. VII. 1851. S. 111. — Karrer, Geologie. S. 328f. — Karrer, Über das Vorkommen mediterraner Schichten in Mauer. Jahrb. XLIII. 1893. S. 381. — Toulou, Über eine marine Fauna von Mauer bei Wien. N. Jahrb. f. Min. u. Geol. 1893. I. S. 97, und Kunz, Studien über Mauer bei Wien. Jahrb. d. öst. Tour.-Clubs. 1879. S. 143. Längere Zeit für eine sarmatische Ablagerung gehalten, ist durch Toulous Untersuchungen das marine Alter zweifellos geworden. R. Hoernes teilt die brackischen Schichten von Mauer dem Grunderhorizont zu. Bau und Bild. S. 948.

liegen. Beim Bau des Rosenhügel-Reservoirs und des Überfallkanales zur Liesing fanden sich grobe Sandsteinschotter, Tegellagen, gerundete, zu Konglomeraten verbundene Blöcke von Wiener Sandstein, schräge gelagert; gegen die Liesing zu stellen sich schon die pontischen Schichten darüber ein.¹⁾ Die artesischen Brunnen von Atzgersdorf und Hetzendorf beziehen ihr Wasser aus den sarmatischen Schichten; je entfernter vom Randgebirge, in desto größerer Tiefe werden die wasserführenden Lagen angetroffen.²⁾ Zwischen Hetzendorf und dem Rosenhügel, sowie zwischen letzterem und Liesing sieht man vielfach Cerithiensande und Sandsteine, Geröllagen mit Tegel wechselnd aufgeschlossen. Das Fallen der Schichten beträgt 3° – 4° SE, aber nur in einem einzigen Aufschluß sieht man Verwerfungen³⁾, dagegen sind oberflächliche Störungen in den Atzgersdorfer Steinbrüchen ungemein häufig.⁴⁾ In einer der Sandgruben, NW vom Friedhof Atzgersdorf, finden sich im Sand wieder ausgezeichnete Beispiele für schräge Strömungsschichtung. Die flache Lagerung geht plötzlich in eine schräge (20° SE) über, und am Fuß dieser Schichten erscheinen die Sandlagen wieder aufgestaucht, denn sie fallen N und bilden mit den schräggelagerten eine etwas eckige Mulde. Ganz dieselbe Erscheinung tritt in der Sandgrube hinter der Lederfabrik Löwy und Schnitzer auf, wo auf sehr schwach SE fallenden Schichten 20 – 25° SE geneigte Schichten lagern. Bei der Badeanstalt nächst dem Bahnhof Atzgersdorf erscheinen 5° SE fallende Kalksandsteinbänke, die, wie aus dem Vorhandensein eines Teiles in der Grube zu schließen ist, bereits auf Tegel auflagern. Darüber an der gegen NW gekehrten Wand sind feine Sande mit 20 – 25° SE fallenden Schichten, welche von flachgelagerten überdeckt sind, aufgeschlossen. Endlich wiederholt sich dasselbe Profil in einer Grube der Bräuhausgasse in Mauer. Die schräge Schichtung tritt stets in einer Seehöhe von 220 – 230 m (An.), also fast vollkommen übereinstimmend mit der Höhenlage der Strandbildungen in den Cerithiensanden von Gersthof und der Türkenschanze auf. Beim Bau des Bräuhauskellers von Liesing wurden sarmatische Strandgerölle angetroffen, darunter gegen die Ebene einfallende Tegel mit Sandlagen.⁵⁾ Das Ineinandergreifen von Sand, Tegel und Konglomeratplatten ist auch im Einschnitt der Dampftramway Hietzing-Mödling in den Hadersbergen, nordöstlich Rodaun zu beobachten. In den östlich davon in der Nähe der Südbahn gelegenen Brüchen von Liesing liegen schon die pontischen Schichten auf den sarmatischen und die Grenzschichte zwischen beiden bilden Gerölle mit Kongerien.⁶⁾

Dies, wie das nachfolgende Beispiel sollen das im früheren Kapitel über die Lagerungsverhältnisse der Beckenausfüllung Gesagte erhärten. In einem Brunnen in der Spiritusfabrik Alt Erlaa⁷⁾ nächst Liesing liegt die Grenze zwischen sarmatischen und pontischen Schichten um die 15. Klafter (28 m), also in 180 m Seehöhe; im 6 km entfernten artesischen Brunnen von Rothneusiedl⁸⁾

1) Karrer, Geologie . . . S. 326 ff.

2) Karrer, Geologie . . . S. 323 ff.

3) Am Gehänge des kleinen Tälchens unter dem Steinberg, das die Wasserleitung mit einem Aquädukt überschreitet. Die Schichten sind staffelförmig abgesunken. Die einzelnen Schichtstufen sind kaum um den Betrag von 0,5 m aneinander verschoben.

4) Fuchs, Über eigentümliche Störungen im Tertiärbecken von Wien. Jahrb. XXII. 1872. Tafel XIV.

5) Karrer, Geologie . . . XVI. Stollen von Liesing. S. 307 ff.

6) Karrer, Über das Verhältnis der Kongerienschichten zur sarmatischen Stufe bei Liesing. Geol. Stud. II. Jahrb. XVIII. 1868. S. 273 ff.

7) Fuchs, Neue Brunnengrabungen in Wien und Umgebung. Jahrb. XXV. 1875. Geol. Stud. Nr. 18. S. 43.

8) Fuchs und Karrer, Brunnengrabungen in Wien und Umgebung. Jahrb. XX. 1870. Geol. Stud. Nr. 7. S. 184.

zwischen 39 und 45 Klafter, also zwischen 74 und 85 m (106—95 m Seehöhe). Selbst bei Annahme des letzteren Wertes ergibt sich eine Höhendifferenz von 85 m und daher ein Schichtfallen von nur $14\frac{0}{100} = 48'$.

In dem besprochenen Abschnitt des Randgebirges reichen wieder die sarmatischen Schichten bis zum Niveau I, die mediterranen bis zum Niveau III empor, die unteren Lagen der Cerithiensande zeigen wieder Anzeichen für eine tiefe Lage der Strandlinie, die pontischen Uferablagerungen über dem Niveau I fehlen. Zwischen Mauer und Kalksburg ist die Höhengrenze der marinen Schichten sehr deutlich ausgeprägt, denn hier beginnt zugleich mit der Kalkzone auch der Leithakalk aufzutreten, den wir von Pötzleinsdorf bis zu diesem Punkt nirgends beobachten konnten. Die sandige Bucht scheint wieder der umbrandeten Steilküste Platz zu machen und am Rand der zu Kliffbildungen neigenden Kalkalpen werden wir von nun ab immer Leithakalk und Konglomerat antreffen.

Auch hier dürfte die Lage der mediterranen Uferlinie etwas über dem später entstandenen Terrassenniveau III in ca. 320—330 m zu suchen sein, wie aus den Lagerungsverhältnissen und der Fauna des mediterranen Konglomerates von Kalksburg hervorgeht.¹⁾

Es besteht aus grobem Sand und Strandgeröll, in dem neben vielen Steinkernen von dickschaligen Seichtwassermuscheln und Schnecken gut erhaltene Clypeaster häufig vorkommen. Die Lagerung ist die einer Meerhalde: schräge Schichtung, $12—15^{\circ}$ gegen das Becken geneigt. Die höchsten Brüche am Neuberg in 300 m zeigen aber bereits jene flache Lagerung der Schichten, wie sie den obersten Schichten einer solchen marinen Akkumulationsform ebenso eigentümlich ist wie einem Delta, denn der Ablagerungsprozeß geht in beiden Fällen in derselben Weise vor sich. Die schräge Anlagerung entsteht an der Stirn der aufgeschütteten Böschung, um aber zu derselben zu gelangen, haben die losen Materialien einen nahezu ebenen Weg auf der Oberfläche der bereits aufgeschütteten Halde zurückzulegen und bleiben zum Teile auf demselben liegen, die schräg geschichteten Massen überlagernd.

Sowohl aus der Höhe eines Deltas, wie aus dem Niveau dieser flachen Bänke der Meerhalde kann auf die Höhe der Spiegelfläche des entsprechenden Gewässers geschlossen werden.

Wie am Kahlenberg erhalten wir ein miozänes Meeresniveau um 320 m, so daß die marine Strandlinie im allgemeinen zwischen den pontischen Uferterrassen III und IV denselben parallel verläuft. Letztere scheinen jedoch wie am Galitzinberg, auch an der Grenze der Flysch- und Kalkzone, wie oben dargetan wurde, eine kleine Aufbiegung erfahren zu haben. Die sarmatischen Schichten schneiden auch in diesem Teile des Randgebirges an den Abrasionsterrassen I und II ab. Wieder läßt sich für die Zeit der unteren Cerithiensande aus der Strömungsschichtung auf eine tiefe Lage der sarmatischen Strandlinie in etwas über 230 m schließen. Zeitweilig lag aber die sarmatische Strandlinie bedeutend höher, wie aus dem Tegelvorkommnis im Eisenbahneinschnitt der Hadersberge in 250 m Höhe hervorgeht.

Die pontischen Schichten sind naturgemäß über dem Terrassenniveau I auch hier überall zerstört und von den Strandgeröllen der Plattformen ist nichts mehr zu sehen.

1) Vgl. auch Fuchs, Der Steinbruch im marinen Konglomerat von Kalksburg und seine Fauna. Jahrb. XIX. 1869. Geol. Stud. VII. S. 189. Es sind hier auch noch Spuren von sarmatischen Schichten vorhanden. Karrer, Der Bahneinschnitt der Elektrischen Bahn in Mödling. Geol. Stud. Jahrb. XLIII. 1893. S. 377.

4. Das Randgebirge von der nördlichen Kalkalpengrenze bis zur Triestingenke.

Der im Süden bis zur Triesting reichende Abschnitt der Kalkzone zerfällt durch die Brühl-Windischgarstnerlinie, eine jener tektonischen Linien der nördlichen Kalkalpen, an welchen ihre tiefsten Schichtenglieder zum Vorschein kommen, in zwei getrennte Züge von Kalk- und Dolomitbergen. Der nordwestliche, schmälere, erreicht am Rande des Wiener Beckens im Großen Föhrenberg 575 m und im Höllenstein 646 m Höhe. Nicht überall treten aber in der Aufbruchlinie¹⁾, die morphologisch als Tiefenlinie erscheint, die ältesten Schichtglieder der Trias: Werfnerschiefer und Gutensteinerkalk auf, sondern sie sind häufig von den Gesteinen der Gosauformation: Sandsteinen, Konglomeraten und Mergeln bedeckt, die in der Tiefe vor vollständiger Denudation bewahrt blieben. Wie der Werfnerschiefer, leicht verwitterbar, wasserundurchlässig und daher sehr der Abspülung ausgesetzt, bilden sie sanftgerundete Kuppen. Wo in der Aufbruchlinie Berge mit steilen Hängen aufragen, sind es stets ältere Kalkinseln, so z. B. die kleinen Dolomitberge bei Perchtholdsdorf und Brunn am Gebirge, der Hundskogel bei Gießhübel, 431 m (Gutensteinerkalk) u. a. Die „Gosauschichten“ der Brühl-Windischgarstnerlinie wurden übrigens in neuerer Zeit noch den Flyschbildungen zugezählt und die Konglomerate als Strandkonglomerate des Flyschmeeres erklärt²⁾, so daß nach dieser Annahme die Nordgrenze der Kalkalpen erst an der Aufbruchlinie zu liegen käme.

Der südöstliche Zug besteht aus zwei Kalk- und Dolomitstöcken, dem Anninger (674 m) und dem Hohen Lindkogel (831 m). Seine südwestliche Fortsetzung liegt bereits außerhalb des Bereiches unseres Interesses. In beiden Bergzügen ist das Schichtfallen fast ohne Ausnahme südlich bis östlich. Im Westen des Anninger dehnt sich eine Niederung, in deren Mittelpunkt südöstlich der Aufbruchlinie Gaaden liegt. Mit Laubwald bestandene Kuppen und Plateaus, dazwischen breite muldenförmige Täler, sind die charakteristischen Merkmale dieses Gebietes, in dem Schotter, Leithakalke und Konglomerate an die Oberfläche treten. Wir werden diese „Gaadnerbucht“ als eine Meeresbucht des Mediterranmeeres kennen lernen, das nördlich und vielleicht auch südlich von Anninger mit dem offenen Meere in Verbindung stand.

Es wiederholt sich in diesem Teile der Kalkalpen die in der Flyschzone beobachtete Unabhängigkeit der Täler von dem Gebirgsbau. Sowohl Mödlinger Wildbach wie Sattelbach und dessen Stammfluß, die Schwechat, entspringen in der Flyschzone und fließen in südöstlicher Richtung in die Kalkalpen hinein, treten also von jüngeren Gesteinen in ältere über. Der Mödlinger Wildbach strebt der Gaadnerbucht zu, sucht dann gegen NE einen Ausweg, den er merkwürdigerweise nicht in der niederen Aufbruchlinie, sondern in dem höher ansteigenden Dolomitgehänge des Anninger einschneidend findet. So ist die Talklamm der Brühl und Klausen bei Mödling entstanden. Der im W parallel fließende Sattelbach quert die Gaadnerbucht an ihrem Westrand und vereinigt sich innerhalb der Kalkzone mit der Schwechat. Auch dieser Fluß meidet die Tiefenlinie südlich des Anninger und sein Tal verläuft in mehreren Windungen in der Nordabdachung des Lindkogels. Das romantische Helenental, die Schwechatklamm bei Baden, ist ein Seitenstück zur Klause bei Mödling, beide sind Durchbruchstäler desselben Charakters.

1) Über den verwickelten Bau dieser Zone vgl. Bittner, Verb. 1893. S. 232.

2) Fuchs, Der Gießhübler Sandstein und die Flyschgrenze bei Wien. Anz. d. k. Akad. d. Wiss. 1889 und Sitz. Ber. XXXVI. 1900. S. 299.

Der Südrand des Lindkogels wird durch eine breite, in das Randgebirge einspringende Senke gebildet, aus welcher die Triesting in das Becken übertritt.

Wir nehmen die Begehung der Uferzone in diesem Teile des Randgebirges wieder auf, an ihrer Nordgrenze beginnend.

Als Vorhöhe des Vorderen Föhren- oder Parapluibergeres (561 m) erhebt sich der Bierhäuselberg (486 m), an dessen Abfall eine breite Terrasse, die Sonnberge (III, 305—320 m) hinzieht. Über ihr tritt die mit Weingärten bepflanzte Terrasse des Niveaus IV auf (345 m) und das dahinter ansteigende Gehänge zeigt mehrere Kerben; unter ihr liegt der schon oben erwähnte Steilabfall zur Ebene und es fehlen Terrasse I und II. (Vgl. S. 118.)

Zwischen Perchtholdsdorf und Gießhübel ist der auffallendste Zug im Landschaftsbild nicht die Terrassierung des Randgebirges, sondern die Gesteinsgrenze zwischen den Gosauschichten der Aufbruchzone und den Kalk- und Dolomitbergen, die den Nordwestrand dieser Zone begleiten. Unmittelbar am Gebirgsrand bei Perchtholdsdorf tauchen aus dieser noch die Dolomite und Jurakalke auf und bilden das Plateau des Leopoldsberges (II, 282 m, Regeritschpark 290 m, ϕ 283 m) und der Hochberge (III, 305 m). Auch in dem, im Westen sich anlagernden Gosaukonglomerat sind einige Terrassen erhalten geblieben (III, Haidberg 308 m, Goldbügel 315 m, ϕ 312 m), aber in den Gosauergeln ist jede Abstufung verwischt und sie bilden nur mehr ein von der Ebene sanft ansteigendes Plateau, über das sich in der Isohypse von 350 m die Kalk- und Dolomitberge mit einem steilen Abfall erheben. Diese Steilstufe mag in ihrem Verlauf dem Kliff des Niveaus IV entsprechen, dessen Fuß stets dieser Isohypse zu folgen pflegt und jene Grenze bezeichnen, wo die Wellenabration am unterspülten Dolomittfels ihre Grenze fand; aber unzweifelhaft hat auch die spätere Denudation der vorgelagerten Gosauergel und dadurch entstandene Entblößung des Dolomits ihren Anteil an der Herausbildung dieser Oberflächengestalt. Der Schiegenbach durchfließt dieses schräge Plateau in einem breit-muldenförmigen Tal. Er hatte ja hier im wasserundurchlässigen Gestein leichtes Spiel und konnte an der Zuböschung der Talgehänge arbeiten, während er im Unterlauf den Kalkriegel zwischen Hoch- und Leopoldsberg durchsägen mußte. So ist ein kleiner Denudationsdurchbruch entstanden. Südlich vom Schiegenbach erfüllt Gosausandstein (Gießhübler Sandstein), der sich übrigens kaum vom Flyschsandstein unterscheidet, die Aufbruchzone und hier haben sich auch Terrassen der Niveaus I—VI erhalten.¹⁾

Zwei benachbarte Plattformen: Tirolerhof (ϕ 378) und Hasenkogel bei Gießhübel (396—400 m) liegen 8—15 m über dem Niveau V bzw. VI und 15—20 m unter dem Mittel von Niveau VI bzw. VII. Da aber sonst in der Umgebung regelmäßig dieselben Höhenzahlen für die Terrassen auftreten und auch die Formenähnlichkeit für ihre Horizontalität spricht, kann es sich nur um eine rein lokale Erscheinung handeln, wahrscheinlich um eine kleine Hebung. Es ist zu beachten, daß die gehobenen Terrassen im Zuge einer Antiklinale liegen.

Die gegen die Gosaulandschaft gekehrte Abdachung des Föhrenberges (575 m) und Flösselberges (549 m) ist durch zahlreiche kleine Tälchen stark zerschnitten und dadurch sind einzelne Vorberge abgetrennt, deren Gipfelformen nicht aus der Verschneidung der Gehänge hervorgegangen sind, sondern als Plateaus von übereinstimmender Höhe erscheinen. Sie sind

1) Besonders deutlich sind wieder die Niveaus III und IV ausgeprägt, z. B. am Brunnerberg, 315 m (An.), Wälscherhof, 316 m, III; IV: Rosendornberg, ϕ 335—345 m, auch Terrasse V am Perlhof, ϕ 362 m.

zweifelloos die Reste einer zerschnittenen und durch Erosion vom Hintergehänge losgelösten Terrasse, welche übrigens auch noch an manchen Punkten im Zusammenhang mit jenem anzutreffen ist. Es sind Abdachungsgipfel wie der Schaf- und Michaelerberg in der Flyschzone (vgl. S. 89). Die Terrasse liegt in rund 435 m und zwar läßt sie sich aus folgenden größeren Erosionsresten zusammensetzen: aus dem Plateau unter der Schutzhütte zwischen Sau- und Kröpfgraben, westlich von Perchtholdsdorf, 434 m (An.), dem 250 m breiten sehr scharfbegrenzten Plateau am Gaisberg, ϕ 434 m, dem Plateau ober dem Tirolerhof, ϕ 430 m, dem Gemeindegögel bei Gießhübel, 432 m, auf dessen breiter Fläche der obere Teil der Ortsstraße verläuft und dem Hundskogel in der Hinterbrühl mit einem 400 m breiten Plateau (434 m). Wir nennen dieses Niveau VIII. Auch in größerer Höhe sind Terrassenspuren vorhanden: so über der früher genannten Schutzhütte, 462 m An., die flache Kuppe ϕ 465 m unter dem Parapluiberg, die Kuppe im Perchtholdsdorfer Kardinalwald, 465 m, im Vösendorferwald, 462 m, und das breite Plateau bei Gießhübel südlich ϕ 460 m (465 m, An.). Durch ihre Zusammenfassung erhält man eine 460—465 m hohe Terrasse, welche wir mit X bezeichnen wollen. Höher liegen die Plateaus unter dem Kalten Weidberg (490 m, An.), unter dem Hinteren Föhrenberg (487 m, An.) und das breite Plateau ober der Sulzwiese bei Gießhübel (485 m). Es sind Reste einer 485—490 m hohen Terrasse, in deren Niveau noch einige zugerundete Bergkuppen fallen; auch das Plateau des Kleinen Sattels, 520 m, des Nackten Sattels, 526 m, des Tennebergs, 528 m, und damit an Höhe übereinstimmend die zugerundete Kuppe des Eichbergs, 527 m, bei Weißenbach, die aus Gesteinen der Gosauformation besteht, scheinen Erosionsreste einer einst zusammenhängenden Form darzustellen. Sehr auffällig ist endlich auch das Plateau des Großen Sattels (560 m) und ϕ 569 m. Bereits in der Flyschzone sind wir einigen dieser Terrassen begegnet, dort aber konnten wir, da sie ins Gipfelniveau reichen, nicht zusammenhängende Formen nachweisen.¹⁾ Sie liegen dort in gleichen Vertikalabständen über sowohl der Flysch- als Kalkzone gemeinsamen Terrassen I—VII und müssen daher identisch sein mit den hier am Abfall des Föhrenbergs beobachteten Formen. Es fehlt uns jeder Anhaltspunkt für ihr Alter.

Das über die Lagerungsverhältnisse der Tertiärschichten wiederholt Gesagte findet sich in dem besprochenen Abschnitt neuerdings bestätigt. Die unmittelbar am Randgebirge auflagernden mediterranen Schichten sind dolomitische und Kalkkonglomerate mit der schrägen Lagerung der Strandhalde (Steinbrüche im Kröpf bei Perchtholdsdorf).²⁾ Nirgends sind sie über der hier ziemlich breiten Plattform III anzutreffen, sie schneiden alle an ihr ab. Bei Perchtholdsdorf liegt auf dem Leithakonglomerat Tegel, der gegen die Ebene hin immer mächtiger wird, während das Leithakonglomerat auskeilt. Die Tegelfauna trägt, wie ja nach der hohen Lage der Ablagerung nicht anders zu erwarten ist³⁾, den Charakter der Ufernähe (Gainfarner Mergel)⁴⁾, nicht wie jene des Badner Tegels den einer tieferen See. Die großen Ziegeleien von Brunn liegen im pontischen Tegel, die Bräuhauskeller im Ort sind in den sarmatischen Sandstein gehauen, der auch hier vom Tegel unter- und

1) Baderwiese im Tiergarten 433 m, unter dem Dreimarkstein bei Salmansdorf 431 m. Plateau am Kalten Bründlberg 490 m, am Daha- und Exelberg, westlich von Neuwaldegg 490 m, Kahlenberg 483 m. Sie kommen auch am Rande des bojischen Massivs vor.

2) Siehe auch die Brunnenprofile. Geol. Stud. XVI. Ein geol. Profil aus der Bucht von Perchtholdsdorf. Karrer, Jahrb. XXIII. 1873. S. 118, Jahrb. XVIII. 1868. Tafel XV, und Wolf, Brunnengrabungen in Perchtholdsdorf. Jahrb. XIX. 1869. V. S. 31.

3) Er reicht bis 260 m.

4) Karrer, Über die Tertiärbildungen in der Bucht von Perchtholdsdorf. Geol. Stud. V. Jahrb. XVIII. 1868. S. 571.

überlagert wird¹⁾, auf der Höhe westlich des Ortes ist der Nulliporenkalk mit nordöstlichem Fallen aufgeschlossen.²⁾ Die konzentrische Anordnung der Tertiärschichten an der Oberfläche erfährt insofern eine Ausnahme, als in unmittelbarer Nähe des Punktes, wo der mediterrane Tegel unter den sarmatischen Schichten verschwindet, über dem letzteren Denudationsreste der pontischen Schichten auftreten³⁾, wieder ein Beweis dafür, daß diese über die älteren Schichten auch am Randgebirge übergreifen haben. In der Uferzone selbst scheint eine dolomitische Breccie, welche in 340 m Höhe südlich vom Kröpfgraben dem Dolomitkliff angelagert ist, eine durch die Brandung im Niveau IV entstandene Anhäufung von Gesteinstrümmern zu sein.

Bei Enzersdorf trifft man vom Randgebirge gegen die Ebene fortschreitend abermals zuerst die mediterranen Schichten, welche die Terrasse I bilden (auf der Lucken 260—265 m, An.), dann tiefer die sarmatischen Schichten. In einem Steinbruch links von der Straße nach Gießhübel liegt Nulliporenkalk mit einer Mergellage, sehr wenig NNE, also beckenwärts geneigt.⁴⁾ In der nächsten Nähe muß sich auch jener Steinbruch befunden haben, in welchem die Schichtfolge von Tegel, Nulliporenkalk, Mergel, Nulliporenkalk durch eine Verwerfung durchschnitten wird, an der aber bemerkenswerterweise die Schichten bergwärts abgesunken sind.⁵⁾ Auch daraus ersieht man, daß ein Gefälle der Schichten gegen das Becken keineswegs als ein Kriterium einer infolge Schichtstörungen entstandenen Rutschung gelten kann.

Aus dem von Nulliporenkalk und Konglomerat gebildeten Plateau westlich von Enzersdorf ragen die beiden Kuppen des Großen und Kleinen Rauchkogels (III, 305 m; II, 278 m) auf (nach Stur unterer Muschelkalk). In jenem Teile der Aufbruchlinie, die zwischen dem Kirchberg (Kalenderberg) und dem Hundskogel südwestwärts ins Gebirge verläuft, sind die Gosauschichten fast ganz ausgeräumt und der Werfnerschiefer tritt zutage. Er wird aber von mehreren Felsköpfen des unteren Muschelkalks überragt, die gleich dem aus Leithakalk bestehenden Plateau, auf dem der Tempel westlich der Burg Liechtenstein steht, im Niveau III liegen.⁶⁾

Am Abhang des Grillenbüchels gegen die Hinterbrühlerstraße sind mehrere Steinbrüche in diesen Strandbildungen vorhanden, welche teils aus lockerem Grus, teils aus festen Konglomeratbänken bestehen. Im westlichen Aufschluß liegen letztere fast flach, im östlichen fallen sie aber 10°—15° NW, also gegen die Tiefenlinie ein, in der Richtung vom Kalenderberg weg, an dem sie früher offenbar angelagert waren. Das Vorkommen mediterraner Schichten in der Aufbruchlinie beweist, daß diese schon im Mittelmiozän als Tiefenlinie hervortrat und ihr eine Meeresbucht folgte. Nördlich vom

1) Ebenda S. 571 ff. Über das Tertiär bei Perchtholdsdorf handeln ferner: Geol. Stud. XXI. Jahrb. XXI. 1871. S. 68, und Fuchs und Karrer, Neue Brunnengrabungen in Wien und Umgebung. Geol. Stud. Nr. XIV. Jahrb. XX. 1870. S. 138.

2) Siehe auch die Abbildung des Steinbruchs hinter dem Felsenkeller. Geol. Stud. Nr. XV. Jahrb. XXI. 1871. S. 77.

3) Karrer, Geologie. S. 294.

4) Auf diesen Bruch scheint sich auch die Abbildung 3 in den Geol. Stud. Nr. 15. 1871. S. 80 zu beziehen.

5) Abbildung in Karrer, Geologie. S. 286.

6) Burg Liechtenstein 300 m, Tempel 301 m, Hühnerkogel 309 m, Freudenbrunn 313 m, Leithakalkplateau NE vom Grillenbüchel 312 m (An.), Grillenbüchel 311 m, Kalkofen unter dem Hundskogel 310 m, Halterkogel 319 m. Zwischen diesen Erhebungen sind Werfnerschiefer und Gosauschichten ausgeräumt. Man beachte, wie diese Talung, die im Niveau III mündet, gebirgeinwärts ansteigt.

Anninger hat jedenfalls eine Verbindung mit der Gaadnerbucht bestanden, worauf schon Stur hingewiesen hat.¹⁾

Wir sind nun an einer Stelle angelangt, wo sich die Brühler Aufbruchlinie mit der Thermenlinie kreuzt und die Umrißlinien des Randgebirges durch Brüche vorgezeichnet sind, welche auch im Landschaftsbild hervortreten. Die beiden genannten großen Störungslinien sind ihrem allgemeinen Verlaufe nach alt, die Brühlerlinie vorkretazisch, denn die Gosau ist in ihr eingelagert, die Thermenlinie prämediterrän.

Die Verfolgung unserer Terrassenniveaus setzt uns aber in die Lage, den Nachweis zu erbringen, daß auch noch während und nach der pontischen Epoche untergeordnete Störungen stattgefunden haben. Zwischen Enzersdorf und Mödling stellen sich die ersten Anzeichen derselben ein. Das Dolomitplateau, auf deren Höhe die Burg Liechtenstein steht, fällt mit einer Steilstufe zur Ebene ab und diese setzt sich rechts vom Ausgang der Talklamm des Mödlingbaches in schnurgerader Richtung südwärts fort bis zur Kuranstalt Prießnitztal, wo der Eichkogel rechtwinkelig dazu in die Ebene vorspringt.

Nordöstlich vom Liechtenstein fehlt unter der Kuppe des Hirschkogels (289 m) die Terrasse I, ebenso unter der Wiese bei der Amphitheaterruine (III, 311 m). Es ist zwar noch Terrasse II erhalten (Schloßwiese 285 m), aber ihr unterer Rand grenzt wieder mit einer Steilstufe gegen die Ebene. Weiter südwärts am Abfall des Kalenderberges fehlt bis Mödling sogar Terrasse II, so daß das Dolomitplateau mit einem 50—60 m hohen, fast 30° geböschten Abfall an der geraden Linie gegen die Ebene abbricht. Die Randbildungen der drei Tertiärstufen sind nicht diesem steilen Abfall angelagert, sondern liegen unten in der Ebene. Nur bei der Mödlinger Kirche lehnt sich noch eine aus dolomitischer Breccie bestehende Strandhalde mit steil einfallenden Bänken an den Gebirgsrand. Es ist auch auffällig, daß die Zone der oberflächlich hervortretenden mediterranen Schichten sehr schmal ist, daß die sarmatischen Schichten in geringer Entfernung vom Randgebirge hinabtauchen, was auf ein sehr starkes Fallen derselben hinweist.²⁾ Der durch die mediterranen Schichten führende Wasserleitungsstollen traf die Leithakalkbänke, welche den Tegel durchziehen, oft gebogen, geknickt und zertrümmert.³⁾ Ähnliche Störungen sind oft oberflächlicher Natur, kommen gerade am Fuß der Abhänge vor und entstehen auch durch das Zusammensitzen lose aufgeschütteten Materials⁴⁾, aber zusammengehalten mit dem Fehlen der Uferterrassen, der Steilheit und Geradlinigkeit des Gebirgsabfalles, dem teilweisen Mangel der Strandbildungen und dem bedeutenden Gefälle der Schichten aller drei Tertiärstufen unten in der Ebene, erscheint die Annahme einer Störungslinie hier wohl gerechtfertigt. Am Frauenberg (♁ 316, ♁ 322 m) südlich der Klausen fehlen Terrasse I und II, und am Jennyberg (♁ 345) bricht das Terrassenniveau IV unmittelbar zur Ebene ab. Südwestlich der Goldenen Stiege durchsetzt einen Dolomitbruch eine mächtige Verwerfung, welche mit dem Bruchrand der Kalkalpen gegen das Becken

1) Neogen im Tal der Mur und Mürz. Jahrb. XIV. 1864. S. 244.

2) In dem in der Villa Neuberg (250 m) bei der Mödlinger Pfarrkirche gegrabenen Brunnen wurden, nur 90 Schritt vom Dolomit des Randgebirges, die Cerithienschichten in einer Mächtigkeit von 15 m angefahren (Karrer, Über die Lagerung der Tertiärschichten am Rand des Wiener Beckens bei Mödling. Jahrb. XIII. 1863. S. 30), in unmittelbarer Nähe wird der sarmatische Sandstein gebrochen (Karrer, Geologie. S. 272), darunter wurde sehr stark geneigter Nulliporenkalk angetroffen. Der Tegel überlagert hier den Leithakalk, hat aber den Charakter einer Ablagerung aus ziemlich großer Meerestiefe. In der Neugasse liegen die Brunnen schon im pontischen Tegel. (Jahrb. XIII. 1863. S. 30.)

3) Karrer, Geologie. S. 264.

4) Fuchs, Über eigentümliche Störungen . . . Jahrb. XXII. 1872. S. 316.

nahezu parallel verläuft.¹⁾ Erst bei der Kuranstalt Prießnitztal springt der Bruch, wie wir unten sehen werden, rechtwinkelig nach Osten um und bildet den Nordfuß des Eichkogels.

Das Fehlen der Strandbildungen zu beiden Seiten der Ausmündung des Mödlingbaches ins Wiener Becken kann auch nicht der Lateralerosion dieses Baches zugeschrieben werden; es fehlt die entsprechende Trichtermündung, denn Gebirgsabfall und Talgehänge stoßen im rechten Winkel zusammen. Eine Neubelebung der tektonischen Kräfte an der großen Bruchlinie, an der einst die Kalkalpen zur Tiefe gesunken waren, muß hier, wie an der Mündung der Liesing angenommen werden. An beiden Orten sind während der letzten Phasen der pontischen Epoche randliche Gebirgsschollen in Bewegung geraten und hier wie dort brechen an dem Brennpunkt der Störungslinien Thermen hervor, denn auch Mödling besitzt eine, wenn auch schwache Thermalquelle.

Die Klamm des Mödlingbaches ist in ein Dolomitplateau (Kalenderberg links, Frauenstein, Jennyberg rechts) eingeschnitten, das mit seinen steil gegen SW fallenden Schichten ein ausgezeichnetes Beispiel für eine Abrasionsfläche (III—IV) abgibt. Im Osten von dem eben besprochenen Bruch begrenzt, zeigt der parallel N—S verlaufende Westrand desselben ebenfalls den Charakter einer Bruchstufe. Sie bildet in der Vorderbrühl die Begrenzung des Dolomitplateaus gegen die Aufbruchlinie, in welcher hier Werfner Schiefer zutage treten. Südlich vom Mödlingbach findet sie ihre geradlinige Fortsetzung in dem Steilrand, der von der Burg Mödling zur Waldandacht verläuft und der als rechte Seite des merkwürdigen Tales erscheint, das sich bei den „Zwei Raben“ öffnet. Es ist kaum 1 km lang, aber 400 m breit, und trotz dieser ungewöhnlichen Breite des flachen Talbodens sind die beiderseitigen Gehänge sehr steil, ihr Fuß scharf ausgeprägt.

In diesem Sacktal, das die Merkmale der Jugend und des Alters so widerspruchsvoll miteinander gepaart trägt, entspringt eine Quelle, welcher ein unbedeutender Wasserfaden entströmt. Sturs geologische Karte gibt hier Leithakonglomerat an, aber trotz wiederholten Suchens konnte ich nichts davon entdecken, außer einer dolomitischen Breccie, welche aber nicht am Talboden, sondern bereits am Aufstieg von der im Tal gelegenen Meierei zum Anninger liegt. Das Hervorquellen des Wassers, die üppige Berasung des Talbodens sprechen für die Undurchlässigkeit desselben, für ein Eingreifen der Werfnerschiefer- oder Gosauschichten in das gegen die Aufbruchlinie geöffnete „Tal“, als deren südliche Ausbuchtung es erscheint. Seine Erklärung als Erosionsform im Dolomit oder in dem widerstandsfähigen Leithakalk ist bei dem geringen Ausmaß der zur Verfügung stehenden Erosionskraft ganz unhaltbar, wenn man bedenkt, daß es doch dem ungleich kräftigeren Mödlingbach, der das lokale untere Denudationsniveau für dieses Rinnsal bildet, nicht möglich war, ein auch nur annähernd breites Tal in der Klause zu schaffen. Diese Talanlage ist jedenfalls tektonisch, der Wasserlauf kann nur als eine sekundäre Erscheinung angesprochen werden, welche zur Ausräumung der aufbrechenden Werfner Schiefer oder eingelagerten Gosauschichten beigetragen hat.

1) Nur am Frauenstein ist Leithakonglomerat und Nulliporenkalk mit Tegellagen, welche die Fauna der Bryozoenzone zeigen, angelehnt (vgl. Paul, Ein Beitrag z. Kenntnis der tert. Randbildungen des Wiener Beckens (Jahrb. XIV. 1864) und Geol. Studien Nr. 15 (Jahrb. XXI. 1871. Fig. 4. S. 87). In der Ebene am Fuß des Jennyberges wurde das Leithakonglomerat im Wasserleitungskanal erschlossen (Karrer, Geologie. S. 255), und an der Straße Mödling-Prießnitztal ist seine Auflagerungsfläche am Dolomit unter der Schießstätte zu beobachten. Mächtige Strandgerölle liegen an der Basis, 15° SE fallende Konglomeratbänke überlagern sie. Ein höheres Emporgreifen der Meerhalde ist erst wieder unter der Friedrichsböhe (III) westlich der Kuranstalt zu beobachten.

Es ist das vom Anninger gegen N vorgeschobene und vom Mödlingbach zerschnittene Abrasionsplateau des Kalenderberges, Frauensteins und Jennyberges als ein Horstkamm zu bezeichnen. Dieser wird einerseits vom Senkungsfeld des Wiener Beckens, anderseits vom beschriebenen kleinen Grabental begrenzt. Die genaue Altersbestimmung der am Rande des Wiener Beckens gelegenen Bruchstufe kann nur im Verein mit der Erklärung des merkwürdigen Durchbruchtales des Mödlingbaches durch die im Niveau IV liegende Abrasionsfläche gegeben werden.

In der Vorderbrühl zweigt der Mödlingbach aus der Aufbruchlinie ab und schneidet in das abradierte Dolomitplateau ein, das er in einer Klamm durchmißt. So verlockend es scheint, dieses Durchbruchtal als ein epigenetisches oder als einen Denudationsdurchbruch zu erklären, so hält diese Erklärung doch keiner Prüfung stand. In jenem Teil der Aufbruchlinie zwischen der Vorderbrühl und dem Liechtenstein, welche der Mödlingbach nicht benutzt, da er am oberen Ende dieser Strecke in das Durchbruchtal übertritt, sind ja, wie schon bemerkt wurde, marines Konglomerat und Muschelkalk, sowie der Werfner Schiefer gleichmäßig im Niveau III eingeebnet (S. 124), die Einebnungsfläche ist von kleinen Zuflüssen des Mödlingbaches, nicht aber mehr von diesem selbst zerschnitten. Dadurch sind die härteren Gesteine als Erhebungen ausgearbeitet worden. Eine Einebnung dieser rinnenartigen Tiefenlinie durch Wellenabrasion ist unverständlich, viel eher läßt sich vorstellen, daß sie die Auenebene des im Niveau III mündenden Mödlingbaches ist, und wir konnten in der Tat auch ein Ansteigen dieser Ebene gebirgseinwärts beobachten (S. 124 Anm. 6). Solche Wahrnehmungen widersprechen der Annahme eines Denudations- und auch eines epigenetischen Durchbruches. Man bedenke, daß die Annahme nur unter der Voraussetzung gültig ist, daß zur Zeit des unteren Denudationsniveaus IV, in dem die Bildung des epigenetischen Durchbruches hätte beginnen müssen, die Aufbruchlinie noch keine Tiefenlinie war.

Eine tertiäre Decke hätte das Dolomitplateau und die Gesteine der Aufbruchlinie, ihre Höhendifferenzen ausgleichend, verhüllen müssen. Die Umbildung der Aufbruchlinie in eine Tiefenlinie wäre dann erst in postpontische Zeit zu verlegen. Nun ist aber bereits zur Zeit des Niveaus III die Aufbruchzone Tiefenlinie gewesen, wahrscheinlich folgte ihr auch ein Flußtal, und da ist es nun unverständlich, wie der Mödlingbach in das höhere Dolomitplateau eintreten konnte, da doch der bequemere, in tieferem Niveau hinführende Weg von der Vorderbrühl nach Enzersdorf offenstand.

Vor diesem Zeitpunkt war der Abbruch am Randgebirge noch nicht eingetreten, denn Terrasse IV ist noch in voller Breite erhalten, Terrasse III, soweit sie im Grundgebirge eingeschnitten ist, zieht sich noch jetzt unverletzt vom Liechtenstein bis zum Jennyberg, wogegen die Terrassen I und II, die stets in den angelagerten Tertiärschichten verlaufen, mit diesem vom Gebirgsrand abgesunken sind. Damit ist eine obere Grenze für das Alter der Störung gegeben.

Vom gleichen Zeitpunkt angefangen, mied der Mödlingbach die Einebnungsfläche der Aufbruchlinie zwischen Vorderbrühl und Enzersdorf, denn sie ist nicht mehr zertalt worden. Die Bildung des Durchbruchtales der Klausen fällt also zeitlich mit dem Beginn der Senkung am Gebirgsrand zusammen und die ursächliche Verknüpfung beider Vorgänge gewinnt dadurch sehr an Wahrscheinlichkeit.

Der Streifen der mediterranen und sarmatischen Strandbildungen mit den Uferterrassen I—III, der das Randgebirge begleitet, ist in der Regel 500—800 m breit und um so viel wurde beim Absinken desselben die Laufänge aller der kleinen Bäche, welche die Abdachung der Uferzone zertalten, verkürzt, um diesen Betrag ihre Erosionsbasis näher an ihren Ursprung

gelegt. Die Folgen mußten die gleichen sein wie an der Ausmündung der Liesing, wo das Absinken auch in spätpontischer Zeit begann: Starkes Einschneiden nach rückwärts, Verlegung und Zerstörung der Wasserscheide, Anzapfung des jenseits derselben fließenden Baches, der nun durch ein junges, rasch ausgetieftes Tal zur abgesunkenen Scholle hineilt und die Aufbruchlinie meidet.

Das Absinken muß durch längere Zeit angedauert haben, mindestens bis zum Abschluß der pontischen Epoche, denn auch noch die Terrassen I und II sind abgesunken. Wahrscheinlich dauerte das Abwärtsrücken der Erosionsbasis noch später an, denn die Klamm hat auffallend jugendlichen Charakter.

Anders wie als Anzapfungsdurchbruch wird sich die Talklamm des Mödlingbaches kaum erklären lassen.

Der Anninger, obgleich von zahlreichen tiefen und steilwandigen Wasserriessen durchfurcht, ist noch immer ein massiger Stock mit einem, von der Verschneidung der Gehänge noch nicht betroffenen Gipfelplateau. Die Gehänge selbst sind nicht in einzelne schmale Kämme und Riedel aufgelöst, die wir bis jetzt fast stets am Abfall des Randgebirges angetroffen haben und welche die Verfolgung der Uferterrassen so erschwerten, daß es selten, meist nur beim Niveau IV, möglich war, mit einem Blick die zerstückelten Terrassenreste als zusammengehörige Formen zu erkennen. Erst mittels Höhenvergleichung auf der Karte und Höhenmessung konnten die Einzelheiten zu einem einheitlichen Bild zusammengestellt werden. Da der Anninger überdies die für den Wienerwald beträchtliche Gipfelhöhe von 674 m erreicht, ist er für die Verfolgung jener hochgelegenen Terrassenniveaus geeignet, welche in die Gipfelregion der Flyschzone fallen, und wenn sie sich auch in dieser erhalten haben, für sich allein betrachtet, dort immer noch als zufällige Ergebnisse der Gehängezuböschung aufgefaßt werden könnten.

Der Anninger schiebt gegen die Brühl ein durchschnittlich 485—500 m hohes Plateau, den Kl. Anninger, vor, das weithin durch die Lage des Husarentempels (494 m) gekennzeichnet ist. Die Schichtstellung des Berges (S-Fallen) hat nichts mit dieser Oberflächengestalt zu schaffen und wir müssen daher dieses Plateau als eine Abrasionsfläche ansehen. Sie ist die größte Form ihrer Art, die wir bisher angetroffen haben; ursprünglich 2 km breit, ist sie zu einem ebenso langen Rücken zwischen dem Grabental bei den „Zwei Raben“ und dem Kiental geworden (Toter Mann-Langer Weg-Brenntenberg-Husarentempel-Kl. Anninger). Indem wir die am Kalenderberg, Frauenstein und Jennyberg so schön ausgeprägten Terrassenniveaus III und IV als Leit-horizonte verwenden, können wir diese Fläche mit nahezu gleichhohen Terrassenresten am Abfall des Föhrenberges und Predigerstuhls (S. 122 f.) parallelisieren und wir werden sehen, daß auch die anderen dort beobachteten Niveaus hier ebenfalls vertreten sind.

Das Niveau des Husarentempels ist aber rings um den Anninger zu verfolgen, wenn auch in wesentlich geringerer Breite als auf der nordöstlichen Seite, wo nicht nur die Exposition gegenüber der Brandung, sondern auch die spätere Zerschneidung der Terrasse keine so intensive war, wie z. B. auf der südöstlichen Seite.

Ihre Reste sind an der Westseite des Berges: die Steinwand 485 m, das Plateau bei \odot 489 m, nördlich vom Eschenkogel, \odot 481—490 m (An.) westlich von ihm, der Mitterotter \odot 489 m und das westlich davon vorspringende Plateau 485 m (An.), der Hinterotter \odot 482 m— \odot 495 m, \odot 486 m im Trübenwinklerwald; an der Südseite das Plateau bei \odot 484 m, südwestlich vom Lehnstuhl.

An der Südostseite hat sich aus zu erörternden Gründen nur eine kleine Leiste erhalten, welche sich im Laxenburger Pfarrwalde zu einer Terrasse verbreitert. (487 m, An.)

Es ist ganz klar, daß diese Terrasse einer Spiegelfläche ihre Entstehung verdankt, welche nicht allein an den Ostrand der Alpen grenzte, sondern daß deren Wasser auch in diese selbst eindrangten und nördlich, wie südlich vom Anninger mit dem Wiener Becken in Verbindung standen.

Zur Zeit dieses unteren Denudationsniveaus X, wie wir es nennen wollen, besaß der Anninger noch Inselcharakter. Doch es gibt außer diesem noch höhere und niedrigere Terrassenniveaus, welche rings um den Berg zu verfolgen sind. Zu den ersteren gehört die auch schon am Föhrenberg beobachtete Terrasse in 520—525 m Höhe, ϕ 521 m unter dem Vierjochkogel, Gehängevorsprung 522 und 519 m (An.) unter den beiden Schweinkogeln, ferner auf der Westseite: am Hinterotter Terrasse 525 m (An.) und Tännberg, ϕ 520 m, die wir mit XI bezeichnen wollen. Weniger sichere Spuren höher gelegener Terrassen sind: Pfaffstättnerkogel, 541 m, und Tännberg, 540 m; ferner ist das auch schon am Föhrenberg angetroffene Niveau im Großen Schweinkogel, ϕ 563 m, vermutlich hier wiederzufinden, endlich ist zu beachten, daß der Anningergipfel über eine 645—650 m hohe Plateaufläche aufragt, welche eine Breite von 700 m besitzt. (Eschenkogel 649 m, Vierjochkogel 649 m, ϕ 646, usf.) Ob diese hochgelegenen Terrassen und Plateaus mit der tertiären Geschichte des Wiener Beckens in Beziehung zu setzen sind, können wir einstweilen nicht entscheiden. Mit einiger Wahrscheinlichkeit ist dies für die Niveaus X und XI anzunehmen, die rings um den Berg zu verfolgen sind, ebenso für die Terrassenniveaus VIII und IX, womit wir Abrasionsflächen von durchschnittlich 435—440 m und 465 m Höhe bezeichnet haben. (Vgl. S. 123.) Im Niveau IX tritt auf der Ostseite des Anninger ein 3—400 m breites Plateau auf, das durchschnittlich 465 m hoch liegt (zwischen Laxenburger Pfarrwald und Liechtensteinforst) und eine gleichhohe Kerbe begleitet den südöstlichen Abfall. Besonders deutlich ist diese Abrasionsform auf der Südseite an der Senke, die Gaadnerbucht und Wiener Becken verbindet, ausgeprägt (Plateau unter dem Pfaffstättnerkogel ϕ 460 m, ϕ 465 m, ϕ 464 m, Gaisrücken 470 m) und sie tritt auch am Abfall gegen die Gaadnerbucht auf. (Plateau ϕ 462 m südwestlich vom Lehnstuhl, 468 m (An.), westlich der Jägerwiese, ϕ 469 m östlich von Unter-Gaaden.) Im Niveau VIII trifft man auf der östlichen Seite den Kamm ober der Breiten Föhre bei ϕ 435 terrassiert, und das Plateau unter dem Hangenden Stein 440 m (An.) zählt hierher. Auf der nordwestlichen Seite liegt das Plateau des Vorderotter (437—440 m).

Auf der östlichen Seite stehen im Wald ober dem Richardshof am Wege zur Ingenieurtafel Konglomeratblöcke an. Sie bestehen aus wenig gerundeten oder eckigen Dolomit- und Kalkkrümmern, welche durch einen lichtbraunen Kalk, der große Ähnlichkeit mit dem Süßwasserkalk vom Eichkogel besitzt, verkittet sind. Die Grundmasse ist vielfach durch chemische Lösung verschwunden und das Gestein dadurch löcherig geworden. Es ist wohl eine Strandbildung, die aber in ihrem petrographischen Charakter von den sarmatischen und mediterranen Ablagerungen dieser Art abweicht und auch durch ihre Höhenlage auffällt. (420—433 m (An.), also unter Niveau VIII gelegen.) Die Terrasse VII ist nur in wenigen Resten zu beobachten, so am Ostabfall: ϕ 419 m ober der Breiten Föhre, das kleine Plateau nördlich von Baytal ϕ 416 m, sowie beim Maibründl 412 m (An.). Von diesen unbedeutenden Leisten abgesehen ist an Stelle der Terrassen VII und VIII am Ostabfall fast überall ein steiles Kliff zu finden, unter dem jene breite Plattform hinzieht, welche dem Berg das charakteristische Gepräge gibt.

Die Plattform beginnt bei der Breiten Föhre, zieht am Gehänge bis zur Einöd bei Pfaffstätten und erreicht ihre größte Breite dort, wo ihr der Eichkogel vorgelagert ist. In diesem mittleren Abschnitt des Anninger-

gehänges, wo sie im rhätischen Lithodendronkalk eingeschnitten ist, zeigt sie sich in besonders frischen Formen. Durch zahlreiche Tälchen und Wasserrisse, die meist trocken liegen, ist ihre Oberfläche zerstückelt. Diese Erosionsformen sind aber schmal und steilwandig, im Gegensatz zu den breit muldenförmigen Folgetälchen, welche den terrassierten Abfall der Flyschzone durchziehen und hinsichtlich der Dauer ihrer Entwicklung absolut vergleichbare Formen darstellen. Die Folgetäler der Uferzone sind im Flysch viel reifer als jene gleichalten der Kalkzone, die Umbildung der Endabdachung des Randgebirges ist dort viel größer als hier. Bei gleicher Taldichte ist der Flächeninhalt der von der Erosion verschont gebliebenen Ausgangsformen der Talentwicklung in der Kalkzone größer als in der Flyschzone. Eine so dichte Zertalung, wie sie der Ostabfall des Anninger zeigt, hätte in der Flyschzone eine Umgestaltung der Terrassenflächen, welche zwischen den Tälchen übrig blieben, zu konvexen Flächen, wenn nicht starke Erniedrigung und Aufzehrung derselben zur Folge, der Nachweis einer ehemals zusammenhängenden Form mittels Höhenmessung und Vergleichung wäre mühsam. Hier aber am Abfall des Anninger haben wir eine Plattform, die noch als landschaftliches Element hervortritt und sich sofort als zusammenhängende Form erkennen läßt, denn in den Folgetälchen hat die Zuböschung der Gehänge kaum begonnen und die trennenden Rücken zeigen noch die ebene Fläche der Ausgangsform erhalten. Das ungleiche Ausmaß der Formenentwicklung in gleichen Zeiten in der Kalk- und Flyschzone ist eine überall sich aufdrängende Erscheinung, aber am Anningerabfall tritt das Zurückbleiben der Formenentwicklung besonders hervor, da hier, wie wir sehen werden, noch ein Faktor in Rechnung zu stellen ist.

Ein weiterer Unterschied, der in bezug auf das Normalprofil der Strandzone zwischen Kalk- und Flyschzone besteht, ist die größere Steilheit jener Kliffe in der ersteren, die sich hinter den breitesten Terrassen aufbauen. In der Flyschzone wurden wahrscheinlich Steilgehänge dieser Art gar nicht gebildet oder sie haben sich infolge der starken Abspülung nicht erhalten. Während endlich die im Flysch liegenden Plattformen als ebene Flächen erscheinen, macht sich in der Kalkzone die chemische Lösung des Gesteins bemerkbar, welche auf die Erzeugung von Unebenheiten der Landoberfläche hinarbeitet. Es erscheint zwar hier die Anordnung der Terrassen, bereits aus der Ferne gesehen, klar, jedoch in der Nähe behindern die vielen Detailformen der Kalk- und Dolomitplattformen den Überblick. Selten sind sie Flächen mit gleichsinniger Abdachung, meist erscheinen sie unregelmäßig höckerig, Vertiefungen und kleine Rückfallskuppen verweisen den Zusammenhang der ursprünglichen Flächenelemente. Die Anningerplattform regt zu solchen Vergleichen an.

Wir haben nun bereits am Gießhübl eine kleine Aufbiegung der Terrassen-niveaus VI und VII beobachten können. Diese Unregelmäßigkeit wiederholt sich am Anninger und betrifft bereits auch die Niveaus IV und III (I und II sind abgesunken). Terrasse III, welche nach der Formenähnlichkeit immer leicht erkennbar ist, steigt bereits über 320 m empor (⊙ 322 m bei der Goldenen Stiege, ⊙ 327 m Friedrichshöhe, 324 m am Eichkogel). In gleichem Vertikalabstand ist die Plattform IV schräg gestellt, deren unterer Rand nirgends mehr wie in der Flyschzone bei 335 m zu finden ist, sondern am Ostabfall des Anninger in nahezu 350 m Höhe erscheint, während der obere in über 360 m liegt. Das Niveau V erscheint auch als breite Terrasse in 370—385 m Höhe (+ 10 bis 15 m). Hinter ihr steigt das steile Kliff an, das auf Kosten höherer Terrassen entstanden ist und daher nur mehr schwache Kerben an seinem Steilgehänge zeigt. Die höheren Terrassen scheinen von der Verbiegung nur wenig betroffen zu sein, sie liegen, soviel

sich erkennen läßt, am Ostrand des Anninger um ca. 5—10 m höher als bisher beobachtet wurde. Im Profil dominiert aber als große Form das Terrassenniveau IV und V, deren Terrassen durch einen unbedeutenden Steilrand voneinander getrennt, bei flüchtiger Betrachtung als einheitliche Form erscheinen. (Wie z. B. ja auch die ungewöhnlich breite Nußbergplattform aus der Verschmelzung zweier Stufen hervorgegangen ist.)

Das Prießnitztal zerschneidet die Plattform, welche sich vom Fuß des steilen Kliffs in einer Breite von 1,5 km zum Westabhang des Eichkogels herabsenkt, aber dieses Tal folgt merkwürdigerweise nicht der gegen E gekehrten Abdachung des Gebirges, sondern verläuft senkrecht zu ihr gegen N. Nun aber das Merkwürdige. Der Eichkogel (366 m) erhebt sich als Rückfallskuppe auf der terrassierten Endabdachung des Gebirges und ist der Terrasse III gleichsam aufgesetzt. Als eine 300 m breite Plattform (⊖ 324 m) ist dieses Niveau auch auf seiner Nordseite eingeschnitten und ist als kleinere Form am Ost- und Südgehänge erhalten, so daß diese Terrasse rings um den Berg herumläuft. Die Kuppe desselben ist also nicht durch Erosion von der Abdachung des Anninger losgelöst, der Sattel, durch den sie mit ihm zusammenhängt, nicht durch das Einschneiden zweier nach entgegengesetzter Richtung fließender Bäche entstanden, sondern ist ein Teil der zwischen Anninger und Eichkogel verlaufenden Terrasse III und erscheint nur an der Südostseite durch einen kleinen Wasserriß etwas angeschnitten. (Vgl. für das Folgende Fig. 10.)

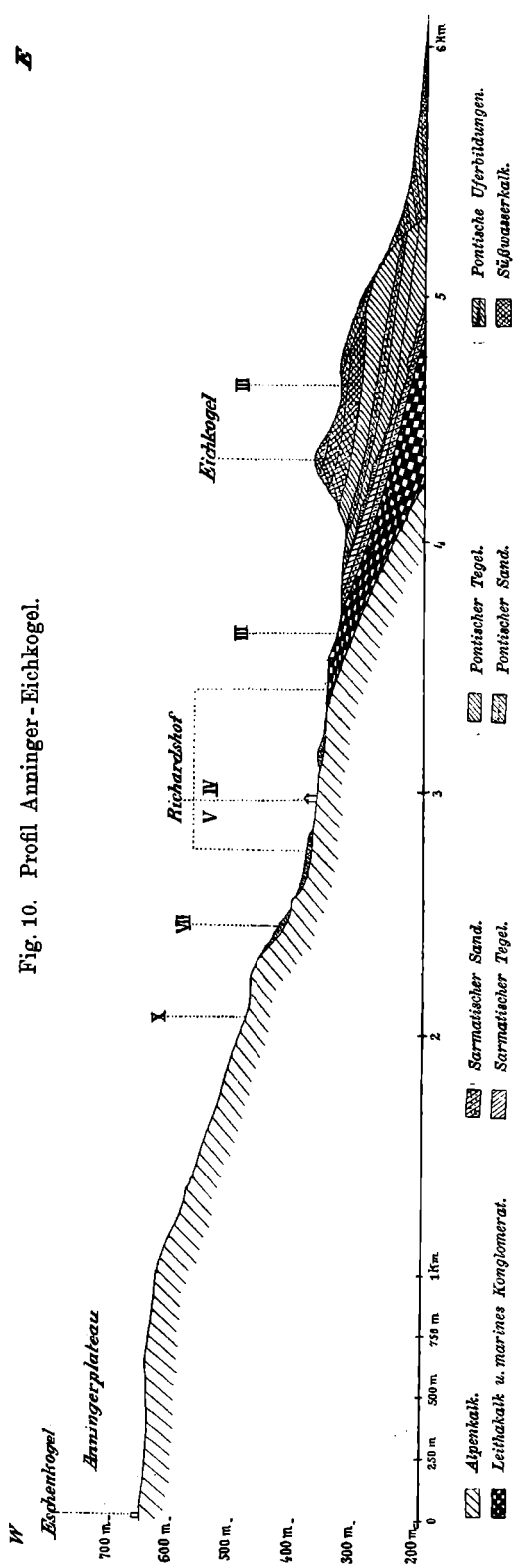
Merkwürdig wie die Oberflächengestalt sind auch die Lagerungsverhältnisse an diesem Punkt des Randgebirges, der schon lange die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gezogen und dessen Untersuchung zu weittragenden Schlußfolgerungen geführt hat. Die fast überall am Rand des Wiener Beckens herrschende, konzentrische Anordnung der Tertiärschichten nach ihrem Alter ist hier nicht vorhanden. Am Abfall des Anninger liegen in großer Höhe pontische Schichten, sie setzen auch den Eichkogel zusammen, so daß sie, was bislang stets vermißt wurde, vom einstigen Seegrund bis zum Ufer emporreichen.

An der Brandungskerbe der in den Dolomit eingeschnittenen Terrasse VI ist südwestlich vom Richardshof in einem Steinbruch ein festes, feinkörniges Kalkkonglomerat erschlossen, das in einer Mächtigkeit von 3—4 m unmittelbar auf dem Grundgebirge (383 m, An.) vollkommen horizontal geschichtet liegt. Es wurden in ihm 3 Kongerien-, 5 Cardien- und 2 Melanopsiden nachgewiesen¹⁾, so daß wir zweifellos pontische Schichten vor uns haben und zwar in einer Ufer- oder, wenn man will, Strandfazies entwickelt. Fuchs vergleicht diese Fauna mit jener von Radmanest und Tihany, die der mittleren Abteilung der pontischen Schichten des pannonischen Beckens entspricht. Die Sande und Gerölle, die zu einem Konglomerat verbunden sind, liegen an der Brandungskerbe und ihre petrographische Ähnlichkeit mit dem mediterranen Leithakonglomerat, das unter gleichen physikalischen Bedingungen entstanden ist, springt in die Augen. Kongerien und Melanopsiden wurden auch südlich von diesem Aufschluß auf der anderen Seite des Baytales gefunden²⁾, ebenso in Taschen und Trichtern des Dolomits beim Richardshof²⁾ und unter demselben gegen den Eichkogel hin ein Sandstein mit Kongerien³⁾ (Terrasse IV). Endlich traf ich östlich vom Richardshof gegen Thallern auf der Terrasse IV in 343 m (An.) Höhe in flacher Lagerung

1) Fuchs, Über ein neuartiges Vorkommen von Kongerienschichten bei Gumpoldskirchen. Geol. Stud. XIII. Jahrb. XX. 1870. S. 129, und R. Hoernes, Zur Leithakalkfrage. Geol. Stud. XIX. Jahrb. XXV. 1875.

2) Karrer, Geologie. S. 240.

3) Toulas, Geol. Stud. XVIII. Jahrb. XXV. 1875. S. 6.



ein Konglomerat mit zahlreichen Kardienscherben und auch noch südlich von diesem Punkt zeichnet Stur auf seiner Karte auf der Anningerplattform Kongerienschichten ein. Rollsteine aus Kalk findet man allenthalben auf ihr. Alle diese Ablagerungen sind Denudationsreste jener pontischer Strandablagerungen, welche dieselbe einst bedeckten. Sehr bemerkenswert ist, daß auf dem Hange ober dem früher erwähnten Konglomeratbruch noch mehrere große Blöcke von Leithakonglomerat angetroffen wurden¹⁾, die mediterranen Strandbildungen hier also ursprünglich bis über dem Niveau V am Randgebirge emporstiegen und durch das Einschneiden der breiten, im Grundgebirge verlaufenden pontischen Plattform zerstört wurden. Die obere Grenze der zusammenhängenden marinen Strandbildungen liegt jetzt erst unter Terrasse IV, das ist aber immerhin höher als wir sie bis jetzt an allen anderen Punkten der Randgebirge gefunden haben.

Es ist das erstmal, daß wir auf den Uferterrassen des Randgebirges fossilführende pontische Schichten antreffen und zwar liegen sie in einem Niveau, das uns bisher stets im inneralpinen Becken als eine große Form entgegnetrat, dem auch die großen Akkumulationsformen im Tullner Becken entsprechen.

Der allmähliche Übergang der Terrassen V und IV verrät, daß zwischen ihrer Ausbildung nur eine sehr langsame Tieferlegung des unteren Denudationsniveaus vor sich gegangen sein kann, die Breite der beiden, daß der Seespiegel lange Zeit im Niveau zwischen 350 und 380 m lag. Die Terrassen I—IV haben ihr Kliff meist in die nächsthöhere Terrasse eingeschnitten und diese dadurch verschmälert; zwischen Wien- und Donautal fanden

1) Karrer, Geologie. S. 240.

wir die im Niveau IV ausgeübte Abrasion groß genug, um zur fast vollständigen Aufzehrung der Terrasse V zu führen.

Hier ist letztere noch erhalten und zwar als eine große Form. Zur Bildung beider, an Höhe wenig verschiedener, nahezu verschmolzener Terrassen bedurfte es wie zur Ausbildung der pontischen Stromebene im Tullner Becken eines langen Zeitraumes.

Während desselben ist am Hintergehänge der Plattform ein steiles Kliff entstanden, welches hier, wie am Kahlenberg, so weit zurückgerückt wurde, daß von den älteren, höheren Abrasionsterrassen nur wenig erhalten blieb.

Wie erst morphologische Beobachtungen die Ergebnisse der stratigraphischen Geologie ergänzen, zeigt dieses Beispiel.

Die Verfolgung der Formen des Randgebirges ermöglichte es auch, trotz des Mangels von fossilführenden Ablagerungen Altersbestimmungen von Formen vorzunehmen, welche durch den paläontologischen Befund an diesem Punkte ihre Bekräftigung erfahren.

70 km in der Luftlinie voneinander entfernte Ablagerungen: die Quarzschotter von Hohenwart und Stettenhof und die pontischen Konglomerate am Abfall des Anninger sind nun als absolut gleichzeitige Ablagerungen zu parallelisieren.

Unter dem Niveau IV lagern zwischen Anninger und Eichkogel die marinen Schichten. Im „Waldberg“ sind sie in einer Mächtigkeit von 8 m als ein feinkörniger Kalk erschlossen, dessen Hangendes grüner Tegel bildet. Die Bänke neigen sich kaum 5° gegen die Ebene, aber weiter im N tritt wieder im tieferen Niveau die schräge Lagerung äquivalenter Schichten auf. Über ihnen lagern die sarmatischen Schichten, die auch unter den Eichkogel einfallen. An seinem Westabfall „Im Rainen“ liegt ein noch im Betrieb befindlicher Steinbruch, während mehrere andere verstürzt sind, aber seinerzeit genau beschrieben wurden.¹⁾ Diese über 300 m hoch gelegenen Aufschlüsse in den sarmatischen Schichten sind die höchsten, die wir bisher am Randgebirge angetroffen haben. Trotzdem zeigen sie noch eine Wechselagerung von Tegel mit Sand und Kalksandstein und in dem großen, früher Drasche'schen Bruch überlagert der Tegel den Kalksandstein.²⁾ Unmittelbar auf den sarmatischen Tegel legt sich aber der pontische³⁾ und fällt gleich dem ersteren gegen das Becken hin ein. Die oberste Lage des erwähnten Bruches zeigt unter der Auflagerungsfläche des pontischen Tegels zahlreiche durch Verwitterung veränderte Septarien⁴⁾, was gewiß nicht für eine Kontinuität der Ablagerung beider Stufen spricht.

Westlich der Straße Mödling-Gumpoldskirchen sind auf der Terrasse III zwei Steinbrüche gelegen⁵⁾, die ebenfalls pontische und sarmatische Schichten aufdecken und zwar zeigen die letzteren an ihrer oberen Grenze eine unregelmäßige, zerfallene Oberfläche. Die Unebenheiten sind ausgefüllt durch lockeren Grus, der sich als Zerfalls- und Abwaschungsprodukt der sarmatischen Unterlage darstellt und nach oben rasch ausklingt in den unreinen grünlichen Letten der pontischen Stufe.⁶⁾ Am Kontakt treten auch Schmitze eines ockergelb gefärbten groben Schotters auf; in dem lockeren Schutt und Grus an der Basis der übergreifenden pontischen Bildungen wurden nun Reste von Mastodonten, Dinotherien, Hipparion usw. gefunden, welche sich als der Pikerimifauna angehörig, also gleichhalt mit der Säugetierfauna der pon-

1) Toula, Aufschlüsse in den Schichten mit *Congeria spathulata* und *Cardium plicatum* am Westabhang des Eichkogels zwischen Mödling und Gumpoldskirchen. Geol. Stud. XVIII. Jahrb. XXV. 1875.

2) Ebenda. Fig. 3. S. 5. 3) Ebenda. Fig. 1. S. 2. 4) Ebenda. S. 3.

5) Die sog. Weiß'schen Steinbrüche.

6) Vacek, Säugetierreste der Pikerimifauna vom Eichkogel. Jahrb. L. 1900. S. 169—186 und Verh. 1900. S. 189.

tischen Schichten erwiesen.¹⁾ Einzelne Gerölle des Schotterers entpuppen sich beim Zerschlagen selbst wieder als tertiäre Strandbildungen, so daß ohne Zweifel eine Abtragung und Umlagerung derselben stattgefunden hat. Die sarmatischen Schichten fallen 10° — 15° E, die pontischen Schichten liegen flacher und die Auflagerungsfläche der beiden Tertiärstufen liegt im oberen Bruch 317 m (An.). Dieser alte pontische Tegel ist gerade so wie an anderen Stellen die sarmatischen und mediterranen Schichten an der Terrasse III, die um den Eichkogel herumläuft und einer der letzten Rückzugsphasen der pontischen Epoche entspricht, so abgeschnitten, daß sich gerade noch eine kleine Kappe auf den sarmatischen Schichten erhalten hat.

Der Eintritt einer Erosion an diesem hochgelegenen Punkt um die Wende der pontischen und sarmatischen Epoche ist nichts Unerwartetes. Vacek vertritt bei Beschreibung dieser Verhältnisse den Standpunkt, daß im ganzen Wiener Becken um diesen Zeitpunkt Erosion herrschte, indem er sich auf das regelmäßige Vorkommen einer Geröllschicht an der Grenze beider Stufen, sowie auf die Mischung der Fossilien in der Grenzschichte, die er für eine mechanische Mischung erklärt, beruft.

Der pontische Tegel fällt also ostwärts unter den Eichkogel ein und tritt am Fuß desselben in den Ziegeleien von Guntramsdorf wieder zutage. Am Eichkogel führen seine höchsten Schichten Pflanzenreste.²⁾ Überlagert wird er von glimmerigem Sand, der nicht nur das Liegende des 30 m mächtigen Süßwasserkalkes bildet, sondern auch demselben angelagert ist.³⁾ (Vgl. stets Fig. 10, S. 132.)

Der Süßwasserkalk tritt in zwei Partien auf, von denen die eine die Kuppe des Berges bildet, welche in ihrer Höhe mit dem unteren Rand der Uferterrasse V übereinstimmt, die andere nordöstlich davon als 300 m breite Terrasse im Niveau III (\ominus 324 m) erscheint, endlich liegen vereinzelte Blöcke am Nord- und Ostabhang des Hügels verstreut und auch noch über den Tegel am Fuß des Hügels kriecht der Kalkschutt herab.

Die Terrasse III verdankt ihre Erhaltung dem harten Gestein, die tieferen Uferlinien, welche im Sand und Tegel verlaufen, sind dagegen fast ganz verwischt. Die Tegelsteilstufe beim Mödlinger Friedhof scheint eine Bruchstufe zu sein.

Der Süßwasserkalk, der glimmerige Sand und pflanzenführende Tegel werden von Stur bereits der levantinischen Stufe zugezählt und gleichgestellt mit den Paludinschichten von Moosbrunn. Die spärlichen Fossilreste des Kalkes sind aber fast durchweg auch aus den pontischen Schichten bekannt, dagegen fehlen die charakteristischen Vertreter der levantinischen Schichten Kroatiens und Slavoniens: die Viviparen und Paludinen mit Ausnahme von *Vivipara Sadleri*.⁴⁾ Der glimmerige Sand hat aber nur bituminöses Holz an organischen Resten geliefert.⁵⁾

Auch die Lignite von Zillingsdorf und Neufeld, mit denen Stur die Pflanzenschichten vom Eichkogel parallelisiert, haben sich als pontisch erwiesen. Überdies muß man bedenken, daß, wie aus Karrers älterem Profil deutlich hervorgeht²⁾, eine Tegel- und Sandschicht mit *Congeria subglobosa*

1) *Mastodon Pentelici*, *Dinotherium laevius*, *Aceratherium Goldfussi*, *Hipparion gracile*, *Hystrix primigenia*, *Helladotherium* und *Tragoceros*.

2) Profil bei Karrer, Der Eichkogel. Jahrb. 1859. S. 25. Mitteilung über die Pflanzenreste bei Sueß, Über die Wohnsitze der Brachiopoden. Sitz. Ber. 39. Bd. 1860. S. 164, und Stur, Beiträge zur Kenntnis der Flora des Süßwasserquarzes, der Kongerien- und Cerithienschichten. Jahrb. XVII. 1867. S. 100. R. Hoernes, Zur Leithakalkfrage. Geol. Stud. XIX. Jahrb. XXV. 1875. S. 13.

3) Profil des Eichkogels: Karrer, Der Eichkogel bei Mödling. Jahrb. 1859. S. 25 und Geol. Stud. XIX. Jahrb. XXV. 1875. S. 13.

4) Die nach Karrer hier gefundene *Planorbis Pseudoammonius*, *Valvata piscinalis*, sowie die *Lymnaea* erscheinen auch im Fossilienverzeichnis der Kongerienschichten bei Fuchs, Geol. Führer zu den Exkursionen der Deutsch. Geol. Gesellsch. Wien 1877.

5) Czjžek, Exkursion auf den Eichkogel. Haidingers Ber. 1849. V. S. 183.

über dem Tegel mit Pflanzenresten liegt und dem Süßwasserkalk angelagert ist. Nachdem gegenwärtig nur mehr Süßwasserkalk und am Fuße des Berges Tegel aufgeschlossen ist, kommt diesen alten Mitteilungen eine große Bedeutung zu.

Auch R. Hoernes bezweifelt, daß der Süßwasserkalk am Eichkogel in einem levantinischen See zur Ablagerung gekommen ist, dessen Spiegel eine namhafte Höhe erreicht haben müßte und führt einen Erklärungsversuch Pencks an, nach dem es sich hier um eine lokale Kalktuffbildung handelt.¹⁾

Sind so die paläontologischen Tatsachen, welche für das levantinische Alter des Süßwasserkalkes und der pflanzenführenden Tegel sprechen sollen, wohl sehr erschüttert, so ist es, wenn man die geographischen Verhältnisse dieser Lokalität berücksichtigt, als ganz unwahrscheinlich anzusehen.

Das Terrassenniveau IV verläuft, wie erwähnt, zwischen dem Anninger und Eichkogel; keinesfalls war also der Süßwasserkalk des Eichkogels, der bis zum Niveau V aufragt, ein an das Randgebirge sich anlehrender Teil der Seehalde, sondern er erscheint als eine, auf der zur Ebene einfallenden Seehalde aufgelagerte Bildung, die vom Randgebirge 1 km entfernt, bereits zur Zeit des Niveaus III als umbrandete isolierte Kalkklippe aufragte. Diese Auflagerung kann aber auch nicht erst in einer Zeit vor sich gegangen sein, als diese Seehalde bereits über Wasser lag, also auf dem Lande, denn es wurde schon gezeigt, daß die lakustrine Aufschüttungsfläche des Beckens viel tiefer lag als die Strandbildungen und auch eine Ablagerung des 30 m mächtigen Süßwasserkalkes auf der trocken gelegten Uferböschung wäre kaum zu verstehen. Endlich ist auch eine neuerliche Transgression des pontischen Ufers ausgeschlossen; denn wie könnte der Süßwasserkalk sonst die Terrasse III eingeschnitten tragen, an seinem Nordabfall von der Terrasse III und IV begleitet sein, mit seiner Kuppe im Niveau V abschneiden, dessen Alter durch pontische Uferablagerungen auf der gegenüberliegenden Anningerplattform bestimmt ist, wenn er nicht bereits zur Zeit der negativen Bewegung der pontischen Uferlinie vorhanden gewesen wäre und erst einer postpontischen Transgression seine Entstehung verdanken würde? Der Süßwasserkalk war also zur Zeit des unteren Denudationsniveaus V, bis zu welchem er aufragt, schon vorhanden. Seine organischen Reste sind teils vom Lande eingeschwemmte Pflanzenreste, teils seichtes, sumpfiges Wasser bewohnende Lebewesen, die durch Kalkschlamm inkrustiert wurden. Unter solchen Bedingungen scheinen ja auch andere Süßwasservorkommnisse entstanden zu sein.

Eine ähnliche Fauna wie jene vom Eichkogel lebt heute noch in den versumpften Altwässern unserer Flüsse²⁾ und wird in älteren Stromablagerungen angetroffen³⁾, so z. B. der Süßwasserkalk am Alsergrund⁴⁾ und jener in den Schottern des Tullner Beckens. (Vgl. S. 99.) Der Süßwasserkalk von Moosbrunn scheint das Sediment des ersterbenden Sees des Wiener Beckens zu sein, er wechsellagert mit Torfkohle.

Sehr große Ausdehnung erreicht der Süßwasserkalk im Bakonywald, wo er unmittelbar auf dem Triasgebirge auflagernd⁶⁾ vorzugsweise Planorben

1) Bau und Bild. S. 1011.

2) Fuchs, Die Erzherzogliche Ziegelei in Wieselburg. Verh. 1870.

3) Wolf, Geolog. geographische Skizze der niederungarischen Ebene. Jahrb. XVII. 1867, S. 540.

4) Niedzwiedzki, Geolog. Studien. Jahrb. VIII, 1869, S. 195. Toulou, Verh. 1885, S. 390.

5) Čížek, Erläuterung z. geolog. Karte v. Krems. Beilage zu Sitz. Ber. 1853, S. 14/15.

6) Stache, Jahrb. XII. Verh. S. 125.

und Helices führt und von jüngeren pontischen Tegeln, Sanden und Schottern überlagert wird. Bökh betrachtet auch diesen Kalk nur als eine durch lokale Verhältnisse bedingte Modifikation der sonst gewöhnlich entwickelten Kongerienstufe.¹⁾ Mit ihm vergleicht Fuchs den mit Lymnaea und Planorbis erfüllten Süßwasserkalk von Czeikowitz in Mähren, der auch von pontischen Sanden überlagert wird.²⁾ Als Uferbildung stellt sich endlich der Süßwasserkalk von Tramelan im Jura dar, der in der subalpinen Nagelfluh erscheint.³⁾ Der Süßwasserkalk von Baden (Kalvarienberg) dagegen ist eine tuffartige Bildung diluvialen Alters.⁴⁾ Diese Beispiele sollen zeigen, wie andere Süßwasserkalke entstanden sind, ferner daß Bildungen mit nahestehender Fauna unbedenklich zur pontischen Stufe gezählt wurden, als faziell von den typischen pontischen Ablagerungen abweichende Bildungen.

Ist es aber nun nicht ein unlösbarer Widerspruch, daß zur gleichen Zeit, am selben Ufer, Anzeichen der Brandung: eine breite Plattform mit Rollsteinen und 1 km seewärts Ablagerungen, die nur in seichtem, ruhigen Wasser entstanden sein können, vorkommen? Vollkommen gleichzeitige Bildungen können sie allerdings nicht sein, aber trotzdem ist die Annahme berechtigt, daß sie zur Zeit des gleichen unteren Denudationsniveaus entstanden sind. Wiederholt wurde auf die aus der Formengröße zu schließende lange Dauer der Stillstandsphase des Seespiegels im Niveau IV—V verwiesen. Wir sehen nun an den Küsten der heutigen Meere, daß die Abrasionsarbeit der Brandung keine unbegrenzte ist, daß sie das Kliff nur bis zu einem bestimmten Punkt zurückzurücken vermag, da die durch seine Unterwaschung losgebrochenen Trümmer die Brandungskehle bedecken und den Wellen allmählich unmöglich machen, seinen Fuß zu erreichen. Dann ist die Abrasionsterminante⁵⁾ erreicht. Die Wellenkraft wird nun zum Transport von Strandgeröllen frei. Der allmählich verkleinerte Detritus wird bis zu einer gewissen Linie landeinwärts transportiert; wo sich die Wellen am seichten Grund brechen, wird ein Strandwall aufgehäuft. Hinter diesem liegt ruhiges, seichtes Wasser, das unter der Einwirkung von Organismen versumpfen kann. Auch hinter durch Strömungen erzeugten Nehrungen und Haken, wie sie an Geschiebeküsten zur Ausbildung kommen, liegen solche Lagunen und in einem Gewässer dieser Art, in das vielleicht auch eine kalkabsetzende Quelle mündete, mag der Süßwasserkalk gebildet worden sein. Die lange Dauer des geographischen Zyklus im Niveau IV und V konnte diesen Entwicklungsgang herbeiführen: Einschneiden einer breiten Abrasionsterrasse am Steilufer des Anninger, Zurückrücken des Kliffs, Erreichung der Abrasionsterminante, Geschiebeküste mit Strandbrandung und Uferströmungen, später Ausbildung einer Lagune in einiger Entfernung vom alten Kliff, in welcher der Süßwasserkalk zur Ablagerung kam. In dieser Weise könnte man sich die Verhältnisse am Eichkogel erklären. Der Strandwall oder die Nehrung mußte der später in niedrigerem Niveau ausgeübten Abrasion zum Opfer fallen, der harte Süßwasserkalk widerstand ihr aber. Er deckte zugleich auch die Reste einer älteren pontischen, der sarmatischen und mediterranen Seehalde bez. Meerhalde, so daß diese hier höher emporreichen

1) Geologische Verhältnisse des südl. Bakonywaldes. Jahrb. Ungar. geol. Anstalt. 3. Bd. S. 98.

2) Fuchs, Über ein neues Vorkommen von Süßwasserkalk bei Czeikowitz. Verh. 1880. S. 162.

3) Rollier, Zur Bildung der tertiären Süßwasserkalke. N. Jahrb. f. Min. u. Geol. 1897. I. S. 212.

4) Bittner und Handmann, Diluvialer Süßwasserkalk von Baden. Verh. 1885. S. 391, und Karrer, Geol. Studien. Jahrb. XLIII. 1893.

5) Philippson, Über Typen der Küstenformen, besonders der Schwemmlandküsten. Richthofen-Festschrift, Berlin 1893. S. 18.

als an anderen Punkten des Randgebirges und die konzentrische Anordnung der Tertiärstufen infolge besonderer Widerstandsfähigkeit der Schichten der letztgebildeten nicht wie anderswo auftritt.

Neben dieser schützenden Decke von hartem Gestein verdankt der Eichkogel auch noch einem anderen Umstand seine Erhaltung. Bis zu seinem Nordfuß reicht der Bruch, an welchem die tertiären Randbildungen mit den Terrassen abgesunken sind, und von ihm ist sichtlich der Verlauf des Prießnitztales abhängig, welches nicht als Folgeform auf der Abdachung des Gebirges verläuft, sondern parallel derselben auf dem kürzesten Weg, dem tiefsten Punkt der Umgebung, der Senkung zuzieht. Es ist fast 100 m tief eingerissen und die Talgehänge bilden Böschungen von 30°. Diese Senkung hat die Zertalung vom Eichkogel abgelenkt und bewirkt, daß er wie die dahinter gelegene Plattform mit ihren Strandbildungen ziemlich unversehrt blieb. Durch die rasche Talvertiefung wurde endlich die Zuböschung der Gehänge verzögert und dadurch blieb die von der Zertalung angegriffene Fläche der Plattform eine kleine. Ungewöhnlich günstige Verhältnisse wirkten zusammen, am Abfall des Anninger das geographische Bild der geologischen Vorzeit in Ablagerungen und Formen zu bewahren, so daß uns dieser Punkt mehr erzählen kann als lange Strecken der ehemaligen Küste, wo eine weitgehende Zerstörung alle Reste pontischer Uferablagerungen vernichtet hat.

Der Eichkogel mit seinen merkwürdigen Lagerungsverhältnissen hat die Ansichten über die Entwicklung des Wiener Beckens mannigfach beeinflusst. Nach seiner Untersuchung mußte die Ansicht aufgegeben werden, daß sich der Spiegel des Tertiärmeeres im Wiener Becken von der Zeit der mediterranen Ablagerungen bis zur Zeit der Ablagerung der pontischen Schichten ununterbrochen gesenkt habe. Auch Funde von hochgelegenen pontischen Schichten bei Preßburg, Hainburg und im Leithagebirge machten diese Annahme unhaltbar und im pannonischen Becken, als dessen Bucht das Wiener Becken erscheint, wird durch Ablagerungen am Schwabenberg bei Ofen die hohe Lage des pontischen Seespiegels bestätigt.¹⁾ Fuchs zog daraus die Folgerung, „daß das Niveau des Tertiärmeeres von den Ablagerungen der marinen Stufe bis zur Zeit der Ablagerung der Kongerenschichten keine allgemeine Depression erlitten habe und daß demnach die allmähliche Ausfüllung des Meeres nicht sowohl auf Rechnung der Hebung des Landes zu setzen, als vielmehr nur eine Folge der allmählichen Ausfüllung des Beckens gewesen sei.“²⁾ Aber schon 1875 hat dann Toulou bei Besprechung desselben Berges darauf hingewiesen, „daß der Meeresspiegel aller Wahrscheinlichkeit nach großartigen, über weite Distrikte ausgedehnten Oszillationen unterworfen war.“³⁾ Wieder war es der Eichkogel, welcher den Beweis lieferte, daß eine besonders tiefe Lage der Uferlinie für den Übergang von der sarmatischen zur pontischen Epoche anzunehmen ist, da seine sarmatischen Schichten vor der letzteren erodiert wurden. Auf den Eichkogel endlich stützte sich die Auffassung, daß das Wiener Becken bis zu großer Höhe zugeschüttet worden sei, dann aber die Beckenausfüllung an Verwerfungen in die Tiefe sank, hier aber ein Teil derselben stehen blieb.⁴⁾ Gegen die vollständige Zuschüttung sprechen gerade hier wieder die in die jüngsten Tertiärschichten eingeschnittenen Terrassen, die schräge Lage-

1) Hoffmann, Über das geol. Alter der am Schwabenberg sich verbreitenden Süßwasserschichten. Ref. Verh. 1869. S. 97. In 1200 Fuß = 370 m, wie am Anninger.

2) Geol. Studien XII. Jahrb. XX, 1870, S. 130.

3) Geol. Studien XVIII. Jahrb. XX, 1870, S. 6.

4) Fuchs, Führer zu den Exkursionen d. D. geol. Gesellsch. 1877. Vgl. auch S. 29 u. 100 dieser Arbeit.

rung der randlichen Tertiärschichten und ihre Verschiedenartigkeit am Ufer und in der Tiefe des Beckens. Die Annahme von Verwerfungen ist aber in der Tat in der Umgebung des Eichkogels berechtigt, er ist wirklich ein stehengebliebenes Stück der Tertiärschichten, nicht aber ein Stück Meeres- und Seeboden, sondern ein stehengebliebener Rest von Meeres- und Seehalde und an den Beckenrand schräge angelehnter Schichten. Die Erhaltung derselben ist außergewöhnlich begünstigt worden. Der Bruch am Fuße des Berges hat die Erosion von ihm abgelenkt und die Kuppe von hartem Kalk ihn vor der Denudation und Abrasion geschützt.

Diese Kräfte sind uns stets als die für die Zerstörung der Strandbildungen verantwortlichen Faktoren entgegengetreten. Das Absinken der Strandbildungen an Brüchen ist aber im Wiener Becken nicht Regel, sondern eine auf bestimmte Partien des Gebirgsrandes beschränkte Ausnahme.

Bei Mödling tritt letzterer Fall ein und bis zur Kuranstalt Prießnitztal war der Abbruch der Strandbildungen zu verfolgen. Dort springt rechtwinklig zu dieser Bruchlinie der tertiäre Eichkogel vor und die Geradlinigkeit seines Nordfußes erweckt den Eindruck, daß auch hier eine Verwerfung vorliegt. Die Grundaushreibungen für die k. u. k. technische Militärakademie haben diese Annahme bestätigt. Die Erdbewegung wurde nur in den pontischen Schichten vorgenommen und blauer Tegel, wie eingelagerter Sand und Konglomeratplatten zeigten hier durchweg bergwärts, also gegen S und SW fallende Schichten, während doch am Eichkogel die Schichten gegen das Becken hin einfallen.¹⁾ (Vgl. Fig. 10, S. 132.) Am Fuße des Eichkogels läuft also eine Verwerfung entlang und durch sie dürfte auch die Tegelsteilstufe ober dem Mödlinger Friedhofe entstanden sein. In den Ziegeleien, welche hier früher lagen, wurde gefalteter Tegel aufgeschlossen²⁾ und der Wasserleitungs kanal, welcher am Gehänge etwas höher hinläuft, hat ebenfalls gestörte Schichten aufgedeckt. Ältere Schichten sind über jüngere förmlich übergeflossen und überschoben. Sind auch diese Störungen nur oberflächlicher Art, wie sie am Fuße der Hügel öfters vorkommen³⁾, so dürften sie doch Folgeerscheinungen der im tieferen Niveau verlaufenden Verwerfungen sein.

Karrer betont, daß es den Anschein habe, als ob am Fuße des Eichkogels Kongerientegel unmittelbar den marinen Sedimenten auflagere, daß bei Thallern (Südfuß des Eichkogels) der Tegel der Mediterranstufe auf Kongeriensand liegt, ferner bei Möllersdorf Badnertegel von zertrümmerten Resten sarmatischen Sandsteins bedeckt wird und wenige Schritte davon Sande der Kongerienschichten zu finden sind.⁴⁾ Auch aus diesen Beobachtungen geht zur Genüge hervor, daß die sarmatischen Schichten von einer weitgehenden Zerstörung vor Ablagerung der pontischen Schichten betroffen wurden; ihre vollständige Entfernung zeigt der erste Fall, der zweite ein Überfließen der mediterranen Schichten über die pontischen, was nur nach Entfernung der sarmatischen Zwischenlage geschehen konnte.

1) Dem liebenswürdigen Entgegenkommen des Herrn Baukommandanten der Akademie verdanke ich auch das Profil des im Parke gegrabenen Hauptbrunnens. Von 238 m abwärts wurden angetroffen: 0,8 m Humus, 1,5 m Schotter, 2 m Lehm, 1,5 m blauer Tegel, 3 m sandiger, wasserführender Lehm (?), 8,2 m blauer Tegel, 0,75 cm Konglomeratplatte, 0,25 cm blauer wasserführender Wella sand, 9 m Tegel, 1 m wasserführende Sandschicht, ca. 17 m Tegel, wasserführende Sandschicht. Gesamttiefe über 45 m.

2) Fuchs, über eigentümliche Störungen. Jahrb. 1872. Tafel XV. Fig. 12.

3) Ebenda. S. 316.

4) Karrer, Geologie . . . S. 248f. Die Möllersdorfer Ziegelei ist abgebildet in den geol. Studien XIX. Jahrb. XX. 1870. S. 12. Fig. 6. Eine Verwerfung ist zur Erklärung obengenannter Lagerungsverhältnisse eingezeichnet.

Vielleicht ist auch bei Möllersdorf die Beckenausfüllung noch von einer Verwerfung betroffen worden. Wichtig ist, daß an diesem Punkte nur mehr kleine Denudationsreste der sarmatischen Schichten erhalten blieben. Ist bei Möllersdorf in 200 m Seehöhe die präpontische Erosion noch wirksam gewesen, so muß man ihren Eintritt wohl für den größten Teil des Beckens annehmen.

Auch noch südlich des Eichkogels scheint eine Störung die unteren pontischen Terrassen betroffen zu haben. Bis zum Sattelriegel bei Pfaffstätten, wo ein Normalprofil (I. Bügel 257—260 m, 300 m breit; II. 280 m Sattelriegel, ebenso breit; III. 100 m breit; IV. und V. 350 m breite Plattform bis zum steilen Kliff in 390 m Höhe) auftritt, fehlen bald die Terrassen I und II, bald auch noch III und IV, doch ist der Gebirgsfuß nicht so geradlinig wie am Bruch bei Mödling. Im Zuge dieser Störungslinie liegt die Mineralquelle von Gumpoldskirchen. Im Abstand von 300 bis 400 m durchfurchen auf dieser Strecke ungewöhnlich tiefe Wasserrisse, an deren Ausmündung große Schottermassen liegen, die Plattform IV—V, die sich beim Übertritt in den Dolomit verschmälert. Fällt ja auch hier der Schutz durch den beim Richardshof vorgelagerten Eichkogel weg. Man kann beobachten, daß dort, wo das Randgebirge mit der Terrasse IV oder V unmittelbar zur Ebene abbricht, die Wasserrisse tiefer und steilwandiger, die zwischen ihnen liegenden Terrassenflächen aber nicht so stark zu den Gehängen dieser Erosionsfurchen zugebösch sind wie dort, wo ein minder breiter Streifen der an das Randgebirge gelagerten Tertiärschichten abgesunken ist, also die Talvertiefung eine weniger energische war.

Bei Pfaffstätten ist der Stock des Anninger durch die merkwürdige Schlucht der Großen Einöd, ein außer Funktion gesetztes Tal, durchbrochen. Ein Vorkommnis von Gosauschichten in der Schlucht¹⁾ scheint für das hohe Alter der Furche zu sprechen, die vermutlich zum Teil durch die Ausräumung des weichen Gesteins entstanden ist. Durch diese Tiefenlinie wird der eigentliche Anningerstock von einem niederen Plateau, das sich zwischen ihm und dem Lindkogel einschiebt und einen Zugang zur Gaadnerbucht gewährt, abgetrennt. Am S-Abfall des Anninger, über der Höhe des 440 bis 460 m hohen Plateaus, haben wir früher die Terrassen der Niveaus IX bis XII in die Gaadnerbucht verfolgt.

Zwischen der Einöd und der Schlucht der Pudschandellucke, ein Tal vom Charakter des Prießnitztales, ist die Terrassierung wieder eine sehr regelmäßige. Am auffälligsten sind die Terrasse des Richtberges (416 m) unter dem genannten Plateau und das steile Kliff zwischen der Richtbergeterrasse und der breiten Plattform IV, sowie die Kalvarienbergeterrasse (III) am Fuße der letzteren.

Zwischen dem Kalvarienberg und dem Helenental bei Baden mehren sich wieder die Anzeichen jugendlicher Störungen. Gegen den Badner Stadtpark fällt der Kalvarienberg steil ab, Terrasse I und II fehlen. In den benachbarten Berghofgründen drängt sich in den sonst von der Plattform IV und III eingenommenen Raum eine Bucht der Ebene und am Ausgang des Helenentales ist Terrasse IV (350 m) stehen geblieben. Ein rechteckiges Senkungsfeld scheint zwischen ihr und der Pudschandellucke zu liegen. Ober den Leithakalkbrüchen, die in diesem Gebiet wieder bis zum Niveau III emporreichen, lehnt sich eine Kalkbreccie unmittelbar an den Dolomit des Randgebirges mit einem Neigungswinkel von 35° und zwei konstante Kluffrichtungen durchsetzen ihre Schichten.²⁾ Auch diese Ablagerung scheint

1) Linke Talseite in der kurzen Einöd.

2) Karrer, Geologie. S. 186.

gestört zu sein. Interessant ist das Vorkommen von Glimmerschiefertrümmern in der Leithakalkbreccie, bei der Pudschandellucke und im Kalvarienbergstollen.¹⁾ Auf diesen Punkt des Randgebirges beschränkt, wird es von Karrer durch ein Empordringen des Materials aus der Tiefe erklärt. In unmittelbarer Nähe steigen bekanntlich auch warme Quellen von Baden in Thermalspalten empor. Am Randgebirge sind allein die mediterranen Schichten vorhanden, über dem Niveau III erscheint überall der Dolomit, ja am Kalvarienberg liegen selbst Terrasse II und III in ihm und fehlt eine zusammenhängende Anlagerung von Leithakalkbreccien, die in mehreren Brüchen in den Gaminger Berghofgründen, sowie in der Karlsgasse in Baden zu sehen sind und auch darunter im Wasserleitungsstollen mit Tegellagen in arg gestörter Lagerung angetroffen wurden.²⁾ Der Tegel kommt hier noch in 260 m Höhe vor und zwar Badnertegel³⁾, also Tegel der tieferen See. Es mehren sich jetzt die Zeichen, daß die Spuren des marinen Strandes hier am Kalkalpenrand um vieles höher liegen, als am Rande der Flyschzone. Das gleiche gilt von den sarmatischen Schichten, welche am Anninger in über 300 m angetroffen wurden. Nachdem die Aufbiegung der pontischen Uferlinien, welche bisher beobachtet wurde, nur einen ganz geringen Betrag von kaum 20 m erreicht, so besteht zwischen diesem und dem älteren marinen Strand, dessen morphologischer Ausdruck aber verloren gegangen ist, eine Divergenz.

Wir wenden uns nun der Besprechung der Gaadnerbucht zu, da die Talgeschichte der Mödling und Schwechat mit dieser Bucht in enger Beziehung steht. Betritt man, durch das enge Tal des Mödlingbaches kommend, den Talkessel von Gaaden, oder von Baden durch das Helenental wandernd, oder endlich vom Richtberg herabsteigend, die Gegend von Siegenfeld, so trifft man niedrige laubwaldbestandene Höhen mit meist plateauartigen Gipfformen und sanften Kuppen. Dazwischen dehnen sich die breiten Mulden der Täler. Das ist der Charakter der sogenannten, mit Konglomeraten und Schottern erfüllten „Gaadnerbucht“, deren Begrenzung sich schon aus dem Landschaftsbild erkennen läßt. Im Osten wird diese Grenze von den steilen Hängen des Anninger gebildet, im Norden durch den Höllenstein (646 m). Im Westen erheben sich der Gr. Buchkogel (515 m), der Füllenberg (457 m) und Bodenberg bei Heiligenkreuz (501 m), doch scheinen diese letztgenannten Höhen, welche zum Teil aus Dolomit, zum Teil aber aus Werfner Schieferen und Gosaumergeln bestehen, nur durch die Denudation entblößte Teile des Untergrundes der Bucht zu sein, die mit ihrem nördlichen Teil in das Bereich der Aufbruchlinie fällt. Noch weiter im W finden sich Schotterhügel bei Dornbach, Grub und Sattelbach und daher dürfte die Westgrenze der Bucht erst in der Linie Habelsberg (590 m), Saagberg (539 m), Höcherberg (635 m), westlich von Alland liegen. Die Südgrenze ist durch den Lindkogel gegeben, in dessen Abdachung die Schwechat eingeschnitten hat. Leider sind die Aufschlüsse in der Bucht sehr spärlich, die Höhen waldbedeckt, die Talvertiefung ist fast überall zum Stillstand gekommen, so daß selbst an den Bächen selten der Untergrund hervortritt. Die Verbreitungsgrenze der tertiären Schichten in der Bucht wurde vielfach anders angetroffen, als sie Sturs Karte angibt. Auf dem langen Rücken der Mühlparz (387—407 m) zwischen dem Spar- und Mödlingbach, sowie an seinem Abhang gegen Gaaden sind viele Sandsteingerölle zu finden, die nach den sanften Landschaftsformen zu urteilen, den ganzen Berg bedecken und den Kalk nirgends hervortreten lassen. Stur bezeichnet sie als Leithaschotter. Fossil-

1) Karrer, Geologie. S. 198/199. 2) Ebenda. S. 186.

3) Karrer, Geologie. S. 191 u. Verh. 1868. S. 167. Wolf, Die Dolomitbreccie und der Amphisteginenton v. Baden. Geol. Stud. Nr. 15. Jahrb. XXI. 1871. S. 95 f.

reste wurden aber nur tiefer unten an der Straße Sittendorf-Sparbach in Kalkgeröllen gefunden, denen Balanen angewachsen waren. Es sind also zweifellos mediterrane Schichten.¹⁾ Dagegen konnten die von Stur auf seiner Karte eingezeichneten marinen Konglomerate von Weißenbach bei Mödling nicht gefunden werden. Der steile Pachnerkogel wird hier von einem lichtgrauen Kalk gebildet, der dem Kalk des Hundskogels und den anderen, aus der Aufbruchlinie aufragenden Inseln des älteren Muschelkalkes gleicht; an seinem Abhang gegen die in das Wassergespreng führende Straße sind Gosauergel und Gosaukonglomerate erschlossen. Nur auf letztere kann sich Sturs Einzeichnung beziehen, auf diese Konglomerathülle der Kalkklippe, welche Fuchs so lebhaft an karpathische Klippenhüllen erinnert.²⁾ Ebenso bestehen der gegenüberliegende Schweizerberg (417 m) und Sattelberg nicht aus Leithakonglomerat, auf der Höhe steht im Wald derselbe lichtgraue Kalk an wie am Pachnerkogel, auf dem Gehänge gegen Weißenbach ist die Ackererde intensiv rot gefärbt und ebenso am Südgehänge des Sattelberges, was vielleicht auf Gosauschichten oder Werfnerschiefer hindeutet, während im Tal der Langenwiese wieder ein der Gosau vollkommen gleichendes Konglomerat ansteht.

Auch am Westgehänge des Anninger scheint das geologische Kolorit das Ufer der alten Bucht, nicht aber die heutige Verbreitung der in derselben abgelagerten Schichten andeuten zu wollen. In dem mit „Leithaschottern“ bezeichneten Gebiet östlich von Unter-Gaaden zeigen die großen Steinbrüche nur die Bänke eines SSE fallenden Kalkes, dessen Verwitterungsrückstand rot gefärbt ist und auch südlich von Mitter-Gaaden, wo Leithakonglomerat angegeben wird, an der Siegenfelderstraße, erscheint derselbe Kalk erschlossen. Nirgends konnte ich am Westabhang des Anninger anstehendes Leithakonglomerat finden, nur vereinzelte, fossilere Konglomeratbrocken im Tribuswinklerwald und auf den Rauchwiesen waren anzutreffen.³⁾

Kitzl erwähnt, daß an dem von Baden herziehenden Westgehänge des Anninger Breccien zu finden sind, welche zum guten Teil postmiozän zu sein scheinen.⁴⁾ Auch auf dem Plateau, welches die Einsenkung zwischen Lindkogel und Anninger bildet, konnte kein Konglomerat entdeckt werden, während Stur eine zusammenhängende Decke desselben angibt.

Diese Senke ist von bemerkenswerter Oberflächengestalt. Das Plateau fällt mit seinen höchsten Teilen in das Niveau IX. Der durch das Einödtal von ihm abgetrennten Terrassen in dieser Höhe, am Abfall des Anninger, wurde schon gedacht und ihnen entsprechen am Südrand der Schlucht das Plateau des Mitterberges, 461 m und ϕ 458 m. Der mittlere Teil der Plateaufläche ist jedoch niedriger und von einer $\frac{1}{2}$ km breiten Furche durchzogen, welche aus der Gaadnerbucht zum terrassierten Außenrand des Gebirges führt. Diese Furche ist durchschnittlich 440 m hoch (VIII)⁵⁾ und ihr Niveau ist auch als Terrasse am Plateaurand, der sich gegen die Ebene kehrt, entwickelt (ϕ 443 m ober dem Richtberg, die Plattform unter dem Mitterberg 440 m An., 250 m breit). Während aber die höhergelegenen Teile des Plateaus zu beiden Seiten der Furche aus Dolomit bestehen, tritt dieser in derselben zwar auch hie und da zutage, aber ist größtenteils von Geröllen bedeckt, wie man sich auf dem von Baden nach Gaaden über den Hühnerberg führenden Waldweg und in dessen Umgebung überzeugen kann. Es sind

1) Stur, Neogen im Tal der Mur u. Mürz. Jahrb. XIV. S. 243.

2) Fuchs, Der Gießhüblersandstein u. die Flyschgrenze bei Wien. Sitz.Ber. CVIII. Bd.

3) Ein Block aus sehr fester Kalksteinbreccie liegt auch links vom Fahrweg durch die Einöd auf der Rauchwiese (380 m An.).

4) Die miozänen Ablagerungen der Bucht von Gaaden. Annal. d. Naturh. Hofmus. IV. Not. S. 109.

5) Hühnerberg 439 m, ϕ 440 m, ϕ 446 m.

vorwiegend Sandsteingerölle, teils Flysch-, teils Gosausandsteine, ferner Gosau-mergel und wenige Kalkschotter. Gesteine der Gosauformation und Flysch stehen nur am Westufer der Bucht bei Sparbach, Sittendorf, Sulz, Wildegg, Heiligenkreuz, Alland usf. an, und von dort muß sie ein Fluß gebracht haben, der diese Rinne in das Abrasionsplateau IX einschneidet und zwar zur Zeit des unteren Denudations-Niveaus VIII, in welchem eine Terrasse das Randgebirge begleitet, mit der die Sohle dieser Rinne zusammenfällt. Vereinzelte Gerölle kommen auch unter dem Terrassenrand am Kalvarienberg bei Baden vor.¹⁾ Zur Zeit des Niveaus VIII muß also die Gaadnerbucht bereits landfest und mindestens bis zu diesem Niveau zugeschüttet gewesen sein, damit ein Fluß durch sie seinen Weg in einer Höhe nehmen konnte, welche jetzt fast dem oberen Denudations-Niveau entspricht. In späterer Zeit mündete kein Fluß an dieser Stelle, die Schwechat fließt heute weiter südlich. Am linken Gehänge des Helenentales bei Baden zeigt sich eine deutliche Terrasse in 415 m Höhe (VII) und diese setzt sich in großer Breite am Gehänge des Mitterberges (⊖ 418 m, ⊖ 420 m) talaufwärts fort. Darunter liegt bei Baden eine Terrasse in 385 m (VI).²⁾

Das heutige Schwechattal zeigt, wie das des Mödlingbaches, in der untersten Talstrecke alle Merkmale einer raschen Vertiefung. Die engste Stelle der gewundenen Klamm ist beim Klausenstein, wo ein Dachsteinkalkzug das Tal quert. Hier, wo nicht einmal die Fahrstraße neben dem Flusse Platz hat und im Tunnel geführt werden mußte, scheint die Erosion dem größten Widerstand begegnet zu sein, dadurch lassen sich auch die flußaufwärts gelegenen breiteren Talstrecken erklären, wo die Schwechat bereits ihre aus Dolomit und Lunzersandstein zusammengesetzten Talgehänge seitlich erodiert hat und auf dem verbreiterten Talboden mäandriert. Einen Mäander muß der Fluß auch einst auf dem sehr breiten Talboden gebildet haben, dessen Rest die Marienwiese unter dem Burgstall (An. 330 m) darstellt, dann aber folgte eine sehr rasche Talvertiefung, der Mäander wurde eingesenkt und schlingt sich jetzt im klammartigen Tal um den Burgstall.

Die am Klammausgang beobachtete Senkung scheint hier wie bei Mödling die Ursache des Überwiegens der Tiefenerosion über die Seitenerosion zu sein. Sie kann nicht allzulange zur Ruhe gekommen sein, da einige Zuflüsse der Schwechat ihr Normalgefälle noch nicht erreicht haben, so der bei Siegenfeld entspringende Rosenbach und das ihm links zufließende Purbachl; endlich zeigen kleine Seitengraben des Schwechattales Stufenmündungen, die aber bereits durchschnitten sind. Die beiden genannten Bäche durchfließen in ihrem Unterlauf Klammen, ihr Oberlauf hat muldenförmigen Querschnitt. (Wiesen beim Alexanderhof im Rosenbachtal, Heiligenkreuzerwiesen am Purbachl.) Allerdings trägt zu diesem Gegensatz auch der Umstand bei, daß der Unterlauf im Kalk liegt, der Oberlauf im tertiären Schotter und Konglomerat — die stark erodierenden Bäche haben eben hier die Unterlage der tertiären Beckenausfüllung angeschnitten — aber auch ihre Gefällskurven sind unregelmäßig, unten steil, oben sanft ansteigend. In der unteren Talstrecke des Purbachls liegt an dem Gefällsknick ein Wasserfall, allerdings von bescheidenen Dimensionen, aber immerhin der einzige seiner Art im Wienerwald. — Im Rosental südlich von Siegenfeld sind in der Nähe des Alexanderhofes in mehreren Brüchen Leithakonglomerate erschlossen, deren flachgelagerte Schichten in 320—330 m anstehen. Badnertegel, bei den

1) Bittner in Becker, Hernstein. S. 166.

2) Im Schwechattal sind Talterrassen häufig, ihre Rekonstruktion stößt aber auf Schwierigkeit. So ist z. B. zwischen Mayerling und Sattelbach eine Terrasse zu verfolgen, die nördlich von Mayerling bei ⊖ 381 m auftritt, dann an der Ob. Steinhofruine bei 370—380 m, beim Schwarzensteiner bei ⊖ 376 m, beim Weißenbauer bei ⊖ 373 m verläuft, talauswärts geht aber die Spur verloren.

Brunnengrabungen in den neuen Villen im Rosental und im Ort Siegenfeld angebohrt, unterlagert das marine Konglomerat.¹⁾ Diese Ablagerung einer tieferen See liegt hier in über 300 m Meereshöhe. Am Büchel, südöstlich von Siegenfeld, steigt das Leithakonglomerat bis 387 m empor, in welcher Höhe wir ihm mit Ausnahme der losen Blöcke ober der Anningerplattform noch nicht begegnet sind. In gleicher Höhe liegen die Leithakalkbrüche im Walde abseits vom Wege Siegenfeld-Heiligenkreuz und Konglomeratblöcke und Schotter, deren mediterranes Alter aber nicht sicher nachweisbar ist, finden sich südlich davon auf der Viehtrift (400 m, An.).

Die Auflagerungsfläche der mediterranen Schichten ist eine unregelmäßige, denn im Rosental sind sie noch in 320 m Höhe anzutreffen, in der aufwärts gelegenen Strecke Alexanderhof-Siegenfeld schneidet aber der Bach in den Dolomit ein, bei Gaaden ist dagegen in geringerer Meereshöhe das Grundgebirge nicht angetroffen worden.

In dem vom Mödlingbach durchflossenen Talkessel von Gaaden, aus dem kleine, von der Denudation entblößte Dolomittkuppen aufragen, wurden Sande und Gerölle mit Austern und Balanen aufgefunden, ebenso Tegel, überlagert von Konglomeraten mit marinen Konchylien.²⁾ Endlich wurde an der Heiligenkreuzerstraße in 400 m Höhe ein Tegel erschlossen, der *Helix* und *Clausilia grandis* führte.³⁾ Hier ruht ihm aber kein marines Konglomerat auf und dieser Tegel kann ebensogut ein Vertreter der ältesten Miozän-schichten des Wiener Beckens, der brackischen Grunderschichten, als ein Stellvertreter des marinen Tegels sein, welcher in der Meeresbucht Einschwemmungen vom Lande erhielt und im süßen oder brackischen Wasser abgelagert wurde. Außer diesen Aufschlüssen, die durchweg unter 400 m liegen, fehlen uns Anhaltspunkte für das Alter der Konglomerate und Schotter, welche im Reisetberg bis 457 m, bei Dornbach und Grub fast bis 500 m Höhe zu finden sind⁴⁾, und in denen noch nie marine Fossilien gefunden wurden. Auch Kittl bezweifelt ihr marines Alter und spricht von der „postmiozänen Bucht“ von Gaaden.⁵⁾ Die Sandsteinschotter im verlassenen Tal des Niveau VIII am Mitterberg bei Baden deuten auch an, daß die höchstgelegenen fluviatilen Akkumulationen jünger sind als die Leithakonglomerate, denn sie wurden über die verschüttete Meeresbucht transportiert.

Betrachtet man nun die Höhenverteilung in der Gaadnerbucht, so bemerkt man, daß zwei, von den heutigen Tälern unabhängige Tiefenlinien vorhanden sind, deren Sohlen höher liegen als jene der ersteren und ins Gipfelniveau fallen. In der südlichen Talung, die zwischen dem Lindkogel einerseits, dem Bodenberg und Reisetberg andererseits verläuft, bilden die Gipfel breite Schotterplateaus, welche sichtlich aus einer Fläche, die wie ein Talboden zwischen höheren Gipfeln eingesenkt liegt, durch die Flüsse der Gegenwart herausgeschnitten wurden. Diese Gipfelplatten senken sich in der Richtung von NW nach SE, also gegen die Austrittsstelle der heutigen Schwechat aus dem Gebirge. (Windhaagberg 454 m, 443 m, Schacherberg 414 m, ♂ 413 m, Viehtrift 408 m, ♂ 406 m, Plateau zwischen Rosental und Purbachl ♂ 388 m, ♂ 383 m.) So wird der Eindruck, als ob diese Flucht von allmählich sich senkenden Gipfelplateaus ein in die Schotter-

1) Schaffer, Neue Fundstätte von Badnertegel bei Siegenfeld. Verh. 1898.

2) Nordwestlich von Ober-Gaaden gegen Sittendorf und im Hohlweg bei Ober-Gaaden. Kittl jedoch fand keine sicheren Spuren von marinem Tegel. (Annal. Naturh. Hofmus. IV.)

3) Stur, Neogen im Gebiet der Mur und Mürz. Jahrb. 1864. S. 14.

4) Auch hier ist die Verbreitung der Schotter auf Sturs Karte überzeichnet. Zwischen Grub und Büchelbach schneidet der Sattelbach den Kalk an.

5) Annal. des Naturh. Hofmus. IV.

ausfüllung des Beckens eingeschnittenes Tal darstellen würde, bekräftigt. Die Talmündung in das Wiener Becken käme in die Niveaus IV und V zu liegen, welche durch die lange Dauer der ihnen entsprechenden Zyklen der Formenentwicklung ausgezeichnet sind. Die nördliche Tiefenlinie zwischen Bodenbergl, Reisetberg usf. einerseits und dem Höllenstein andererseits zieht gegen die Stelle, wo heute der Mödlinger Wildbach die Bucht verläßt, und der lange Rücken der Mühlparz zeigt ein ähnliches Gefälle gegen den Buchtausgang wie die Plateaus in der südlichen Talung. Bis zur Höldrichmühle bei der Hinterbrühl ist der alte Talboden zu verfolgen, wo er an den Weißenbacherkogeln (V; 360 m) endet. Eine Periode rascher Tiefenerosion liegt zwischen den Tälern des Niveaus IV—V und den Tälern der Gegenwart.

Stehen nun die an den Rändern der Gaadnerbucht auftretenden Terrassen, welche die ehemalige Inselnatur des Anninger darthun, nicht im Widerspruch mit der Annahme landfester Zustände in der ersteren und einer tertiären Entwässerung, welche wie in der Gegenwart zum Wiener Becken hinführte?

Am höchsten liegen die tertiären Schotter der Gaadnerbucht bei Grub an der Eintrittsstelle des Mödlinger Wildbaches in dieselbe und zwar erreichen sie die Höhe des Niveaus IX. In einiger Entfernung von diesem Punkt steigen sie nur mehr bis 465 m (VIII) empor und bis zu dieser Höhe scheint im allgemeinen die Bucht verschüttet worden zu sein. Damit steht der Umstand, daß die Schotterfläche im Niveau VII bereits erodiert wurde, ganz im Einklang. Für das Alter der Terrassen liegt aber kein sicherer Anhaltspunkt vor; wir können nach den Verhältnissen in der Gaadnerbucht zu urteilen, nur vermuten, daß es sich um junge, also pontische Terrassen handelt, denn ihre Entstehung fällt ganz in dieselbe Phase der negativen Uferlinienbewegung wie jene der Niveaus VI—I, die sich unter jenen unmittelbar anschließen. Nur das eine ist mit Sicherheit auszusprechen, daß die Gaadnerbucht durch eingebaute Schuttkegel verschüttet, die Akkumulationsfläche aber durch zwei Täler durchfurcht wurde, deren Niveaus pontischen Leithorizonten entsprechen.

Die Terrassenniveaus IX und X treten aber auch in ausgezeichneter Weise am Höllenstein, der das Nordufer der Bucht bildet, auf. Zum Niveau IX gehören das breite Plateau im Mödlinger Kirchwald westlich von Weißenbach (rund 460 m), die Lehnwiese im Liechtensteinischen Tiergarten (462 m), der Schachenwald (469 m), das kleine Plateau südlich Schloß Wildeggl (⊙ 463 m); zum Niveau X: das Plateau im Kaninchengarten, westlich vom Wassergespreng (⊙ 481—490), die Wiese unter dem Dianatempel im Tiergarten (490 m), der Weinberg ⊙ 481 m und das Plateau ⊙ 479 m bei Dornbach, vielleicht auch noch das breite Plateau südöstlich der Sulz ⊙ 491 m. Bei Sittendorf sind ebenfalls Terrassen bei ⊙ 416 m, ⊙ 415 m, (Kreuzriegel) ⊙ 442 m, ⊙ 436 m vorhanden; sie würden den Terrassenniveaus VII und VIII entsprechen, so daß im Gebiet des Mödlinger Wildbaches auch noch zu diesen Zeitpunkten eine Bucht ins Gebirge eingegriffen zu haben scheint. Endlich ist sowohl am Höllenstein, wie am Südufer der Bucht, am Lindkogel, die schon am Anninger in 560 m Höhe beobachtete Terrasse wiederzuerkennen. (Hausberg, südöstlich vom Sulzberg ⊙ 561 m, ferner der scharfe Gehängeknick östlich vom Lindkogelgipfel bei ⊙ 557 m, der Sulzriegel bei Schwechatbach 560 m.)

Warum drang das Meer gerade an dieser Stelle nördlich und vielleicht auch südlich vom Anninger in das Gebirge ein? Ist die Bucht eine Senke, gleichzeitig mit dem Einbruch des Wiener Beckens entstanden oder ein untergetauchtes Tal? Ihr nördlicher Teil bei Sittendorf und Sparbach liegt im Streichen der tektonischen Brühl-Altenmarkter Linie, die bereits zur Zeit der oberen Kreide als eine Tiefenlinie erscheint. Heute ist sie vom morphologischen Standpunkt betrachtet besser als Ausräumungslinie zu bezeichnen.

Das war sie aber auch schon in vormiozäner Zeit, denn am Grillenbüchl beim Liechtenstein lagert sich der Leithakalk unmittelbar auf Werfnerschiefer und unteren Muschelkalk. Es ist kein Zweifel, daß das eindringende Miozänmeer hier eine Tiefenlinie vorfand und längs ihr (Hinterbrühl, Sparbach, Heiligenkreuz) eingriff, dabei vielleicht ein Flußtal ertränkend. Dagegen kann der südliche Teil der Bucht kein untergetauchtes Tal sein, da die Schwelle zwischen ihr und dem Wiener Becken sehr hoch liegt. Die Klamm des Helenentales, eine jugendliche Erosionsform, bestand ja noch nicht. Die Zugangstiefe ist im Süden eine geringere als im Norden, die Basis der mediterranen Schichten der Bucht liegt unter der Sohle jener Schwelle, so daß die Anlage des südlichen Teiles der Niederung wohl eine tektonische ist. Die SE-NW Richtung, welche sie befolgt, tritt in diesem Gebiet auch noch in anderen Transversalstörungen hervor, so in der das Hauptstreichen kreuzenden Schichtstellung des unteren Helenentales.¹⁾

Das Eindringen des Meeres in das Gebirge muß die Talanlage in hohem Grad beeinflußt haben. Auch die Anlage der Hauptwasserscheide des Wiener Waldes (Schöpfel-Hasenriedl-Jochgrabenberg) dürfte in diese Zeit zurückgehen. Sie liegt dem Tullner Becken um die Hälfte näher als dem Wiener Becken, was in der geringen Höhendifferenz derselben wohl kaum eine befriedigende Erklärung findet, aber dieser assymetrische Verlauf ist nur ein scheinbarer, da die Entfernung vom Rande der Gaadnerbucht gleich jener vom Tullner Becken ist. Nicht minder als durch das Eindringen des Meeres, muß auch durch das Zurückweichen desselben die Anlage der Täler Veränderungen erlitten haben.

Wurde die Gaadnerbucht aber auch noch in postmediterraner Zeit unter Wasser gesetzt? Im höchsten nachweisbar pontischen Niveau V treffen wir die Schotter, die zur Zeit eines höher gelegenen Denudationsniveaus in die Bucht geschüttet wurden, bereits zerschnitten. Über der Schotterfläche laufen Terrassen an den Ufern hin, von deren Alter keine fossilführende Ablagerung Zeugnis gibt. Wir müssen die Beobachtungen am Randgebirge fortsetzen, um entscheiden zu können, ob diese Terrassen auch noch pontischen Alters sind. Ist dies der Fall, dann muß auch während der pontischen Epoche das Gaadner Becken unter Wasser gesetzt worden sein und es liegen über den, während einer Kontinentalperiode erodierten Schichten der Mediterranzeit pontische Schotter, welche bei der letzten negativen Bewegung der Uferlinie eine neuerliche Zerschneidung erfuhren. Sind dagegen die Terrassen marine Brandungskerbenebenheiten, die Schotter durchweg mediterran, so liegt zwischen der Zuschüttung des Beckens und der Gegenwart eine Periode ununterbrochener Erosion. Die Flüsse, welche dieselbe vollzogen, änderten öfters ihren Lauf. Die Schwechat mündete im Niveau VIII am Hühnerberg; im Niveau VII aber bereits nahezu an der heutigen Stelle in das Wiener Becken, wie die Terrassen am linken Gehänge des Helenentales belegen. Entweder ein tektonischer Vorgang oder ihre linken Zuflüsse drängten sie gegen Süden. Die fortgesetzte Erosion brachte die verschütteten Unebenheiten des Grundgebirges wieder zum Vorschein, die Flußläufe wurden im harten Gestein festgelegt. So durchmessen der Sattelbach zwischen Heiligenkreuz und dem Schwechattal²⁾ und die Schwechat selbst von Mayerling abwärts, sowie der Dornbach epigenetische Durchbruchtäler. Sie treten aus dem Flysch in das Verbreitungsgebiet älterer Gesteine über. Auch das Durchbruchtal des Mödlinger Wildbaches zwischen Gaaden und der Hinterbrühl³⁾ ist jedenfalls als epigenetischer

1) Bittner in Becker, Hernstein. S. 173.

2) Am rechten Ufer am Windhaagberg hat sich noch ein Schotterlappen erhalten.

3) Die sogenannte Gaadnerklause.

Durchbruch zu erklären, während wir die zweite Durchbruchstrecke desselben in der Brühl und Klausen als Anzapfungsdurchbruch erkannt haben.

Wir nehmen die Begehung des Randgebirges, südlich vom Schwechatal, am Abfall des Lindkogels, wieder auf. Von der Ruine Rauheneck bis zum Rauchstallbrunngraben ist eine breite Plattform entwickelt, die zwischen 340 m und 360 m gelegen, dem Niveau IV entspricht. Höher gelegene Terrassen sind durch das kleine Tal, welches zum Jägerhaus bei der Weilburg hinabzieht, zerstört, mit Ausnahme der großen Terrasse VI (390 m, An.) beim Rauchstallbrunngraben. Wenn auch nicht so scharf wie am Anningerabfall ausgeprägt, ist sie doch stets als größte Form am Lindkogelgehänge in den Niveaus IV und V zu beobachten. Über ihnen hat sich auch stellenweise in 390—400 m Terrasse VI erhalten, über der 400 m Isohypse steigt durchwegs ein steiles Kliff an. Terrasse III ist, soweit sie im Leithakalk und Konglomerat verläuft, ziemlich gut erhalten, dagegen fehlen unter ihr die Terrassen I und II. Aber das Gebirge bricht nicht wie bei Mödling und Baden mit einem Steilabfall zur Ebene ab, sondern in 290—300 m wird die Böschung sanfter und geht allmählich in die Ebene über. Der Gehängknick in 290—300 m Höhe folgt nicht geradlinig dem Gebirgsrand, sondern in einer unregelmäßig gekrümmten Linie. Hier handelt es sich nicht um eine Störung, sondern der Böschungsknick fällt mit der Grenze zwischen Nulliporenkalk und Konglomerat einerseits und dem Badnertegel anderseits zusammen. Die Terrassen I und II kommen in das Bereich des letzteren zu liegen und sind daher verwischt. Es ist der Umstand, daß die marinen Ablagerungen des tiefen Wassers im Süden des Beckens hoch gelegen sind, der Gestaltung von Terrassen nicht günstig.

Wo Konglomerate bis zur Ebene hinabreichen, treten auch die Terrassen in ihnen auf, wie z. B. bei Vöslau. Der Steilabfall, dessen Fuß hier zwischen dem Niveau II und III liegt, ist kein Kliff, sondern eine durch Denudation entblößte Stufe des widerstandsfähigen Gesteins.

Die höchsten Brüche im Konglomerat und Nulliporenkalk reichen beim Rauchstallbrunngraben bis 380 m empor, auch die Plattform VI (390 m), die unter der Steinerhöhe am Weg zum Lindkogel sehr deutlich ausgeprägt ist, besteht noch durchweg aus dem marinen Konglomerat. Im Wald verstreut liegen auf ihr abgerollte Blöcke eines dolomitischen Konglomerats und derselben Erscheinung begegnet man auf der Terrasse IV, welche ein gutes Stück der Waldweg Baden-Vöslau benützt. Es sind Anzeichen einer Aufarbeitung mariner Strandkonglomerate durch die pontische Brandung.

Mit der Terrasse VI schneiden die marinen Konglomerate am Randgebirge ab, an ihrem Hintergehänge bildet von 400 m aufwärts der Dolomit ein Kliff.

Bemerkenswert sind die Lagerungsverhältnisse der marinen Schichten beim Rauchstallbrunngraben. Die tieferen Steinbrüche zeigen stark nach SSE fallende Schichten, in den höheren ist nach oben ein allmählicher Übergang in weniger geneigte Schichtbänke zu bemerken, die obersten liegen vollkommen horizontal, biegen aber gegen die Ebene zu ebenfalls in schräg einfallende Bänke um. Von einer Verwerfung, an der etwa die schrägen Schichten gegen die horizontalen abstoßen, ist nichts zu sehen; man gewinnt durchaus den Eindruck der Ursprünglichkeit dieser Lagerungsverhältnisse, wie sie eben für die Struktur einer Meerhalde charakteristisch sind.

Merkwürdig ist das Vorkommen von zahlreichen gut gerundeten Sandsteingeröllen in den höchsten Schichten. Nachdem am Kliff kein Sandstein ansteht, auch sonst die Meerhalde durchweg das dolomitische Material desselben enthält, in unmittelbarer Nähe kein aus dem Flyschgebiet kommender Flußlauf mündet, so können diese Gerölle nur von der Mündung der Schwechat

im N oder von der Bucht von Merkenstein im S, wo große Massen von Flyschschottern aus dem Gebirge herausgeschafft wurden, stammen. Strandgeschiebe legen an Küsten oft bedeutende Wanderungen zurück, indem sie nicht nur von Strömungen verschleppt, sondern auch von der Brandung in einer Zickzacklinie auf den Strand hinauf und wieder herabgerollt werden. Auf diese Weise mögen auch die Sandsteingerölle hierhergekommen sein und ihr Horizont in der Meerhalde, wie deren flache Schichtung in den höchsten Bänken bilden einen deutlichen Hinweis auf die unmittelbare Nähe der marinen Strandlinie. Sie muß in 390—400 m gelegen gewesen sein, so daß sie 70—80 m höher ansteigt, als am Rande der Flyschzone zwischen Nußberg und Kalksburg. Damit steht das längs des Randgebirges gegen S stets höher ansteigende Niveau des marinen Tegels im besten Einklang. Der Wasserleitungsstollen zwischen Baden und Vöslau führt in 260—270 m Seehöhe auf große Strecken durch den Badner Tegel¹⁾ und für die Gleichaltrigkeit des letzteren mit dem Leithakonglomerat spricht wieder der Umstand, daß er vom letzteren unterteuft wird, während an vielen anderen Punkten das Konglomerat über dem Tegel angetroffen wurde.²⁾

Auch die Fauna der Steinbrüche im Rauchstallbrunngraben deutet auf die unmittelbare Nähe des Strandes hin. Das Konglomerat wird im obersten Bruch nahe der Oberfläche desselben von einer Schichte mit *Clypeaster* und *Teredo* Röhren³⁾, wie erstere auch in den Bänken der Meerhalde von Kalksburg, dort aber unter 300 m Höhe vorkommen, durchzogen. In einem tieferen Horizont erscheint eine 2 m mächtige Nulliporenkalkbank mit *Porites*, darunter endlich ein bryozoenreicher Mergel.

Die am Abfall des Lindkogels noch vorhandenen Terrassenreste sind übrigens groß genug, um eine Vorstellung von der früheren Gestalt des Randgebirges zu geben. Im Niveau IX trifft man z. B. das 1 km breite Plateau des Lusthausbodens (467 m) an, im Niveau X das 500 m breite Plateau des Josefsberges (491 m), das der Plattform des kleinen Anninger entspricht, und am Südfall gegen die sog. Gainfarnerbucht ein gleichbreites Plateau westlich vom Schloß Merkenstein (482—490 m); auch die Niveaus V—VII sind bei Gainfarn vertreten.⁴⁾ Infolge der Verästelung der Tälchen gerade in ihren oberen Strecken sind die höchsten Teile des Lindkogels am stärksten zertalt und die über 500 m gelegenen Terrassenniveaus sind kaum mit Sicherheit zu erkennen.⁵⁾

Das Konglomeratplateau von Vöslau, welches Boué eingehend untersucht hat⁶⁾, gehört entweder dem Niveau II oder I an. (Kirchenplateau 277 m, Terrasse beim Hotel Schweizerhof 285 m [An.]) Der Charakter dieses Plateaus als einer Abrasionsfläche geht aus dem Umstand hervor, daß das Strandkonglomerat, aus dem es besteht, auch über dasselbe an den Gehängen des Kablerberges und Lusthausbodens hoch emporsteigt und 15—20° südöstlich fällt.

Im S bricht das Plateau von Ober-Vöslau gegen Gainfarn mit einem Steilrand ab und zwar scheint hier wieder eine Verwerfung die Ursache zu sein, da zu beiden Seiten dieser Linie die Beschaffenheit der Brunnenwässer eine verschiedene ist. Südlich von ihr ist das Wasser kalt, im N derselben sind alle Brunnen thermal.⁷⁾

1) Vgl. auch Karrer, Geologie. S. 149 ff.

2) So z. B. in den Vöslauer Ziegeleien. Führer für die Exkursionen des neunten int. Geol. Kongresses in Wien. Exkursion in die Umgebung von Atzgersdorf, Baden und Vöslau. (Fuchs und Schaffer.) S. 5 f. 3) Ebenda. S. 6 f.

4) V: Ober der Kirche Gainfarn 360 m (An.); VI: \ominus 386 m unter dem Gemeindeberg; VII: 418 m (An.). Jede Terrasse ist 100—200 m breit.

5) Auf der Breiten Eben 520 m, westlich von Merkenstein (XI), die Hohe Rain 538 m, Scheiterboden 610 m. 6) Siehe die S. 13 angegebene Literatur.

7) Boué, Über die Verbreitung der Thermalwässer zu Vöslau. Verh. 1872. S. 113 f.

Ebenso hat man am südöstlichen Plateaurand in den Vöslauer Ziegelgruben eine nordöstlich streichende Verwerfung aufgeschlossen, an der blaugrauer Badnertegel gegen Sandschichten, welche eine Konglomeratbank enthalten (meist Flyschgerölle), abstoßen.

Das Konglomerat des Vöslauer Plateaus besteht ebenfalls neben gut gerundeten Kalkgeröllen aus Rollsteinen des Wiener Sandsteins. Da in der Nähe nirgends Flysch ansteht, werden diese Geschiebe wohl durch einen in die Gainfarnerbucht mündenden Fluß hierher gebracht worden sein.

Darauf deutet auch das Vorkommen von Ligniten mit brackischer Fauna im Tegel und Konglomerat von Vöslau, welche Karrer als Treibholzreste erklärt.¹⁾

Bei Gainfarn lagert sich an den Lindkogelabfall auch eine dolomitische Breccie, welche aus eckigen Kalk- und Dolomittrümmern besteht und durch ein klastisches Bindemittel regeneriert ist. Diese Gainfarnbreccie, in welcher noch marine Fossilien gefunden wurden²⁾, geht gegen oben in zersetzten Dolomit über, der so zerklüftet und von feinen Spalten durchzogen ist, daß er zu Breccie zerfällt und als Reibsand gewonnen werden kann.

Vielleicht ist die Zertrümmerung dieses Dolomitgehanges der Stoßkraft der Brandung zuzuschreiben, die ja hier am Lusthausboden und Josefsberg breite Plattformen geschaffen hat und daher sehr kräftig gewesen sein muß. Die Sandgruben, in denen die Breccie abgebaut wird, liegen an einem steilen Kliff in 400—440 m Höhe.

Auch bei Vöslau ist mariner Tegel in großer Meereshöhe anzutreffen, z. B. am Waldrand hinter dem Kurpark von Vöslau in 320 m, wo er allerdings nicht mehr die Badner-, sondern Gainfarn Fauna führt, die den Seichtwassersanden von Pötzleinsdorf und Speising entspricht.³⁾

Östlich vom Konglomeratplateau am Südbahnhof wurde der Tegel, der hier unmittelbar von Diluvialschottern bedeckt wird — zwischen dem Vindobonien und Diluvium liegen ja die vorpontische Erosion und pliozäne wie eiszeitliche Erosionsperioden — in einer Mächtigkeit von 150 m noch nicht durchsunken.⁴⁾

Karrer schließt daran die Bemerkung⁵⁾, daß die große Höhendifferenz des Tegels bei Vöslau und in den artesischen Brunnen am Getreidemarkt und Raaberbahnhof in Wien, in welchen nicht einmal die sarmatischen Schichten durchfahren wurden, eine Erklärung allein durch das schräge Einfallen gegen die Mitte des Beckens nicht zulasse, sondern eine Reihe von Verwerfungen zur Erklärung herbeigezogen werden müssen. Eine solche Verwerfung ist allerdings am Rande des Vöslauer Plateaus vorhanden, aber die beiden Punkte sind doch nicht ganz miteinander vergleichbar, denn der Südbahnhof Vöslau liegt nur 1,5 km vom Randgebirge entfernt, der Brunnen am Getreidemarkt aber 5,5 km, jener am Raaber(Staats-)bahnhof gar über 6 km. Wie sich selbst bei sehr geringer Schichtneigung auf eine so große Strecke bedeutende Höhenunterschiede ergeben, haben wir schon bei Besprechung des Untergrundes von Wien gesehen und dann müssen wir noch bedenken, daß im Gebiet von Wien die obere marine Tegelgrenze schon viel tiefer liegt, als bei Vöslau.

Zwischen Baden und Vöslau erhebt sich aus dem Wiener Becken der Schotterhügel des Hartberges (265 m). Seine bis kopfgroßen Sandsteingerölle sind auf Badnertegel aufgelagert und eine ähnliche Schotterablagerung wurde

1) Karrer, Geologie. S. 143.

2) Boué, Sitz. Ber. XXXVII. Bd. 1859. S. 361 und Ebenda XLVI. Bd. 1862. S. 41.

3) Betreffs der Überlagerung des blauen Badnertegels durch gelben Gainfarntegel in der Ziegelei von Vöslau vgl. auch Stur, Verh. 1874. S. 336.

4) Wolf, Jahrb. XIV. 1864. Verh. S. 57. 5) Karrer, Geologie. S. 132.

durch die Südbahn bei Vöslau erschlossen¹⁾, in der sich eingeschwemmte marine Konchylien und abgerollte Exemplare von *Cerithium pictum* fanden. Stur hält beide Schotterablagerungen für sarmatische Deltabildungen, die eine der Schwechat, die andere des Aubachs; Karrer²⁾ dagegen erklärt den Hartberg für einen diluvialen Schuttkegel; Bittner³⁾ hält ihn für jünger als das Rohrbacher Konglomerat.

Jedenfalls ist der Schotter nicht marin, wahrscheinlich postsarmatisch. Gegen das diluviale Alter spricht die starke Denudation. Der Schotterhügel dürfte seiner Höhenlage nach eine den pliozänen Schotterterrassen der Donau entsprechende Ablagerung sein. Einen Denudationsrest dieses Schotters trifft man auch beim Aufstieg zum Jägerhaus ober Dörfel in 290 m Höhe. (Rechtes Schwechatgehänge.)

5. Das Triesting- und Piestinggebiet.

Die Triesting tritt am Südrand jener Senke in das Wiener Becken über, welche als eine Bucht desselben am Südfuß des Lindkogels in das Randgebirge eingreift. Hier bilden marine Schichten den Untergrund und beweisen, daß wir eine alte Meeresbucht vor uns haben. Ihr nördlicher Teil, in dem marine Ablagerungen fast noch 7 km vom Außenrand des Gebirges entfernt, bei Merkenstein zu finden sind, wird häufig auch als die Gainfarner- oder Merkensteinerbucht bezeichnet. Der südliche Abschnitt ist größtenteils mit Schottern und Konglomeraten bedeckt, welche einen von SE nach NW bis auf über 500 m sanft ansteigenden Rücken zusammensetzen. Es ist das eintönige Waldgebiet der Kornweide, des Wolfgeistberges und der Schlatten. Im S zeigt die Bucht ihrerseits wieder eine Ausstülpung, das Grillenberger Becken, das mit miozänem Süßwassertegel und Ligniten erfüllt ist. Gleich der Schwechat fließt die Triesting am Südrand einer Senke, vom jüngeren aufs ältere Gebirge übertretend. Ihre Quellen liegen in der Flyschzone am Südabhang des Schöpfels; ein Quellbach folgt aber dem Gebirgsstreichen und zwar der Aufbruchlinie des unteren Wiener Sandsteines und Mergelschiefers am Südrand der Flyschzone. In dieser Tiefenlinie gelangt man über die Talwasserscheide am Gerichtsberg (575 m) in das Tal der der Traisen zuströmenden Gölsen. Der Dolomit hat den Hauptanteil am Aufbau ihres kalkalpinen Einzugsgebietes, nur ein schmaler Kalkzug mit dem Tafelberg (1136 m) und Almesbrunnberg (1079 m) schaltet sich nordwestlich von der Furth-Gutensteiner Linie in die Dolomitzone ein.⁴⁾ Diese bezeichnet Bittner auch als das Mittelgebirge.⁵⁾ Der genannte Werfner Schiefereufbruch Furth-Gutenstein dient als Südostgrenze gegenüber jener zerstückelten Kalk- und Dolomitzone, mit der wir uns bisher am Randgebirge beschäftigt haben — den Thermenalpen.⁶⁾

Von diesen Thermenalpen ist aber am Gebirgsrand zwischen Triesting und Piesting nichts zu sehen, denn hier schiebt sich zwischen sie und die Ebene die 520 m hohe Konglomeratplatte des Hart ein. Hie und da ragen aus dieser mit Föhrenwald bedeckten Platte kleine, dem mesozoischen Grundgebirge angehörende Einzelberge, so der Größenberg (508 m), der Buchriegel (584 m) bei Hernstein u. a. auf.⁷⁾ Östlich von ihnen bilden Gosauschichten den niederen Sockel des Konglomeratplateaus. Sie streichen in der nordöstlichen Fortsetzung der Gosaulmulde der Neuen Welt, welche hier die

1) Zugmayr und Stur, Führer zu den Exkursionen der Deutsch. Geol. Ges. S. 192.

2) Geologie. S. 184. 3) Becker, Hernstein I. S. 165 f.

4) Bittner, Verh. 1892. S. 409. 5) Verh. 1894. S. 250.

6) Böhm, Einteilung der Ostalpen. Geogr. Abhandl. I. 3. S. 445, und Grund, Die Veränderungen der Topographie im Wiener Wald und Wiener Becken. Geogr. Abhandl. VIII. 1. S. 8.

7) Bittner, Verh. 1892. S. 75.

Thermenlinie erreicht. Erst westlich von der Konglomeratplatte mit Gosausockel erheben sich höhere Kalkberge, die Vorder- und Hinter-Mandling (927 m und 969 m), das Waxeneck (742 m) und „Auf der Hohenwart“, 912 m. Ihre dem Gebirgstreichen (NE) folgenden Kämme zeigen fiederförmige Gliederung.

Die Quellen der Piesting liegen teils in der dolomitischen Mittelgebirgszone, teils in den Kalkhochalpen am Schneeberg. Dem Pernitzer Talkessel mit seinen eingelagerten tertiären Süßwasserschichten streben mehrere Zuflüsse der Piesting zu und der verstärkte Fluß geht nun daran, sich zwischen der Wand und Mandling hindurchzuarbeiten. Bei Piesting tritt er in die Konglomeratplatte über, bei deren Zersägung er auf geringeren Widerstand stieß, als in der talaufwärts gelegenen Durchbruchtalstrecke, um so mehr als auch der leicht zerstörbare Gosausockel angeschnitten wurde. Bei Wöllersdorf erreicht die Piesting das Wiener Becken, in welches von ihr ein mächtiger Schuttkegel hinausgebaut worden ist.

Südlich von diesem Talausgang steigt über das Gosabecken der Neuen Welt mit einer Steilstufe von 400—500 m Höhe die Hallstätter Kalk- und Dolomitscholle der Hohen Wand (905—1135 m) mit nordwestlich fallenden Schichten an.¹⁾ Sie ist bereits der Kalkhochalpenzone zuzuzählen.

Die Bruchsenke an ihrem Fuß wird so von dem niedrigen, nordöstlich streichenden Hallstätter Kalkzug Mahlleiten (559 m) — Größenberg (606 m) — Emmerberg (583 m) gegen das Wiener Becken abgeschlossen. In dieser bergumschlossenen Abgeschlossenheit der Neuen Welt befinden wir uns auf oberkretazischem Meeresboden und gegen die Wand hin ansteigend nähern wir uns dem alten Strande dieses Meeres. Strandgerölle bedecken ihren Fuß, marine Ablagerungen wechseln darunter mit Süßwasserbildungen und Kohlenflözen.²⁾ Der Schichtkomplex hat aber nicht seine ursprüngliche Lagerung, sondern ist stark gestört und fällt gegen die Wand zu widersinnig ein, so daß der Triaskalk der Wand über ihn geschoben ist. Diese Überschiebung muß früher erfolgt sein als die Bildung der Klüfte, welche Gosauschichten und Wandkalk zugleich durchsetzen, so daß die Gosau an den Verwerfungen geschleppt erscheint. Auch diese Störungen verlaufen N 15° W³⁾, wie die Senke am Südfuße des Lindkogels, wie die Schichten im unteren Helenental, endlich wie die Senke zwischen Wiener Becken und Gaadnerbucht beim Einödthal.

Wir nehmen unsere Betrachtung an der Triestingssenke wieder auf.

Am Talausgang bei Leobersdorf liegen große Kalk- und Sandsteinschottermassen, welche im Rangierbahnhof gut aufgeschlossen sind. Sie setzen einen flachen diluvialen Schuttkegel zusammen (Ober- und Unter-Steinfeld), der mit einem Wagram zur Alluvialebene der Triesting abfällt. Der Scheitel des Schuttkegels liegt in 280—290 m Höhe.

Der Wasserleitungsstollen geht westlich von Leobersdorf durch pontischen Tegel und Sand. Unter ihm taucht gegen W bei den Leobersdorfer Ziegeleien kalkiger Tegel hervor, untermischt mit petrefaktenführenden sarmatischen Schottern, welche auch abgeriebene marine Muschelreste enthalten.⁴⁾ Der Tegel streicht, wie oben erwähnt, auch am Wagram aus. Stur hält die Schotter für eine sarmatische Deltabildung.⁵⁾

1) Bittner, Verh. 1892. S. 75.

2) Czjžek, Der Tegel in den Kreideablagerungen von Grünbach. Jahrb. II. 1851. S. 107. Lipold, Der Köhlenbergbau bei Grünbach an der Wand. Jahrb. XIV. 1864. Verh. V. S. 210. Hauer, Verh. 1867. S. 184. Nuchten, Verh. 1867. S. 163. Schlönbach, Ebenda. S. 334. Paul, Verh. 1871. S. 77. Profile bei Zugmayr und Stur, Exkursion in das Piestingtal und die Neue Welt. Führer zu den Exkursionen der Deutsch. Geol. Ges. 1877. S. 161 und bei Bittner, Hernstein. S. 126—154 und Verh. 1892. S. 75.

3) Bittner, Hernstein. S. 145 f.

4) Vgl. Handmann, Die fossile Molluskenfauna von Kottlingbrunn. Jahrb. XXXII. 1882.

5) Beiträge zur Kenntnis der marinen Stufe des Wiener Beckens. Jahrb. XX. 1870. S. 326.

Steigt man endlich gegen W zum Lindenberg empor, so trifft man in den Weingärten zunächst auf marine Schotter und Konglomerate, bald aber stellt sich darüber eine Decke von Kalk- und Sandsteinschottern ohne Fossilien ein. In dieser findet man wieder Gerölle, die aus marinen Konglomeraten bestehen, so daß diese Decke zweifellos postmediterran, wahrscheinlich aber auch postsarmatisch ist, denn die sarmatischen Schotter liegen in einem viel tieferen Niveau. Die jungtertiären Schottermassen bilden die Oberfläche jener langgestreckten zungenförmigen Erhebung, die vom Lindenberg in 306 m Höhe bis zur Kornweide (524 m) ansteigt. Sie überragen also um einen bedeutenden Betrag die Diluvialterrasse an ihrem Südrand, die sich am Wagram bei Leobersdorf 4—6 m über den heutigen Talboden erhebt.

Bis zur Höhe des Terrassenniveaus II wurde an der Triestingmündung das Becken in diluvialer Zeit aufgeschüttet und die beiden unteren Terrassen tauchen bereits unter diese jungen Schottermassen hinab.

Wieder zeigt sich an dieser Stelle, daß die allgemeine Talanlage im Randgebirge während mehrerer geologischer Epochen unverändert geblieben ist. Mediterrane, sarmatische, jungtertiäre und diluviale Schotter- und Konglomeratmassen liegen in der Triestingbucht. Verschieden war nur das Niveau der Flüsse, denen sie ihre Aufschüttung verdanken. Nachdem die marinen Schotter und Konglomerate den gleichalten Tegel, in welchem das Aubachtal eingeschnitten ist, überlagern und im W bis zur Großau unfern Gainfarn reichen, so ist es ganz zweifellos, daß sie einst ein Delta zusammengesetzt haben müssen, welches die Triestingbucht südlich vom Lindkogel allmählich verschüttet hat.

Ist nun die Oberfläche der vermutlich jungtertiären Konglomerat- und Schotterplatte, welche vom Lindenberg über die Schlatten und den Wolfgeistberg zur Kornweide ansteigt, die Außenseite eines Deltas oder eines Schuttkegels?

Ihr Gefälle beträgt im Durchschnitt 18‰, was wohl für die Stirnseite eines Deltas zu wenig, für die Böschung eines Schuttkegels kein zu großer Betrag ist.

Damit ist die Frage aber noch nicht entschieden. Wir müssen auch auf das Verhältnis der Konglomeratplatte zu den Uferlinien achten. Die Platte liegt ja in jenem Raume, in dem sonst die Uferlinien hinziehen. Wir müssen prüfen, ob sie durch die Schotter verhüllt werden oder ob sie auch durch die Konglomeratplatte hindurchlaufen und endlich wie die Struktur derselben beschaffen ist.

Erinnern wir uns, daß wir das pontische Alter aller bis 390 m am Randgebirge emporreichenden Terrassen feststellen konnten, daß sie, wie in der Gaadnerbucht zu beobachten war, ebenso wie höher gelegene Terrassen nur als untergeordnete Erscheinungsformen einer negativen Bewegung der Uferlinie auftreten.

Betrachtet man nun die Oberfläche der Konglomeratplatte genauer, so sieht man folgendes: Von der Terrasse des Lindenberges (306—320 m) steigt die Böschung 40‰ auf 342 m an. Der Untere Sulzboden bildet in dieser Höhe ein 500—600 m breites Plateau. Wieder folgt eine Böschung von 40‰ und man erreicht eine Fläche von 3,5 km Breite, die auf diese Strecke von 365 m auf 385 m, d. i. nur 6‰ ansteigt. Dieses Plateau der Schlatten liegt in derselben Höhe wie die breite Plattform beim Richardshof, westlich vom Eichkogel.

Hinter dieser breiten Fläche steigt der Rücken mit 65‰ unmittelbar auf \odot 434 m an (Hohe Schlatten). Diese Böschung wird von Dolomit gebildet, der aus der Schotterdecke emporragt. Letztere verhüllt eine ältere Topographie, wie man sich im Triestingtal überzeugen kann, wo Schotter und

Konglomerat bald fast zur Talsohle herabreichen, bald Dolomitberge, wie der Stritzelberg (384 m An.) und „Am Brand“ (420 m)¹⁾ aus ihnen aufragen. Zwischen ϕ 434 und 445 m (An.) steigt die Böschung der Hohen Schlatten nur 15‰ an. Wir stehen hier in gleicher Höhe mit den Terrassen am Gemeindekogel und dem Hundskogel bei Gießhübel und in gleicher Höhe mit der Flußmündung am Hühnerberg ober Baden. Über eine Böschung von 45‰, welche in 465 m Höhe einen kleinen Knick zeigt, erreicht man nun das 1,2 km breite Plateau des Haus- und Wolfgeistberges (487—497 m). Es hat heute noch eine Breite von 1,2 km, aber das jenseits des Haselbaches sich erstreckende Plateau des 488 m hohen Kohlriegels hing auch mit ihm zusammen. Verbindet man diese beiden durch Erosion voneinander getrennten Formen, so erhält man eine 2 km breite Plattform, die in gleicher Höhe wie der kleine Anninger und der Josefsberg bei Vöslau liegt. Am Wolfgeistberg fand Toulà horizontale Bänke von Kalkkonglomerat, welches ihn an das Kongerienkonglomerat am Richardshof erinnerte.²⁾ Vielleicht ist es eine pontische Strandbildung. Nun steigt die Böschung endlich bei Gadenweith 100‰ zum Plateau der Kornweide an (521 m), deren unzerschnittene Fläche noch immer 700 m breit ist. Sie war aber um vieles breiter, denn noch am Taßberg bei Taßhof über 2 km westlich von der Kornweide liegt ein Schotterplateau in 527 m Höhe und bezeichnet die Austrittsstelle des Triestinglaufes aus dem Gebirge. Zwischen Taßberg und Kornweide fließt der Nöstachbach, in den Muschelkalksockel der Schotterplatte eingeschnitten; sein Tal ist hier ein epigenetisches. Um wieviel rascher die Abtragung und Ausräumung in den Werfnerschiefern und den sie überlagernden Gosauergeln der Brühl-Windischgarstnerlinie vor sich gegangen ist als in dem Muschelkalkzug des Peilsteins, läßt sich daraus entnehmen, daß der Nöstacherbach, dessen oberes Einzugsgebiet fast durchweg in jene Aufbruchlinie fällt, dasselbe zu einem Becken ausgeräumt hat, dessen Oberfläche um 50—80 m niedriger liegt als die Schotterplatte, welche im Unterlauf gequert wird. Die Gosauschichten wurden mindestens in einer Mächtigkeit von 200 m entfernt, denn am Rand dieses Beckens, in dem Hafnerberg, Nöstach und Dörfli liegen, erheben sich noch die härteren Gosaukonglomerate im Kienberg bis 686 m. Durch die posttertiäre Ausräumung der Aufbruchlinie, die Durchschneidung der Schotterdecke in der unteren Talstrecke ist das heutige Durchbruchtal des Nöstacherbaches entstanden. Es ist eine Kombination von Denudations- und epigenetischem Durchbruch.

Das Nöstacher Becken erscheint übrigens gegen NE nicht abgeschlossen, denn die Schwechat mit ihrer raschen Talvertiefung hat ihre Zuflüsse bereits bedenklich weit gegen das Becken vorgeschoben, so daß der Groisbach von Nöstach über die niedere Talwasserscheide bei Dörfli erreicht wird. Der bei Mayerling in die Schwechat mündende Raisenbach ist bereits durch die Rückwärtsverlegung der Wasserscheide in das alte Triestingtal bei Schwarzensee eingedrungen. An die Stelle der NW—SE erfolgenden Entwässerung ist eine von SW nach NE gerichtete getreten und diese Verschiebung der Wasserscheide hat nur deshalb zu keiner Anzapfung geführt, weil die Triesting bei der Abwärtsverlegung des unteren Denudationsniveaus ihre Schotterplatte nicht symmetrisch zerschnitten hat, sondern jetzt am Südrand derselben fließt. Der Dernberg bei Schwarzensee (638 m) ragt aus ihr auf und scheint eine ursprüngliche Insel im Innenwinkel der Bucht gebildet zu haben. An der Nordseite des Berges, bei Rohrbach, steigen der Triestingsschotter und das Konglomerat bis 540 m (An.) empor, während auf der Südseite und bei Taß-

1) Beim Göbelbauer ragt auch der Enzesfelderkalk aus dem Schotter auf. (Unweit Pottenstein.) (Toulà, Geolog. Notizen aus dem Triestingtal. Jahrb. XXXVI. 1886. S. 714.)

2) Ebenda.

hof, wie erwähnt, die obere Schottergrenze in 520—527 m Höhe liegt. In der Gegend von Neuhaus und Weißenbach a. d. Triesting, wo sich dieser stark zerschnittene Scheitel der Konglomeratplatte erhebt, findet man auch breite Abrasionsterrassen in anstehendes Gestein eingeschnitten und zwar in derselben Höhe wie der Scheitel der Konglomeratplatte. So dehnen sich zwischen 535 und 540 m Höhe das Plateau von Schwarzensee, südlich der Triesting die über 1 km breite Platte des Kuhberges (ϕ 536, ϕ 538 m) aus.

Keineswegs sind also die Abrasionsterrassen durch die Schotter- und Konglomeratplatte verhüllt, deren schräge Abdachung zeigt aber auch nicht die ursprünglichen Böschungsverhältnisse eines Schuttkegels oder eines Deltas, sondern genau dieselben Böschungsknicke wie alle anderen Abdachungen des Randgebirges. Der terrassenförmige Aufbau, der Wechsel von ebenen oder wenig geneigten Flächen mit stärker geneigten kehrt hier wieder und dieser kann nur aus der Umformung einer anders geböschten Form hervorgegangen sein.

In den Terrassen lassen sich genau dieselben Niveaus erkennen, welche bisher am Randgebirge beobachtet wurden, ja sie sind hier, wo die Abrasion offenbar geringerem Widerstande begegnete als im anstehenden Fels, noch in größerer Breite ausgebildet als an anderen Punkten. Wie am Anninger sind hier zwei besonders große Formen zu unterscheiden, aber noch über diese beiden Leithorizonte des Richardshofes und des Kleinen Anninger steigt die Konglomeratplatte empor und ist in rund 520 m wieder terrassiert. In dieser Höhe, welche wir als Niveau XI bezeichnen wollen, fanden wir wiederholt Abrasionsterrassen. Die Oberfläche der großen Akkumulationsform fällt abermals mit einer rund 540 m hohen Abrasionsfläche zusammen. (Niveau XII.)

Dieses Niveau bedeutete für die Triesting, die ihre Last in das Becken schüttete, die obere Grenze der Akkumulation, zugleich aber war in ihm eine starke Abrasion wirksam.

Es wäre nun ein ganz merkwürdiger Zufall, wenn beide Vorgänge nicht gleichaltrig und kausal verknüpft, sondern neben einem zufälligerweise bis 540 m aufgeschütteten Schuttkegel später Abrasionsterrassen in gleicher Höhe eingeschnitten worden wären.

Es ist doch viel wahrscheinlicher, daß das Niveau von 540 m die Höhe einer Spiegelfläche bezeichnet, welche große Abrasionsformen erzeugte und daß ein Delta in dieser Höhe zur Aufschüttung kam, dessen Stirn bei einer nun folgenden negativen Bewegung der Uferlinie, welche aber durch kürzere und längere Stillstandslagen unterbrochen war, zur Umbildung gekommen ist.

Erinnern wir uns, daß auch in die Gaadnerbucht Schottermassen bis über 500 m Höhe hineingebaut wurden und sie während der folgenden Tieferlegung der Erosionsbasis eine Zerschneidung erfuhren.

Nach dem, was wir jetzt über die Verhältnisse in der Triestingbucht wissen, läßt sich also mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit aussprechen, daß wir in der großen Akkumulationsform ein pontisches Triestingdelta zu sehen haben, entsprechend einem Hochstand des pontischen Sees von 540 m und daß alle unter diesem Niveau liegenden Abrasionsterrassen Rückzugsmarken dieses Sees sind.

Leider ist es mit den Aufschlüssen recht schlecht bestellt, gerade in den höheren Partien der Konglomeratplatte fehlen sie fast ganz und über die Struktur derselben ist wenig zu erfahren. Nur in der Nähe der Sohle des Triestingtales bei Hirtenberg, St. Veit, Pottenstein und Berndorf sind Sandgruben vorhanden und da zeigt sich nun, daß diese tiefen Lagen nicht einem Delta, sondern einem Schuttkegel angehören, denn sie sind überall flachgeschichtet. Während auf der Oberfläche der Akkumulationsform in den

Wäldern massenhaft Sandsteingerölle verstreut zu finden sind, gibt es hier in der Tiefe fast nur Kalkschotter, fast immer zu Konglomerat verbacken.

Dieses Material, das Erosionsformen der Landschaft verhüllt, liegt aber tiefer als die marine und sarmatische Strandlinie, bedeckt die marinen Schichten bei St. Veit und ist während einer Kontinentalperiode gebildet, in welcher die Triesting ihr Tal nahezu bis zur Sohle des heutigen ausgetieft hat, um es wieder zu verschütten. Erst über diesen Schuttkegel wurde das, nach unserer Annahme pontische Delta geschüttet.

Der untere Sulzboden und ein Teil des Lindenberges sind überhaupt der Begehung ganz entzogen, denn sie fallen in den Bereich des Rothschildschen Tiergartens, auf der Schlatten, am Wolfgeistberg und der Kornweide hindert überall das dichte Waldkleid die Beobachtung.

Südöstlich der Kornweide, sowie in der Nähe des roten Kreuzes am Wolfgeistberg fand der Verfasser im Walde gegen SE einfallende Bänke des Kalkkonglomerats anstehen und auch Toulou erwähnt ein solches Vorkommen.¹⁾ Diese kleinen Partien schräggeschichteter Schotterbänke sind aber doch noch nicht ausreichend, um mit Sicherheit die Struktur der höheren Partien der Konglomeratplatte als diejenige eines Deltas bezeichnen zu können.

Es bedarf weiterer Beobachtungen am Randgebirge, um die Richtigkeit unserer Annahme zu erweisen.

Wir stellen uns die Vorgänge, welche sich in der Triestingbucht seit dem Mittelmiozän abgespielt haben, vorderhand folgendermaßen vor:

Überflutung der Bucht durch das Mediterranmeer, teilweise Zuschüttung derselben durch ein Buchtendelta, Erosion des letzteren während der sarmatischen Epoche andauernd bis an die Grenze der pontischen Epoche. Während dieser Kontinentalperiode wurde das Tal fast bis zur Sohle des heutigen ausgetieft und die Erosionsrinne mit großen Schottermassen ausgefüllt. Wieder trat eine Transgression der Bucht ein und bis 540 m stieg der Spiegel des pontischen Sees an. In diesem Niveau wurde ein Delta in ihn hinausgebaut, bei dem etappenweisen Rückzug Abrasionsterrassen in dasselbe eingeschnitten, zugleich aber auch das Delta und der daruntergelegene Schuttkegel zerschnitten.

Die Triesting hat aber die Schotterplatte nicht symmetrisch, sondern am Südrand angeschnitten und ihren Lauf dadurch zum Teil im Dolomit festgelegt. Dies geschah zwischen Weißenbach und Pottenstein, zwischen Berndorf und Triestinghof und endlich an der Austrittsstelle des Flusses aus dem Gebirge bei St. Veit a. d. Triesting. Es ist klar, daß diese epigenetischen Durchbruchstalstrecken einen verengten Querschnitt besitzen gegenüber den im Konglomerat und Schotter verlaufenden. Durch diese Erosionsvorgänge wurde eine ältere Topographie aufgedeckt und zwar läßt sich folgendes erkennen: die 3,5 km breite miozäne Meeresbucht, in welche die Schotter eingelagert sind, kann in dieser Breite kein vormediterranes und dann unter das Miozänmeer untergetauchtes Tal darstellen. Auf ihre Parallelität mit in den Kalkalpen weit verbreiteten Störungslinien wurde bereits verwiesen. Hält man damit den Umstand zusammen, daß die Bucht in das Hauptschüttergebiet der niederösterreichischen Erdbeben fällt²⁾, welches an die Kammlinie anknüpft, so wird man kaum an ihrer tektonischen Entstehung zweifeln dürfen. Es fehlen dem Triestinggebiet auch keineswegs jene in den Kalkalpen regelmäßig auftretenden SW—NE verlaufenden Bruchlinien, welche senkrecht auf der vom Kesselbruch des Wiener Beckens ausgehenden Radialspalte stehen. Solche das Triestingtal kreuzende Linien sind mehrere vorhanden. Die eine ist durch die Senke zwischen dem Pfarrkogel (465 m) und

1) Jahrb. XXXVI. 1886. S. 714.

2) Sueß, Die Erdbeben Niederösterreichs. Denkschr. 33. Bd. 1874.

der Rauchstätten (506 m), welche mit dem lignitführenden Tegel der Jauling erfüllt und durch das Eingreifen von mediterranen Schichten in das Gebirge an der Ausmündung des Jaulinggrabens gekennzeichnet ist¹⁾, angedeutet. Sie findet links der Triesting ihre Fortsetzung, wo der Schotter die Einsenkung zwischen dem Stritzelberg bei St. Veit (384 m) und dem Dolomitplateau bei der Baumwollspinnerei östlich des Ortes (IV. 348 m) ausfüllt und bis zur 300 m hoch gelegenen Talsohle herabreicht. Der zweiten entspricht der Verlauf des Grillenberger Beckens mit seinen Lignitflözen. In der Fortsetzung desselben am linken Triestingufer bei Berndorf liegt der Schotter wieder nahe der Talsohle und erstreckt sich bis zum Medauhof. Diese Ablagerung erfüllt die Senke zwischen dem Dolomitberg „Am Brand“, 420 m, und dem Kalbskopf bei Pottenstein, 403 m. Vom Grillenberger Becken zweigt endlich wieder eine NW—SE verlaufende Transversalstörung ab, welcher das mit miozänem Süßwassertegel erfüllte, abgeschlossene Kleinfelder Becken folgt. Weiter im W treten im Gebirgsbau wieder NE—SW verlaufende Störungen hervor. So folgt dieser Richtung ein Zug von Lunzersandstein, der sich von der Furth-Gutensteinerlinie loslöst und über Weißenbach-Grubauer nach Tenneberg streicht, gefolgt von der Gosau, welche in den Dolomitstock des Waxenecks eindringt. Endlich zeigen die Aufschlüsse im unteren Triestingtal bei der Haltestelle Hirtenberg der Südwestbahn drei parallele dieser Richtung folgende Verwerfungen.²⁾

Das untere Triestinggebiet hat so recht den Charakter der durch den großen Einbruch des benachbarten Wiener Beckens in ihrem Aufbau beeinflussten Thermalalpen: eine Zerstückelung an Brüchen, an denen einzelne Gebirgsschollen mehr oder minder abgesunken sind.

Die zwischen ihnen liegenden Senken wurden als Flußtäler benützt, aber während der Miozänepoche ertränkt. Die eingelagerten marinen Schichten erfuhren nach dem Rückzug der Strandlinie eine teilweise Ausräumung, die stehengebliebenen Kalk- und Dolomitschollen wurden herauspräpariert. In die ausgetieften Rinnen lagern sich endlich die Flußschotter, so daß die alte Topographie wieder verschwindet. Dadurch, daß in postmiozäner Zeit die Triesting nicht mehr genau wieder auf den verschütteten Talweg traf, wurden sowohl verschüttete Erosionsrinnen wie alte Talwände bloßgelegt und erscheint der Schleier von einer weit zurückliegenden Vergangenheit gezogen.

Die früher erwähnten Ablagerungen vom Charakter der Grunder Schichten bei St. Veit³⁾, am Ausgang des schluchtartigen Jaulinggrabens, haben ein Seitenstück an der gegenüberliegenden Talseite, wo in größerer Höhe ebenfalls miozäne Schichten, aber rein marinen Charakters auftreten.⁴⁾

Durch den Jauling- oder Eisgraben aufsteigend, erreicht man den kleinen Kessel der Jaulingwiese (370 m), auf der drei Braunkohlenflöze im Süßwassertegel mit Mastodon tapiroides und derselben Clausilia grandis, die im Süßwassertegel der Gaadnerbucht vorkommt, lagern.⁵⁾ Der Tegel ist von mehreren N—S verlaufenden Verwerfungen durchzogen und wird von einem Kalkkonglomerat überlagert, welches nicht aus Flußgeröllen besteht, sondern in der Brandung gerollt scheint. Petrefakten hat es nicht geliefert.

Lignitlager finden sich auch im Grillenberger und Kleinfelder Becken, wo der Großindustrielle A. Krupp neue Schürfungen vornehmen läßt.

1) Toula, Über die Tertiärablagerungen von St. Veit a. d. Tr. und das Auftreten von *Cerithium lignitarum*. Verh. 1885. S. 219. Die Schichten führen die Grunder Fauna.

2) Vgl. Toula, Geolog. Notizen aus dem Triestingtal. Jahrb. XXXVI. 1886. S. 707.

3) Karrer, Geologie. S. 140f.; Zepharovich, Jahrb. IV. 1864. S. 711 und Toula, Verh. 1885. S. 219f. Es kommen vor *Cerith. lignitarum*, *Buccinum mutabile*, aber auch Austernschalen.

4) Handmann, Die fossile Binnenfauna von St. Veit a. d. Triesting. Verh. 1883.

5) Karrer, Geologie. S. 141.

Das Konglomerat, welches dort die Süßwasserschichten überlagert, besteht aber aus Flußgeröllen. Sie setzen einen Schuttkegel zusammen, der dem vorpontischen Triestingtschuttkegel äquivalent ist.

Die lignitführenden Tegel der Jauling werden der Stufe der Lignite von Pitten zugezählt, also mit den Grunder Schichten parallelisiert. Sie gelten als die ältesten Miozänschichten des Wiener Beckens. Es wurde nun schon bei Besprechung der Gaadnerbucht darauf verwiesen, daß dort eine Überlagerung des Süßwassertegels durch marines Konglomerat nicht nachweisbar ist.

Wohl steigen dort Schotter und Konglomerate über das Niveau des Süßwassertegels empor, gerade so wie hier auf der Jauling oder bei Grillenberg, aber wir haben gesehen, daß auch die Terrassenniveaus von 465 m und 485 m, die in die Gaadnerbucht zu verfolgen waren, pontische Ufermarken sind, daß erstere daher in der pontischen Epoche neuerlich unter Wasser gesetzt und von den einmündenden Flüssen zugeschüttet wurde. Aus dieser Zeit der Zuschüttung stammen die Schotter, welche die Höhen in der Gaadnerbucht bilden. Sie sind jungtertiär, wie ja auch schon Kittl vermutet hatte. Stur faßte alle Konglomerate und Schotter der Gaadnerbucht als marin auf und konstatierte so eine Überlagerung der brackischen Schichten durch die marinen. Die Konglomerate auf der Jauling werden dann unter Hinweis auf die Gaadner Verhältnisse ebenfalls dem marinen Miozän zugeteilt.¹⁾ Dadurch wurden die Süßwasserschichten auf der Jauling und von Gaaden zu älteren Ablagerungen als die marinen Miozänschichten, welche über erstere transgredierte. Sie werden parallelisiert mit den Schichten von Rein bei Graz, die wie bei Grillenberg und Gaaden²⁾ von fluviatilen Schottern bedeckt sind.

Wo haben wir denn bis jetzt brackische und Süßwasserschichten in enger Beziehung zu marinen Schichten kennen gelernt? Zuerst in Ottakring: Süßwassertegel mit *Helix* und *Planorbis*³⁾ unter marinen Schichten an der Dornbachmündung, dann die Lignitflöze von Mauer an der alten Liesingmündung⁴⁾, bei Vöslau⁵⁾ an der Aubachmündung, an dessen Stelle während des Miozäns ein aus der Sandsteinzone kommender größerer Fluß vorhanden war. An den beiden letztgenannten Punkten treten in den begleitenden Tönen zugleich auch Landschnecken auf und wie sie dürften Treibholzmassen vom Lande gebracht worden sein, die zur Flözbildung Anlaß gaben. Lorenz hat beobachtet, daß dort, wo verwesende organische Substanzen vorhanden sind, sich auch brackische Tierformen ansiedeln⁶⁾ und Manzoni hat das Vorkommen von brackischen Ablagerungen in echt marinen Schichten nachgewiesen.⁷⁾ Bei Vöslau kann es sich nicht um ältere als mediterrane Schichten handeln — denn die Lignite liegen in erstere eingeschaltet —, aber auch in den anderen Fällen ist nach den topographischen Verhältnissen am Randgebirge zu urteilen, die Annahme, daß es sich um Faziesbildungen der marinen Schichten handelt, nicht von der Hand zu weisen.

Betrachten wir nun von demselben Standpunkt die Bucht, in der das pontische und mediterrane Delta der Triesting liegt. Auch hier war unzweifelhaft der Einfluß des Süßwassers bedeutend. Die in der miozänen Meeresbucht gelegenen marinen Schichten zeigen auch bei St. Veit neben Austern brackische Formen. Von ihr zweigen wieder mehrere kleinere

1) Neogen im Gebiet der Mur und Mürz. Jahrb. XIV. 1864. S. 245f.

2) Bei Gaaden kann eigentlich nicht einmal von einer Überlagerung gesprochen werden, sondern nur von einem Höheransteigen des Konglomerates über den Tegel in der Nachbarschaft. 3) Siehe S. 88. 4) Siehe S. 118. 5) Siehe S. 148.

6) Lorenz, Physikalische Verhältnisse und Verteilung der Organismen im Quarner. Golf. Wien 1863.

7) Delle Fauna Marina di due Lembi Miocenici dell' alta Italia. Sitz. Ber. LX. 1869.

Buchten seitlich ab, auf die wir die Süßwassertegel mit den Lignitflözen beschränkt finden, so die Bucht auf der Jauling, von Grillenberg und Kleinfeld, welche nicht auch von nachweisbar marinen Schichten erfüllt sind. Auch durch das Vorkommen von *Mastodon tapiroides*, dessen Lebensdauer bis in die sarmatische Epoche heraufreicht, bekommt die Annahme, daß es sich auf der Jauling um ältere Ablagerungen als die marinen Schichten handelt, keineswegs Beweiskraft. Ebenso fehlt bei Pitten jedes Anzeichen dafür, daß der Tegel mit Braunkohlen von einer marinen Transgression betroffen wurde.

Stets treffen wir am Rande des Wiener Beckens brackische Schichten an Flußmündungen oder auch in Buchten neben den echten marinen Schichten. Eine Überlagerung der Lignite von Pitten, der Jauling und äquivalenter Kohlenflöze durch marine Schichten ist bisher noch nicht nachgewiesen. Es gibt dies sehr zu denken, ob diese Lignite wirklich eine eigene Stufe repräsentieren, welche älter ist als die II. Mediterranstufe.

Wir kehren an den Gebirgsrand zwischen Triesting und Piesting zurück. In dem angrenzenden Teile der Ebene heben sich unter dem pontischen Tegel bei Hölles sarmatische Sandsteine und Tegel bis 300 m empor und unter ihnen erscheinen endlich das marine Konglomerat, sowie Sande und Tegel dieser Stufe bei Enzesfeld und Lindabrunn. Das Relief der Ebene wird aber in diesem Teil des Beckens nicht durch die tertiären Schichten bestimmt, sondern durch die beiden diluvialen Schuttkegel der Triesting und Piesting, von welchen der letztere der ungleich mächtigere ist. Nur in der Furche zwischen den beiden Kegeln, gekennzeichnet durch die Lage von Hölles, Matzendorf, des Heilsamen Brunnens¹⁾ und des Teiches bei Schönau, tritt der Tegel an die Oberfläche und zugleich auch erhält der auf dem Tegel austretende Grundwasserstrom die Ebene stets feucht — bei Matzendorf bestand sogar ein Sumpf —, im Gegensatz zur wasserlosen Fläche des Steinfeldes. Bemerkenswert ist, daß zwischen dem Triesting- und Piestingtal der pontische Tegel und Sand höher ansteigt als im nördlichen Teil des Wiener Beckens, nämlich bis 280 m Höhe.

Die lakustrine Aufschüttungsfläche des Beckens ist im südlichen Teile desselben also bedeutend höher gelegen wie im nördlichen, der ehemalige Seegrund steigt zwischen Triesting und Piesting bereits bis zur Terrasse II an.

Überdies sind am Gebirgsfuß mächtige Schottermassen angelagert, welche denselben bis 300 m Höhe verhüllen, und noch über den Scheitel des diluvialen Piestingsschuttkegels erhebt sich eine Schotterterrasse, auf der die Kapelle von Steinabrückl steht, bis zu 312 m Höhe, also fast bis zur unmittlbar darüber gelegenen Terrasse des Niveaus III.

Diese hochgelegene Schotterterrasse ist vermutlich pliozänen Alters.

Der pontische Tegel ist zwischen der Triesting- und Piestingmündung auch reich an Lignitflözen, welche Czjzek nach ihrer Lagerung als Anhäufungen von Schwemmhölzern ansieht.²⁾ So wurde früher bei Leobersdorf auf Braunkohle gebaut, bei Sollenau traf man unter der 6 m mächtigen Schotterdecke Süßwasserschichten mit der Sumpff fauna von Moosbrunn, darunter Schichten mit der charakteristischen pontischen Fauna und den Lignitflözen (in 135 m Tiefe).³⁾ Diese Schichten treten 4 km von diesem Punkt entfernt bei Wittmannsdorf an die Oberfläche. Es würde dies einem Schichtfallen von 5⁰ entsprechen und wie ein Aufschluß im Südbahneinschnitt zeigt⁴⁾,

1) Diese auf der Thermenlinie gelegene Quelle entstand erst beim Erdbeben vom 23. April 1626. Sueß, Die Erdbeben Niederösterreichs. Denkschr. XXXIII. 1874.

2) Die Kohlenablagerungen von Zillingdorf und Neufeld. Jahrb. II. 1851.

3) Mayer, Das inneralpine Wiener Becken. Bl. d. Ver. f. Landeskd. v. N.-Ö. S. 357.

4) Der Einschnitt beim Wächterhaus Nr. 22 führt durch Tegel und gelben Sand. Das Schichtfallen geht sanft unter die Ebene des Steinfeldes hinab. Bericht der Wasserversorgungskommission. S. 58.

senken sich die Schichten tatsächlich gegen die Beckenmitte. Immerhin ist es möglich, daß in diesem Teil des Beckens Verwerfungen die jüngsten Tertiärschichten durchziehen, da er noch jetzt von Erdbeben heimgesucht wird. Das Vorkommen von Kongerierschichten mit Lignitflözen am östlichen Beckenrand bei Neudörfel und Wimpassing macht es höchst wahrscheinlich, daß sich diese Ablagerungen unter dem ganzen Steinfeld hindurch fortsetzen.¹⁾

Noch weit klarer als das Tal der Triesting vermag ihr Paralleltal im S, das der Piesting, über den letzten Abschnitt der Geschichte des wasserbedeckten Beckens Aufschluß zu geben. Ihr Einzugsgebiet liegt durchweg in den Kalkalpen und dementsprechend ist die Zusammensetzung des Gesteinsmaterials, das sie verfrachtet. Der diluviale Schuttkegel dieses Flusses besteht oben aus lockeren Geröllen bis zu Kopfgröße, doch fehlen feste wasserführende Konglomeratbänke nicht.²⁾ Aus ähnlichem Material, das jedoch in viel höherem Grad durch ein rötliches Kalkkonglomerat verkittet ist, öfters von sandigen Lagen und breccienartigen Bänken durchzogen erscheint, bestehen die Höhen zu beiden Seiten des Piestingtales und zwar bilden die Konglomerate links desselben die große Platte des Hart, sie bedecken bei Hernstein auch die zum Triestingtal herabziehenden Gehänge, reichen gegen das Grillenberger Becken herab, sowie gegen das Triestingtal bei Pottenstein und Enzesfeld. Südlich der Piesting setzen sie die Platte des Hasenberges zusammen (541 m), umsäumen den Gebirgsrand zwischen Raketendörfel, Fischau und Brunn und steigen an den Abhängen der Mahlleiten empor. Der Grundriß dieser Konglomeratmassen ist ein Kegel, dessen Spitze an der Austrittsstelle der Piesting aus ihrem engen Tal zwischen der Vorderen Wand (905 m) und der Mandling (927 m) bei Ober-Piesting 200 m über der heutigen Talsohle am Sulzberg in 544 m, am Hasenberg in 541 m Höhe liegt.

Von hier verbreitert sich das Konglomeratplateau gegen E, NE und SE in der angedeuteten Weise. Im SE ist sein Zusammenhang durch die als Hallstätterkalkinsel über sein Niveau aufragende Mahlleiten (559 m) zerrissen.

In der Achse Alkersdorf-Steinabrückel gemessen, hat die Konglomeratplatte eine Länge von 9,5 km, bei einer Böschung von 23 ‰. Letztere Zahl stellt aber wieder nur einen Durchschnittswert dar, denn in Wirklichkeit setzt sich das Profil aus fast ebenen und geneigten Flächen zusammen, die in Knicken aneinanderstoßen.

Der Scheitel der gegen das Becken geneigten Konglomeratplatte liegt genau so hoch wie jener der Triestingbucht, fällt somit mit den Abrasionsflächen des Niveaus XII zusammen und auch die übrigen Terrassenniveaus sind an den Gehängen der Konglomeratplatte zu unterscheiden.

Glücklicherweise ermöglichen hier zahlreiche Aufschlüsse einen Einblick in die Struktur dieser fluviatilen Akkumulationsform, die in ihrem Äußeren vollständig dem problematischen Triestingdelta gleicht und der Nachweis, daß wir ein pontisches Delta vor uns haben, kann jetzt erbracht werden.

Auch hier verhüllt das Konglomerat eine ältere Topographie, erfüllt Täler und bedeckt Rücken.

Über die Platte ragt ein Kalkrücken auf, der in der nordöstlichen Fortsetzung der Hohen und Vorderen Wand gelegen ist. (Buchriegel 584 m, GröBenberg 508 m, Rauchgstätten 506 m, Guglzipf 430 m.)

Die Triesting durchbricht zwischen Berndorf und St. Veit diesen Zug. Er trennt die Senke Alkersdorf-Neusiedel-Grillenberger, die zum großen Teil mit Konglomerat erfüllt ist, von der parallel dazu streichenden Gosaulmulde im E. Letztere verläuft in der Fortsetzung der Neuen Welt, wird aber

1) Ebenda. 2) Karrer, Geologie. S. 76.

durch die Konglomeratplatte fast vollständig verhüllt. Gosauschichten treten am Talgehänge der Piesting unter dem Konglomerat auf, ragen aber bei Hernstein auch über dessen Niveau empor. Während die Neue Welt als abgeschlossenes Becken erscheint, ist nördlich der Piesting von einer, die Ostgrenze bildenden Kalkscholle nichts zu sehen. Sie ist an der Thermenlinie abgesunken.

Das Konglomerat reicht am linken Piestingtalgehänge tief herab, an der Straße Hernstein-Unter Piesting nähert es sich auf 80 m Vertikalabstand der Talsohle, bei der Piestinger Spinnfabrik liegt es noch tiefer, wenn auch die an der Talsohle vorkommenden Partien dem Gekrieche des Konglomerats angehören dürften. Der Nulliporenkalk und das marine Konglomerat von Wöllersdorf am Talausgang der Piesting reichen weit über die untere Grenze der konglomerierten tertiären Piestingschotter empor.

Wie im Triestingtal muß der Aufschüttung des Deltas eine Periode der Erosion vorangegangen sein.

Begeben wir uns nun auf die nahezu unversehrt gebliebene Deltaoberfläche, auf das Plateau zwischen Aigen und Alkersdorf. Im Süden sieht man den großen ebenen Föhrenwald des Hart, im SW die Umrißlinien des der Mandling vorgelagerten Konglomeratplateaus gegen die Lücke im Gebirge zwischen der Vord. Wand und der Mandling konvergieren. Der Sulzberg (544 m) ist hier der höchste Punkt der Deltaoberfläche, welche sich nur wenig gegen NE senkt. An der Nordostseite des Buchriegels bei Hernstein erscheint im Triaskalk eine 500 m breite Abrasionsfläche in 535—540 m Höhe (Sulzwiese). Wir finden hier unser Niveau XII wieder. Der Rückzug des pontischen Seespiegels vollzog sich von hier ab anfangs langsam, denn die Terrassenniveaus XI und X gehen fast ohne Abstufung ineinander über (520—485 m) und bilden zusammen ein fast 5 km breites Plateau (Auf dem Hart), das sich mit einer Böschung von kaum 1° gegen die Ebene senkt. Bei der obersten Serpentine der Straße Piesting-Hernstein in 510 m Höhe liegen mehrere Aufschlüsse. Im höchsten bedecken noch horizontale Kalkbänke breccienartige Lagen, etwas weiter unten sind mächtige 10° E fallende Bänke von wenig verfestigten Kalkgeröllen zu sehen, von denen manche 0,5 m Durchmesser erreichen. Solche Gerölle sind auch allenthalben am Gehänge gegen das Piestingtal, sowie in den zahlreichen Wasserrissen, welche das Delta durchfurchen, anzutreffen. Bei Aigen fand Bittner in einem Wasserriß, der in die Kößnerschichten eingeschnitten ist, einen mit Planorben erfüllten Süßwasserkalk¹⁾ und derselbe Autor hat sich auch zuerst dahin ausgesprochen, daß die Kalkschotteranhäufung der Piesting ein altes Delta derselben und zwar kein marines, sondern eine Süßwasserablagerung sei.²⁾

An der Straße Jaulingwiese-Aigen bilden die obersten Lagen wieder Kalkbänke mit Schuttkegelstruktur. Unter 500 m tritt die charakteristische Deltastruktur mit 15°—30° gegen NE, E oder S einfallenden Schichten überall auf.

Die Aufschüttung des Deltas ging nicht allein in östlicher Richtung, sondern auch gegen N vor sich, wo es in die nun abermals untergetauchte Triestingbucht vorgebaut wurde.

Hier scheinen die Piestingdeltakonglomerate die Triestingschotter zu überlagern.

Auch an der gegen N gekehrten Außenböschung des Piestingdeltas laufen die Abrasionsterrassen hin. Besonders das Niveau IX (465 m) ist sehr deutlich ausgeprägt. Wo die Terrassen dieses Niveaus in die Flanke des Deltas eingeschnitten sind, ist das ältere Gebirge bloßgelegt und so begleiten den

1) Becker, Hernstein. S. 164f. 2) Ebenda.

Deltasaum im Norden triassische Kalkberge, die bis ins Niveau IX aufragen, wie der Pfarrkogel (465 m), die Jauling (463 m), der Neuberg bei Grillenberg (461 m), das 800 m breite Plateau nördlich von Kleinfeld (459 m). Dieselbe Terrasse ist an der Ostseite im Deltakonglomerat eingeschnitten anzutreffen, bis zu einer Breite von 700 m entwickelt. Weniger deutlich ist das Niveau VIII ausgeprägt, besser wieder das Niveau VII und VI. Die Leitniveaus V und IV erscheinen in den Terrassen ober Enzesfeld (Rauhenschachen), ferner ober Lindabrunn (Unt. Wegesbühl), endlich südwestlich von Hölles (Ob. und Unt. Reut) und in der Nähe des Marchgrabens, sowie ober dem Artillerielaboratorium Raketendörfel (363 m, An.) als sehr breite Formen. Auf Terrasse III liegt das Schloß Enzesfeld (321 m) und zwar auf einem Jurakalkplateau, während östlich Lindabrunn dieselbe Terrasse wieder im Deltakonglomerat verläuft. (+ 317 — ◊ 324 m, Pretzesbühl.) In der Umgebung von Lindabrunn und Enzesfeld taucht unter dem Deltakonglomerat das marine Konglomerat, welches mit feinen Sanden und Kalkbänken wechselagert, empor und wird in vielen Brüchen gebrochen.¹⁾

Enzesfeld selbst steht auf marinem Tegel²⁾, aber noch in höherer Lage am Waldrand, der vom Enzesfelder Friedhof zu den Brüchen von Lindabrunn führt, in 350 m Höhe (An.) tritt derselbe auf und wird hier von Sandstein überlagert. Die Schichtfolge, welche 5°—10° E fällt, ist von der Ebene gegen das Gebirge zu, von unten nach oben folgende: Tegel, Sand oder Sandstein, Kalkkonglomerat und Kalkbänke. Die Wechsellagerung von Kalkkonglomerat mit geröllführenden, sandigen oder mergeligen Lagen erinnert sehr an eine fluviatile Ablagerung und es scheint hier wie an der Triesting unter dem pontischen Schotter mariner Schotter zu liegen, der durch einen Vorgänger des pontischen Flusses aus dem Gebirge herausgeschafft wurde. Auch die große Masse gut abgerollter Geschiebe in den Brüchen von Lindabrunn deutet auf fluviatilen Einfluß hin.

Das marine Konglomerat von Lindabrunn ist von ungemein dichter Beschaffenheit, so daß es einen vorzüglichen Werkstein abgibt. Graue und weiße Kalksandsteinbänke wechsellagern mit rötlich grauen, sehr feinkörnigen Konglomeratbänken und sind in der Regel nur wenig gegen das Becken geneigt. Schräg darüber gelagert liegt mit vollkommen fossiliferen Bänken das weniger kompakte Deltakonglomerat der Piesting. Es besteht aus ziemlich feinkörnigem Kalkschotter und Sand und wird durch ein rötliches Bindemittel zusammengehalten. Seine Bänke fallen südlich vom Orte Lindabrunn gegen NE in einem Winkel von 20°—30° ein, in den tieferen Lagen ist ein allmählicher Übergang in schwebende Lagerung zu beobachten.

Man kann bemerken, daß dort, wo die Außenseite des Deltas noch unverletzt ist, also ein Rücken gegen die Ebene herabzieht, wie z. B. südlich vom Orte Enzesfeld gegen den Julienhof, auch die Lappen des Deltakonglomerats fast bis zur Ebene herabreichen, dagegen dort, wo die Deltaböschung durch Erosion angeschnitten ist, wie z. B. in dem bei Lindabrunn ausmündenden Tälchen, der Sockel des Deltas, nämlich das marine Konglomerat zum Vorschein kommt und dieses dort auch oberflächlich am höchsten emporsteigt.

Unter der Terrasse III liegen an der Straße Enzesfeld-Julienhof mehrere instruktive Aufschlüsse am Straßensattel. Am oberen Rand des einen sind schräg geschichtete Kalksande entblößt (20°—30°), darunter erscheint eine feste Konglomeratbank mit ebenfalls schräger Schichtung. Sie enthält mergeligen Kalksand eingeschlossen und geht gegen den vorderen Rand der Grube (E) allmählich in flacher und flacherlagernden Kalkletten über, der in den

1) Außer Clypeaster und Hai-fischzähnen werden äußerst selten Fossilien gefunden. Die obere Grenze der marinen Schichten scheint bei 380 m zu liegen.

2) Karrer, Geologie . . . S. 96.

unteren Lagen noch stark sandig, in den oberen dagegen reiner, nur mit einzelnen Kalkgeröllen durchsetzt und schieferig ist. (1—3 m mächtig.) Es ist das Ausgehende einer Deltabildung, der Übergang von den, vom Flusse aufgeschütteten in die aus stehendem Wasser abgelagerten Sedimente. Im Liegenden derselben erscheint ein flach gelagertes, dichtes, feinkörniges, weißes Konglomerat, welches an den Bruchstein von Lindabrunn erinnert und marin sein dürfte.

Wenn man von Lindabrunn auf der Straße nach Aigen ansteigt, sieht man die Konglomeratbänke gegen ESE zum Tale „Inner des Zaunes“ einfallen und man kann beobachten, wie an manchen Stellen die Böschung vollkommen mit dem Schichtfallen übereinstimmt und die Stirn des Deltas dort unverehrt erhalten ist.

Die Straße selbst folgt in einer ihrer Serpentinaen dem Schichtfallen. Wo aber Terrassen im Gehänge liegen, ist eine Divergenz zwischen den schräg gelagerten Bänken und der Oberfläche zu sehen und die Schichtköpfe sind abradiert.

Noch instruktiver für das gegenseitige Verhältnis von Deltakonglomerat und Leithakonglomerat sind die großen Brüche von Wöllersdorf.

In einer Mächtigkeit von 120 m lagern sich hier die mediterranen Strandbildungen an das Randgebirge, sie bilden die Gehänge des Piestingtales und treten sogar felsbildend auf. Die obersten Schichten liegen ganz flach und bestehen aus locker gefügten Bänken, welche festen Nulliporenkalk überlagern. Plötzlich gehen sie aber an der gegen die Ebene gekehrten Abdachung in geneigte Lagerung über und mit 20°—30° Neigung fallen sie gegen das Becken zu ein. An keinem anderen Punkt des Wiener Beckens ist eine so wohlerhaltene miozäne Meerhalde zu sehen wie hier. Sie lehnt sich an ein Nulliporenkalkriff und geht wie beim Rauchstallbrunngraben und bei Kalksburg in flachgelagerte Konglomerate und Leithakalkbänke über.

Wir können uns aber auch hier nicht der Ansicht anschließen, daß die schräge Lagerung der Schichten durch das Nachgeben der Unterlage und durch das Absinken zu erklären ist.¹⁾ Es wurde im Gegenteil schon wiederholt betont, wie diese Lagerung eine ganz ursprüngliche ist. Wenn auch bei Wöllersdorf der Knick zwischen schwebend- und schräggelagerten Schichten ein sehr scharfer ist, kann man doch von einer Verwerfung an dieser Stelle nicht sprechen.

In den Steinbrüchen am rechten Piestingufer kommt dem Korallenriffkalk ein wesentlicher Anteil am Aufbau der marinen Strandbildungen zu. Die obersten Bänke der Leithakalkbrüche von Wöllersdorf können daher wohl nur in geringer Tiefe gebildet worden sein. Die Oberfläche der Meerhalde liegt hier um 70 m höher als beim Rauchstallbrunngraben, um 140 m höher als bei Kalksburg und als die marine Strandlinie am Rande der Flyschzone.

Um diesen Betrag steigt sie gegen Süden an und auch die Tiefwasserablagerungen gehen im südlichen Becken höher empor als im nördlichen. Den Tegel von Grinzing z. B. erklärt Karrer für eine Ablagerung aus 40 Faden Tiefe, jenen von Baden und Vöslau aus 90 Faden²⁾, trotzdem liegt der Badnertegel an einigen Punkten höher als der Grinzingener.

Wir kommen so zu dem wichtigen Ergebnis, daß das alpine Randgebirge in postmediterraneer Zeit eine Niveauveränderung erlitten hat; entweder hat sich der nördliche Teil desselben gesenkt oder der südliche gehoben. Diese Bewegung war aber in obermiozäner Zeit so ziemlich zum Abschluß gekommen, nur

1) Vgl. R. Hoernes, Bau u. Bild . . . S. 959.

2) Vgl. Karrer, Über das Auftreten von Foraminiferen in den marinen Tegeln des Wiener Beckens. Sitz. Ber. XLIV. Bd. 1861. S. 435.

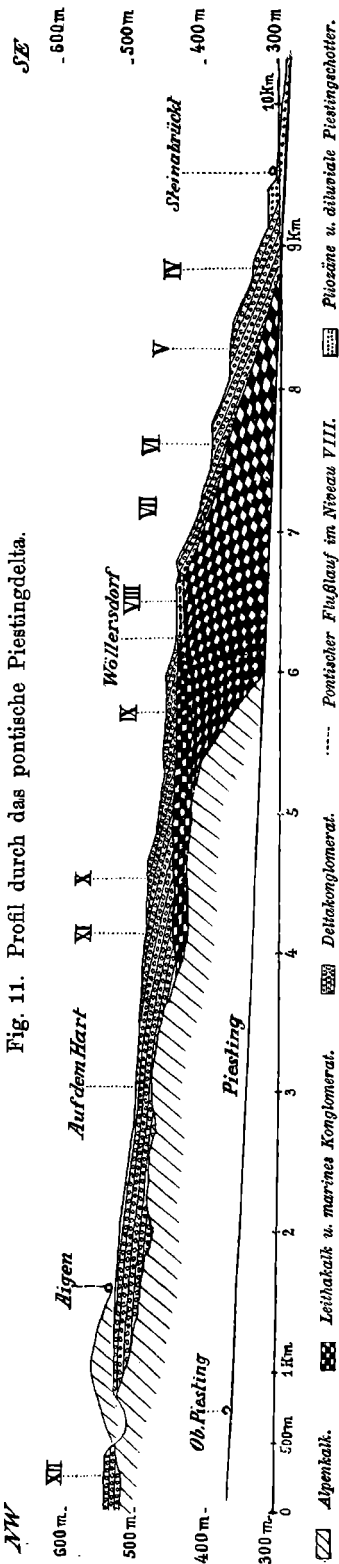


Fig. 11. Profil durch das pontische Piestingdelta.

beim Übertritt von der Flyschzone in die Kalkzone zeigen die pontischen Uferlinien ein Ansteigen von 10–15 m, sonst nur unbedeutende Niveauveränderungen. Südlich vom Anninger sind auch diese nicht mehr zu beobachten und in gleicher Höhe liegen die Deltas der Triesting und Piesting und analogen Formen in demselben Niveau werden wir auch noch weiter im S begegnen.

Die bedeutende Niveauveränderung, welche mit dem marinen Strand vor sich gegangen ist, zusammengehalten mit den geringfügigen Störungen der am Randgebirge verlaufenden Terrassen, gibt ein neues Argument für das post-mediterrane Alter derselben.

Die obere Grenze des Leithakalkes liegt also bei Wöllersdorf in 440 m Höhe und wird von einer 500 m breiten Plattform gebildet, welche zu den besterhaltenen Terrassen des Randgebirges gehört. (Vgl. für das Folgende Fig. 11.) Es ist möglich, daß hier das Niveau VIII gerade mit einer alten miozänen Strandterrasse zusammenfällt, denn die flachgelagerten höchsten Schichten des Leithakalkes machen durchaus den Eindruck einer Strandbank, welche im seichten Wasser in der Fortsetzung der Abrasionsplattform entstanden ist. Jedoch verläuft eine gleichhohe Abrasionsterrasse auch durch die Deltaböschung. Es scheint daher die alte marine Strandterrasse durch eine in ihrem Niveau wirkende jüngere Abrasion abermals ausgegraben und aufgefrischt worden zu sein.

Hat man diese 440 m hohe Terrasse überschritten und steigt man nun „Auf der Wand“ empor, so stellen sich sofort wieder die großen Kalkgerölle und rötlichen Konglomerate ein, die das Piestingdelta zusammensetzen. Soweit die Abrasionsfläche reicht, sind sie eben entfernt. Talauwärts gegen Steinabrückl am Abfall gegen die Ebene absteigend, trifft man in viel tieferer Lage, als die höchsten Schichten des Leithakalkes bei Wöllersdorf liegen, in den Hohlwegen und Wasserrissen überall nur das Deltakonglomerat erschlossen.

Zwischen Raketendörfel und Steinabrückl steigt es wieder nahezu bis zur Talsohle herab in 20°–30° östlich fallenden, felsbildenden Bänken. Das Deltakonglomerat liegt also bald höher, bald tiefer als das Leithakonglomerat, es verhüllt alle Unebenheiten einer

älteren Landoberfläche, immer aber liegt es stratigraphisch über dem Leithakonglomerat.

Betrachtet man von der rechten Talseite das Profil der linken, angefangen von den großen Kalksteinbrüchen über den Mühlwiesen bei Wöllersdorf bis zum Talausgang bei Steinabrückl, so sieht man also den Leithakalk in mächtigen Bänken von der Talsohle bis 440 m Höhe reichen und hier eine Plattform bilden, an diese aber gelehnt, den Leithakalk und das marine Konglomerat gegen die Ebene hin einfallen. Weiter talauswärts am Abfall gegen Steinabrückl tritt das Deltakonglomerat in schräger Schichtung, auch gegen die Ebene geneigt auf, so daß das Leithakonglomerat unter dasselbe einfällt. Wo die konvexe Deltaoberfläche von der Abrasion angeschnitten ist, erscheint die Konglomeratdecke, welche sich über den Leithakalk breitet, entfernt und er selbst in 440 m Höhe abgeschnitten.

Analog sind die Verhältnisse am rechten Talgehänge. Wieder reichen die mediterranen Strandbildungen von der Talsohle bis 440 m empor, sind aber in dieser Höhe an einer Plattform abradiert (Kalkofen), die im Hallstätter Kalk liegt. In den taleinwärts gegen den Marchgraben liegenden Brüchen treten die Korallenriffbildungen auf, während gegen die Ebene zu mächtige Nulliporenkalk- und Konglomeratbänke im Winkel von 20—25° einfallen. Fast an der Oberfläche dieser Plattform, in den höchsten schräggelagerten Bänken des Leithakalkes sind diese erodiert und es ist ein Flußbett erschlossen, welches mit flachgelagerten Kalksanden und Kalkkonglomeraten verschüttet ist. Es entspricht dieser Fluß, der also etwas weiter südlich floß als die Piesting der Gegenwart, dem unteren Denudationsniveau VIII, welches durch die großen, 440 m hoch gelegenen Abrasionsterrassen an den beiden Seiten des Talausganges markiert ist. Das Flußbett läßt sich in seinen Windungen durch die großen Steinbrüche, an mehreren Punkten am oberen Rand derselben erschlossen¹⁾, hindurch verfolgen. Auch bei Rud. Hoernes findet sich dieser Aufschluß abgebildet²⁾ und die Ansicht ausgesprochen, daß diese teilweise Zerstörung der Leithakalkbänke und fluviatile Ablagerung entweder einer der jüngsten Phasen der Tertiärzeit oder bereits dem Eiszeitalter angehören mögen.

Das Deltakonglomerat umsäumt den Fuß der Leithakalk- und Konglomeratbildungen von Wöllersdorf bis nach Fischau. Mehrere große Plattformen wie jene bei den Kaufäckern (IV, 341 m) sind in ihnen eingeschnitten. Über dem Niveau VIII liegen aber die Terrassen im Hallstätter Kalk. Erwähnenswert sind: ϕ 464 m (IX) westlich vom Wöllersdorfer Kalkofen, Teufelmühlstein 482 m (X) und die Steinereben, ein wahres Muster einer 1 km breiten Abrasionsfläche, 510—532 m. Diese Niveaus XI—XII waren mit dem, jetzt durch die Erosion abgetrennten Fuchsboden, ϕ 510—545 m, sogar 1800 m breit. Sie entsprechen der Deltaoberfläche.

Vom Delta ist am rechten Piestingufer der Hasenberg (ϕ 541—533 m, An. XII), sowie das Konglomeratplateau südöstlich Unter-Piesting (480 m, ϕ 486 m, X) erhalten geblieben. Die Deltaoberfläche findet talaufwärts in einer Erosionsterrasse seine Fortsetzung (Terrasse ϕ 561 m südwestlich von Starhemberg, die Terrasse „Im Hartl“ ϕ 572 m südlich Wopfing), aber in dem engen Durchbruchstal zwischen der Wand und der Mandling verliert man ihre Spur. Eine bereits aus der Zeit der Zerschneidung des Deltas stammende Terrasse läuft am rechten Talgehänge von ϕ 524 m ober Wopfing über die Ruine Starhemberg (ϕ 519 m) unter dem Hasenberg hin. Am

1) Ich bin Herrn Prof. Hans Crammer, der dieses Flußbett entdeckte, sowohl dafür, daß er mich auf dasselbe aufmerksam machte, als auch für wohlgelungene Photographien zum besten Dank verpflichtet.

2) Bau und Bild. S. 959. Fig. 10. In unserer Fig. 11 ist das Bachbett von der rechten auf die linke Talseite projiziert.

linken Talgehänge ist eine niedere, aber auch nicht bis zum Talausgang zu verfolgende Terrasse zu beobachten (⊙ 435 m an der Straße Hernstein—Piesting, beim Kuhweggraben ober Unter-Piesting 423 m (An.), die Kranzkogeln ⊙ 418 m, ⊙ 417 m).

Von Waldegg aufwärts bildet die Piesting ein enges steilwandiges Durchbruchstal, dessen engste Stellen dort liegen, wo es durch den Dachsteinkalk führt. Bei Pernitz jedoch betritt man einen weiten Talkessel, der, im Streichen der Furt-Gutensteiner Linie gelegen, wahrscheinlich tektonischen Ursprungs ist. Nördlich vom genannten Ort, am rechten Talgehänge der Mira, tritt sehr hartes Kalkkonglomerat auf, das bis 515 m (An.) ansteigt, aber jedenfalls stark gestört ist, denn es fällt nicht gegen das Becken, sondern nordwestlich und westlich bergwärts. Ebenso ist bei Waidmannsfeld und Neusiedl ein ähnliches Kalkkonglomerat erschlossen. Bittner hält es für Schotter einer Piesting, welche vor Durchnagung der Dachsteinkalkengen weiter südlich floß.¹⁾ Nun liegt aber, wie bereits Bittner bekannt gewesen ist²⁾, in der Tiefe des Beckens ein Tegel, den ich am Wege von Pernitz zur Villa Raimund am linken Talgehänge der Piesting von Konglomerat überlagert und in gestörter Lagerung westlich und südwestlich fallend antraf. Das scheint dafür einen Anhaltspunkt zu geben, daß der Talkessel von Pernitz von einem See eingenommen war und vielleicht sind die Konglomerate von Muckendorf und Waidmannsfeld Deltabildungen. Das Konglomerat, welches sehr stark verfestigt ist und einen älteren Eindruck macht als die Deltakonglomerate der Piesting und Triesting, teilt Stur der Stufe von Rein zu.³⁾ Jedenfalls hat das Becken starke Störungen erlitten und zwar vor noch nicht allzulanger Zeit, denn darauf deuten die fast 100 m hohe Talstufe der Mira, über welche der Bach in mehreren Fällen herabstürzt, und die kleinere Stufe im Seebauergraben. — Wir kehren zum Randgebirge zurück. Wie erwähnt, lehnt sich auch südlich der Piesting das Deltakonglomerat an das Gebirge und es greift zwischen der Steiner- und Brunner Eben in die Talung der Zwyerwiesen (486 m) ein, welche nach Dreistätten in die Neue Welt führt. Bei Brunn und Fischau lagert es an den Gehängen und zeigt hier wieder ausgesprochene Deltastruktur (20—25° SE—SSE-Fallen).⁴⁾ Hinter der Wasserleitung bei Fischau gegen die Mahlleiten emporsteigend, trifft man auf großen Strecken die unverletzte Oberfläche des Deltas erhalten. Das Schichtfallen und der Böschungswinkel der Gehänge sind hier identisch. Es gibt Partien, die südöstlich, aber auch solche, welche geradezu gegen S einfallen. Es stimmt dies mit der Richtung, aus welcher die Aufschüttung kam, gut überein.

Wer aber die Struktur des Piestingdeltas in kurzer Zeit an einer charakteristischen Stelle kennen lernen will, der wandere durch das kleine, klammartige Tälchen, welches zwischen Brunn und Fischau in die Konglomeratplatte eingeschnitten ist, aufwärts zur Zwyerwiese, einem Sattel zwischen Mahlleiten und Radbauriegel. Felswände, aus den nach S einschließenden mächtigen Konglomeratbänken aufgebaut, engen die Schlucht ein und wo letztere nicht von der Talerosion zerschnitten und an Abrasionsterrassen eingeebnet sind, bewahrt das wasserdurchlässige, äußerst widerstandsfähige Material seine alten Oberflächenformen.

Wenn man dann über die Zwyerwiese und Dreistätten zur Ruine Starhemberg wandert, trifft man noch einzelne Denudationsreste des Konglomerats nordöstlich des Ortes Dreistätten, welche die Verbindung des Fischauer Konglomerats mit dem Deltarest am Hasenberg auch auf dieser Seite herstellen. Nördlich und südlich vom heutigen Piestingtal ist eine

1) Becker, Hernstein. I. S. 165 und Verh. 1892. S. 76.

2) Becker, Hernstein. I. S. 165. 3) Jahrb. XIV. 1864. S. 247.

4) Vgl. auch Karrer, Geologie. S. 76.

Bifurkation im Delta vorhanden, die erstere veranlaßt durch den Rücken des Buchriegels, Größenberges und der Rauchgstätten bei Hernstein, die zweite durch die Mahlleiten bei Fischau. Diese Berge ragen über die Deltaoberfläche auf, während die vorpontische Landoberfläche zwischen ihnen von den pontischen Schottern fast durchweg verhüllt ist. Vgl. Fig. 11. S. 162.

Die Talung bei der Zweyerwiese, welche das Konglomerat nur noch zum Teil erfüllt, scheint auch auf die vorpontische Zeit zurückzugehen und durch Ausräumung von Gosauschichten entstanden zu sein, welche zwischen die Kalkschollen des Größenberges und der Mahlleiten eingriffen. Ein solches Eingreifen der Gosau ist auch an anderen Punkten des Randgebirges der Neuen Welt zu beobachten, so im Brunnertal bei Muthmannsdorf zwischen Größenberg und Brunnerereben, beim Wolfsgraben zwischen Engelberg und Emmerberg, bei Winzendorf zwischen Dachenstein und „Am Kaltenberg“. Diese Streifen von Gosauschichten verlaufen stets in nordwestlicher Richtung und sind gleichsam zwischen den durch Dislokationen zerhackten Kalkschollen des Randgebirges eingeklemmt. Auch die Leithakalke und Konglomerate folgen in ihrer Verbreitung diesen Senken des Randgebirges und lehnen sich, unter dem Deltakonglomerat empor tauchend an die Gehänge der Talung, die von Dreistätten nach Fischau führt und ebenso an jene des Frauenberges, in der Senke zwischen Engelberg und Brunnerereben.

Die eingehenden Untersuchungen von Karrer in den Aufschlüssen von Brunn und Fischau setzen uns in die Lage, das Alter derselben auch auf paläontologischem Wege bestimmen zu können. Allerdings bezeichnet Karrer dieses Konglomerat auch als Rohrbacher Konglomerat¹⁾ und verbindet es mit jenem Kalkkonglomerat von gleicher petrographischer Beschaffenheit, das zu beiden Seiten der Schwarza, also auch bei Rohrbach auftritt. Zwischen diesem echten Rohrbacher Konglomerat und unserem Deltakonglomerat, das vom ersteren auch räumlich getrennt ist, besteht aber ein durchgreifender Unterschied in den Lagerungsverhältnissen. Das Konglomerat von Brunn und Fischau lehnt sich nämlich an das Randgebirge, fällt bald sanft, bald steil von demselben weg nach S, SSE oder SE²⁾, das echte Rohrbacher Konglomerat, d. h. der verfestigte Schwarzaschotter aber liegt flach oder fällt ganz unbedeutend in der Richtung der heutigen Abdachung des südwestlichen Wiener Beckens, entsprechend der Richtung des Schwarzalaufes und der Achse dieser Schuttkegelbildung N—E ein.

Es sind zwei ganz verschiedenartige und verschiedenaltige Formen, die von zwei verschiedenen Flüssen aufgebaut wurden. Die beiden letzteren haben ein kalkalpines Einzugsgebiet, ihre Geschiebemassen besitzen große petrographische Ähnlichkeit, aber deshalb dürfen wir doch nicht beide zusammenziehen, über dem Baumaterial das Gebäude vergessend. Es ist daher der von Karrer für das Alter des „Rohrbacher Konglomerates“ in der Umgebung Fischaus erbrachte stratigraphische Beweis³⁾ eigentlich für das Piestingdelta erbracht.

Auch Östreich⁴⁾ hat bereits die Identität des Konglomerats von Brunn mit dem Rohrbacher Konglomerat bezweifelt und auch darauf hingewiesen, daß z. B. seinerzeit das ebenfalls als Rohrbacher Konglomerat bezeichnete

1) Karrer, Geologie. S. 70.

2) Siehe auch Fig. 2. in Geol. Stud. XVII. Jahrb. XXIII. 1873. S. 152. Sueß hat schon früher die geneigte Lagerung des „Rohrbacher Konglomerats“ von Fischau hervorgehoben. Wasserversorgungsber. S. 57.

3) Karrer, Über das Alter des Rohrbacher Konglomerats. Geol. Stud. XVII. Jahrb. XXIII. 1873.

4) Ein alpines Längental zur Tertiärzeit. Jahrb. II. 1899.

Konglomerat weiter nördlich zwischen Steinabrückl und Enzesfeld (also die Hauptmasse unseres Piestingdeltas) sich durch seine Struktur als Delta-bildung erwiesen hat.

Die Lagerungsverhältnisse sind bei Brunn und Fischau kurz folgende: Nulliporenkalk ziehen von Wöllersdorf am Fuß der Mahleiten bis zu den Goldsteinäckern bei Fischau. Sie tauchen unter den Deltakonglomeraten auf und reichen an den Gehängen bis 400—440 m empor. Ihr Fallen ist gegen die Ebene gerichtet. Die unteren Partien der Gehänge sind von dem Deltakonglomerat gebildet, unter denen der Nulliporenkalk in der Fischau-Dreistättner Talung ganz verschwindet. Eine Auflagerungsfläche beider Konglomerate ist erst südlich dieser Talung erschlossen. Am Abfall der Brunner-eben treten die mediterranen Strandbildungen wieder auf und sind hier mannigfaltig entwickelt, teils als sehr feste, aus eckigen roten, grauen und weißen Kalktrümmern bestehende Breccie, ein regeneriertes Trümmergeröll des Strandes, der sogenannte Wurstmarmor¹⁾, dessen Zugehörigkeit zu den mediterranen Bildungen aus seiner Wechsellagerung mit fossilführenden Sandsteinen und Konglomeraten hervorgeht²⁾, teils als blauroter Nulliporenkalk. In dem südlichsten Aufschluß, dem südlichsten von Leithakalkbildungen im Wiener Becken überhaupt, am Hasenberg (Südabfall der Brunner-eben) lagert eine Bank des Deltakonglomerats unmittelbar auf dem schräg gegen die Ebene einfallenden Nulliporenkalk.³⁾ War das postmediterrane Alter des Konglomerats dadurch festgestellt, so konnte es noch genauer bestimmt werden, als beim Bau eines Aquädukts der Wasserleitung unfern Brunn über einem Tegel das Konglomerat aufgeschlossen wurde und dieser Tegel *Ervilia podolica*, *Cardium obsoletum* und mehrere sarmatische Foraminiferen lieferte. Daraus zog Karrer den Schluß: „daß das „Rohrbacher Konglomerat“ (Deltakonglomerat in diesem Fall) jedenfalls jünger als das Leithakonglomerat sei, daß aber dasselbe, da es den sarmatischen Tegel überlagert, von mindestens gleichem geologischen Alter sein muß, wahrscheinlich aber einer noch jüngeren Stufe, nämlich den Kongerienschichten angehört, wofür als Grund neben der Überlagerung des Sarmatischen auch noch angeführt werden könnte, daß es selbst nirgends von anderen jüngeren Tertiärbildungen bedeckt erscheint, sondern stets unmittelbar unter dem Schotter und Lehm des Diluviums verschwindet.“⁴⁾ Endlich wurde im Konglomerat bei Brunn am Steinfeld der Unterkiefer eines *Dinotherium Cuvieri* gefunden⁵⁾, das der zweiten Säugetierfauna des Wiener Beckens angehört und dadurch das pontische Alter sicher festgestellt. Damit stimmen die bisher auf dem Weg der morphologischen Beobachtungen gewonnenen Resultate über das Alter des Piestingdeltas überein und wir haben nun auch den stratigraphischen Beweis, daß es in pontischer Zeit aufgeschüttet wurde und da tiefere Uferlinien in ihm eingeschnitten sind, diese wie die höchsten auf die pontische Epoche zurückgehen.

Kaum ein anderer Teil des Randgebirges dürfte seit der pontischen Epoche solche Veränderungen erlitten haben, wie die Neue Welt und ihr Randgebirge. Es ist nämlich der auffallende Umstand zu beachten, daß

1) Karrer, Geologie. S. 80.

2) Karrer, Geologie. S. 81.

3) Ebenda. S. 77. Die Anlagerung des „Rohrbacher Konglomerats“ an das Leithakonglomerat von Brunn wurde übrigens schon von Sueß im Wiener Wasserversorgungsbericht ausgesprochen. S. 57 und Profil im Atlas. Diese Lokalität ist nicht zu verwechseln mit dem obengenannten Hasenberg bei Piesting.

4) Geol. Stud. XIII. Jahrb. XXIII. 1873. S. 74 f.

5) Bittner, Verh. 1889. S. 157, und Vacek, Verh. 1882. S. 342.

dem alten Piestingdelta bei seinem Austritt aus dem Gebirge das rechte Talgehänge dort, wo es von Gosauschichten gebildet wird, fehlt und das Becken der Neuen Welt quer über das zwischen der Mahlleiten und der Wand durchbrochene Gehänge durch eine Tiefenlinie bei Dreistätten mit dem Piestingtal in Verbindung steht. Es ist ganz ausgeschlossen, daß zu gleicher Zeit, als die Piesting in östlicher Richtung aus dem Gebirge austrat und ihr Delta bis zu einer Höhe von 540 m aufschüttete, zwischen den beiden Kalkschollen der Hohen Wand einerseits und des Größenberges und der Mahlleiten andererseits, welche heute die Neue Welt begrenzen, bereits ein orographisch hervortretendes Becken bestand, weil sonst die Piesting nicht ihren Weg gegen E genommen, sondern sich in die Senke der Neuen Welt ergossen hätte. Ferner ist folgendes zu beobachten: am Randgebirge zwischen dem Wiener Becken und der Neuen Welt laufen bis Brunn ganz regelmäßig die pontischen Uferlinien hin, teils im marinen, teils im Deltakonglomerat, teils im Triaskalk eingeschnitten. Die letzteren, welche selbstverständlich die höchsten sind, zeichnen sich hier, da die Zertalung eine sehr geringe ist, durch große Unversehrtheit aus und die Abrasionsflächen der Steinereben (XI/XII), der Brunnereben (XII: ϕ 544 m, XI: 505—520 m, An.), des Radbauregels (XII: 542 m, An.) gehören zu den besterhaltenen Formen ihrer Art. Südlich der Brunnereben (am Hasenberg), wo die südlichsten marinen Schichten des Wiener Beckens erschlossen sind, fehlen auf eine Strecke von 9 km bis Würflach alle tertiären Randbildungen; steil und ohne Terrassierung fällt das Randgebirge zu der mit Diluvialschottern bedeckten Ebene ab. Hier müssen große Störungen das alte Ufer betroffen haben. Die Gipfelplateaus des Randgebirges gleichen auf dieser Strecke zwar Abrasionsflächen, sie sind aber nicht mit Sicherheit in unsere Niveaus einzureihen. So schiebt der Emmerberg ein 564 m (An.) hohes Plateau vor, über der Ruine Emmerberg bildet eine 474 m hohe Plateaufläche die Scheide zwischen Wiener Becken und der Neuen Welt, so daß das Randgebirge an dieser Stelle unter das Niveau X herabsinkt.

Nimmt man an, daß seit der pontischen Epoche auch an diesem Punkt die Niveauverhältnisse unverändert geblieben sind, so käme man zu dem Schluß, daß der pontische See bei seinem Höchststand dieses aus Kalk bestehende Randgebirge überflutet haben und in das Gosabecken eingedrungen sein muß. Wie weit dies geschah, wissen wir aber nicht, denn dort, wo wir die höchsten pontischen Terrassen zu suchen hätten, steigt heute die Sohle des Beckens der Neuen Welt ganz allmählich von 350 m auf 600 m zu dem von Schutthalden umsäumten Fuß der Wand an. In der Neuen Welt hat sich auch niemals eine Spur einer tertiären Ablagerung finden lassen.

Es bieten sich nun drei Möglichkeiten, die Oberflächengestalt dieses Gebietes zu erklären.

1. In vorpontischer Zeit war das Becken noch hoch mit Gosauschichten erfüllt, die Kalkscholle, welche es vom Wiener Becken trennt, noch nicht ausgearbeitet, so daß die obersten pontischen Terrassen an über 540 m hohen Gosauhöhen, etwa in der Mitte des heutigen Beckens zu liegen kamen. Es hätte dann auch noch eine durch spätere Denudation entfernte Hügelreihe, welche das rechte Talgehänge der Piesting bildete, bestehen müssen. Die an dasselbe gelehnten Deltakonglomerate mit ihrer leicht zerstörbaren Unterlage wurden entfernt.
2. Es wurden die zwischen der Kalkscholle der Wand und ihrem niederen Gegenflügel eingelagerten Gosaubildungen in postpontischer Zeit von so heftigen Störungen betroffen, daß das rechte Talgehänge der pontischen Piesting hinabsank und an die Stelle der gleichsinnig vom Wiener Becken zum Abfall der Wand ansteigenden Abdachung das heutige Becken trat.

3. Es wurden sowohl das Randgebirge wie die Gosaumulde disloziert und es geriet letztere unter das Niveau der höchsten pontischen Terrassen. Die an dasselbe angelagerten Tertiärbildungen sanken ab, die Gosaumulde wurde aber in hohem Grade der Denudation ausgesetzt und ausgeräumt.

Die letztere Erklärung entspricht den Tatsachen am besten. An verschiedenen Punkten des Randgebirges hatten wir bereits Gelegenheit wahrzunehmen, um wieviel stärker undurchlässige Schichten in gleichem Zeitraum zerstört wurden als durchlässige. Am wenigsten widerstandsfähig haben sich aber nach den Flyschmergeln die Gosauschichten gezeigt, insbesondere die Gosaumergel, die sich zu einem feuchten Letten zersetzen. Eine Ausräumung der Bruchsenke der Neuen Welt durch die kleinen Bäche, welche ihr entströmen, ist also wohl ganz gut denkbar, aber ebenso gewiß ist es, daß sie, wie ihr Randgebirge, in die Zone der größten Zertrümmerung der Kalkzone fällt und bis in die jüngste geologische Vergangenheit Störungen erlitt. Der Absturz der Hohen Wand läuft parallel mit der Thermenlinie von SW nach NE und bezeichnet den stärksten Abbruch, den der östliche Flügel der nördlichen Kalkalpen erlitten hat. Der Triaskalk ist entgegen der sonst von Bittner konstatierten Schuppenstruktur, welche eine Stauung der einzelnen Schollen gegen NW bedeutet, nach SE über die jüngeren Gosauschichten überschoben.¹⁾ Zu gleicher Zeit ist die überschobene Gosau von Blättern durchsetzt, welche nordwestlich verlaufen. Nördlich und nordwestlich verlaufen auch die in Senken des Randgebirges der Neuen Welt eingelagerten Gos austreifen (S. 165) und in dieser Richtung springt die Kalkscholle der Mahlleiten keilförmig in das Wiener Becken vor. Der nordöstliche Teil der Neuen Welt bei Dreistätten liegt bedeutend höher als der südwestliche. Im Hochkogel und Radbauriegel (565 m) sind noch Reste der rechten Talumwallung der Piesting erhalten. Sie dürfte nur durch die starke Erosion des Muthmannsdorferbaches einerseits und der kleinen Wasserrisse auf der rechten Seite des Piestingtales, wie des Schindergrabens bei Starhemberg, anderseits durchbrochen worden sein. Der ungestörte Verlauf der Terrassen auf der Steiner- und Brunnereben spricht gegen postpontische Dislokationen. Bemerkenswert ist übrigens auch, daß das bereits an einigen Punkten über den pontischen Terrassen angetroffene Niveau von 610 m am Fuß der Vorderen Wand ober Dreistätten in breiten Abrasionsflächen vertreten ist. (Hirnfitzstein, Schneckenwald.)

Südwestlich von diesem Teil der Gosaumulde, der als ziemlich abgeschlossenes, durchschnittlich 500 m hohes Becken erscheint — wir wollen es Dreistättner Becken nennen — liegt das breitere und tiefere Becken von Stollhof, Meiersdorf und Gaaden in rund 400 m Seehöhe. Es erstreckt sich zwischen jenem Teil des Wandabsturzes, der sich ohne jede Vorstufe nur mit einer Schutthalde gegen das Becken absetzt, von Wechselflächen zwischen Wandkalk und Gosau (Heilenstein bei Stollhof) durchsetzt ist, einerseits, der Größenbergleiten, Emmerberg und Dachenstein anderseits. Diese Randberge der Neuen Welt brechen gegen dieselbe, sowie gegen das Wiener Becken mit steilen Gehängen ab, es fehlen ihnen die angelagerten tertiären Randbildungen, ihre Gipfelplateaus liegen zum Teil unter den obersten pontischen Terrassenniveaus und sind nicht mit Sicherheit kombinierbar. Die Grenze zwischen Dreistättner- und Stollhofer Becken verläuft wieder in nordwestlicher Richtung vom Hasenberg bei Brunn, wo der letzte Nulliporenkalk auftritt, über den Frauenanger, biegt dann in der Richtung des Wandabbruches gegen SW um, verläuft nordwestlich gegen Frankenhof, so daß

1) Diese Wechselfläche ist dargestellt in Sueß, Antlitz der Erde. I. S. 184. Fig. 16. Vgl. auch S. 154 f.

die Wand eine Vorstufe im ausspringenden Winkel besitzt. Diese Linie trennt den kleineren nordöstlichen, anscheinend in postpontischer Zeit nicht mehr gestörten Teil der Neuen Welt, der aber eine starke Ausräumung erlitten hat, von dem tiefergelegenen im SW. Dieser zeigt sowohl alle Anzeichen junger Störungen als auch starker Ausräumung. Wie diese Grenze zum Teil in der Richtung der Blattverschiebungen verläuft, so auch der Gosastreifen zwischen Engelberg und Emmerberg, zwischen Dachenstein und Kaltenberg und ihr folgt die Klamm des Muthmannsdorfer Baches, der beim Eintritt ins Wiener Becken Prosetzbach genannt wird. Damit soll nicht gesagt sein, daß sein Tal ein tektonisches ist. Es ist jedenfalls ein durch Erosion entstandenes Durchbruchstal und zwar ein Denudationsdurchbruch; aber dieser Durchbruch folgte ursprünglich vielleicht auch einem solchen, zwischen die Kalkschollen eingelagerten Streifen von weichen Gosaschichten, die erst nach Dislozierung der ersteren zur Ablagerung gekommen waren. Der Bach hat die Kalkscholle des Emmer- und Kaltenberges rasch durchsägt, seine Gehänge sind daher steilwandig und die Ursache dieses raschen Einschneidens kann wieder nur das andauernde Nachsinken des Wiener Beckens an diesem Punkt sein, denn die pontischen Terrassen und älteren Strandbildungen sind hier verschwunden, steil stürzt das Randgebirge gegen die Ebene ab. Der Verlauf der Thermenlinie ist in diesem Teil des Randgebirges nicht nur durch die Thermen von Brunn und Fischau, sondern auch in unmittelbarer Nähe des Klammausganges durch das Seilerbründl bei Winzendorf bezeichnet. Es ist der südlichste Punkt im Wiener Becken, an welchem sich der Verlauf der Thermenlinie nachweisen läßt.¹⁾

Wie schon öfters beobachtet wurde, treten Talklammern der in das Wiener Becken einmündenden Flüsse dort auf, wo am Bruchrand der Alpen auch Thermen hervorbrechen.

Der kausale Zusammenhang zwischen beiden Erscheinungen ist offenbar durch die Wiederbelebung einer Bruchlinie an den Talausgängen gegeben.

Die Gegend von Fischau und Brunn ist bis in die neueste Zeit von Erdbeben stark heimgesucht worden; in der Nähe dieser Orte kreuzt sich die in der Richtung der Blätter an der Wand und der Grenze zwischen dem in nachpontischer Zeit gestörten Stollhofer und ungestört gebliebenen Dreistättner Becken verlaufende Kamplinie²⁾ mit der Thermenlinie. Diese erscheint hier als eine Parallele des Wandabbruches. Wir müssen daran festhalten, daß zwischen Brunn und Würflach noch in nachpontischer Zeit Abwärtsbewegungen des Beckengrundes eingetreten sind.

Zwischen Netting und Dörfles setzt auch das niedere, aus dem Wandkalk bestehende Randgebirge der Neuen Welt aus und durch eine breite Talung treten beide Becken in Verbindung. An diesem Punkt laufen drei tektonische Linien zusammen: die Rohrbacher Aufbruchlinie³⁾, aus der nur hier und da kleine Kalkschollen aufragen, wie der Kienberg (648 m), Zweyerwald (526 m), der Kirchbüchl bei Unter-Höflein (462 m) u. a.; die am Südoststrand der Neuen Welt hinziehende Bruchlinie und endlich der große Bruch der Kalkalpen gegen das Wiener Becken. Letztere Linie fällt in ihrer südlichen Fortsetzung bis zum Sirningtal mit der Linie von Hirschwang zusammen.

Aus dieser Konvergenz der Störungslinien läßt sich auf die gewaltige Zertrümmerung schließen, von welcher das Gebirge betroffen wurde und man wird es begreiflich finden, daß sie sich auch im Mangel aller an das Gebirge

1) Siehe die Karte in Sueß, Erdbeben Niederösterreichs. Denkschr. und Wasserversorgungsbericht. S. 108. 2) Wasserversorgungsbericht. S. 108.

3) Wasserversorgungsbericht. S. 47.

angelagerten Tertiärschichten, ferner im Fehlen eines Teiles der pontischen Uferterrassen und in der Niveauveränderung der stehengebliebenen äußert. Endlich hat sie die Klamm- und Kalkbildung des zum raschen Einschneiden gezwungenen Muthmannsdorfer Baches begünstigt. Häufige Erdbeben scheinen die Fortdauer dieser Bewegungen anzuzeigen.

Die Hohe Wand, welche diese zertrümmerte Gebirgszone überragt, ist ihrer Entstehung nach jedenfalls eine Bruchstufe. Heute verdient sie diesen Namen nicht mehr, denn bereits die Wellen des Kreidemeeres haben sie umspült, wie die Strandkonglomerate der Gosau an ihrem Fuß bezeugen¹⁾ und durch Störungen wurde sie eine Schichtwand. Bemerkenswerterweise begleitet sie in 610—615 m Höhe bei Dreistätten eine Plattform, welche hoch über den tertiären Abrasionsterrassen liegt. Ob wir es hier mit einer marinen kretazischen Abrasionsform zu tun haben, läßt sich natürlich nicht mit Sicherheit aussprechen. Unter dem Einfluß der Atmosphären wurde die Wand zur Verwitterungsstufe, wozu auch sehr die Überschiebung des Wandkalks über die wenig widerstandsfähigen Gosauschichten und die dadurch herbeigeführte Untergrabung des ersteren beigetragen hat. Jetzt kommt die Untergrabung zum Stillstand, nachdem sich die Wand in ihre Schutthalde einzuhüllen beginnt.

6. Der südlichste Teil des Wiener Beckens und sein Randgebirge.

Südwestlich von Wiener-Neustadt verengt sich das Wiener Becken allmählich zum Tale der Schwarza. Ihre Quellen liegen zum Teil in den Kalkhochalpen, welche sie auch in dem malerischen Durchbruch des Höllentals zwischen Rax und Schneeberg durchfließt. Der obere Rand dieser großartigen Talklamm liegt so hoch, daß es ausgeschlossen erscheint, daß ihre Bildung erst in der Miozänzeit erfolgt ist. Die Talanlage, mit der sich die anderen Durchbruchtäler im Randgebirge des Wiener Beckens nicht vergleichen lassen, ist offenbar älter als die letzte große Hebung, welche die Kalkalpen betroffen hat.

Bei Hirschwang tritt die Schwarza in die Grauwackenzone ein, die vorzugsweise aus Quarziten, Quarzphylliten und phyllitischen Schiefen besteht, aber von Gneisinseln durchbrochen ist, und verläuft in ihr fast bis Neunkirchen. Zur Linken begleiten sie: Silberberg (718 m), Weißjackl (806 m), Kohlberg (763 m), Johannesberg (607 m) und von diesen durch die Hirschwanger Aufbruchlinie getrennt (S Fuß des Schneeberges—Prigglitz—Sirningtal bei Sieding—St. Johann—Willendorf—Dörfles)²⁾, steigt im Norden der Gahns, ein großes Kalkvorplateau des Schneeberges, auf.

Zur Rechten nimmt die Schwarza den vom Semmering kommenden Auebach auf und wird vom Raachberg (906 m), dem Plateau von Penk und Altdorf und dem Kulmberg (683 m) begleitet.

Der mächtige Schuttkegel, den die Schwarza in das Wiener Becken geschüttet hat, wurde schon eingangs erwähnt; er liegt in einem noch älteren, im Rohrbacher Schuttkegel, eingeschachtelt. Dessen Konglomerat lagert sich an die Talgehänge und gewinnt bei Neunkirchen an Ausdehnung. In dieser untersten alpinen Talstrecke der Schwarza mündet zur Linken die Sirning. Sie entspringt zwischen Schneeberg und Öhler, verläßt bei Puchberg die Aufbruchlinie, kreuzt die Rohrbacherlinie und trennt von dem Plateau des Gahns, das aus obertriadischem Riffkalk besteht, den Kuhberg (816 m) und Gösing (802 m) ab. Bei Stixenstein verläßt sie dieses enge Durchbruchtal, das entweder durch die Annahme einer Hebung der durchbrochenen Kalkscholle

1) Sueß, Antlitz der Erde. I. S. 184. Fig. 16.

2) Wasserversorgungsbericht. S. 47.

oder durch eine sehr intensive Ausräumung des Talkessels von Puchberg erklärt werden kann. Jedenfalls ist es in seiner Anlage prämiözän, denn sein oberer Rand liegt hoch über dem marinen Meeresspiegel und auch noch hoch über der Spiegelfläche der pontischen Epoche.

Die Schwarza wendet sich nun am Südrand ihres diluvialen Schuttkegels nach Osten und drängt gegen das Randgebirge, das hier zum größeren Teil aus kristallinen Gesteinen, zum kleineren aus Quarziten und Schiefen der Grauwacke zusammengesetzt ist. Bei Erlach stößt die Pitten zur Schwarza. Schon von Seebenstein ist sie parallel zu ihr geflossen, nur durch den schmalen Geröllrücken des Hart (520 m), des Brunnerberges (416 m) und des Bischofkogels (373 m) von ihr getrennt. Der Glimmerschiefersockel dieser Geröllanhäufung tritt besonders am letztgenannten Berge hervor. Die Zuflüsse der Pitten entströmen zum großen Teil dem Wechselgebiet.

Einfach ist die orographische Gliederung der Zentralzone östlich der Pitten. Ein wasserscheidender Kamm streicht in der nordöstlichen Fortsetzung des Wechsels (Fuchsenriegel 814 m bei Krumbach, Stickelberg 879 m bei Lichtenegg, Greimkogel 677 m bei Hochwolkersdorf). Ein Ast zweigt von ihm gegen Osten ab und zieht gegen Ödenburg (Brenntenriegel 605 m, Angerwald 533 m, Brennberg 517 m), ein zweiter trennt sich im Norden los und bildet das Rosaliengebirge (Heuberg 746 m). Die Bäche gehen in parallel angeordneten Tälern auf der gegen das Wiener Becken gekehrten Abdachung zur Leitha, auf der gegen das ungarisch-steinische Becken gewendeten zum Neusiedlersee und zur Rabnitz. Zu den ersteren gehören der Leidingbach, der Klingenfurterbach und der Ofenbach. Zwischen ihren Tälern verlaufen sanfte runde Rücken, die sich bei großer Taldistanz gegen den wasserscheidenden Kamm hin zu welligen Plateaus verbreitern. In diesem Mittelgebirge kommt nirgends mehr in der Oberfläche der Gebirgsbau zum Ausdruck, so daß wir auch von einer Besprechung desselben absehen können. Nur die Verschiedenartigkeit des Gesteinsmaterials beeinflußt die Gipfformen und die Gestalt der Täler. Die Quarzitberge stechen durch steilere Formen von den Glimmerschieferbergen ab, wie z. B. der Stickelberg, und die im Quarzit verlaufenden Täler zeigen steile Böschungen, noch mehr aber die im Kalk eingeschnittenen, die mehrfach Wände bilden, z. B. beim Türkensturz im Pittental. Endlich kommen im Semmeringgebiet, wo zwischen Sonnwendstein und Drahtkogel Triaskalk und Dolomit die Quarzphyllite überlagern¹⁾, Talklammen vor, wie die Adlitzgräben und das Auebachtal bei der Ruine Klamm.

Von marinen Miozänbildungen ist in diesem Teile des Beckens und am begleitenden Randgebirge keine Spur vorhanden. Fluviale Konglomerate und Schotter bedecken an vielen Stellen die Gehänge und Rücken des letzteren und überlagern Süßwassertegel und Sande mit Ligniten der I. Säugetierfauna des Wiener Beckens, so bei Pitten, Leiding, Schauerleiten, am Hart bei Gloggnitz und bei Brennberg, das schon außerhalb des Wiener Beckens, unweit Ödenburg gelegen ist.

Wir nehmen nun die Wanderung am Randgebirge wieder auf und zwar am Schnittpunkt der Aufbruchlinien bei Willendorf und Dörfles, wo die Tiefenlinie, welche Thermenalpen und Kalkhochalpen trennt, die Ebene erreicht. Wohl erscheinen an den aus dieser Tiefenlinie aufragenden Bergen Terrassen, so ober Strelzhof 491 m (An.); ferner „die Au“ \ominus 489 m bis \ominus 494 m (X); am Zweyerwald (\ominus 553 m bis \ominus 562 m); am Eichberg bei

1) Toulou, Geol. Untersuchungen in der „Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen“ mit besonderer Berücksichtigung des Semmeringgebietes. Denkschr. L. S. 121—182. Mit geol. Karte. — Die Semmeringkalke. Neues Jahrb. f. Min. usw. 1899. II. S. 153—163. — Vacek hält im Gegensatz zu Toulou die Semmeringkalke für silurisch. Verh. 1888. S. 64—66.

Unter Höflein (♁ 563 m). Es ist aber nicht mit Sicherheit zu erkennen, ob es sich bei dem letztgenannten, sehr breiten Niveau (560 m) um Formen handelt, die gleichalt sind mit den gleichhohen am Anninger und Föhrenberg bei Perchtholdsdorf, da in keinem Profil mehrere untereinandergelegene, gut erhaltene Terrassen auftreten und überdies der Gebirgsfuß bis zur Höhe von 400 m mit Schottern verschüttet ist.

Es sind keine Schwarzaschotter, denn sie senken sich um 80 m vom Randgebirge über Gerasdorf und Urschendorf gegen den großen Schuttkegel der Schwarza hin. Sie stammen von dem kleinen Bach, der bei Willendorf das Randgebirge verläßt und bei Weikersdorf den Namen Frauenbach trägt, sowie vom Johannes- oder Schrattenbach, der bei Würflach in die Ebene mündet. Nur der erstere erreicht, allerdings in seiner Wasserführung sehr erheblich geschmälert, die Fischa, der letztere versiegt in den Stampfwiesen bei Gerasdorf. Gleichsam im eigenen Schutt erstickend, vermag er seine Ladung nicht weiter zu verfrachten, daher die starke Aufschüttung.

Dieser Johannesbach ist auch noch in anderer Hinsicht bemerkenswert. Seine Quelläste liegen zum Teil in der Gosaumulde von Grünbach, zum Teil in den Werfnerschieferhügeln der Rohrbacherlinie und dasselbe Gestein schneidet der Bach auch bis Unter-Greith an. Eine breite Talsohle, sanfte Gehänge und eine normale Gefällskurve sind hier anzutreffen. Die unterste Talstrecke verläuft aber im obertriadischen Korallenriffkalk, einem Gestein von großer Widerstandsfähigkeit, und ist eine steilwandige romantische Klamm (in der Klaus), durch welche der Bach in steilem Gefälle hinabrauscht. Kurz vor seinem Eintritt in die Ebene quert er noch einen schmalen Zug von Gosaugesteinen, welche hier den Außenrand der Kalkzone bilden, und unmittelbar bei Würflach werden beide Talgehänge von mächtigen Geröll- und Blockanhäufungen gebildet, die südlich vom Ort die „In den Kegeln“ benannten Hügel bilden. Zentnerschwere Blöcke aus Triaskalk, Gesteinen der Gosauformation, so besonders aus jenem Orbitoidenkalk, der in der untersten Talstrecke des Johannesbaches ansteht, zählen nicht zu den Seltenheiten. Diese Geröllanhäufung ist in der Literatur unter dem Namen die „Moräne von Würflach“ bekannt¹⁾ und zwar wurde sie als der Wall eines von NE kommenden Gletschers erklärt, welcher an dessen Grunde zur Aufstauung kam. Diese vor mehreren Dezennien aufgestellte Ansicht stützte sich auf das Vorkommen von Furchen und Striemen an den abgerollten Gesteinsblöcken.

Nach den Ergebnissen der heutigen Glazialgeologie ist es von vornherein ziemlich unwahrscheinlich anzusehen, im Wiener Becken einen Moränenwall zu finden.

Nun fehlen aber auch diesen Geröllen die charakteristischen Schiffe und Kritze der glazialen Geschiebe und die vorhandenen Striemen und Furchen der Blöcke sind wohl durch Reibung der Geschiebe beim Transport oder durch das Zusammensitzen des Materials nach seiner Ablagerung zu erklären.

Geschrammte Geschiebe der letzteren Art kennen wir auch aus dem Wildbachbett von Waldmühle. (Vgl. S. 115.)

Der Umriß der ganzen Ablagerung entspricht endlich nicht jenem eines Moränenwalls, sondern gleicht vielmehr dem Schuttkegel eines Wildbaches, dessen Scheitel durch die Lage der Kirche von Würflach bezeichnet wird.

Die Korngröße des aufgeschütteten Materials ist allerdings eine außergewöhnliche und macht die Annahme eines Wasserlaufes von sehr starker Erosionskraft notwendig. Dieser ist aber in Gestalt des Johannesbaches, der an derselben Stelle, wo sich die Geröllanhäufung an das Randgebirge lehnt, aus demselben austritt, vorhanden und auch das Geröllmaterial stimmt mit der Zusammensetzung des Einzugsgebietes dieses Baches überein. Der Johannes-

1) Vgl. Karrer, Geologie. S. 83 u. Wasserversorgungsbericht. S. 57.

bach hat sichtlich eine sehr rasche Abwärtsverlegung seiner Erosionsbasis erfahren, dadurch wurde sein Gefälle und wie die Klamm deutlich beweist, auch seine Erosionskraft stark gesteigert. Ein Nachsinken des Wiener Beckens in postpontischer Zeit in der Umgebung des Brennpunktes der die Kalkzone durchsetzenden Störungslinien wurde im vorigen Kapitel nachgewiesen und auch hier scheint eine Scholle verhältnismäßig rasch zur Tiefe gesunken zu sein, wodurch der Johannesbach einerseits gezwungen wurde, stark einzuschneiden, andererseits die vor seiner Mündung entstandene Senke aufzufüllen. Er erstickte in den mächtigen Schottermassen und trug dadurch nur noch um so mehr zur Akkumulation bei. Heute ist diese Geröllmasse, an deren Aufschüttung übrigens auch der kleine Bach des benachbarten Hettmannsdorfergrabens beteiligt zu sein scheint, vom Johannesbach durchschnitten, da die Tieferlegung der Erosionsbasis, wenn auch in geringerem Maße noch anzudauern scheint. Der Bach hält ihr das Gleichgewicht durch das Aufschütten der früher erwähnten Schotterfläche, die sich zur Schwarza hin abdacht.¹⁾

Gerölle von ähnlichen Dimensionen wie bei Würflach finden sich auch bei Rothengrub, also an der Austrittsstelle des Willendorferbaches²⁾, ferner bei Urschendorf.³⁾ Die Gefällskurve des Willendorferbaches scheint eine ähnliche, wenn auch geringere Störung erlitten zu haben wie jene des Johannesbaches. Da aber ersterer in die Gosau und in den Werfnerschiefer einschneidet, hat er seine normale Gefällskurve wiedererlangt, was bei letzterem nicht der Fall ist. Für das Alter dieser Störung bietet der Umstand einen Anhaltspunkt, daß bei Urschendorf die großen Blöcke unter dem diluvialen Steinfeldschotter angetroffen wurden.⁴⁾ Die Ablagerung der großen Geschiebe fällt also in einen postpontischen, prädiluvialen Zeitraum, das ist: in das Pliozän.

Bei einer Grabung in Urschendorf wurde auch noch der pontische Tegel mit Braunkohlenspurten angefahren. Seine Oberfläche ist unregelmäßig gestaltet, ragt bald unter dem Diluvialschotter hervor und ist dann wieder von einer mächtigen Schotterlage bedeckt.⁵⁾ Es ist zweifellos, daß sich der Tegel, wie auch aus den Grundwasserverhältnissen hervorgeht, unter dem Steinfeld fortsetzt und dessen wasserdichte Unterlage bildet. Er reicht hier bei Urschendorf bereits bis 300 m empor.

Südlich von Würflach beginnen sich wieder Tertiärbildungen an das Gebirge anzulagern und zwar sind es die Rohrbacher Konglomerate. Sie ragen als vereinzelt Kuppen aus den jüngeren Schottern im Pfaffenstein bei Saubersdorf und bei St. Egyden auf, setzen dagegen bei Würflach, Gerasdorf, Willendorf aus, da sie zum Teil vom Johannesbach und Willendorferbach entfernt wurden, teils aber auch durch Absinken am Gebirgsrand verschwanden.

Erst südlich von Würflach beginnt ein zusammenhängender, vom Rohrbacher Konglomerat gebildeter Schuttkegel, welcher heute als unregelmäßig wellige, von Erosionsfurchen zerschnittene Platte, deren gegen NE gerichtete Abdachung jedoch unverkennbar ist, erscheint. Diese Platte erstreckt sich über Hettmannsdorf, Raglitz, den Mollramerwald, St. Lorenzen, Mahrersbach nach Rohrbach am Steinfeld. Südlich vom Sirningtal bildet sie einen schmalen Streifen am linken Gehänge des Schwarzatales. Bei Stuppach ist der höchste Punkt der linken Talseite, an dem noch das Rohrbacher Konglomerat zu finden ist (450 m An.). Es lehnt sich auch an das rechte Talgehänge bei Wörth östlich Gloggnitz und verbreitert sich talauswärts zur Konglomeratplatte von Köttlach, Grafenbach und St. Valentin. An letzterem

1) Geologie. S. 83.

2) Wasserversorgungsbericht. S. 53. 3) Ebenda. S. 55.

4) Ebenda. S. 178f. 5) Karrer, Geologie. S. 84f.

Orte ist die Oberfläche des Schuttkegels am besten erhalten und bildet ein breites Plateau, die sogenannte Steinplatte, welche im Stickleberg 466 m erreicht. Bei Neunkirchen wird die geneigte Platte durch die an den Gebirgsabfall drängende Schwarza abgeschnitten. Die Mächtigkeit der ersteren beträgt hier mehr als 60 m.

Zahlreiche Aufschlüsse im Rohrbacher Konglomerat zeigen seine Lagerung in flachen oder höchstens 5° geneigten Schichtbänken und zwar geht das Fallen der Schichten in der Richtung der Achse des Schuttkegels. Daß wir hier kein Delta, sondern einen auf festem Land abgelagerten Schuttkegel vor uns haben, dafür spricht nicht nur die Struktur der Ablagerung, sondern auch die Böschung ihrer Aufschüttungsfläche, welche auf der ziemlich unversehrten Strecke Stickleberg (466 m) -Saubersdorf am Steinfeld (350 m) gemessen (4 km) $8^{\circ}/_{00}$, also genau so viel als jene des diluvialen Schuttkegels beträgt. Der letztere, aus weniger verfestigtem Material zusammengesetzt, liegt in einem, im Rohrbacher Schuttkegel eingeschnittenen Tal aufgeschüttet und ist gleichsam in demselben eingeschachtelt.

Auch Karrer vertritt die Ansicht, daß die ganze Masse des Rohrbacher Konglomerats als ein großer tertiärer Schuttkegel erscheint, der unter dem diluvialen Schuttkegel von Gloggnitz-Neunkirchen in die Ebene hereingreift.¹⁾ Sein Material stimmt auch überein mit dem Einzugsgebiet der Schwarza. Es walten die Kalkschotter, welche durch ein kalkiges Zement zum festen Konglomerat verbunden sind, vor, doch treten auch kristallinische und Quarzgerölle auf, dagegen fehlen die im diluvialen Schuttkegel so häufigen grünen Schiefer, ein Hinweis darauf, daß zur Zeit der Bildung des Rohrbacher Konglomerats die Talsohle noch über den Payerbacher grünen Schiefen in der Höhe des Preintales lag.²⁾

Durch die Verengung des Schwarzatals gegen Gloggnitz wurde die Zerstörung des Rohrbacher Schuttkegels gerade an seinem Scheitel fast vollkommen herbeigeführt, so daß an beiden Talgehängen nur ein schmaler Konglomeratstreifen erhalten blieb, der über die Höhe der Aufschüttung keinen näheren Anhaltspunkt liefert. Setzen wir das Gefälle von $8^{\circ}/_{00}$ vom Stickleberg auch talaufwärts fort, so erhalten wir für die 7,5 km lange Strecke bis Gloggnitz ein Gefälle von 60 m und für den Scheitel des Schuttkegels eine Höhe von 526 m. Am Rohrbacher Schuttkegel sind keine Terrassen zu erkennen, wohl aber am Randgebirge zu beiden Seiten desselben und zwar scheinen sie hier wieder ungestört zu verlaufen.

Ober Würflach erhebt sich der Dürrenberg (659 m), der nördlich vom Holzweg eine Vorstufe bei ϕ 517 m und eine breite Plattform zwischen 520—545 m (ϕ 544 m) trägt. Westlich von Hettmannsdorf tritt eine kleine Terrasse bei ϕ 543 m auf und eine Leiste in 520—530 m zieht sich südwärts bis zum Kambühel (ϕ 523 m), der als breite Vorstufe vor dem Plateau „Auf der Kehr“ (790 m) erscheint und selbst in 487 m (An.) terrassiert ist. Die erstgenannten Terrassen liegen im Triaskalk, der Kambühel wird von Gesteinen der Gosauformation gebildet. Bei Flatz drängt sich eine Bucht der Ebene ins Gebirge ein, die in ihrem Verlauf dem Werfnerschieferzug folgt. Dieser bildet hier den Außenrand der Kalkalpen und ist zwischen den Steilabstürzen der aus Triaskalk aufgebauten Flatzmauer und des Schönbühels stark ausgeräumt. Der Abfall des letzteren gegen das Schwarzatal zeigt wieder in einem Profil mehrere Terrassen, in denen nach der absoluten Höhenziffer, ihrem gegenseitigen Abstand, sowie nach dem Größenverhältnis zu urteilen, unsere Niveaus in ungestörter Anordnung wiederzuerkennen sind. Der gegen Döppling herabziehende Rücken

1) Geologie. S. 76.

2) Östreich, Ein alpines Längstal zur Tertiärzeit. Jahrb. II. 1899. S. 197.

zeigt Stufen bei \ominus 613 m, ferner in 545 m (An.) Höhe (Vorderer Gösingberg) und westlich davon liegt die breite Terrasse des Kühangers (\ominus 525 m) und der Dreifaltigkeitskapelle (521 m, An.). Ober der Nägelfabrik von St. Johann bemerkt man die Terrasse 486 m (An.); darunter eine breite Plattform bei \ominus 465 m. Es sind in diesen Terrassen unschwer die Niveaus XII 540 m bis IX 465 m zu erkennen.

Die Oberfläche des Rohrbacher Schuttkegels mißt hier an der Sirningmündung 420—450 m. Bei Ternitz mündet die Sirning, deren breites Tal zwischen Schönbühel und Gösing (892 m), die den Südrand der Kalkzone bilden, einerseits und dem Eichkogel (508 m) und Johannesberg (607 m) andererseits im Werfnerschiefer gelegen ist. Letztere sind Grauwackenschieferberge, in denen bei St. Johann und Vöstenhof auch Partien von grünem Glimmerschiefer auftreten.

Am linken Ufer der Sirning zieht eine Schotterterrasse entlang, welche 6—8 m (An.) über der Talsohle verläuft und auf der zum Teil die Fahrstraße hinführt. Bei St. Johann unterbrochen, tritt die Terrasse bei Ternitz ins Schwarzatal über und ist hier im Südbahneinschnitt bis Rohrbach aufgeschlossen. Kalkgerölle wiegen in ihr vor, doch treten auch Glimmer- und Werfnerschiefer auf. Ihrem Gefüge nach erinnerten diese Konglomerate Karrer an die Nagelfluhgesteine der Traun.¹⁾ Demselben Kalkkonglomerat dürften auch die Konglomerate bei Krößbach unweit Sieding, sowie die Nagelfluh am rechten Talgehänge bei Schloß Stixenstein angehören.²⁾ Diese Ablagerung ist stets vollkommen flach geschichtet und bedeckt die auffallend anders aussehenden Rohrbacher Konglomerate.

Im Schwarzatal zieht sich die Terrasse besonders am linken Ufer gut bemerkbar aufwärts. Bei der Station Pottschach ist ihr Steilrand 4—5 m hoch und zeigt an diesem lockere Kalkschotter entblößt. Sie dürfte mit der Niederterrasse identisch sein. Im Schwarzatal ober Pottschach ist eine lehmbedeckte höhere Terrasse zu beobachten, ebenso bei Schöglmühl, wo sie beiläufig 30 m über der Talsohle liegt.

Im Gegensatz zu den anderen Tälern des Randgebirges haben also Sirning und Schwarza mehrere diluviale Terrassen. Sie sind eben jene Täler, nach welchen sich die Abflüsse der eiszeitlichen Schneeberggletscher gerichtet haben.

Kaum 2 km südlich vom Sirningtal mündet in die Schwarza wieder ein Nebental, der Saubachgraben. Geht man in demselben bis Vöstenhof aufwärts, so nähert man sich immer mehr dem Sirningtal, das vom Saubachgraben nur durch den Johannesberg (607 m) und Lenzberg (542 m) getrennt wird. Mächtige Kalkgerölle und auch Konglomerate bilden das linke Talgehänge, die steile Bachleiten, und sie formieren sich am Talausgang im Lenzberg zu einem 542 m hohen Plateau, setzen sich auch am rechten Gehänge südwestlich von Pottschach fort, wo ihr Verhältnis zu den gleichfalls an das Gehänge gelagerten Rohrbacher Konglomeraten aber nicht klar hervortritt. Von Vöstenhof führt ein Sattel zwischen Götshaberg (543 m) und Tiefenbach (\ominus 538 m) zum Sirningtal (Große Föhre 425 m) und auch über diesem ist das Konglomerat verstreut. Der Oberlauf des Saubaches dagegen verfolgt eine westöstliche Talrichtung, ist im Glimmer- und Grauwackenschiefer eingeschnitten und es fehlt seinem Tal das Konglomerat ebenso wie der untersten Talstrecke des Sirningbaches bei St. Johann. Wie das Rohrbacher Konglomerat besteht es vorwiegend aus Gesteinen der Kalkzone, doch sind auch Schiefergerölle darunter gemischt. Nach Ver-

1) Geologie. S. 69.

2) Geyer hält die Nagelfluh für einen Denudationsrest des Rohrbacher Konglomerats. Jahrb. XXXIX. 1889. S. 733.

breitung, Höhenlage und der Form, die es aufbaut, weicht es aber vom Rohrbacher Konglomerat ab. Während das Rohrbacher Konglomerat einen Schwarzaschuttkegel aufbaut, der erhaltene Denudationsrest desselben als eine mit einem scharfen Knick an das Schiefergehänge stoßende Platte erscheint (466 m), steigt petrographisch ähnliches Material mit einem Sprung an der Saubachmündung zu 542 m empor. Im Grundriß bildet es einen Kegel, dessen Spitze im Saubachgraben in der Nähe von Vöstenhof liegt und die Stirn dieser Akkumulationsform fällt steil gegen das Schwarzatal ab und trägt in 525 m Höhe (An.) eine breite Terrasse. Die Formen der Rohrbacher Konglomeratplatte machen ferner einen weitaus jugendlicheren Eindruck als jene der in Rede stehenden Ablagerung am linken Schwarzaufer. Letztere Beobachtung spricht also dafür, daß das höher ansteigende Konglomerat des Saubachgrabens nicht das Rohrbacher Konglomerat als eine jüngere Ablagerung bedeckt, sondern daß das letztere an das erstere in tieferem Niveau angelagert ist. Aufschlüsse verbreiten darüber leider kein Licht. Sie liegen bei Pottschach nur in dem oberflächlich stark angewitterten rötlichen Rohrbacher Konglomerat und man darf sich nicht täuschen lassen, daß große weiße Kalkgerölle — das Korn des Saubach-Konglomerats ist etwas größer als jenes des Schwarzaschuttkegels — vom Lenzberg herabgekrochen über diesem liegen. Eine in 470 m (An.) Höhe nördlich von Pottschach hinziehende Gehängeleiste scheint die Oberfläche des Schwarzaschuttkegels und damit die Kontaktfläche beider Konglomerate zu bezeichnen.

Es wurde schon erwähnt, daß dem Oberlauf des Saubachs das Konglomerat fehlt, denn es emanzipiert sich bei Vöstenhof von dessen Tal und zieht über den Sattel zwischen Johannser(Gfieder-)berg und dem Kohlberg ins Sirningtal. Es folgt einer Talung, die vom Unterlauf des Saubachs lediglich benützt wird; dieser kann schon deshalb nicht als der Urheber seiner Ablagerung angesehen werden, weil sein Einzugsgebiet fast durchaus im Schiefer liegt. Endlich ist zu betonen, daß unterhalb jenes Punktes, wo die nach Pottschach ziehende und vom Konglomerat verschüttete Talung aus dem Sirningtal abzweigt, in diesem kein Konglomerat vorkommt.

Diese Verbreitung spricht deutlich genug dafür, daß das Konglomerat von einem alten Sirninglauf stammt, der sich aber nicht wie heute nördlich des Johannserberges bei Ternitz, sondern südlich desselben bei Pottschach mit der Schwarza vereinigte. Die kurze Talung, bezeichnet durch den konglomeratbedeckten Rücken des Göttshaberges (543 m) und durch die Plateaufläche des Lenzberges (542 m), liegt genau im Niveau XII und stimmt in ihrer Höhe mit jener der Triesting- und Piestingdeltaoberfläche vollkommen überein. Von Würflach bis zum Sirningtal haben wir die am Randgebirge der Neuen Welt durch Störungen betroffenen Terrassen wieder verfolgen können, die Terrassenniveaus IX—XII waren zu erkennen und nun treffen wir am Saubach Schotter in der Höhe des Niveaus XII an einer Talmündung zu einem Plateau aufgeschüttet, welches gegen das Schwarzatal abbricht. Im Niveau XI ist die im Gehänge eingeschnittene Abrasionsterrasse zu erkennen; beiläufig 50 m unter derselben lagert sich der Rohrbacher Schuttkegel an. Dasselbe untere Denudationsniveau, das an der Triesting und Piesting den Ausgangspunkt einer negativen Bewegung der Uferlinie darstellt, tritt uns an der alten Sirningmündung in gleicher Eigenschaft entgegen und trotzdem uns der Einblick in die Struktur der Akkumulationsform verwehrt ist, wird es gestattet sein, sie als ein pontisches Sirningdelta anzusprechen.

Wie alt ist aber der Rohrbacher Schuttkegel? Das Sirningdelta wurde gebildet, als der südlichste Teil des Wiener Beckens noch von Wasser bedeckt war, der Schuttkegel von Rohrbach zur Zeit, als dieses Gebiet wie

heute einen Teil der Landoberfläche bildete. Die Aufschlüsse von Brunn und Fischau haben uns ja nichts über das Alter des Rohrbacher Konglomerats berichtet, sondern nur die Stellung des auf Grund petrographischer Ähnlichkeit zum Rohrbacher Konglomerat gezogenen Deltakonglomerats der Piesting stratigraphisch festgelegt. Der Rohrbacher Schuttkegel kann also entweder nur vorpontisch sein und vom Sirningdelta nicht nur überhöht, sondern auch überlagert werden oder er ist nachpontisch und lagert sich an das Sirningdelta an. Zu letzterem Ergebnis haben unsere Beobachtungen geführt.

Berichte über ältere Aufschlüsse vermögen auch das pontische Alter des Deltakonglomerats zu bestätigen. Im Pottschacher Stollen der Wasserleitung fand man nämlich das Konglomerat, durchteuft von 6—7 Klafter Tegel, welcher Lignitschmitze führte¹⁾, so daß dieses Vorkommnis an den Tegel von Urschendorf und Leobersdorf, sowie von Sollenau mit seinen Braunkohlen gemahnt und von Karrer auch gleich diesen wie den Braunkohlenvorkommnissen von Zillingdorf und Neufeld den pontischen Schichten zugezählt wird.²⁾ Das Stollenprofil zeigt das Konglomerat und den Tegel schräg gelagert, gegen SW geneigt, was seiner Zugehörigkeit zum Rohrbacher Konglomerat widerspricht. Unter dem Tegel liegen Schotter in flacher Lagerung. Die Oberfläche dieser Ablagerung ist unregelmäßig wellig und scheint erodiert zu sein. Erinnern wir uns daran, wie auch anderwärts pontische Schichten auf einer Erosionsfläche auflagern. Noch höher, am Kalvarienberg von Pottschach, sind Lignite im Tegel eingelagert und ihre Struktur, wie braune Farbe und ungestörte Lagerung unterscheiden sie von den älteren, gestörten Ablagerungen am Hart bei Gloggnitz.³⁾ Sie werden vom Konglomerat überlagert und, wie eine Brunnen-grabung am Kalvarienberg dartut, auch unterlagert. Diese Aufschlüsse liegen hier in 460 m Höhe, jener im Leitungskanal in 410 m, das Konglomerat steigt aber hinter dem Kalvarienberg zur Höhe des Burgstallberges noch auf 499 m empor, gehört also hier keinesfalls mehr dem Rohrbacher Schuttkegel an, denn es überhöht die gegenüberliegende „Steinplatte“ um 30 m. Eine Einlagerung von pontischem Tegel mit Ligniten in das Deltakonglomerat ist also ziemlich sicher anzunehmen. Diese Lignite von Pottschach, welche bis 460 m emporsteigen, sind wohl die höchsten pontischen Ablagerungen, die wir, abgesehen von den Deltakonglomeraten, bisher am Randgebirge angetroffen haben, und beweisen abermals das schon betonte Ansteigen der lakustrinen Aufschüttungsfläche gegen S, d. h. das Seichtwerden des Sees in dieser Richtung. Er muß aus der südlichsten Bucht des Wiener Beckens viel früher verschwunden sein als im nördlichen Teil desselben, denn hier spielt die Terrasse IX als unterste pontische Uferterrasse dieselbe Rolle wie dort die Terrasse I.

Das Verhältnis zwischen den Uferterrassen und dem Rohrbacher Schuttkegel gibt auch den Schlüssel zur Lösung der Altersfrage des letzteren. Nirgends läßt sich in der Böschung des Rohrbacher Schuttkegels ein Gefällsknick nachweisen, allmählich senkt er sich zur Ebene herab. Wäre er während der präpontischen Kontinentalperiode oder gar vor der Transgression des Wiener Beckens durch das Miozänmeer aufgeschüttet, so könnte seine Böschung keine gleichmäßige sein, ganz abgesehen davon, daß die Frische seiner Oberflächenform einer solchen Annahme zuwiderläuft. Der Rohrbacher Schuttkegel kann erst gebildet worden sein, als der pontische See aus dem Wiener Becken bereits verschwunden war. Er breitet sich über die pontischen Schichten des Beckens, welches zungenförmig in die Grauwackenzone eingreift, lagert sich an das pontische Delta, welches am Ufer

1) Karrer, Geologie. S. 55. 2) Ebenda. 3) Ebenda. S. 60f.

des Seebeckens aufgeschüttet wurde und verhüllt zum Teil die Uferterrassen. Wie unbedeutend ist z. B. die Zertalung der Seeäcker, nordwestlich von Neunkirchen oder der Steinplatte südwestlich von diesem Markt! Der Steilrand gegen das Schwarzatal zwischen Dunkelstein und Landschach zeigt erst ganz kleine Wasserrisse, von denen sich nur das Bärental bei Landschach 1 km weit in die Platte eingefressen hat. Die starke Zerstörung des Rohrbacher Schuttkegels bei Stuppach und Gloggnitz erscheint begreiflich, wenn man bedenkt, daß in dieser schmalen Bucht des Wiener Beckens alter und neuer Talweg notwendigerweise zusammenfallen müssen und sich die Erosion längs derselben Linie bewegt hat wie die Akkumulation. Auf diesen Umstand dürfte auch das Fehlen des pontischen Schwarzadeltas zurückzuführen sein.

Endlich muß noch darauf verwiesen werden, daß sich über dem Rohrbacher Konglomerat nur Löß und Diluvialschotter, nie eine tertiäre Ablagerung gezeigt hat. Bei Urschendorf wurde bei der Probebohrung (vgl. S. 173), dort wo das Rohrbacher Konglomerat am Randgebirge entfernt ist, der Diluvialschotter unmittelbar auf pontischen Tegel angetroffen, während sich in der Nachbarschaft Hügel aus Rohrbacher Konglomerat über den Tegel erheben, so daß aus den Niveauverhältnissen ziemlich sicher auf eine Überlagerung des Tegels durch das Konglomerat geschlossen werden kann. Bei Neunkirchen endlich wurde unter dem Diluvialschotter das Rohrbacher Konglomerat angetroffen.¹⁾

Auf die pontische Aufschüttungsfläche lagern sich bei Wien die pliozänen Schottermassen der Laaerberg- und Arsenalterrasse. Die pliozäne Donau schüttete das Becken wieder auf, das gleiche mußten ihre Nebenflüsse tun, am stärksten aber die Schwarza, welche den weitesten Weg bis zur Donau zurückzulegen hatte. Überdies war, wie wir am Randgebirge der Neuen Welt und bei Würflach gesehen haben, der südliche Teil des Wiener Beckens während des Pliozäns noch stark im Nachsinken begriffen und um so mehr mußte die Schwarza akkumulieren, um ihre Gefällskurve zu erhalten. Wie aber bei Wien die pliozänen Talböden zerschnitten und in sie die Diluvialterrassen eingelagert sind, so ist auch hier im Tal der Schwarza der Rohrbacher Schuttkegel zerschnitten und in dem dadurch entstandenen Tal der diluviale Schuttkegel aufgeschüttet. So läßt sich das Rohrbacher Konglomerat als eine den pliozänen Donauschottern äquivalente Ablagerung eines Kalkalpenflusses mit der geologischen Geschichte des Wiener Beckens in Einklang bringen.

Wir können uns darum auch nicht der Ansicht Östreichs²⁾ anschließen, der das Rohrbacher Konglomerat für die älteste Bildung nach dem Einbruch des Beckens erklärt.

Wie die Triesting und Piesting verschüttete auch die Sirning zwischen Vöstenhof und Pottschach ein von ihr in vorpontischer Zeit ausgetieftes Tal, das aber nur etwa bis Sieding mit dem heutigen Sirningtal zusammenfällt, dann aber zwischen Johannser- und Kohlberg nach Pottschach verläuft. Der Deltarest, welcher in dieser untersten Talstrecke steckt, ist aber nicht vom aufschüttenden Fluß, sondern vom Saubach, der in die Talung von W kommend einschwenkt, zerschnitten worden. Es wurde dadurch die aufgeschüttete Masse angeschnitten, welche fast durchweg aus Kalkgeröllen besteht, deren Ursprung das obere Sirningtal und das Schneeberggebiet ist.

Warum hat nun die Sirning diese Talstrecke verlassen, als die Abwärtsverlegung ihres unteren Denudationsniveaus begann? Zur Zeit des unteren

1) Vgl. das Profil bei Stur, Zur Trinkwasserfrage von Neunkirchen. Jahrb. XXXIX. 1889. S. 258.

2) Ein alpines Längstal zur Tertiärzeit. Jahrb. II. 1899. S. 196.

Denudationsniveaus XI trat die Sirning nicht mehr bei Vöstenhof in die Grauwackenzone über, sondern wurde zum Grenzfluß zwischen ihr und der Kalkalpenzone. Darin ist die Lösung dieses Talproblems zu suchen. Das heutige Sirningtal folgt in seinem neuen Unterlauf dem Werfner Schieferzug, der diese Grenze bildet, und die Abzweigungsstelle des neuen von dem alten Sirningtal liegt südlich von Sieding, wo die Aufbruchlinie von Hirschwang das Tal quert. Der Lauf der Sirning in der Grauwackenzone wurde entwurzelt, der neue Unterlauf folgt dem Werfner Schiefer.

Es sind nun zwei Fälle möglich. Entweder bestand, wie wir bisher angenommen haben, in vorpontischer Zeit nur das Tal der Sirning in der Grauwackenzone, nicht aber jenes in der Hirschwanger Aufbruchlinie. In diesem Falle ist die Talverlegung nur durch Anzapfung der Sirning durch einen Bach, der in den Werfner Schiefen rascher erodierte, als die Sirning dies in den alten Schiefen vermochte, zu erklären; oder es bestanden bereits in vorpontischer Zeit sowohl Saubachtal wie die in den Werfner Schiefer eingeschnittene Sirningtalstrecke.

Die Aufschüttung an der Sirningmündung ging bis zur Höhe der Wasserscheide bei Vöstenhof vor sich und im Delta trat nun eine Bifurkation um den Johannserberg wie im Piestingdelta um den Buchriegel bei Hernstein und um die Mahlleiten bei Dreistätten, wie im Triestingdelta um den Dernberg ein. Jetzt mußte der Saubach der Sirning tributär werden — eine Eroberung nicht durch Anzapfung infolge von Erosion, sondern durch raschere Akkumulation des größeren, transportkräftigeren Flusses —, und ein Arm des Deltas mündete nun bei Ternitz, ein anderer, mit dem sich der Saubach vereinigte, bei Pottschach. Als dann die Erosion begann und der Sockel des Deltas angeschnitten wurde, mußte der in den leichter zerstörbaren Schichten einschneidende Arm sein Übergewicht bewahren, die Abzweigung ging ober der Mündung des Saubaches vor sich, so daß ein Konglomeratrücken als Wasserscheide zwischen dem neuen Tal und dem abgetrennten Unterlauf mit dem Saubach übrig blieb. Im neuen, der Aufbruchlinie folgenden Tale wurde aber das Konglomerat vollständig ausgeräumt und ersteres zeigt jetzt einen großen Querschnitt und breite Sohle.

Dieses Talproblem wurde auch von Östreich behandelt.¹⁾ Östreich betrachtet das Konglomerat von Pottschach als gleichalt mit dem Rohrbacher Konglomerat, welches, wie er betont, im Schuttkegel der Schwarza bis zur Höhe von 420—450 m aufgeschüttet ist, und er muß nun zur Erklärung der über 500 m hohen Lenzbergterrasse eine Störung zu Hilfe nehmen. Auch Östreich spricht sich für die Entstehung der Lenzbergterrasse durch eine tertiäre Sirning aus, welche zwischen Johannser- und Kohlberg ihren Weg nahm, und hebt die petrographische Ähnlichkeit ihrer Ablagerung mit dem Rohrbacher Konglomerat hervor, da Schwarza wie Sirning ihr Einzugsgebiet in den Kalkalpen besitzen. Östreich nimmt nun an, daß die Schwarza rascher erodiert habe als die Sirning, so daß letztere sich mit ihren Geröllmassen den Ausfluß selbst verbarrikadierte. Sie suchte sich daher ein neues Bett nördlich vom Johannserberg in den weicheren Phylliten und Triaschiefern.

Wir haben aber gesehen, daß die sinkende Erosionsbasis nicht die Schwarza, sondern der pontische Seespiegel war, daß Lenzberg- und Rohrbacher Konglomerat verschiedene entstandene und verschiedene alte Bildungen sind. Man kann sich auch schwer vorstellen, wie ein erodierender Fluß durch seine eigenen Gerölle den Ausfluß zum stärker erodierenden verrammeln sollte. Die beiden oben angeführten Erklärungsversuche der Verlegung des Talweges

1) Ein alpines Längstal zur Tertiärzeit. Jahrb. II. 1899. S. 196 f.

stimmen aber mit der Ansicht Österreichs darin überein, daß es die Aufbruchlinie mit ihren weichen Schichten war, welche bei der Abwärtsverlegung der Erosionsbasis die Sirning an sich zog.

Ober Pottschach konvergieren die pontischen Terrassen mehr und mehr mit der ansteigenden Talsohle. Ober Putzmannsdorf zieht eine breite Terrasse, bezeichnet durch die Lage von Buchbach (490 m, An.) und des Hundsbirges (487 m, An.) (X) hin; darüber folgt jene von Allhof, 525 m (XI). Bei Stuppach treten auch noch andere Terrassen auf, die aber schwer voneinander zu trennen sind, da sie öfters zu einer breiten Form verschmelzen, welche am Fuß des Weißjackls (806 m) und Kohlberges (703 m) zwischen 500 und 550 m hinzieht.

Bei Gloggnitz wird die Schwarza durch den vom Semmering kommenden Auebach an den Fuß des Silbersberges gedrängt, nachdem sie durch den Durchbruch zwischen ihm und dem Gotschakogel (754 m) die Talweitung von Payerbach verlassen hat und in die südwestliche Bucht des Wiener Beckens eingetreten ist. An der dadurch entstandenen Prallstelle fehlt die Terrassierung. Das Schloß Gloggnitz steht auf einer Terrasse von 485 m Höhe, welche zwar in das Niveau X fällt, aber auch eine Flußterrasse sein kann. Hinter Gloggnitz erhebt sich das breite Plateau des Ober Hart und Weinberges (500—540 m, XI—XII) am Fuß des Raachberges (906 m), der mit steilem Gehänge hinter dieser über 650 m breiten Terrasse ansteigt. Im westlichen Teil dieses Plateaus treten steil gestellte alte Schiefer an die Oberfläche, der östliche wird aber von blauem Süßwassertegel mit Kohlenflözen gebildet. Diese Braunkohlen, durch dunkle Farbe und Struktur von den Ligniten von Pottschach unterschieden, führen *Mastodon angustidens*, *Hyothenium Meißneri* und andere Säugetiere der I. Fauna des Wiener Beckens.¹⁾ Sie werden mit den Ligniten von Pitten, Leiding, Schauerleiten usf. als die ältesten Ablagerungen des Wiener Beckens angesehen, welche noch vor der mittelmiozänen Meerestransgression gebildet worden sein sollen und auch noch vor Abschluß des Einbruches des Wiener Beckens. Sie sind tatsächlich von sehr starken Störungen betroffen, so daß ein Flöz vollkommen senkrecht steht.²⁾

Am oberen Plateaurand in 539 m Höhe (An.), bei der neuen Villa Raachberg, ist ober dem Tegel ein Kalkkonglomerat erschlossen, das durch ein rotes Bindemittel verkittet ist. Ob es ein Denudationsrest des Rohrbacher Konglomerats oder eines pontischen Schwarzadeltas ist, läßt sich nicht entscheiden.

An der Vereinigung von Schwarza- und Auebachtal begegnet man aber noch einem höheren Talniveau, das an der Eintrittsstelle in das Wiener Becken 610—615 m hoch liegt. Wir erinnern uns, daß wir dies Niveau, wenn auch in weit voneinander entfernten Terrassenresten vom Anninger an verfolgen konnten und es ist jedenfalls die Marke eines unteren Denudationsniveaus, das älter ist als die Terrassen I—XII. Diesem Niveau gehören an: der Schafkogel als Vorstufe des Gotschakogels gegen das Schwarzatal (620 m, An.), der Eichberg als Vorstufe desselben gegen das Auebachtal (623 m) und links wie rechts des Auebaches zieht sich die Terrasse bis Schottwien aufwärts. Am linken Talgehänge folgt ihr die Trasse der Semmeringbahn bis hinter den Gamperltunnel, rechts tritt sie in großer Breite unter Schloß Wartenstein, beim Graßhof ober Weißenbach und im Probstwald ober Aue auf. Hier lagert am Gehänge ober der Terrasse eine in mehreren Brüchen erschlossene, sehr feste, dichte Kalkbreccie. Österreich hält sie für eine Gehängebreccie des paläozoischen Kalkes des Graßberges, die aber in

1) Sueß, Jahrb. XIII. 1863. Verh. S. 13, und Karrer, Geologie. S. 55f.

2) Sueß, ebenda und Verh. 1867. S. 28, und Czjžek, Denkschr. XVI. Bd. 1855. S. 489.

ihrer Höhe dem tertiären Talniveau entspricht.¹⁾ Über das Alter dieses Niveaus wissen wir nichts. Von der Hohen Wand angefangen bis in diese südliche Bucht des Beckens scheint es ungestört zu verlaufen, ein Umstand, der gerade nicht für ein sehr hohes Alter spricht.

Solange man nichts über das Alter dieses Terrassenniveaus weiß, wird man auch wohl die endgültige Entscheidung über das Alter des südlichsten Teiles des Wiener Beckens aufschieben müssen. Es ist ja sehr auffällig, daß diesem anscheinend sowohl die marinen wie die sarmatischen Schichten fehlen. Es ist aber nicht ausgeschlossen, daß sie in der Tiefe des Beckens liegen und an den Rändern an Verwerfungen abgesunken und durch das Rohrbacher Konglomerat verhüllt sind. Auch drängt am Fuß des Rosaliengebirges die Leitha so stark nach rechts, daß sie wie die Donau im Tullner Feld einen Streifen des Randgebirges entfernt hat.

Es bleibt aber auch anderseits die Auffassung offen, daß dem zu einer schmalen Bucht verengten südlichen Wiener Becken nur die Ablagerungen des offenen Meeres fehlen, daß der Tegel mit der Braunkohle von Hart eine mit dem marinen Miozän gleichalte Strandablagerung ist, welche noch stark disloziert wurde.

Am Goldberg bei Kirchberg am Wechsel gelang es Toula, auf den kristallinen Gesteinen Kalke zu finden, welche reich an Orbitoiden und Nummuliten sind und daher wohl dem Ober Eozän zugerechnet werden können.²⁾ Das Randgebirge des südlichen Wiener Beckens hat also auch bereits eine alttertiäre Transgression über sich ergehen lassen müssen. Es ist daher keineswegs ganz ausgemacht, daß in diesem Teile der Alpen erst in der Miozänepoche die Senkungserscheinungen ihren Anfang nahmen. Die eozäne Transgression, wie das Eindringen des Gosaumeeres in die Neue Welt, sowie die über 600 m hoch gelegenen ausgedehnten Abrasionsflächen lassen vielmehr die Vermutung zu, daß zwischen dem Wechselmassiv und dem Rosaliengebirge einerseits und den Plateaus der Kalkhochalpen anderseits bereits zur Kreideepoche die Tendenz zu Senkungen bestand und alpines Gebiet unter die Wellen des Meeres geriet. Die Umrißlinien des heutigen Wiener Beckens sind allerdings jüngeren Ursprungs.

Doch kehren wir zum Randgebirge bei Gloggnitz zurück. Eine Reihe von Terrassen begleitet das Gehänge am rechten Schwarzaufer.³⁾

Alle diese Terrassen, die zwischen dem Tal des Sirnbaches bei Gloggnitz und dem des Doppelbaches, der bei Natschbach in die Schwarza mündet, am Randgebirge hinziehen und durch kleine Folgetälchen zerschnitten sind, liegen in den alten Schiefen und zeichnen sich durch gute Erhaltung aus.

1) Ein alpines Längstal zur Tertiärzeit. Jahrb. IL. 1899. S. 194.

2) Jahrb. XXIX. 1879. S. 123—136.

3) So Terrasse \ominus 562 m ober Wörth; die breite Terrasse des Tachenberges 645 m, \ominus 660 m; die breite Terrasse, auf welcher der Ort Tiernannsdorf gelegen ist (620 m, An.); jene ober Witzmannsdorf \ominus 605—631 m; der Riegelwald 620 m; der Zinswald 600—620 m; der Eichberg bei Penk \ominus 604—629 m; die breite Terrasse von Grammatl \ominus 557—568 m und andere. Darunter laufen die pontischen Terrassen hin: Plateau 515 m (An.), ober Enzenreith; ober Köttlach 518 m (An.); bei Götschach \ominus 505—520 m (An.); durchweg Niveau XI. Bei Götschach Terrasse 542 m (An.); bei Grafenbach \ominus 537 m (Niveau XII); das breite Plateau über Landschach 500—520 m (XI); das Plateau über dem Ort Grafenbach \ominus 467 m (VIII); jenes des Amersberges 482—490 m (IX), (An.). Bei Unter Danegg tritt wieder ein sehr schönes Profil mit drei übereinander angeordneten Terrassen auf: IX: 468 m (An.); X: 487 m (An.); XI: 515 m (An.); ebenso bei Straßhof VIII: 441 m (An.); westlich vom Ziegelofen bei Wartmannstetten IX: \ominus 464 m, 600 m breit; Plateau bei Straßhof 485 m (IX); Plateau südwestl. Straßhof \ominus 520—535 m (An.) mit einer kleinen Stufe in 520 m (An.) Höhe (XI/XII); Plateau südlich von Wartmannstetten \ominus 433 m (VIII) und das Plateau südlich von Weibnitz \ominus 519 m (XI), am Fuß des Kulmberges.

Die sie trennenden Stufen sind selten steil und die Tendenz zum allmählichen Übergang einer Terrasse in die andere ist hier vorhanden, wenn auch nicht so stark wie in der Flyschzone. Die untersten Terrassen sind häufig von einer mächtigen Gehängelehmdecke überlagert und daher ihr Vergleichswert gering.

Östlich von der Straße Neunkirchen-Straßhof sind es nicht Rohrbacher Konglomerate, sondern quarzitische und Schiefergerölle, die am Randgebirge vorkommen. Sie setzen den diluvialen Schuttkegel des Natschbaches (Weizfeld, Kreuzäcker) zusammen und überdecken bei dem gleichnamigen Ort Tegel unbekanntes Alters.¹⁾

Zwischen Natschbach und der Schwarza einerseits, dem Pittental andererseits verläuft ein Rücken, der gegen NE sich immer mehr verschmälernd und verflachend mit dem Bischofkogel (373 m) bei Brunn am Zusammenfluß von Pitten und Schwarza endet. Glimmerschiefer und Grauwackenkalkte treten an einigen Stellen an die Oberfläche und bilden streckenweise das linke Talgehänge der Pitten, so zwischen Seebenstein und Pitten, aber im allgemeinen wird dieser Rücken von quarzitischen Geröllmassen — bei Haffning treten auch feine Sande auf — gebildet. Diese Schotteranhäufung folgt links dem Pittental und greift an einigen Punkten bis zur Talsohle herab. Die Gerölle sind durchweg Gesteine des Einzugsgebietes der Pitten und sind jedenfalls von ihr aufgeschüttet worden. Am Hochfeld bei Tann, nördlich vom Haßbach, der quer auf den Geröllrücken der Pitten zueilt, setzen die Gerölle ein Plateau von 545 m Höhe zusammen. Durch das Einschneiden des Doppelbaches und Zißgrabens verschmälert und erniedrigt, erhebt es sich wieder in der Summerau auf 520 m und nun folgt gegen N das zwei Kilometer breite Plateau des Hart, das sich sanft gegen N bis 480 m abdacht. In diesem Nadelwaldgebiet treten überall, wo Hohlwege und Wasserrisse den Boden anschrüfen, Flußgerölle und zwar oft Blöcke von kolossalen Dimensionen zutage. Unter dem Hart liegt die breite Terrasse der Winterleiten, 465 m, darunter eine Terrasse nordöstlich Lindgrub, \diamond 441 m und getrennt durch das Steintal \diamond 446 m. Bei Sautern ist der Geröllrücken durch die beiden einander sehr nahekommenden Flüsse stark angegriffen und erhebt sich erst wieder unweit Pitten zum Plateau des Brunnerberges, 415 m, dann folgt nur mehr bei der Altaquelle eine kleine Geröllpartie. In der Umgebung von Seebenstein und Sautern sind die Gerölle durchschnittlich nur mehr faustgroß, es schalten sich feine Sandlagen ein, wie z. B. bei Gundrams. An der Straße Seebenstein-Gundrams sind Kalkkonglomerate mit ausgesprochener Deltaschichtung (NW fallen) aufgeschlossen.

Wie die Struktur sprechen auch die Umrisse für den Deltacharakter dieser Ablagerung. Die Abdachung der Akkumulationsform fällt auf der fünf Kilometer langen, ziemlich unversehrten Strecke vom Hochfeld (545 m) bis zur Langen Lisse östlich Natschbach (420 m) 25 ‰. Dieses Delta kann nur der Pitten angehören und ist bis 545 m, also bis zum Niveau XII aufgeschüttet, also wohl gleichalt mit jenem der Sirning, Piesting und Triesting. Gleich diesen ist es selbst wieder terrassiert und zwar in der Höhe von 520—485 m (XI—X), 465 m (IX), 441 m (VIII); die unteren Gehängepartien sind durch die Prallstellen der rechtsdrängenden Schwarza umgestaltet worden. Auch hier erfüllen die Gerölle ein Tal, das in einer präpontischen Erosionsperiode fast bis zur heutigen Talsohle ausgetieft worden war.

Im Talsystem der Pitten ist seit Schluß der pontischen Epoche eine bedeutende Veränderung vor sich gegangen. Das Tal des Haßbaches, das bei Scheiblingkirchen rechtwinklig zum Haupttal einmündet, quert die Achse

1) Vgl. Wasserversorgungsbericht. S. 55.

des Deltas und muß daher postpontisch sein. Die Richtung dieses west-östlichen Tallaufes setzt sich in dem gegenüber zur Rechten der Pitten einmündenden Schlattenbach fort. Als das untere Denudationsniveau noch höher lag als heute, scheinen die Krumbacher Berge im westlichen Teil eine ununterbrochene Abdachung besessen zu haben, auf welcher die Pitten als Folgefluß, wie jetzt noch ihre kleineren Parallelfüsse im E: der Leiding-, Klingenfurter- und Ofenbach, abwärts floß. Jetzt ist diese Abdachung durch west-östlich verlaufende Nebentäler unterbrochen worden und letztere gaben dem Randgebirge auch eine innere Abdachung. Die west-östliche Talrichtung ist auf die raschere Ausarbeitung des Glimmerschiefers zurückzuführen, während nördlich und südlich davon höhere Kalkberge stehen blieben: Schloßberg bei Pitten (613 m), Buchberg (679 m) u. a. Die kräftigere Pitten gewann durch das Einschneiden eines in den weicheren Schichten verlaufenden Zuflusses den Oberlauf des Leidingbaches, den bei Hollenthon entspringenden Schlattenbach, der erst bei Bromberg nach W umbiegt und dann quer auf die Hauptabdachung des Gebirges über Thernberg nach Scheiblingkirchen verläuft. Die Ablagerung von quarzitischen Geröllen auf dem Sattel von Schlitzenhof (502 m), der das Folgetal des Schlattenbaches mit dem Folgetal des Leidingbaches verbindet, sowie die mächtigen Geröllmassen, welche auf den Höhen zu beiden Seiten der Leidingbachmündung liegen und kaum von einem so kleinen Bach, wie es der heutige Leidingbach ist, stammen können, bezeichnen den alten Talweg.

Diese Gerölle und Konglomerate überlagern bei Leiding und Inzenhof die Schiefertone mit Braunkohlen, die sich vom Plateau bei Leiding, 464 m, bis ins Tal des gleichnamigen Baches hinabziehen. In dieser Ortschaft tritt festes Kalkkonglomerat auf, hinter demselben auf der Brombergerstraße sind feine Sande erschlossen, wechsellagernd mit nordwestlich fallenden Geröllbänken. Diese Ablagerungen mögen zum Teil gleichalt sein mit den Schiefer-tonen, in deren obersten Lagen ganz ähnliche Kalkkonglomerate vorkommen¹⁾; die Hauptmasse der Schotter und Konglomerate, die ihre Höhengrenze auch hier in 520—540 m finden, dürfte jungtertiär sein. Als Gehängebreccie dagegen sind die eckigen Kalkfragmente anzusehen, welche am Gehänge des Pittentales bei Schiltern auftreten.

Auf Lignite wird auch bei Pitten gebaut und hier am Abhang des Brunnwaldes liegen wieder Gerölle, an denen merkwürdige Strömungen und Riefungen auftreten.²⁾ Diese Ablagerung wurde seinerzeit als eine erratische Diluvialbildung angesehen³⁾, dann aber als umgelagerte Tertiärbildung erkannt.⁴⁾ Merkwürdigerweise treten unter diesen, vermutlich vom Leidingbach transportierten Geröllen auch solche aus Gosaukonglomerat und Orbitoidenkalk auf. Dasselbe Material wurde von Toula bei Kirchberg am Wechsel angetroffen.⁵⁾ Man muß daher wohl auf eine früher größere Verbreitung dieser Gesteine im Wechselgebiet und den Krumbacher Bergen schließen. (Vgl. S. 181.) Auch im Haratwald am Rücken zwischen Leiding- und Klingenfurterbach, zwischen diesem und dem Ofenbach lagern Gerölle aus Kalk und kristallinischen Gesteinen. Abermals ist die Höhengrenze rund 520 m, so daß auch hier vielleicht Deltas der genannten Bäche bestanden.

1) Vacek, Geol. Verhältnisse des Rosaliengebirges. Verh. 1891. S. 317.

2) Morlot, Über das errat. Diluvium bei Pitten. Haidg. Abhdlg. IV. 1850. 2 A. S. 1.

3) Sueß, Über errat. Blöcke am Abhang des Rosaliengebirges. Jahrb. IX. 1858. Verh. S. 101.

4) Penck, Der Erfolg des Preisausschreibens der Sektion Breslau. Mitt. d. D. u. Ö. Alp. Ver. 1890. S. 259.

5) Vgl. Czjžek, Erläuterungen zur geol. Karte von Wien. S. 58, und Toula, Verh. 1879. S. 33.

Bei Schlein, Schauerleiten und Klingenfurt treten abermals Süßwassertegel mit Braunkohlen auf¹⁾ und die stark gestörten Flöze werden wieder von Konglomeraten überlagert.²⁾

Die Terrassierung ist in diesem Teil des Randgebirges wieder sehr ausgeprägt. Sie beginnt am Schloßberg bei Pitten (613 m), der das Plateau des Kirchenwaldes vorschiebt, 517 m (An.). Gegen NE trifft man in diesem Niveau ferner: den Leidingkogel, 519 m, das Plateau unter dem Gaisriegel, 516 m (An.), den Bineswald, 521 m (An.), ferner die Terrasse beim Baumgartner Wirtshaus, 513 m, an der Straße Schlein-Hochwolkersdorf (XI). Zwischen zwei Seitengraben des Ofenbaches verläuft auf eine Länge von 700 m ein Rücken in 500—520 m Höhe, dann folgt gegen W die Terrasse bei der Mehlberleiten, 520 m, der Bauernwald, ϕ 523 m, der Ramsbacher Wald, ϕ 507—520 m, durchweg sehr große Formen. Diese Terrasse folgt auch dem Ostabfall des Rosaliengebirges (Ziegelmais am Gespitzten Riegel, ϕ 516 m, 500 m breit). An manchen Stellen hat sich auch noch das Niveau XII erhalten, so am Weißjackl zwischen Pitten und Seebenstein (543 m, An.), am Mitterriegl, ϕ 544 m, südlich von ihm ϕ 547 m, und die 750 m breite Plattform des Kogelberges bei Wiesen (540 m). Sehr groß sind ferner die Abrasionsformen im Niveau X: das Brunnerwaldplateau ober Pitten (Schlot des Kohlenstollens 486 m, An.), das Plateau des Haratwaldes, ϕ 485 m (600 m breit), das Plateau über der Mittereckleiten im Klingenfurtertal gelegen, ϕ 493 m, der Kuhwald bei Schauerleiten (600 m breit), ϕ 486 m, u. a.

Dagegen erscheinen im Niveau IX keine besonders großen Formen (Plateau des Weinberges bei Pitten ϕ 433 m, ϕ 434 m, Plateau ϕ 442 m bei Walpersbach; Plateau ϕ 441 m westlich von Schlein, Gemeinwald bei Ofenbach 440 m, Ramsbacher Wald bei Frohsdorf ϕ 443 m u. a.).

Die unteren Gehängepartien des Rosaliengebirges sind in eine Löß- und Lehmedecke eingehüllt, so daß eine Höhenvergleichung der Terrassen mit Sicherheit nicht möglich ist. Die großen Ziegeleien von Erlach, Ofenbach und Schlein schließen diese zuweilen geschichteten und von Geröllagen durchzogenen Ablagerungen auf. Der Pitten bzw. Leitha folgt zur Rechten von Erlach bis Neudörfel eine ungefähr 15—20 m hohe, von Löß und Lößlehm bedeckte Terrasse, welche mit einem Steilrand abbricht. Ihr Material besteht vorwiegend aus kristallinen Gesteinen, Quarzsanden und Geröllen, Kalke sind seltener. Die Terrasse ist fluviatiler Herkunft, offenbar durch die Leitha aufgeschüttet und vermutlich diluvial. Das Nordende des Rosaliengebirges bei Katzelsdorf trägt im Niveau IV eine breite Plattform, die bei Passierung der Sopronischen Pforte die Aufmerksamkeit fesselt (IV, ϕ 349 m, ϕ 353 m, ϕ 343 m, ϕ 349 m). Damit haben wir die Besprechung des alpinen Randgebirges abgeschlossen und wenden uns nun der Ebene des Beckens selbst zu.

7. Das Wiener Becken. (Die Ebene.)

Die randlichen Teile des Beckens wurden bereits im Anschluß an die Besprechung des Randgebirges gewürdigt, es bleibt nur noch übrig, den mittleren Teil zu besprechen und einen Blick auf die Umrißlinien des Beckens zu werfen.

1) Czjžek, Erläuterungen. S. 60. Eittingshausen, Pflanzenreste von Schauerleiten. Jahrb. I. 1850. S. 163. Eittingshausen, Pflanzenreste von Pitten. Ebenda. S. 745. — M. Hoernes, Überreste von Wirbeltieren aus der Braunkohle von Leiding südlich von Pitten. Haidg. Ber. VI. 1850. S. 43. — Meyer, Tierreste von Leiding. Jahrb. I. 1850. S. 166. — Zittel, Vorlage von *Anchitherium aurelianense* aus der Braunkohle von Leiding. Jahrb. XIII. 1863. Verh. S. 41.

2) Hofør, Das Braunkohlenvorkommen in der Schauerleiten. Verh. 1868. S. 196. Das Flöz von Schlein ist 30°, jenes von Klingenfurth 32° geneigt.

Die morphologische Grenze des Beckens ist eine andere als die geologische. Die letztere liegt dort, wo die Gesteine der Alpen von der Oberfläche verschwinden, die erstere dort, wo der Fuß des Randgebirges verläuft. Begleiten Tertiärhügel das ältere Gebirge, so liegt die morphologische Grenze innerhalb der geologischen, ist dagegen das Randgebirge stark abradiert, so ist das Verhältnis ein umgekehrtes, dann tritt der Bruchrand oberflächlich nicht hervor, wie z. B. bei St. Veit a. d. Wien, wo der Flysch im Wienbett noch 2 km vom Gebirgsabfall entfernt, aufgeschlossen ist. Nur dort, wo an jungtertiären Brüchen Tertiärschichten am Randgebirge abgesunken sind, wie bei Mödling, am Randgebirge der Neuen Welt u. a. a. O. fallen beide Grenzen zusammen. Im großen und ganzen ist aber überall noch die Abhängigkeit der morphologischen Grenze von der ursprünglichen tektonischen, dem Bruchrand, zu erkennen.

Der Umriss des Beckens ist der eines spitzwinkligen Dreiecks, mit der Donau als Basis, der Spitze bei Gloggnitz und einer SW-NE verlaufenden, kürzeren Seite, in deren Verlängerung mehrere kleine inneralpine Einbrüche liegen, wie die steirischen Becken von Parschlug, Seckau, Fohnsdorf, Knittelfeld und Judenburg. Derselben Linie folgt eine Stoßlinie der Erdbeben, die Mürzlinie.¹⁾ Die SW-NE-Richtung der Brüche beherrscht auch die Umrisslinien des Leithagebirges²⁾, den NW-Rand des Rosaliengebirges, der Hainburger Berge³⁾ und Kl. Karpathen.⁴⁾ Der alpine Bruchrand ist nicht geradlinig, er bildet ein- und ausspringende Winkel und erscheint dadurch wie gezähnt. Von Ternitz bis Willendorf verläuft der Bruch NNE, setzt sich in dem SE-Rand der Neuen Welt fort, von Willendorf bis Wöllersdorf NE, parallel mit dem Abbruch der Hohen Wand. Nördlich der Piesting springt der Bruchrand zurück und erstreckt sich in nordwestlicher Richtung die Bruchsenke an der unteren Triesting in das Gebirge, in derselben Richtung, welcher auch der Bruchrand der Zentralzone zwischen Ödenburg und dem Nordende des Rosaliengebirges folgt. Von Vöslau bis zum Eichkogel läuft der Bruch NNE, dann wieder bis zur Kalkalpengrenze bei Kalksburg NNW und am Rand der Flyschzone im großen und ganzen NE.

Für die Oberflächengestalt des nördlichen Wiener Beckens ist die Donau maßgebend geworden. Wir konnten aus dem Tullner ins Wiener Becken ihre pliozänen und diluvialen Terrassen verfolgen und haben auch das Marchfeld als eine Stromebene kennen gelernt. Am rechten Ufer haben wir die Donauterrassen an der Grenze des Wiener Stadtgebietes verlassen. Dort fanden wir durch den nach rechts ausgreifenden Strom alle Terrassen mit Ausnahme der älteren Decke zerstört. Vom Neugebäude in Simmering bis Kl. Schwechat verläuft jedoch in mannigfachen Windungen ein Wagram von rund 12 m Höhe, an dessen Fuß eine lößbedeckte Terrassenfläche mit den höher gelegenen Ortsteilen von Kaiser Ebersdorf liegt (165—160 m). Nachdem sie sich nur unbedeutend über die Niederterrasse erhebt, dürfte sie mit der Hochterrasse identisch sein. (Aufschlüsse in der Dreherstraße, Kl. Schwechat.) Bei Mannswörth haben sich sogar drei lößbedeckte Terrassen erhalten. Die unterste, 159 m (An.) hoch, erscheint beim Ortsfriedhof nur als schmaler Streifen, die zweite breite Stufe liegt in 165 m Höhe und wird aber wie die untere östlich von Mannswörth durch das Ziegelwasser abgeschnitten, das nun an die dritte, 178 m (An.) hohe, ältere Decke herantritt.

1) Sueß, Die Erdbeben Niederösterreichs. Denkschr. 33. Bd. 1874.

2) Thermen treten hier bei Mannersdorf, Brodersdorf, Gschieß; Säuerlinge bei Sauerbrunn und Neudorf auf. Das Vorkommen von Schwefel im Leithakalk von Sommerein und Kaisersteinbruch scheint auf Solfatarentätigkeit hinzudeuten. Vgl. Führer z. d. Exkursionen der Deutsch. Geol. Ges. Wien 1877. Die Fortsetzung der Wiener Thermenlinie nach Norden hat Knett untersucht. Verh. 1901. S. 248 ff.

3) Therme von D. Altenburg. 4) Schwefelquelle von Stampfen, Búdöszkö u. a.

Östlich Kroatisch Haslau verschwindet auch diese, die steile Uferböschung wird vom pontischen Tegel oder Sand gebildet, die von pliozänen Quarzschottern bedeckt sind. Das Terrassenfeld des Arsenalschotters läßt sich an mehreren Stellen rechts der Donau wieder erkennen. 40 m über dem Donauspiegel liegen Regelsbrunn und Wildungsmauer und die romanische Rundkirche von D. Altenburg (178 m) auf ihm. Die mittlere pliozäne Terrasse ist in der Neurisse und bei Rauchenwarth (205 m) u. a. a. O. wohl erhalten, tritt westlich von Petronell bei ϕ 194 m an den Strom, stets 50 m über demselben gelegen, und gewinnt östlich des Ortes an Ausdehnung. Sie setzt sich durch die Carnuntische Pforte (Unterfeld 186 m, ϕ 185 m bei Schönabrunn usw.) in die oberungarische Tiefebene fort, folgt also nicht dem heutigen Donaudurchbruch.

Südlich von diesen Terrassen, die von Stur als Belvedereschotter bezeichnet wurden, setzen quarzitisches Sande und Gerölle, meist rötlich gefärbt, stark zerschnittene Hügel zusammen, die über die Terrassen emporragen. Ihre südliche Verbreitungsgrenze verläuft in einem gegen das Innere des Beckens konvexen Bogen so ziemlich parallel mit der Kurve des heutigen Stromlaufes. Diese Grenze zieht vom Wiener Berg 244 m, über den Laaerberg 256 m, über Moosbrunn, den Goldberg bei Reisenberg 218 m, nach Bruck a. d. Leitha. Hier haben wir die Fortsetzung der Laaerbergterrasse zu suchen. Der Schotter erreicht jedoch im Schüttenberg 282 m und erhebt sich also noch über das Niveau der letztgenannten Terrasse. Ob hier eine Störung der Terrassenniveaus vorliegt oder ob die Schotter des Schüttenberges den Rest einer noch höheren Pliozänterrasse repräsentieren, konnte, da dieses Gebiet nur flüchtig begangen wurde, nicht entschieden werden.

Die jüngsten lakustrinen Schichten der Beckenausfüllung sind unter diesen Schottern anzutreffen¹⁾ und steigen nirgends über das Niveau I empor. Bei Moosbrunn erreicht der Süßwasserkalk nur 200 m, am Neuberg bei Enzersdorf a. d. Fische 233 m, am Gaisberg bei Stixneusiedel 234 m. Diese Moosbrunner Schichten wurden ja schon besprochen. (Vgl. S. 25 f. 70.)

Das rechte Ufer des pliozänen Stromes ist nicht mehr erhalten. Der leicht abspülbare Tegel, welcher die Alluvien dieses Stromes überragt haben muß, ist abgetragen durch das seitliche Rücken der Flüsse, die im durchschnittlichen Abstand von 3 km diesen Teil des Wiener Beckens durchqueren. Wo der Quarzschotter den Tegel bedeckt, blieb dieser erhalten und überragt die im Süden gelegene denudierte Tegeloberfläche. So hat sich das Verhältnis zwischen Anschwemmungsland und Ufer umgekehrt, das erstere liegt heute um vieles höher als das letztere. Die Anschwemmungen sind jetzt in Platten und Hügel aufgelöst und die Flüsse, welche vom Tegel auf den widerstandsfähigen und wasserdurchlässigen Schotter übertreten, haben in demselben bei der Erosion und Gehängezuböschung viel mehr Widerstand gefunden als in der Tegelfläche südlich des Ufers. Diese ist vollkommen eingeebnet und in Denudationsdurchbrüchen durchmessen Schwachat, Fische und Leitha die randlichen Hügel im Norden des Wiener Beckens. Diese Zone der Einebnung, in der der Tegel entweder an die Oberfläche tritt oder von einer sehr dünnen Schotterdecke überlagert wird²⁾, ist gekennzeichnet durch die Lage von Vösendorf, Wiener-Neudorf, Biedermansdorf, Laxenburg, Münchendorf, Mitterndorf, Seibersdorf, Pischeldorf

1) Stur, Bodenbeschaffenheit der Gegenden südöstlich von Wien. Jahrb. XIX. 1869. S. 475. Fig. 1. — Stur, Beiträge zur Kenntnis der Flora des Süßwasserquarzes, der Kongerien- und Cerithiensichten im Wiener und ungarischen Becken. Jahrb. XVII. 1867. S. 77 f.

2) Siehe Profil bei Münchendorf. (Stur, Jahrb. XXXIX. 1889. S. 258) u. Hüllesch, Brunnenbohrung in Trautmannsdorf. Verh. 1869. S. 142. Hier ist der Diluvialschotter nur sechs Fuß mächtig.

und Wilfleinsdorf. In dieser Zone tritt der Grundwasserstrom aus, welcher unter den Schottermassen des südwestlichen Beckens zirkuliert, und im Gegensatz zu jenen Schotterflächen ist dieser Teil der Ebene feucht und versumpft.

Südwestlich von dieser Zone wird die Schotterdecke mächtiger und mächtiger, die Triesting schiebt einen flachen diluvialen Schuttkegel ins Becken vor, dann aber folgt der mächtige Kegel der Piesting, der relativ große des Johannsbaches, der mächtige Schwarzaschuttkegel.

Höchst auffällig ist der Umstand, daß an der Donau die Diluvialschotter in Terrassen angeordnet nebeneinander liegen, während die Flüsse des Wiener Beckens keine solchen Terrassen besitzen oder erst knapp vor der Mündung in die Donau von ihnen begleitet sind, wie die Schwechat von Himberg an. Es scheint im Bereich der großen Schuttkegel während der ganzen Diluvialzeit ununterbrochene Akkumulation geherrscht zu haben, dagegen lösten an der Donau Erosion und Akkumulation einander ab. Als Ursache wird wohl das schon früher konstatierte Nachsinken des südlichen Wiener Beckens in post-pontischer Zeit anzusehen sein, welches die Flüsse zwang, ununterbrochen zu akkumulieren, um ihre Gefällskurve zu erhalten. Das Gefälle der lakustrinen pontischen Aufschüttungsfläche von 410 m bei Pottsbach auf 230 m, die durchschnittliche Sockelhöhe der Pliozänschotter bei Moosbrunn genügte ihnen also nicht.

Wir haben also im Wiener Becken von SW nach NE fortschreitend drei Abschnitte zu unterscheiden: 1. die trockene, wenig zerschnittene Akkumulationsebene; 2. die nasse, abgetragene Erosionsebene; 3. die reif zerschnittene Akkumulationsebene der pliozänen und diluvialen Terrassenfelder mit den Durchbruchtälern. Der erste Abschnitt ist am höchsten gelegen, der zweite am tiefsten und ist am stärksten zerstört.

8. Der Ostrand des Wiener Beckens.

Zwischen dem Rosaliengebirge und der Längsscholle des Leithagebirges steht das Wiener Becken mit dem ungarischen Becken in Verbindung. Der Verlauf der Zentralzone ist hier gerade gegenüber jener Stelle unterbrochen, an der am Westrande des Beckens die Zone der größten Zertrümmerung der Kalkalpen liegt. Die Kongerienschichten, welche im Steinfeld unter der mächtigen Schotterdecke liegen, tauchen in dieser Lücke empor und bilden eine niedere Bodenschwelle, zugleich die Wasserscheide zwischen der Leitha und der dem Neusiedlersee zuströmenden Vulka. Die Braunkohlen von Zillingdorf und Neufeld werden aus diesen Ablagerungen gewonnen, welche oberflächlich wenig hervortreten, da aus den Zentralalpen stammende Sande und Gerölle, die auch als Belvedereschotter bezeichnet wurden, sich darüber breiten.¹⁾

Die Bodenschwelle fällt gegen die Leitha zu in zwei Terrassen ab, von denen die untere 20 m über dem Fluß liegt und die Fortsetzung der oben erwähnten Leithaterrasse ist. (S. 184.)

Nur vergleichsweise sollen mehrere Punkte in diesem Übergangsbereich zur Besprechung kommen. Hier ist wieder die regelmäßige Anordnung der drei Tertiärstufen zu beobachten. Vom Eisenbahneinschnitt bei Wiesen über Forchtenau, Marz, Rohrbach, Walbersdorf, wo der Tegel Schlierkonchylien enthält²⁾, bis nach Ödenburg³⁾ begleiten die marinen Schichten das alpine Randgebirge, beckenwärts folgt ein Streifen sarmatischer Schichten, die hier

1) Siehe geol. Spez. Karte. (Manuskriptkarte von John.) Z. 14. Col. XIV und Czjžeks Karte im Jahrb. II. 1851. (Die Kohlen von Zillingdorf und Neufeld. S. 47—51.)

2) Toula, Über den marinen Tegel von Walbersdorf bei Mattersdorf in Ungarn. Verh. 1885. S. 245.

3) Wolf, Die Stadt Ödenburg und ihre Umgebung. Jahrb. XX. 1870.

höher als im Wiener Becken, nämlich bis 386 m ansteigen. Die Mitte der Bodenschwelle bilden endlich die pontischen Schichten.

Am Randgebirge konnte bis Ödenburg die vollständige Regelmäßigkeit der Terrassenprofile beobachtet werden und zwar liegt die unterste Terrasse im Niveau II. An mehreren Punkten dieses Gebietes ist wieder der Beweis für die vorpontische Erosion oder mindestens für eine sehr tiefe Lage der Uferlinie zwischen sarmatischer und pontischer Epoche zu erbringen. Bei der Bahnstation Wiesen wurden in einem Steinbruch sarmatische Schichten erschlossen, die an der Grenze gegen die pontischen Schichten wieder auffallend viele Gerölle führen und zwar solche aus Alpenkalk, untermengt mit abgerollten Stücken von *Melanopsis impressa*¹⁾, sarmatischen Bryozoen- und Serpulakalken, die in der Nähe nicht anstehen. Es ist ein deutlicher Hinweis auf die tiefe Lage der Strandlinie während eines Abschnittes dieser Epoche. R. Hoernes meint, es liege hier eine sarmatische Deltabildung vor.²⁾ Th. Fuchs hat neuerdings einen westlich der Station gelegenen Aufschluß beschrieben und darauf hingewiesen, daß die schräge Anlagerung von sarmatischem Material an flach gelagerte sarmatische Bänke auf eine Abrutschung oder Verwerfung zurückzuführen sei.³⁾ Sollte es aber nicht vielleicht doch eine Meerhalde und die Lagerung eine ursprüngliche sein?

Die pontischen Schichten von Draßburg enthalten sarmatische Formen eingemengt⁴⁾, beim Meierhof dieses Ortes findet sich ein sarmatischer Sand und ihm angelagert ein sandiger Tegel, Sand und Schotter, die wieder ein Gemisch von sarmatischen und pontischen Konchylien führen, ganz vom Charakter einer fluviatilen Einschwemmung.⁵⁾ R. Hoernes stellt sie den mäotischen Schichten gleich. Auch bei Baumgarten sind sanft gegen die Ebene geneigte sarmatische Schichten abgeschnitten durch steiler geneigte „mäotische Schichten“, die erst nach der Zerstörung von sarmatischen Schichten entstanden sein konnten.⁶⁾ Ganz ähnliche Verhältnisse herrschen am Föllik bei Gr. Höflein (II, 284 m), wo Konglomeratbänke mit der Mischfauna auftreten.⁷⁾ Bei Güns liegen die pontischen Schichten unmittelbar auf dem alten Schiefer auf.⁸⁾

Das Tal des Teichmühlbaches, welcher bei Kroisbach in den Neusiedlersee mündet, ist anscheinend eines von jenen Tälern, in welchen Sueß⁹⁾ die pontischen Schichten in erodierte sarmatische Schichten eingelagert getroffen hat.

Am Marzerkogel bei Marz kann man endlich auch einen morphologischen Nachweis der vorpontischen Erosion erbringen. Im Profil Marz—Marzerkogel—Zemmendorf ist die konzentrische Anordnung der drei Tertiärstufen vorhanden, aber diese Zone der an das Randgebirge angelagerten Tertiärschichten ist von der Vulka durchbrochen, die ihr Bett zwischen Walbersdorf und Rohrbach in den marinen Tegel eingeschnitten hat, wodurch der aus widerstandsfähigem sarmatischen Sandstein bestehende Marzerkogel (386 m), dessen Schichten gleich den marinen gegen die Ebene hin einfallen, vom Randgebirge abgetrennt wird. Letzteres ist hier in ausgezeichneter Weise

1) Hilber, Über die obersten sarmatischen Schichten des Steinbruches bei der Bahnstation Wiesen im Ödenburger Komitat. Verh. 1883. S. 28.

2) Sarmatische Konchylien aus dem Ödenburger Komitat. Jahrb. XLVII. 1897.

3) Über einige Störungen in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens. Sitz. Ber. CXI. 1902. S. 463 ff.

4) Roth v. Telegd, Aufnahmebericht über den ungar. Anteil des Rosaliengebirges. Mittlg. a. d. Jahrb. der K. Ung. Geol. Anstalt. 1877. S. 20.

5) R. Hoernes, Die vorpontische Erosion. Sitz. Ber. CIX. 1900. 6) Ebenda.

7) Sarmat. Konchylien aus dem Ödenburger Komitat. Jahrb. XLVII. 1897.

8) Hofmann und Stürzenbaum, Mittlg. a. d. Jahrb. der K. Ung. Geol. Anstalt. 1877. S. 18.

9) Das Antlitz der Erde. I. S. 422.

terrassiert. Bei Marz und Rohrbach fallen folgende Terrassen auf: die breite Form am Stubenbühel \ominus 366 m (V); ferner \ominus 341 m (IV) südwestlich von Marz, \ominus 341 m südlich von Rohrbach; darüber \ominus 383 m und \ominus 388 m (VI) südlich Rohrbach: darunter bei Marz \ominus 319 m, \ominus 312 m, \ominus 316 m, ferner am Mattersdorferriegel \ominus 312 m westlich Rohrbach (III) u. a. Diese Terrassen kehren sich gegen das breite Vulkatal. Nun tritt aber auch am gegenüberliegenden Gehänge, am Marzerkogel, in dessen sarmatische und marine Schichten eingeschnitten, dieselbe Terrasse III auf, wie gegenüber im alten Gebirge (\ominus 313 m, \ominus 312 m, \ominus 315 m, An.). Das Tal der Vulka wurde also in postsarmatischer Zeit in die mediterranen und sarmatischen Schichten eingeschnitten, während der pontischen Transgression untergetaucht und die Gehänge während der letzten Phasen dieser Transgression zu beiden Seiten des Tales terrassiert. Die pontischen Schichten wurden aus dem Vulkatal durch die Erosion ausgeräumt und das Tal ist jetzt im mediterranen Tegel eingeschnitten.

Von dem, im Niveau VI geköpften Gipfel des Marzerkogels abwärts steigend, erreicht man gegen NE den Draßburgerwald. Man passiert hier eine sehr breite Plattform in 361 m Höhe (An.), die sich gegen NW im Schreindlberg fortsetzt (355 m, V). Im Niveau IV trifft man: \ominus 342 m, \ominus 341 m auf der Nordwestseite; \ominus 344 m (Schadenwald) auf der Südostseite; im Niveau III auf der Nordseite: \ominus 314 m unter dem Schreindlberg, 321 m (An.), westlich vom Draßburgerkogel. Sämtliche Terrassen verlaufen in den sarmatischen Schichten. Gegen Zemmendorf lehnen sich aber an dieselben Schichten mit *Melanopsis impressa* und *Congeria triangularis*¹⁾, weiter abwärts folgen Sandsteine mit Kongerien und feine glimmerige Sande der pontischen Stufe. In der Grenzschichte vermutet R. Hoernes wieder eine Vertretung der mäotischen Schichten. Vielleicht ist aber auch die Annahme, daß die gegen die Ebene fallenden Bänke mit ihrer Mischfauna eine pontische Seehalde darstellen, nicht unberechtigt.

Wir gehen zum Leithagebirge über und begnügen uns wieder damit, einige charakteristische Punkte zu besprechen. Es ist ein SW—NE verlaufendes Längsschollengebirge mit einer 35 km langen Achse. Der orographische Bau ist ein sehr einfacher. Der wenig gegliederte, von Folgetälern zerschnittene Rücken erreicht an seinem Südwestende im Sonnenberg ober Hornstein seine größte Höhe (480 m) und senkt sich gegen NE, aber nicht gleichmäßig, herab. Der Kern des Gebirges besteht aus kristallinen Gesteinen, Grauwackenkalken und Quarziten, aber hoch reichen an den Gehängen die Leithakalke und Konglomerate, die einen großen Teil der Wiener Bausteine liefern, empor.

Das Leithagebirge war offenbar ein Riff im Mediterranmeer, an dem sich eine heftige Brandung brach. In der pontischen Epoche war es während des Höchststandes des Sees vom Wasser bedeckt, denn seine Gipfel liegen durchweg unter dem Niveau XI. Sie sind übrigens, wie aus den Höhenzahlen und aus den Formen hervorgeht, fast alle ein Werk der Abrasion. Erst als der nach abwärts sich verbreiternde Sockel des Gebirges nicht mehr aufgezehrt werden konnte, wurden Terrassen in ihm eingeschnitten, welche zugleich zu oberen Verbreitungsgrenzen für den Leithakalk wurden. Unsere Niveaus laufen um das Gebirge mit großer Regelmäßigkeit herum. Man ist bei ihrer Identifizierung allerdings fast ganz auf den gegenseitigen Höhenunterschied der Terrassen angewiesen, da die Leithorizonte XI/XII über das Gipfelniveau fallen.

1) Vgl. das Profil im Jahrb. XLVII. 1897. Sarmatische Konchylien aus dem Ödenburger Komitat.

Auffällig ist vor allem, daß die untere Grenze des Leithakalkes hier viel tiefer liegt als im alpinen Randgebirge, denn dort finden sich nur noch ausnahmsweise in 220 m Höhe Leithakalke und dann sind es fast immer zerbrochene Bänke, die im Tegel liegen und von ihrer ursprünglichen Lagerstätte abgeglitten zu sein scheinen. In der Regel beginnt sich der Leithakalk in 240—260 m in dem Tegel auszukeilen. Im Leithagebirge aber wird der Leithakalk z. B. beim Ödenkloster südwestlich vom Brucker Lager, bei Mannersdorf und Loretto noch in 190 m Höhe, bei Winden am Neusiedlersee noch in 180 m, bei Goyß sogar in 150 m Höhe abgebaut, so daß man wohl eine, in postmediterraneaner Zeit vor sich gegangene Senkung wird annehmen müssen, an der es mit der Ebene, aus welcher es emporragt, teilnahm. Dabei steigt aber der Leithakalk hoch empor; am Sattel zwischen Loretto und Eisenstadt z. B. auf über 400 m, so daß seine vertikale Verbreitung über 250 m beträgt, was wohl wieder ohne die Annahme einer Bewegung der Strandlinie während seiner Ablagerung kaum zu erklären sein dürfte.¹⁾

Auch sonst liegen Anzeichen für Niveauschwankungen vor. Wie am alpinen Randgebirge wurde im Leithagebirge die Überlagerung von Leithakalk durch Tegel beobachtet²⁾ und der Aufarbeitung mediterraner Schichten durch die sarmatische Brandung wurde schon gedacht (vgl. S. 83). Pontische Schichten finden sich fast nur im NE des Gebirges.³⁾ Bei Goyß am Neusiedlersee treten in einem Steinbruch pontische Ufergerölle auf, die voll von Nulliporentrümmern und Austernschalen sind, welche also die im Bereich der mediterranen Schichten wirkende Brandung abgerollt hat. In demselben Bruch sind die sarmatischen Schichten erschlossen, gleichfalls mit abgerollten Fossilien der Mediterranstufe erfüllt.⁴⁾ Am Zeilerberg zwischen Bruck a. d. Leitha und Winden sind über mächtigen Leithakalkbänken eine sarmatische Tegellage und darüber pontische Konglomerate erschlossen⁵⁾, einer der wenigen Punkte im Wiener Becken, wo man tatsächlich alle drei Tertiärstufen übereinander sehen kann. Bei Breitenbrunn am Neusiedlersee ist der Leithakalk von blauem foraminiferenlosen Tegel bedeckt und zwar lagert sich dieser nivellierend über eine erodierte, unregelmäßig wellenförmige Oberfläche des Leithakalkes.⁶⁾ Am König- und Zeilerberg ist eine unmittelbare Überlagerung des steileinfallenden Leithakalkes durch fast horizontale Schichten der pontischen Stufe zu beobachten.⁷⁾ (Höhe rund 200 m.)

Von den zahlreichen schönen Abrasionsformen, die an den Gehängen des Leithagebirges zu sehen sind, sollen nur die größten genannt werden. Am Südabfall verläuft das 800 m breite Plateau Uly Lüß (⊖ 361 m); das gleichbreite Plateau des Äußeren Berges (⊖ 394 m). An der Nordwestabdachung das Plateau des Lebzelterberges (⊖ 341 m), bei Wimpassing a. d. Leitha (IV); das 600 m breite Plateau der Blötzen ⊖ 301—313 m (III) bei Loretto. Es ist eine Abrasionsfläche im Leithakalk. Ferner sind zu erwähnen: das 500 m breite Gipfelplateau des Hohenberges 362 m (V), das

1) Czjžek (Geolog. Verhältnisse der Umgebungen von Hainburg, des Leithagebirges und der Rusterberge. Jahrb. III. 1852. 4. V. J. S. 41) nimmt an, daß der Rücken des Leithagebirges während der Ablagerung des Leithakalkes in Hebung begriffen gewesen sei, da die Polyparien, welche massenhaft im Kalk vorkommen, nur im seichten Wasser leben können.

2) Fuchs, Über die Tertiärbildungen bei Goyß und Breitenbrunn am Neusiedlersee. Geol. Stud. I. Jahrb. XVIII. 1868. S. 2.

3) Vgl. Kittl, Geol. Beobachtungen im Leithagebirge. Verh. 1882. S. 292.

4) Fuchs, Geol. Stud. I. S. 273 ff.

5) Kittl, Verh. 1882. S. 293.

6) Fuchs, Geol. Stud. I. Jahrb. XVIII. 1868. S. 273.

7) Roth v. Telegd, Geol. Aufnahme im Nordostende des Leithagebirges. Jahresber. d. K. Ung. Geol. Anstalt. 1882. S. 57.

700 m breite Plateau des Kastanienberges (ϕ 367 m) bei Hof; das 600 m breite Plateau des Gemeindewaldes ϕ 305—317 m; das Gipfelplateau des Dreihotterberges südlich vom Kaiserwald (380—390 m, VI); das nicht weniger als 1,3 km breite Gipfelplateau des Schwarzhotterberges, westlich Donnerskirchen. (ϕ 365 m, ϕ 368 m, VI)

Sehr auffällig ist auch die Terrassierung des südöstlichen Gebirgsrandes. Hier ziehen breite Abrasionsflächen über den Ufern des Neusiedlersees in Niveaus hin, die sonst nirgends im Wiener Becken auftreten, da sie unter die pontische Aufschüttungsfläche desselben zu liegen kämen.

Eines dieser Niveaus liegt zwischen 240 und 250 m. Es erreicht bei Donnerskirchen in einer Terrasse eine Breite von über 500 m, im Spitalswalde bei Bruck a. d. Leitha ist der hier schon sehr niedrig gewordene Gebirgsrücken bis zu dieser Höhe eingeebnet und bildet ein Plateau von über 1,5 km Breite. Ein zweites Niveau ist zwischen 220 und 230 m anzutreffen und zwar am besten entwickelt, wie die Karte zeigt, im Tiergartener von Donnerskirchen (600 m breit) und zwar verläuft diese Terrasse im Leithakalk.¹⁾ Auch zwischen Rabensaubach und Teufelsgraben bei Donnerskirchen tritt sie in 225 m Höhe auf (An.), ebenso auf der Goybzer Trift (ϕ 225 m) und im Marchtalwald nördlich von Goybz (ϕ 226 m). Endlich verläuft ein drittes Terrassenniveau, das durch weniger große Formen ausgezeichnet ist, in 180—190 m Höhe, sowohl am Fuß des Leithagebirges als an den Rusterbergen, die das Randgebirge des Neusiedlersees im Süden des Leithagebirges bilden.

Man kann sich nicht enthalten, die Vermutung auszusprechen, daß diese Terrassen Marken höherer Stände des Neusiedlersees sind, daß dieser selbst vielleicht ein letzter Rest oder wieder aufgelebter Teil jenes Wasserbeckens ist, das im benachbarten Wiener Becken bereits am Schluß der pontischen Epoche trockengelegt wurde. Ein großer Teil des tiefergelegenen Ungarischen Beckens war ja noch im Pliozän wassererfüllt.

Eine zweite breite Lücke zwischen dem Wiener und dem Ungarischen Becken ist die Carnuntische Pforte, geöffnet zwischen Leithagebirge und Hainburger Bergen. Die letztgenannte Gruppe wird von Granit und Gneis, aber auch von Kalk gebildet, der nach Beck jurassischen Alters ist.²⁾ An die Gehänge lagern sich Ablagerungen aller drei Tertiärstufen. Wieder sind diese Gehänge von Böschungsknicken und Terrassen durchzogen und zwar sind von diesen Formen die auffälligsten: die Plattform des Pfaffenberges unter dem Hundsheimerkogel (327 m), jene des Braunsberges bei Hainburg (344 m), des Königswartberges (342 m) bei Wolfstal. Ob diese Niveaus mit III und IV identisch sind, ist bei der Isoliertheit dieser Gruppe schwer zu sagen.

Sehr merkwürdig ist bei Hainburg die Furche zwischen dem Schloßberg und Braunsberg, die heute von keinem Fluß durchflossen wird, aber Quarzgerölle enthält. Nach Stur sind es Belvedereschotter. Sie setzen sich aber in der Terrasse am Schöllberg bei Hainburg zum Kirchenberg von Deutsch-Altenburg (178 m) fort und sind mit der Arsenalterrasse zu identifizieren. (Vgl. S. 186.) Für ein Donauprofil ist die Furche allerdings etwas eng und die Donau kann auch aus einem anderen Grunde hier nicht geflossen sein. Wir können, wie erwähnt, dieses Arsenalterrassenfeld über Petronell, Prellkirchen, Potzneusiedl und Parndorf durch die Carnuntische Pforte verfolgen. Es senkt sich in dieser Richtung nach SE — dem ungarischen Becken zu —, und wird von der Leitha durchflossen, welche die fremde Schotterfläche zerschneidet und die Paludinensande bloßlegt. Die Schotterfläche ist lößlos,

1) Siehe das Profil bei Czjžek. Jahrb. III. 1852. S. 35.

2) Zur Geologie der Kleinen Karpathen von Beck und Vettors. Beitr. z. Paläont. u. Geol. Österr. Ung. XVI. Bd. S. 21—22.

obwohl sie weiter stromaufwärts hie und da noch eine Lößdecke besitzt. Eine Denudation des Lösses auf einer so großen, von der Erosion fast vollkommen verschont gebliebenen Fläche kann man sich schwer vorstellen. Es scheint der Löß hier wie ober dem Wagram bei Stockerau wieder abgeweht worden zu sein.

Die jungpliozäne Donau hat also noch unzweifelhaft ihren Weg zwischen den Hainburger Bergen und dem Leithagebirge genommen, wo heute die Leitha in die oberungarische Tiefebene eintritt, und da eine Bifurkation des Stromes um die Hainburger Berge kaum anzunehmen ist, so wird man das Tal zwischen dem Braunsberg und dem Hainburger Schloßberg wohl als das Tal eines anderen Flusses ansehen müssen. Dieser kann aber nur die March sein, welche sich jetzt am Fuß des Thebnerkogels weiter östlich mit der Donau vereinigt. Der petrographische Charakter der Gerölle widerspricht dieser Annahme nicht, denn auch die heutige March führt fast ausschließlich Geschiebe von kristallinen Gesteinen und von Quarz. Daß die March früher weiter westlich geflossen ist, beweisen auch die Prallstellen am Thebnerkogel. Eine breite Plattform von 348 m Höhe fällt hier unmittelbar zur Donau ab. Es ist das linke Ufer, an welches der Fluß drängte. Die Ursache liegt also nicht in der Rotation der Erde, sondern ist wohl in dem Umstand zu suchen, daß die wasserreichere Donau senkrecht auf die March zufließt und sie gleichsam an den Thebnerkogel preßt, der das linke Marchufer bildet. Zur Zeit der Arsenalterrasse floß die March also wahrscheinlich durch das Durchbruchtal zwischen dem Hainburger Schloßberg und dem Braunsberg der Donau zu. Ihr Schotterfeld breitet sich östlich von dieser Tiefenlinie bis Wolfstal aus, zum Teil noch von Lößlappen bedeckt. Auf dieser Strecke wurde also das heutige Donautal benützt; die Vereinigung mit dem Strom vollzog sich jedoch erst in der oberungarischen Tiefebene. Die Schotterfläche der Carnuntischen Pforte ist nicht mehr zerschnitten. Sie zieht sich, den „Haideboden“ bildend, vom Ende des heutigen Durchbruchtals zwischen Berg und Preßburg nach E und grenzt mit einem N—S verlaufenden Wagram (Berg—Gattendorf) an die tiefergelegenen Diluvialterrassen. Die diluviale Donau ist in der oberungarischen Tiefebene noch stärker nach rechts ausgebogen als heute, floß gegen S und schnitt ein Segment aus der pliozänen Terrasse.

Wir stehen also nun vor dem Problem zweier Durchbruchtäler, den Durchbrüchen der Donau und March. Unserem Erklärungsversuch sei folgendes vorausgeschickt: Die Hainburger Berggruppe erscheint, abgesehen von dem Kalkrücken des Spitzerberges bei Edelstal, als einheitliche Gruppe. Geologisch ist sie dies aber nicht, sondern zerfällt in mehrere Gruppen. Die westlichste ist jene des Hundsheimerberges, 476 m, bestehend aus Jurakalk im W, aus Granit und Gneis im E. Die ursprüngliche Selbständigkeit des auch aus jurassischen Gesteinen bestehenden Braunsberges, welcher durch die nordwestlich verlaufende Furche bei Hainburg von der Hauptmasse abgetrennt ist, lassen wir einstweilen dahingestellt. Die zweite Gruppe, vom Königswart, 342 m, gebildet, besteht aus kristallinen Gesteinen; die wieder nordwestlich verlaufende Senke, welche sie von der ersteren Gruppe trennt, tritt aber nicht im Relief hervor, da sie mit Sanden und Sandsteinen der sarmatischen Stufe, welche in dieser geschützten Lage vor der Denudation bewahrt blieben, bis zu einer Höhe von 353 m (Teichberg) erfüllt ist (Deutsch-Altenburger Wald, Wangheimer Wald).¹⁾ Im Wangheimer Wald gibt

1) Vgl. auch Fuchs, Die Tertiärablagerungen in der Umgebung von Preßburg und Hainburg. Geol. Stud. III. Jahrb. XVIII. 1868. S. 284. Dagegen hält sich der Leithakalk wieder unter der Höhe des Niveaus III. Die Brüche am Sattel zwischen Pfaffenberg und Hundsheimerberg reichen bis 311 m. Vgl. Bürgerstein, Geol. Studie über die Thermo von Deutsch-Altenburg. Denkschr. 1882. S. 118.

Sturs Karte auch noch einen Rest von „Belvedereschotter“ an, ebenso am Harracherberg, wo er noch über 300 m emporsteigen soll. Diese Quarzschotter dürften vielleicht doch älter sein als Pliozän oder sie sind durch eine Niveauveränderung zu einer solchen Höhenlage gekommen. Daß mit den Hainburgerbergen und dem Thebnerkogel eine positive Niveauveränderung vor sich gegangen ist, gewinnt an Wahrscheinlichkeit, wenn man bedenkt, daß sarmatische Schichten am Thebnerkogel noch in über 400 m angetroffen wurden.¹⁾ Der „Belvedereschotter“ bildet auch die Hügel um Edelstal. (Zwei Jochen 280 m, ϕ 283 m usf.) Bevor die Mulde des kleinen Tälchens von Edelstal eingeschnitten war, was vor Ablagerung des Lösses, der in ihm lagert, geschah, verklebte der „Belvedereschotter“ auch ganz die Lücke zwischen der Gruppe des Königwart und dem Rücken des Spitzerberges.²⁾

Die einzelnen alten Gesteinsinseln der Hainburgerberge sind also durch NW und NNW verlaufende, bereits in vorsarmatischer Zeit vorhandene Tiefenlinien voneinander getrennt und diese sind mit sarmatischen Schichten und Quarzschottern erfüllt. Die Anlage dieser Tiefenlinien mit ihrer eigentümlichen Parallelität kann wohl nur eine tektonische sein und tritt im Gebirgsbau auch links der Donau auf, wo die Scholle des Thebnerkogels und Schwabenberges von der Hauptmasse der Kleinen Karpathen durch eine ebenfalls nordwestlich verlaufende Tiefenlinie, welcher kein Fluß folgt, sondern die im Gegenteil von kleinen, aus den Karpathen kommenden Bächen gequert wird, getrennt ist. Diese Bäche durchbrechen die Längsscholle des Thebnerkogels und Schwabenberges in jedenfalls epigenetischen Tälern, denn Leithakalk und sarmatische Schichten liegen an den Rändern der Senke³⁾, die sie ganz erfüllt haben müssen, damit auf der, gegen S gekehrten Abdachung der Kleinen Karpathen die Bäche abwärts rinnen konnten. Nun verläuft aber auch das Durchbruchtal an der Donau zwischen Thebnerkogel einerseits, dem Braunsberg und Königwart andererseits nordwestlich; ebenso das Durchbruchtal zwischen Hainburger Schloßberg und Braunsberg und die Annahme ist sehr naheliegend, daß auch diese Tiefenlinien tektonischen Ursprunges, daß Braunsberg wie Hundsheimerberg, Königwart und Spitzerberg isolierte Schollen sind und die Donau heute einer bereits bei der Zertrümmerung des Südendes der Kleinen Karpathen entstandenen Furche folgt.

Jedenfalls waren aber auch diese Durchbruchtäler in der Miozänzeit mit Sedimenten erfüllt worden. Der Lauf der altdiluvialen Donau durch die Carnuntische Pforte, der gleichzeitige Lauf der March zwischen Hainburger Schloßberg und Braunsberg setzen voraus, daß um diese Zeit die Lücke bei Theben noch geschlossen war. Die Eröffnung derselben kann nur durch den schon früher angedeuteten Vorgang, nämlich durch die linksseitige Erosion der March, vor sich gegangen sein, deren Wirkung der Westabfall des Thebnerkogels zeigt. Durch Entfernung des Pfropfens, der die Lücke zwischen Braunsberg und Thebnerkogel verstopfte, hat die March den Weg für ihren Stammfluß freigemacht.

1) Toula, Über ein neues Vorkommen von Kalk der sarmatischen Stufe am Thebnerkogel. Verh. 1886. S. 404f.

2) Die sarmatischen Schichten greifen auch hier ein.

3) Vgl. Fuchs, Geol. Stud. III. Jahrb. XVIII. 1868. S. 277, und Kornhuber, Beiträge zur physikalischen Geographie der Preßburger Gespanschaft. Preßburg 1865.

IV. Ergebnisse und Folgerungen.

Es obliegt uns noch, die wichtigsten Beobachtungsergebnisse zusammenzufassen und eine Reihe von Schlußfolgerungen aus ihnen zu ziehen.

Die Ergebnisse sind andere geworden, als sie der Beobachter, welcher von der Voraussetzung ausging, Strandmarken des Miozänmeeres vor sich zu haben, erwartet hatte. Gerade die Verhältnisse in Wiens nächster Umgebung, wo die ersten Beobachtungen angestellt wurden, sind ganz dazu geeignet, in dieser Voraussetzung zu bestärken. Man sieht hier Abrasionsterrassen und unter ihnen Reste miozäner Strandhalden und im Bereich dieser Küstenzone fehlen Strandbildungen der jüngsten Tertiärstufe des Wiener Beckens. Es erscheint wie eine selbstverständliche Tatsache, daß die Abrasionsformen und die Ablagerungen an ihrem Fuße zusammengehörige, gleichzeitige Bildungen sind und einen einheitlichen Körper darstellen.

Bald zeigte sich jedoch, daß am Randgebirge nicht eine, sondern mehrere übereinander angeordnete Terrassen hinlaufen und ihre Zahl wuchs stetig, je mehr die Beobachtungen auf höhere Teile des Randgebirges ausgedehnt wurden. Damit komplizierte sich das Problem wesentlich und es stand nun zu erwarten, daß Strand- oder Uferlinien aus der mediterranen, sarmatischen und pontischen Epoche angetroffen werden würden.

Es stellte sich dann heraus, daß Terrassen auch in mediterrane Strandbildungen eingeschnitten sind, daß die sarmatischen Schichten bis zu denselben emporreichen, die pontischen Schichten durchweg unter der untersten Terrasse zu liegen kommen. Daraus schien sich das Ergebnis herausbilden zu wollen, daß die mediterrane Strandlinie am höchsten, die sarmatische tiefer, die pontische Uferlinie am tiefsten gelegen gewesen sei. Dann wurden aber die vermeintlich mediterranen Strandterrassen auch in den jüngsten Tertiärschichten des Beckens eingeschnitten angetroffen, andere einander anscheinend widersprechende Tatsachen kamen hinzu und der Beobachter war nahe daran, an der Möglichkeit der Lösung der Altersfrage der Terrassen überhaupt zu zweifeln. Erst allmählich begannen ihm dann die früher geschilderten Verhältnisse klar zu werden.

Der Beobachter mußte erfahren, wie wenig einzelne Stichproben bei Beobachtungen für die Lösung eines Problems maßgebend sind, ja daß sie geradezu gefährlich werden, weil sie auf einen Weg leiten können, der leicht und mühelos zum Ziel zu führen scheint und doch ein falscher ist. Diese Umstände erklären es, daß neben der Beschreibung der Uferformen die Beweisführung für ihre Altersbestimmung in vorliegender Arbeit den breitesten Raum eingenommen hat. Sie erschien auch deshalb besonders wichtig, um eine Chronologie für die Formenentwicklung im Wiener Becken und seinem Randgebirge zu erhalten und durch die Bestimmung der tertiären unteren Denudationsniveaus die Ausgangspunkte für diese Entwicklung zu finden.

Am besten läßt sich diese Entwicklung würdigen, wenn wir die ganze Geschichte des Beckens an uns vorüberziehen lassen.

Das Wiener Becken ist ein randlicher Einbruch am Ostende der Alpen und zwar ist die Flyschzone vom Bruch nur schräg getroffen worden, die Kalkzone ganz an ihm verschwunden und auch ein Teil der Grauwacken- und Zentralzone ist noch von der Bewegung ergriffen worden. Die Hauptachse des dreieckigen Senkungsfeldes verläuft SW—NE; es liegt in der-

selben Flucht mit den kleineren inneralpinen Tertiärbecken, welche die Mürz durchfließt und steht mit dem großen ungarischen Senkungsfeld, das innerhalb des alpin-karpathischen Gebirgsbogens liegt, in Verbindung.

Die ältesten bekannten Schichten der Beckenausfüllung sind miozänen Alters. Der mächtige Abbruch, den die Kalkalpen an der Hohen Wand, die mit dem Rand des Wiener Beckens parallel verläuft, vor Ablagerung der Gosauschichten erlitten haben, die eozäne Transgression des südlichen Randgebirges mit seinen hochgelegenen Abrasionsflächen, wie endlich der ostwärts gerichtete Verlauf der prämiozänen Durchbruchtäler der Schwarza und Sirning zeigen, daß die Tendenz zum Absinken der Kalkalpen an ihrem Ostende schon in wesentlich älterer Zeit vorhanden war. Auch die Anlage der Tiefenlinien im Randgebirge ist eine vorkretazische. Die Wunden, welche im Körper des Gebirges aufgerissen wurden und an denen die tiefsten Schichten der Trias zum Vorschein kamen, sind zwar wiederholt vernarbt, aber nie mehr ganz verheilt. Das Gosaumeer hat diese Tiefenlinien, von denen manche bereits ein vorkretazisches Flußtal gewesen sein mag, ertränkt und seine Ablagerungen hineingeschüttet. Sie wurden aber ausgeräumt und derselbe Prozeß wiederholte sich in und nach der Miozänzeit.

Als älteste Schichten der Beckenausfüllung werden nach der herrschenden Annahme Süßwassertegel mit Braunkohlen bezeichnet, während oder nach deren Ablagerung, wenigstens im Süden des Beckens noch starke Störungen eingetreten sind. Dann erst soll der Eintritt des Meeres erfolgt sein. Es ist aber auch zu beachten, daß sich die miozänen Süßwasserschichten und marinen Ablagerungen in ihrer Verbreitung gegenseitig ausschließen und nirgends eine Überlagerung nachgewiesen ist. Der Süßwassertegel von Gaaden, die Braunkohlen von Jauling, Kleinfeld und Grillenberg liegen in seitlichen Ausbuchtungen des Beckens, jene von Hart, Pitten, Leiding und Schauerleiten am Randgebirge der südlichen Bucht, aus welcher bis jetzt keine echten marinen Ablagerungen nachgewiesen wurden. Sie sind vielleicht in Strandseen gebildet. Treibholzreste in Gestalt von Ligniten, Süßwasser- und brackische Schichten treten überdies auch in Verbindung mit echt marinen Schichten an den Mündungsstellen von Flüssen auf, wie bei Mauer, Vöslau und St. Veit an der Triesting.

Die Südküste des Miozänmeeres ist also nicht so sicher zu verfolgen, wie die alpine Westküste zwischen Brunn am Steinfeld und dem Kahlenberg. Ihr Verlauf ist ein unregelmäßiger. Am Südfuß des Lindkogels greift eine Bucht längs des heutigen Triesting- und Aubachtales in das Gebirge ein, ebenso zwischen Anninger und Lindkogel; beide folgen radial vom Bruchrand ausstrahlenden Störungslinien, die in den Kalkalpen sehr häufig sind. In der Oberflächengestalt treten sie in den Talungen hervor, welche das Randgebirge der Neuen Welt durchsetzen, ferner in der Grenzlinie des hochgelegenen nordöstlichen Teiles dieses Beckens und des tieferen südwestlichen, in der Talung der Einöd bei Baden u. a. a. Punkten. Das Meer dringt nördlich vom Anninger in die Brühl-Windischgarstnerlinie, der vielleicht auch hier ein Flußtal gefolgt war, und der Anninger bildete ein Vorgebirge, wenn nicht sogar eine Insel, welche die Gaadnerbucht vom offenen Meer abschloß.

Nördlich vom Anninger fällt die Küste wieder mit dem Alpenrand zusammen. Im Südosten springt das Kap des Rosaliengebirges vor und nördlich davon ragen die Inseln des Leithagebirges, der Hainburgerberge und des Thebnerkogels auf, zwischen ihnen verbinden Straßen das ungarische Becken mit dem Wiener Becken.

Die Entstehung des Wiener Beckens muß eine durchgreifende Umgestaltung des Randgebirges hervorgebracht haben. Heute zeigt sich im Verlauf seiner Täler und Wasserscheiden eine vollkommene Unabhängigkeit vom Gebirgsbau. Sie sind dem Alpenvorland und dem Wiener Becken angepaßt,

nach denen sich die Entwässerung richtet. Die Anlage der Haupttäler hat sich aber seit der Miozänepoche kaum geändert. Wien-, Liesing-, Triesting-, Piestingtal haben nahezu an derselben Stelle gemündet wie heute, ja die Durchbruchtäler der Schwarza und Sirning gehen in noch ältere Zeit zurück, sie haben ihren heutigen Charakter wahrscheinlich der letzten großen Aufrichtung der Kalkalpen zu verdanken. Zu Beginn der Senkung jenes Alpen- teiles, in welchem heute das Wiener Becken liegt, muß die Lösung des Ab- hängigkeitsverhältnisses der Flußläufe vom Bau der Kalkalpen begonnen haben und ihnen ihre heutige Tendenz gegeben worden sein.

Das Ertränken der Täler und Talungen durch das Miozänmeer und die Verschüttung derselben bedeutete eine zweite wichtige Periode der Tal- entwicklung. Einzelne Talstrecken, wie z. B. der Unterlauf des Mödling- baches und der Schwechat, sowie der Triesting, die erst nach Zuschüttung der Buchten entstanden sein können, gehen auf diese Zeit zurück. Das tiefe Eingreifen des Meeres in den Wiener Wald erklärt auch den Verlauf seiner Hauptwasserscheide.

Die Ausgangsform für den Entwicklungszyklus der Küstenformen war die Bruchküste. Diese ist nirgends mehr erhalten, denn der heutige Gebirgs- abfall ist bestimmt durch die Abrasion und durch die Anlagerung von Strand- bildungen an die alte Küste. Die Bruchküste war eine Steilküste, an der eine lebhaft Brandung herrschte und die Küstenzerstörung rasch vor sich ging. Im Bereich derselben bildete sich Leithakalk und Konglomerat, die in ihrer Verbreitung keineswegs an den Rand der Kalkalpen gebunden sind. Der Leithakalk liegt am Vorgebirge des Kahlenberges, er findet seine typische Ausbildung an der umbrandeten Insel des Leithagebirges, welche aus kristal- linischen Gesteinen besteht. Leithakalk und Konglomerate begleiten in un- unterbrochenem Zuge den Kalkalpenrand, hie und da sind auch Korallen am Aufbau des ersteren beteiligt. Bei Wöllersdorf kommt er zur mächtigsten Entwicklung, also an einem Punkt, der gegenüber einer jener Straßen gelegen ist, durch welche die Wiener Bucht des Miozänmeeres mit dem großen ungarischen Becken zusammenhing und an dem jedenfalls eine besonders starke Brandung herrschte.

Vom Kahlenberg bis Kalksburg springt der Alpenrand buchtförmig zurück; weiche Mergelschiefer und Sandsteine bilden den Gebirgsabfall. Auch hier scheint noch zu Beginn der Entwicklung der Küstenformen Klippenbrandung an einer Steilküste geherrscht zu haben (Lithothamniumriff von Pötzleins- dorf), dann aber tritt Versandung der Küste ein, entweder weil die Ab- rasionsterminante erreicht war oder weil die Bucht durch eine Nehrung ab- geschnürt wurde.

An Küstenformen des Mediterranmeeres sind uns nur Reste der Meer- halden erhalten geblieben, die sich, meist aus Leithakalk und Konglomerat bestehend, in schräger Lagerung an die Küste lehnen. An wenigen Punkten ist ihre, zur Strandterrasse emporreichende Oberfläche erhalten und durch flache Bänke bezeichnet, meist ist ihre obere Grenze durch spätere Abrasion und Denudation bestimmt. Marine Brandungsterrassen sind aber nirgends mit Sicherheit nachzuweisen. Die Küstenzone des Mediterranmeeres war so- wohl in der sarmatischen wie in der pontischen Epoche der zerstörenden Tätigkeit einer, in verschiedenen Niveaus wirkenden Brandung ausgesetzt. Vielleicht fällt eine oder die andere pontische Uferterrasse mit einer Ab- rasionsform des Mediterranmeeres zusammen, wie z. B. bei Wöllersdorf.

Die Meerhalde keilt sich gegen die Mitte des Beckens zu aus und macht dem Tegel der Beckenausfüllung Platz, doch lagert sich der Tegel auch häufig in die Konglomeratschichten der Halde ein und greift hoch am Rand- gebirge empor. Aus der Gestalt der Meerhalde und den bathymetrischen Verhältnissen der Ablagerungen ist mit ziemlicher Sicherheit die Lage der

mediterranen Strandlinie zu rekonstruieren. Sie liegt heute bei Wöllersdorf über 440 m hoch, zwischen Lindkogel und Anninger in 390—400 m Höhe, am Rand der Flyschzone von Kalksburg bis zum Kahlenberg um 320 m.

Die mediterrane Strandlinie ist also heute keine Niveaulinie mehr, sie steigt von Nord nach Süd an und zwar muß als Ursache eine, mit dem Randgebirge vor sich gegangene Niveauveränderung angesehen werden. Diese war aber während der pontischen Epoche so ziemlich zum Abschluß gekommen, denn deren Uferterrassen sind nur um geringe Beträge gestört, liegen aber auch in der Kalkzone etwas höher als in der Flyschzone. Es ist daher das Verbindungsstück zwischen Alpen und Karpathen, das die stärkste negative Bewegung erlitten hat.

Die Annahme einer Senkung der Flyschzone hat mehr für sich als die Annahme einer Hebung der Kalkzone, denn einer so niederen Lage der miozänen Strandlinie, wie an der Flyschzone, begegnen wir fast nirgends. In der böhmischen und mährischen Miozänbucht liegt die Strandlinie viel höher als am Kalkalpenrand.

Auch das Becken war in dieser Epoche jedenfalls noch im Nachsinken begriffen und mit ihm die Längsscholle des Leithagebirges, denn so tief wie hier reicht der Leithakalk nirgends am alpinen Ufer herab.

Die Feststellung der Lage der Strandlinie ist von großer morphologischer Bedeutung. Es gab also während der Mediterranzeit Täler im Randgebirge, deren Sohlen im Wiener Walde um 320 m, am Südrand der Thermenalpen um 440 m zu suchen sind. Die Zertalung hat bis zur Gegenwart in den letzteren um rund 140 m — hier sind allerdings die Talsohlen hoch verschüttet —, im ersteren um rund 100 m Fortschritte gemacht. Von den Talböden dieser Epoche scheint nichts mehr erhalten zu sein, denn auch sie haben in den nachfolgenden Zeiten eine durchgreifende Umgestaltung erfahren.

Die Verbindung des Wiener Beckens mit dem offenen Mittelmeer ging verloren und eine verarmte, die sarmatische Fauna lebte in dem Becken. Die Ablagerungen dieser Stufe breiteten sich schützend über die mediterranen. Über die Umgestaltung des Randgebirges in dieser Epoche wissen wir wenig, da die Lage des unteren Denudationsniveaus nicht mit Sicherheit zu bestimmen ist. Es scheint sich jedoch wiederholt verändert zu haben, denn die mittlere Etage der sarmatischen Stufe ist auch gegen die Mitte des Beckens durch sandige Ablagerungen ausgezeichnet, die sich zwischen zwei, durch Tegel vertretene Etagen einschalten und in der Nähe des Randgebirges treffen wir an der Küste gebildete Akkumulationsformen, Strandwälle und Sandbarren. Durch wechselnde Strömungen im Seichtwasser schräg geschichtete Ablagerungen finden sich auf der Türkenschanze, bei Gersthof, Weinhaus und Atzgersdorf in einer Höhe von 225—240 m und diese Formen werden von flachgelagerten Sedimenten bedeckt. Sie sind wohl mit der Beckenausfüllung nachgesunken, denn wir haben keine entsprechend tief erodierten Täler aus dieser Zeit am Randgebirge, da noch höher gelegene pontische Talböden durch Erosionsterrassen markiert sind. An einigen Punkten läßt sich aus der Zerstörung der marinen Schichten nachweisen, daß der sarmatische Meeresspiegel tiefer lag als der mediterrane. Die obere Grenze der sarmatischen Schichten ist überall Abrasions- und Denudationsgrenze, denn sie waren als oberste Schichten der Beckenausfüllung während der vorpontischen Erosionsperiode einer besonders starken Zerstörung ausgesetzt und wurden dann durch die pontische Brandung in Mitleidenschaft gezogen. Sie finden sich am Eichkogel in über 300 m Höhe, am Marzerkogel in 386 m und in den Hainburgerbergen sogar bis über 400 m, an letzterem Orte wahrscheinlich aber durch Hebung in dieses Niveau geraten, nach der Fauna der Schichten zu urteilen, war ihre Strandlinie tiefer gelegen als die mediterrane, steigt aber heute gegen S an.

Der Einfluß des Süßwassers im Becken wird immer größer, die Fauna trägt dem verminderten Salzgehalt Rechnung, die Wasserbedeckung des Beckens schrumpft zusammen. An vielen Punkten, insbesondere im höher gelegenen südlichen Beckenteil läßt sich der Eintritt einer Erosion nachweisen.

Die Täler der Pitten, Sirning, Piesting und Triesting werden um diesen Zeitpunkt fast bis zur heutigen Sohle ausgetieft, dagegen scheint dies bei den Tälern des Wiener Waldes nicht der Fall gewesen zu sein, wahrscheinlich weil der tiefere nördliche Beckenteil wasserbedeckt blieb. Aus dem Stadtgebiet von Wien fehlt ja bis jetzt ein sicherer Nachweis der vorpontischen Erosion.

Nun folgt die neuerliche Untertauchung des Wiener Beckens unter den Süßwassersee der pontischen Epoche, dessen Ablagerungen aus allen Teilen des Beckens, auch aus dem südlichsten, bekannt sind, so daß der Umriß desselben um diesen Zeitpunkt im großen und ganzen der gleiche war wie heute. Die Ablagerungen sind Konglomerate als Uferbildungen, Sande als Seichtwasserbildungen, Tegel als Absätze des tiefen Wassers. Die letzteren enthalten im südlichen Teil des Beckens, also im Mündungsgebiet der größeren Flüsse: Triesting, Piesting, Schwarzza und Pitten, Treibholzmassen, die zu Ligniten verkohlt sind. (Leobersdorf, Sollenau, Urschendorf, Pottschach, Zillingdorf, Neufeld u. a.) Enthalten diese Schichten noch Brackwasserformen, sogar echte Meeresfische, so zeigen ihre obersten Lagen, meist feine glimmerige Sande, eine reine Süßwasser- und Sumpffauna, Süßwasserkalkbildungen und Torfkohle, Ablagerungen des ersterbenden Sees. Insbesondere treten sie im tiefen nördlichen Teile des Beckens, wo sich die Wasserbedeckung am längsten erhalten haben mußte, auf, wo nun auch ein großer Strom, die Donau, mündete.

Die lakustrine Aufschüttungsfläche, der Seeboden, steigt von NE gegen SW an und zwar von 230—240 m auf 410 m. Offenbar lagerten sich schon die pontischen Schichten auf eine schiefe Ebene, auf der die vorpontischen Flüsse abwärts geflossen waren und diese ist wieder wahrscheinlich durch den stärkeren Einbruch des Beckens im N, wo auch das Randgebirge eine stärkere Senkung erfuhr, zu erklären. Der Brandung des pontischen Sees verdankt auch der Alpenrand seine charakteristischen Oberflächenformen. Es ist klar, daß von den drei geologischen Epochen, während welcher die Uferzone der Einwirkung von Brandung und Strömungen ausgesetzt war, die letzte das meiste zu ihrer Ausgestaltung beigetragen haben muß. Auch lag der Spiegel des pontischen Sees über der marinen Strandlinie. Die Uferterrassen des pontischen Sees haben kleine Verbiegungen erlitten, verlaufen jedoch ungestört von der Triestingmündung bis an den Südrand der Bucht, wie aus den übereinstimmenden Deltahöhen hervorgeht.

Eine große Krustenbewegung ist in diesem Teile der Alpen in postmiozäner Zeit nicht mehr erfolgt, jedoch wurden einzelne Teile der Kalkalpen von Verwerfungen betroffen, welche ein Wiederaufleben tektonischer Kräfte, insbesondere im südlichen Becken verraten.

Die höchstgelegenen Marken von unteren Denudationsniveaus sind am Rand der Zentralzone in einzelnen, weit voneinander entfernten Resten am Rand der Kalkalpen bis zum Anninger in der Höhe von 640—650 m zu verfolgen. Häufiger treten Terrassen in der Höhe von 610—615 m auf und das Schwarzatal läßt noch deutlich die entsprechende Talterrasse erkennen, ebenso das Tal des Auebaches im Semmeringgebiet, wo sich an das alte Talgehänge die Breccie von Schottwien und Weißenbach lagert. Endlich ist eine Terrasse in rund 560 m zu beobachten, die gegen N bis zum Föhrenberg verfolgbar ist. Das Alter keiner dieser Terrassen ist durch eine Ablagerung zu bestimmen und sie verlaufen anscheinend horizontal. Es wird Beobachtungen in der steirischen Bucht des Miozänmeeres, wo die Tertiär-

schichten hoch emporsteigen — jungtertiäre Schotter bis 640 m —, bedürfen, um das Alter dieser Formen festzustellen und aufzuklären, ob und mit welchem Abschnitt der tertiären Geschichte des Beckens sie zu tun haben, oder ob sie nicht, wie wir auch schon vermutet haben, etwa noch ältere Abrasionsmarken, etwa des Eozän- oder oberkretazischen Meeres sind.

Sicher pontisch ist die Uferlinie, die in der Höhe von rund 540 m sowohl durch breite Abrasionsterrassen, als durch eine Reihe von Deltas bezeichnet ist. Letztere haben sich an der Triesting, wo das Delta eine Bucht verschüttete, an der Piesting, Sirning, Pitten und dem Leidingbach erhalten; ihre Konglomeratmassen erfüllen die in vorpontischer Zeit ausgetieften Täler und bedecken den Gebirgsabfall, ein älteres Relief verhüllend. Die Konglomerate des Triesting- und Piestingdeltas überlagern marine Konglomerate, die des letzteren liegen bei Brunn am Steinfeld auf sarmatischem Tegel und führen hier die pontische Säugetierfauna und auch die Einlagerung von pontischem Tegel in das Deltakonglomerat der Sirning steht ziemlich sicher fest. Die Lage des Seespiegels in diesem Niveau, das wir mit XII bezeichneten, war offenbar von langer Dauer, da in ihm so große Abrasions- und Akkumulationsformen zur Ausbildung kamen.

Nun aber erfolgte eine negative Bewegung der Uferlinie, die bis zur vollkommenen Entleerung des Beckens andauerte, unterbrochen von Stillstandslagen des Seespiegels, welche durch Formen von wechselnder Größe bezeichnet sind. Es läßt sich deutlich erkennen, daß die negative Bewegung zuerst eine langsame war und die Stillstandslagen lange dauerten. Die Terrassen XI und X erreichen beträchtliche Dimensionen, denn in der Höhe von 520 m, 485—490 m finden sich oft Abrasionsformen von 1 km Breite und die Terrassen zeigen die Tendenz, zu einer Fläche zu verschmelzen. Nun folgte eine raschere Bewegung, die Terrassen IX, VIII, VII sind fast überall voneinander getrennt, erst die Terrasse VIII erreicht wieder bedeutende Größe. Abermals tritt eine zweite, sehr langandauernde Ruhepause ein. Die Terrassen VI, V und IV sind sehr große Formen, gehen häufig ineinander über, grenzen mit einem steilen Kliff an das Hintergehänge und bilden einen überall gut erkennbaren Leithorizont. Dann folgte eine immer rascher werdende Bewegung des Wasserspiegels bis zur Entleerung des Beckens. Terrasse III erreicht nur mehr selten 500 m Breite, II und I sind immer getrennt und höchstens 200—300 m breit.

Nur im nördlichen Randgebirge finden sich die Terrassen I und II, da hier die lakustrine Aufschüttungsfläche in der Höhe von 230—240 m liegt, gegen S steigt sie an und in der Schwarzabucht bildet bereits des Niveau VII die unterste Terrasse. Das Becken wurde also hier früher landfest als im N. Das ungarische Becken liegt viel tiefer, daher sind an der Abdachung des Leithagebirges gegen den Neusiedlersee noch Abrasionsterrassen in 240 m, 225 m, 185 m Höhe zu finden, die auch im ungarischen Mittelgebirge und im Ofnergebirge wiederkehren. Das ungarische Becken wurde später entleert als das Wiener Becken.

Die Ursache dieser Entleerung lassen wir dahingestellt. Es ist unwahrscheinlich, daß sie die Hebung des Landes war, da eine solche kaum auf so große Entfernung mit dieser Regelmäßigkeit vor sich gegangen sein dürfte. Die Frage kann wohl nur eine Untersuchung des ungarischen Beckens hinsichtlich der Lage seines tertiären unteren Denudationsniveaus und des Alters der Donaudurchbrüche bei Nagy Máros und beim Eisernen Tor beantworten.

Die Lage des Seespiegels in dem als Leithorizont verwendbaren Niveau IV—V blieb so lange dieselbe, daß an manchen Punkten des alpinen Ufers die Abrasionsterminante erreicht werden konnte. Auch liegt am Anninger vor dieser Brandungsterrasse der vermutlich in einer Lagune gebildete Süßwasserkalk des Eichkogels. Um diesen Zeitpunkt entstand auch der mächtige

pontische Schuttkegel der Donau im landfest gewordenen Tullner Becken und wurde durch die vereinte Abrasion der Brandung und seitliche Stromerosion der Donaudurchbruch bei Klosterneuburg eröffnet.

Die während der negativen Bewegung der Uferlinie eingeschnittenen Terrassen verlaufen sowohl in den verfestigten Aufschüttungsmassen des Deltas des inneralpinen Wiener Beckens, also in geologisch gleichaltrigen Bildungen. Unter jeder dieser Uferterrassen müssen sich die von der Brandung aufgearbeiteten Materialien zu einer Seehalde angehäuft haben. Diese ist fast nirgends erhalten, nur unter der untersten Terrasse finden sich pontische Schichten. Die Brandung mußte ja notwendigerweise die in einem höheren Niveau aufgeschüttete Seehalde zerstören und der Umstand, daß die Terrassen in die Gesteine des Randgebirges eingeschnitten sind, hat diese Zerstörung der pontischen Uferbildungen zur Voraussetzung. Zu gleicher Zeit arbeitet die Denudation an der Entblößung der Terrassen von den auf ihnen lagernden losen Geröllern. In jenem Niveau, in dem sich bereits die mediterrane und sarmatische Meerhalde an das Gebirge lehnen, wurden die Terrassen in sie eingeschnitten oder, wenn jene nicht mächtig waren, wurden sie zerstört und die Terrasse in das Randgebirge eingeschnitten, so daß fast überall die miozänen Strandbildungen an den pontischen Uferterrassen abschneiden und dadurch der Anschein entsteht, als würden sie sich an den Fuß einer gleichzeitig gebildeten Strandplattform lagern. Durch die geschilderte Abrasionsarbeit des sinkenden Wasserspiegels und die im selben Sinne wirkende Denudation wird es erklärlich, daß die Tertiärschichten der drei Stufen in der Regel konzentrisch angeordnet sind. Sie stellen gleichsam drei am Randgebirge aufgebogene Schalen dar, von denen die äußerste, jüngste am meisten der Zerstörung ausgesetzt, am wenigsten hoch am Randgebirge emporreicht, die mittlere sarmatische höher, die innerste und älteste, mediterrane, welche am meisten geschützt war, am höchsten.

Nur an wenigen Punkten zeigen sich Ausnahmen. Die mächtigen, widerstandsfähigen pontischen Geröll- und Konglomeratmassen der Deltas haben sich erhalten, ebenso der durch das Deltakonglomerat geschützte Tegel von Pottschach in 460 m Höhe. Die fazielle Ausbildung der pontischen Uferbildungen als harter Süßwasserkalk am Eichkogel verursacht seine Widerstandsfähigkeit gegenüber der Brandung, daher reicht er hier höher empor als mediterrane und sarmatische Strandbildungen und die Uferterrassen sind in ihm eingeschnitten. Der Eichkogel wiederum schützt die dahintergelegene Uferterrasse und diese ist hier nicht, wie sonst überall, durch der Endabdachung des Gebirges folgende Wasserrisse zertalt, sondern die Zertalung ist vom Eichkogel durch die Bruchsenke nach N abgelenkt worden. Unter diesen außergewöhnlich günstigen Umständen haben sich an der Brandungskehle der breiten Anningerterrasse IV/V pontische Strandgerölle erhalten, was nur an wenigen Punkten der Fall ist. Die hohe Lage der oberen pontischen Erosionsbasen führte zu weittragenden Folgen für das Randgebirge. Die Kalkhochalpen selbst und der größte Teil der Thermenalpen ragen heute noch mit ihren Gipfeln über dieses Niveau auf. Es trat jedoch eine neuerliche Transgression der Gaadner Bucht ein.

Die Flyschzone des Wiener Waldes dagegen erreicht heute nur mehr mit wenigen, zum Teil vom östlichen Gebirgsrand weit entfernten Gipfeln das genannte Niveau. Ihr oberes Denudationsniveau liegt größtenteils unter dem höchsten pontischen, unteren Denudationsniveau. Der Wiener Wald ragte zwar über den Spiegel des Mediterranmeeres auf, dann aber hat er sich wenigstens am Ostrand um mehr als 100 m gesenkt und in der pontischen Epoche lag er schon um diesen Betrag tiefer.

Die Gipfel der Flyschzone des Wiener Waldes zeigen nun eine auffällige Konstanz der Höhen und zwar ist im allgemeinen zu beobachten, daß

sie vom Randgebirge des Wiener und Tullner Beckens allmählich gegen die Hauptwasserscheide hin ansteigen. Ist diese Konstanz der Gipfelhöhen nun eine Folge der Denudation, sind die Kuppen nur die Erzeugnisse der Gehängeverschnidung oder repräsentieren sie die Reste einer zerschnittenen Ausgangsform, welche wieder eine Abrasionsfläche oder eine Peneplaine sein kann? Oder endlich sind diese Gipfel auf die eine oder die andere Art ausgearbeitet, dann untergetaucht und durch die Abrasion umgestaltet worden? Lag der Wiener Wald in der pontischen Epoche noch über dem Seespiegel und wurde er erst in nachpontischer Zeit so stark abgetragen, daß seine Gipfel jetzt tiefer liegen als jener? Endlich steht damit die Frage in Zusammenhang, ob der pontische See zur Zeit seines Hochstandes auch in das Tullner Becken eindringen konnte.

Auf alle diese Fragen kann die Untersuchung der einzelnen Gipfformen noch keine befriedigende Antwort geben. Der Normalgipfel der Flyschzone ist die Kuppe, welche sich selten zu einem kleinen Plateau verbreitert und diese Form kann ebensogut ein kleiner Rest einer durch Denudation oder durch Abrasion entstandenen Ausgangsform sein. Der Mangel jeder jüngeren als alttertiären Ablagerung in der Flyschzone beraubt uns aber der Möglichkeit, darüber eine Meinung zu äußern, die über den Charakter einer Hypothese hinausginge. Einige Anhaltspunkte zur Beantwortung der aufgeworfenen Fragen zu erhalten, wollen wir aber doch versuchen. Dies ist nur möglich, wenn wir jenen Teil des Wiener Waldes aufsuchen, der verhältnismäßig am wenigsten durch die fortschreitende Zertalung seine ursprüngliche Oberflächen-gestalt eingeübt hat.

Wir müssen uns in den westlichen Teil der Hauptwasserscheide des Wiener Waldes begeben, um im Gipfelniveau eine Oberfläche zu finden, in die sich noch nicht das ganze Geäder der Unterfolgetälchen eingedrängt und die auch von der Denudation noch wenig gelitten hat. Es ist dies die breite Vorstufe des Schöpfels im Norden seines Gipfels, welche sowohl von weichen Mergelschiefern der unteren Kreide als dem härteren Inoceramensandstein gebildet wird. Ihre in Terrassen von 500 m auf 620 m ansteigende Oberfläche ist von dem Gesteinscharakter nicht im mindesten beeinflußt, wenn man von zwei kleinen Tälchen des Gredl- und Wöllersdorfer Baches absieht, die sich in dem Mergelschieferstreifen einzufressen beginnen. Hinter diesem großen terrassierten Plateau, bezeichnet durch die Lage des Stephofes, Forsthofes, Hochberges usf. steigt der Schöpfel mit einer Böschung von 300 ‰ an, während ein durch die Gipfelhöhen von dem genannten Plateau bis zum Außenrand der Flyschzone bei Neulengbach gelegtes Niveau nur ein Gefälle von 20 ‰ anzeigt. Dabei ist zu beachten, daß diese Gipfel zum größten Teil aus demselben eozänen Sandstein bestehen, wie der Schöpfel. Dies spricht nicht dafür, daß die Gipfel des Wiener Waldes aus einer Peneplaine herausgeschnitten wurden und auch nicht dafür, daß die Gipfel nördlich vom Hauptkamm das zufällige Produkt der Gehängeverschnidung sind.

Das ebengenannte Plateau findet nun links des Laabenbaches seine Fortsetzung im Pyrath (620 m), dessen gegen N gerichtete Abdachung eine ähnliche Terrassierung zeigt, wie der Alpenrand im inneralpinen Wiener Becken. Vielleicht ist es nur Zufall, aber immerhin doch bemerkenswert, daß die größten Terrassen so ziemlich mit den dort beobachteten Leitniveaus zusammenfallen (Wolfgrube 538 m und Bramethof 390 m). Breite Plateaus in 500—460 m Höhe begleiten aber auch die Talung zwischen dem Kuhreiterberg und der Hauptwasserscheide (Hasenriedl—Hochstraß—Jochgrabenberg). Sie wird zum Teil vom Lengbachl benützt. Sowohl der Kuhreiterberg als der genannte Hauptkamm schieben diese Plateaus vor, von denen fast jedes durch eine Einzelsiedlung bezeichnet ist. (Ödhof, Waldhofer, Sandhof, G'reut, Kasmacher, Kl.-Kaltenberg, Streitgerbauer, anderseits Böhmer-

hof, Windbüchler usf.) Es ist schwer zu entscheiden, ob wir hier Talterrassen oder Abrasionterrassen vor uns haben. Im ersteren Falle müßten aber die Talböden eine ganz unwahrscheinliche Breite besessen haben.

Wir haben gesehen, daß in vorpontischer Zeit die Talerosion nahezu so weit vorgeschritten war wie heute, und wir möchten daher die Vermutung aussprechen, daß der hochansteigende pontische See nicht nur diese Talung ertränkte, sondern auch einen großen Teil der Höhen vorübergehend überflutet und an ihnen seine Abrasion ausgeübt hat.

Der Wiener Wald war in der pontischen Epoche bereits ein reif zerschnittenes Bergland, wahrscheinlich mit allen größeren Furchen, die er heute besitzt, und mit um wenigstens höheren Bergen. Auch die merkwürdige Übereinstimmung zahlreicher Gipfelhöhen mit unseren unteren Denudationsniveaus macht es wahrscheinlich, daß die Gipfel zum Teil durch die Abrasion geköpft wurden. Viele andere mögen allerdings bereits von der Gehängeverschneidung betroffen und erniedrigt worden sein. Ebenso würde das allmähliche Ansteigen der Gipfelhöhen vom Rand des Tullner Beckens gegen die Hauptwasserscheide eine befriedigende Erklärung finden. Die Terrassen, die am Kalkalpenrand in geringen horizontalen Abständen voneinander hinlaufen, sind hier in der nördlichen Flyschzone auf einen breiten Streifen verteilt, erst in der Nähe der Wasserscheide erheben sich dann die von der Abrasion unberührten Höhen, das Altland, mit einem scharfen Böschungsknick zu bedeutenderen Höhen. Dieser Knick liegt am oberen Rand des Plateaus am Fuße des Schöpfelzuges. Ein solcher Erklärungsversuch hat zur Voraussetzung, daß zur Zeit des Hochstandes des pontischen Sees das Tullner Becken unter Wasser gesetzt wurde und wir haben dort tatsächlich eine Reihe von Terrassen gefunden, welche auch noch über das Niveau des Donauschuttkegels emporstiegen. Es sind, wie gesagt, nur Vermutungen, die wir hier aussprechen.

Die Täler der Kalk- und Zentralalpen wurden während des pontischen Seehochstandes mit Deltas verschüttet und in diese schnitten dann die Flüsse ein, welche zwölfmal eine Veränderung ihres unteren Denudationsniveaus erfuhren. Auch die Gaadner Bucht wurde noch zum Teil verschüttet und die Schotterfläche dann zerschnitten. Eines dieser Täler im Niveau IV zeigt eine besonders große Reife. In der Flyschzone kam es offenbar deshalb zu keiner Deltabildung, weil nicht nur die untersten Strecken der Flußtäler, sondern auch fast das ganze Einzugsgebiet der Flüsse ertränkt wurde.

Die negative Bewegung der Uferlinie brachte auch einige Talverlegungen mit sich. Es entstanden Anzapfungen von Tälern durch in weichem Gestein erodierende Flüsse. So erobert sich die Pitten vom Leidingbach den Haßbach, die Sirning verläßt die Grauwackenschiefer und legt ihr Bett im Werfnerschiefer fest, aber auch noch andere Veränderungen der Hydrographie entstehen und zwar durch tektonische Ereignisse veranlaßt. Während am Rand der Flyschzone in pontischer Zeit und nach derselben keine bedeutende Störung eintrat, wird der Rand der Kalkalpen mannigfach gestört.

Zwischen Kalksburg und Rodaun sinkt ein Streifen der an das Randgebirge gelagerten Tertiärschichten, nachdem das untere Denudationsniveau IV verlassen wurde, ab. Liesing und Kaltenleutgebnerbach, Gütenbach und das Tälchen „In der Klaus“ konvergieren gegen die Senke, im Niveau I macht sich die Senkung auch südlich von Rodaun bemerkbar, der Kaltenleutgebnerbach wird bei Neumühle angezapft und mündet selbständig in das Becken. Die Emanzipation der Flußläufe vom Gebirgsbau wird hier dadurch vervollständigt. Zu gleicher Zeit sinkt auch eine Scholle nördlich und südlich von Mödling ab, das Dolomitplateau des Kalenderberges wird von einem Bach nach rückwärts erodiert und der Mödlingbach angezapft. Es entsteht das Durchbruchtal der Klausen und nach derselben Senke richtet sich das Prieß-

nitztal, beide rasch vertiefte, steilwandige Klammen. Eine ähnliche Störung tritt südlich vom Eichkogel ein, in der Nachbarschaft derselben sind die nicht abgesunkenen Uferterrassen gut erhalten, weil die Erosion nur in die Tiefe gearbeitet hat. Bei Baden ist abermals eine junge Störung nachzuweisen, die bis in die jüngste Zeit gedauert zu haben scheint, da Nebentäler der Schwechat noch Talstufen zeigen und die Schwechat ihr Flußgebiet zu vergrößern sucht.

Die an Störungslinien ausmündenden Täler sind infolge der raschen Talvertiefung Klammen und an deren Ausgängen brechen Thermen hervor.

Im unteren Triestingtal entstanden mehrere epigenetische Durchbrüche, denselben Charakter haben das Helenental, Sattelbachtal und die Gaadnerklause des Mödlingbaches, während das Tal des Neuhauserbaches eine Kombination von epigenetischem und Denudationsdurchbruch darstellt. Ein Denudationsdurchbruch ist auch das Tal des Prosettbaches, welches das Randgebirge der Neuen Welt quert. In beiden letzteren Fällen handelt es sich um Ausräumung von Gosaschichten, welche in viel höherem Grad seit der pontischen Epoche zerstört wurden, als die Flyschsandsteine, die Urgesteine oder gar die Kalke und Dolomite.

Das Gosaubecken der Neuen Welt ist nicht nur ausgeräumt, sondern sein südwestlicher Teil auch stark gestört, längs desselben zeigen sich keine Spuren von Terrassen; mit den Tertiärschichten ist ein Teil des Randgebirges noch in postpontischer Zeit in die Tiefe gesunken. Südlich von dieser Zone der größten Zertrümmerung der Kalkalpen, am Rande der Zentralzone scheinen dagegen in der Pliozänzeit keine bedeutenden Störungen mehr vor sich gegangen zu sein.

Ebensowenig ist die Beckenausfüllung abseits von den genannten Punkten in postpontischer Zeit durch große Störungen in ihren Niveaueverhältnissen verändert worden und es finden sich keine parallel verlaufenden Staffelbrüche. Störungen oberflächlicher Art mit Faltungen und Überschiebungen infolge von Gleichgewichtsstörungen traten dagegen häufig ein.

Im Tullner Becken und Donaudurchbruch bei Klosterneuburg äußert sich der etappenweise Rückzug des pontischen Seespiegels in der Zerschneidung der älteren Talböden. Sie blieben als Terrassen besonders im Mündungstrichter des Stromes erhalten, wo sich ihr Übergang in die horizontalen Uferlinien des Wiener Beckens vollzieht.

Sehr bedeutend sind auch die durch Denudation und Erosion verursachten Veränderungen in dieser Uferzone. Die Terrassen sind nicht nur von den ausmündenden Tälern durchbrochen, sondern auch durch zahlreiche kleine, der Gebirgsabdachung folgende Tälchen zerschnitten. Letztere sind jüngere Formen als die ersteren und hinsichtlich der Dauer ihrer Entwicklung untereinander absolut vergleichbar. Die im Kalk und Dolomit eingeschnittenen Tälchen haben meist noch steilwandige Böschungen, die Riedel zwischen ihnen bewahren in ihrer Oberfläche noch ziemlich gut die Ausgangsform, besonders zeichnen sich der Dachsteinkalk und rhätische Lithodendronkalk als widerstandsfähige Gesteine aus. Reifer sind die Täler der Zentral- und Grauwackenzone; die im Schiefer verlaufenden wieder den im Grauwackenkalk und in den Quarziten eingeschnittenen in ihrer Entwicklung voraus. Noch reifer jene im Wiener Sandstein, wo die trennenden Riedel durchweg konvexe Oberfläche besitzen. Am stärksten ist die Gesteinszerstörung im Mergel (Gosau und Flysch) vor sich gegangen. Hier sind die Terrassen bereits fast vollkommen verwischt, ebenso wie im tertiären Tegel und Sand, während unter den Tertiärschichten die Kalkkonglomerate die Formen am frischesten bewahren.

Die im Flysch verlaufenden Terrassen zeigen Anzeichen oberflächlicher Abspülung, die im Kalk eingeschnittenen die Einwirkung chemischer Lösung;

besonders mächtig ist der durch Verwitterung entstandene Gehängelehm an den Glimmerschieferhängen.

Merkwürdigerweise ist die Zertalung der Uferzone im undurchlässigen Flysch nicht dichter als im durchlässigen Kalk und Dolomit. Es zeigt sich vielmehr, daß auf die Taldichte der Böschungswinkel der zertalten Abdachung von entscheidendem Einfluß ist. Auf den steilen Böschungen der Kalkalpen kommen ebenso in kleinen Abständen Wasserrisse zur Ausbildung, wie an jungen fluviatilen Prallstellen der Flyschzone. Was von den Skulpturformen der Uferzone gesagt wurde, gilt in gleicher Weise vom Charakter der ganzen Tallandschaft. Sie muß zwar in allen drei Zonen als reif bezeichnet werden, aber sie ist es in verschiedenem Grade. Überall haben die Flüsse ihr Normalgefälle erreicht, sofern nicht junge Störungen eingetreten sind, überall ist die Landschaft gut zerschnitten und drängt sich das verästelte System der Unterfolgeformen in den Körper des Gebirges, aber die Zuböschung der Gehänge ist in den Kalkalpen noch weit zurück hinter der der Schiefer- oder gar der Flyschzone. In keinem der zwölf Zyklen während der negativen Bewegung der pontischen Uferlinie kam die Formenentwicklung vollständig zum Abschluß, nur die Täler der Niveaus IV—V scheinen die Reife erlangt zu haben.

Erst nachdem der zwölfte Zyklus beendet war, hatte der Entwicklungszyklus auch für das ganze Becken begonnen. Die Kontinentalperiode ist für das Wiener Becken angebrochen. Bereits um die Mitte der pontischen Epoche ist die Existenz einer aus der Wachau austretenden Donau nachweisbar, stromaufwärts herrschten schon früher landfeste Zustände. Noch ist das inneralpine Wasserbecken wasserbedeckt, als die Donau im Tullner Becken ihren großen Schuttkegel aufschüttet.

Als im Wiener Becken die pliozänen Terrassen gebildet wurden, gab es im ungarischen Becken noch einen ausgedehnten levantinischen Süßwassersee. So hält die Kontinentalperiode von W her ihren Einzug, mit dem Zurückweichen der Wasserbedeckung gegen E verlängert sich der Stromlauf der Donau, stets neue Länderstrecken für ihren Unterlauf erobernd. Sie ist kein Strom einheitlicher Entstehung, nicht monogenetisch, sondern der Typus eines Stromes mit verschiedenen alten Teilen, den wir als polygenetisch bezeichnen möchten.

Dreimal verändert sich während des Pliozäns die Erosionsbasis der Donau, vielleicht durch eine ähnliche negative Uferlinienbewegung im ungarischen Becken veranlaßt, wie sie früher im inneralpinen Wiener Becken vor sich gegangen war. Mit abnehmender Intensität drängt der Strom im Wiener Stadtgebiet nach rechts, zuerst die am Randgebirge aufsteigenden tertiären Schichten, dann die eigenen Schotterfelder eines früheren Entwicklungsstadiums zerstörend.

Die Flüsse des Wiener Beckens strömen ihm auf der nordöstlich sich abdachenden Ebene zu. Die Schwarza, welche den weitesten Weg bis zur Donau zurückzulegen hat, muß einen nachsinkenden Teil des Beckens durchfließen, sie baut daher den mächtigen Rohrbacher Schuttkegel auf.

Der Beginn des Eiszeitalters kündigt sich durch eine abermalige Tiefenerosion an. Der Rohrbacher Schuttkegel im S, wie die Arsenalterrasse im N werden zerschnitten und die Abtragung der Ebene muß zum größten Teil in diese Zeit zurückgehen, denn die Diluvialschotter lagern sich bereits an vielen Punkten unmittelbar auf sarmatische und mediterrane Schichten. Viermal wechseln nun an der Donau bis zur Gegenwart Akkumulation und Erosion, der Strom pendelt im Tullner und Wiener Becken hin und her, drängt aber meist ans rechte Ufer. Im Tullner Becken und Donaudurchbruch kommt es infolgedessen zu Talanzapfungen, im inneralpinen Wiener Becken werden die Diluvialterrassen streckenweise ganz zerstört.

An die Wende der Pliozänepoche und des Eiszeitalters fällt auch die Wiedereröffnung der durch tertiäre Schichten verstopft gewesenen Lücke zwischen Thebnerkogel und Hainburgerbergen für den Stromlauf, der früher durch die Carnuntische Pforte ging.

Nur in der Nähe ihrer Mündung zeigen die diluvialen Flüsse des Wiener Beckens Terrassen und die Schwarza und Sirming besitzen solche als Gletscherflüsse innerhalb des Gebirges. Das südliche Wiener Becken erhielt dagegen eine mächtige Schotterdecke, welche sich aber nicht aus Terrassenfeldern zusammensetzt, sondern zu mächtigen Schuttkegeln anschwillt. Triesting, Piesting, Schwarza und Pitten haben sie aus dem Gebirge herausgeschafft. Im südlichen, im Nachsinken begriffenen Teil des Beckens hat also während des Eiszeitalters ununterbrochen Akkumulation geherrscht, im ungestörten nördlichen Teil wechselt sie mit der Erosion.

Wie heftig diese Bewegungen des südlichen Beckens, welche sich auch heute noch zuweilen in Erdbeben äußern, gewesen sein müssen, beweist das gestörte Normalgefälle des Johannisbaches bei Würflach, der sich rasch eine Klamm ausgetieft hat, vor deren Mündung ein Schuttkegel mit kolossalen Blöcken liegt.

Das Gebiet der großen diluvialen Schuttkegel ist eine trockene Ebene, die erst jugendliche Zerschneidungsformen zeigt. Gegen NE wird die Schotterdecke dünner und dünner, der Grundwasserstrom tritt an die Oberfläche. In dieser nassen Ebene haben die konvergierenden Flüsse, die hier mit aller Kraft ihr Erosionswerk beginnen, durch seitliches Rücken die alte Oberfläche zerstört. Dieser Teil der Ebene hat gealterte Formen. Nun treten die Flüsse, bevor sie die Donau erreichen, in das pliozäne und diluviale Aufschüttungsland der Donau ein und sind in den widerstandsfähigen Quarzschottern und Sanden noch wenig über die Tiefenerosion hinausgekommen. Durch diese Denudationsdurchbruchtäler ist die alte Oberfläche in Hügel und Platten aufgelöst. Dieser Teil der Ebene zeigt reife Formen.

So treten am Ostende der Alpen verschieden alte Formengruppen zusammen, die sich in verschiedenen Entwicklungsstadien befinden. Die jugendliche, die reife und die alte Ebene grenzen an eine herangereifte Berglandschaft und trotzdem ist das Gebirge um vieles früher entstanden als die Ebene. An der Grenze zwischen beiden Landschaften liegen jene Skulpturformen, welche die Verknüpfung ihrer Geschichte ermöglichen.

So ist die Lebensdauer der Formen nach ihrer Organisation verschieden. Wir sind im Geist ihren Lebensweg zurückgegangen bis zu ihrer Geburt und haben versucht, in den Zügen der Landschaft das Gewordene zu verstehen.

INHALT.

Vorwort	Seite 3
Einleitung.	
1. Allgemeiner Überblick	5
2. Die Probleme am Alpenrand	8
3. Die geologische und morphologische Literatur	12
I. Das Kremser oder Tullner Becken	31
II. Der Donaudurchbruch durch die Ausläufer des Wiener Waldes	56
III. Das inneralpine Wiener Becken.	
1. Methode der Untersuchung	74
2. Das Randgebirge zwischen der Donau und dem Wiental und die angrenzenden Teile der Ebene	80
3. Das Randgebirge zwischen der Wien und der Kalkalpengrenze	110
4. Das Randgebirge von der nördlichen Kalkalpengrenze bis zur Triesting Senke	121
5. Das Triesting- und Piestinggebiet	149
6. Der südlichste Teil des Wiener Beckens und sein Randgebirge	170
7. Das Wiener Becken. (Die Ebene)	184
8. Der Ostrand des Wiener Beckens	187
IV. Ergebnisse und Folgerungen	194

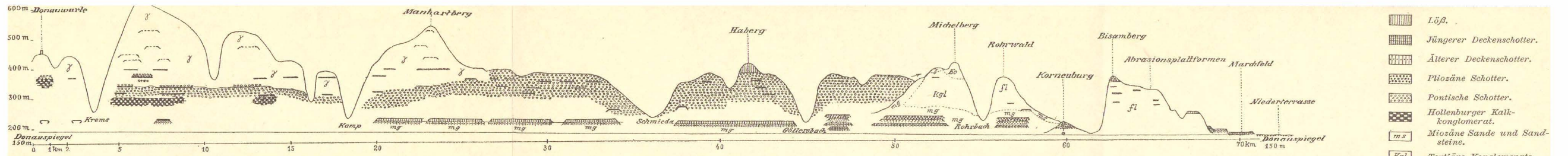


Fig. 2. Aufriß des südlichen Randgebirges des Tullner Beckens.

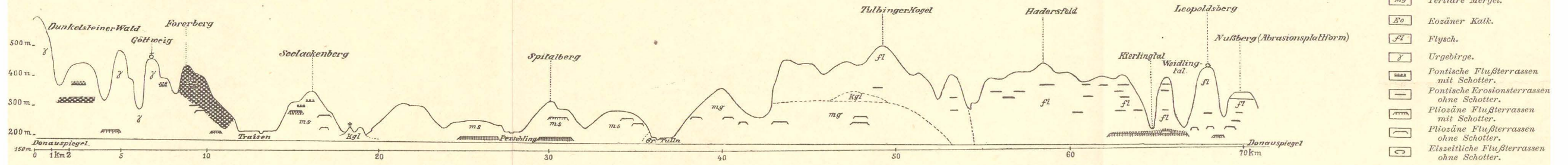


Fig. 3. Aufriß des Randgebirges des inneralpinen Wiener Beckens vom Schwarzatal bei Gloggnitz bis zum Donautal. (10fache Überhöhung.)

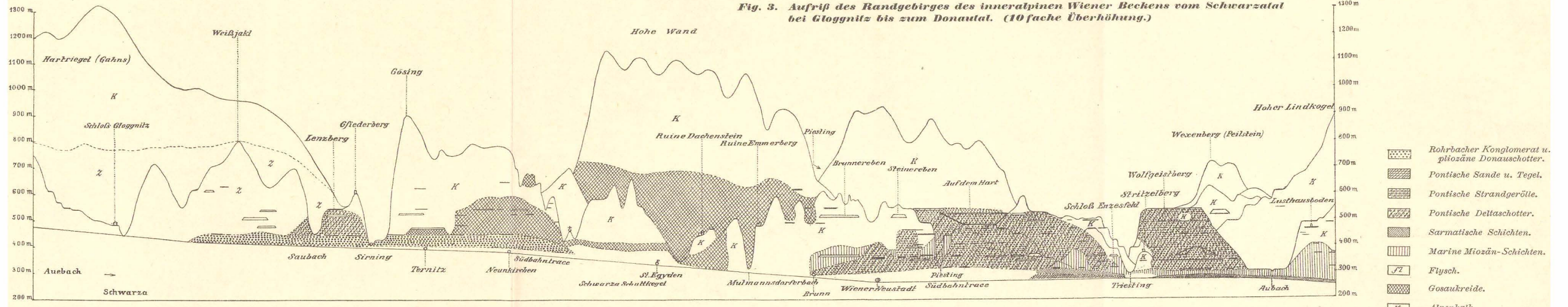


Fig. 4. Aufriß des Randgebirges des inneralpinen Wiener Beckens vom Schwarzatal bei Gloggnitz bis zum Donautal. (10fache Überhöhung.)

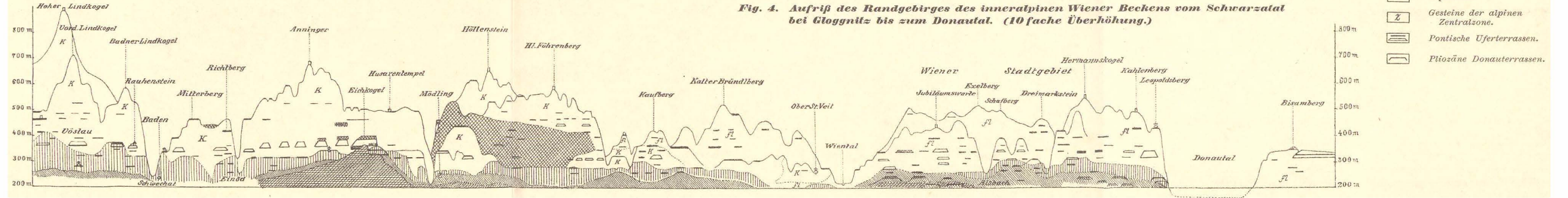


Fig. 5. Aufriß des Randgebirges des inneralpinen Wiener Beckens vom Schwarzatal bei Gloggnitz bis zum Donautal. (10fache Überhöhung.)