

# Alte Abtragungssysteme und Quartärterrassen im östlichen Weinviertel

Mit 1 Karte auf Tafel XIII und 4 Profilen

Von WALTER SCHLEGEL, Wien

## Inhaltsübersicht

Problemstellung

Das Untersuchungsgebiet

Der innere Bau

Form und Entstehung der einzelnen Fluren

A. Die Hochflächen im Bereich des Bisambergzugs

B. Die Hochflächen im Tertiärland des östlichen Weinviertels

C. Das Übergangsniveau

D. Die talgebundenen Abtragungssysteme

Überblick und Gesamtdeutung

A. Die morphologische Entwicklung des östlichen Weinviertels

B. Anlage von Durchbruchstälern

C. Ausblick auf die benachbarten Gebiete

D. Versuch einer umfassenden Deutung

In der vorliegenden Untersuchung der Verebnungssysteme des östlichen Weinviertels mußte nachgeprüft werden, ob es möglich sei, Verbindungen herzustellen zwischen den von RIEDL (42, 43) im zentralen Weinviertel erkannten Abtragungsflächen und andererseits den vieldiskutierten Niveaus am Rande des Wiener Beckens und den Donauterrassen im Wiener Raum. Diese Aufgabe wurde zu lösen versucht durch sorgfältige Kartierung der Ebenheiten und durch Auswertung der vorhandenen Aufschlüsse. Da eine eingehende geomorphologische Untersuchung des Gebiets nicht vorliegt<sup>1)</sup>, konnte auf ältere Arbeiten nur in Einzelfragen zurückgegriffen werden. Darüber hinausgehend wurde angestrebt, zu einer Gesamtschau der Entwicklung der Großformen im östlichen Weinviertel zu kommen.

Bei meinen Untersuchungen habe ich von verschiedenen Seiten wertvolle Unterstützung erfahren. Es drängt mich, Herrn Prof. Dr. H. SPREITZER für viele Anregungen und Ratschläge, die ich in Gesprächen und auf Exkursionen entgegennehmen durfte, sowie für Förderung meiner Tätigkeit auf richtig zu danken. Zu Dank verpflichtet bin ich auch Herrn Prof. Dr. H. BOBEK, Herrn Prof. Dr. J. FINK, Herrn Chefgeologen Dr. R. GRILL und Herrn Dr. H. RIEDL, die bei Aussprachen und auf Exkursionen wesentlich zur klaren Erfassung und zur Lösung von Problemen beigetragen haben. Herr Dr. R. GRILL bot mir zudem die Möglichkeit, mit Genehmigung von Herrn Direktor Dr. R. JANOSCHEK Protokolle von Flachbohrungen der Rohölgewinnungs-AG. im Raum südlich von Zistersdorf auszuwerten. Besonderen Dank

---

<sup>1)</sup> Einige Schriften (1, 2, 24, 25) haben landeskundlichen, andere hauptsächlich kulturgeographischen (14) und geologischen (12, 18) Inhalt.

gestattet sich der Verfasser der Österreichischen Mineralölverwaltung AG. zu sagen, durch deren namhafte Unterstützung die Ausstattung dieser Arbeit mit einer Karte und mit Profilen ermöglicht worden ist.

### Das Untersuchungsgebiet.

Der gestellten Aufgabe gemäß umfaßt das Untersuchungsgebiet im wesentlichen den Raum zwischen Brünner Straße und March. Die nördliche Grenze ist durch die Staatsgrenze zwischen Bernhardsthal und Drasenhofen, die südliche durch den „Großen Wagram“, den Steilabfall des tertiären Hügellandes zur großen Flußebene des Marchfeldes, gegeben. Im S wurden westlich der Brünner Straße das Einzugsgebiet des Rußbachs bis ins Korneuburger Becken und der Bisambergzug mitbetrachtet.

Vom Bisambergzug (Elisabethhöhe 361 m, Glockenberg 363 m, Haberfeld 374 m), der die Tiefenzonen des Korneuburger Beckens im W und des nördlichen Teils des Inneralpinen Wiener Beckens im O voneinander trennt, zweigen bei Neubau zwei weitere Höhenzüge ab. Gegen SO erstreckt sich der eine bis zum Hochleiten- und Traunwald (Kaserne 280 m, Bockberg 260 m); der andere führt über Höbersbrunn bis zum Hausberg (295 m) bei Gaiselberg nach O und von hier bis zum Steinberg (317 m) westlich Zistersdorf nach NO. Bei Schrick zweigt ein weiterer Rücken ab, der sich über den Matzner Wald bis Stillfried an der March hinzieht. Weite Tiefenzonen entlang der Hauptentwässerungsadern trennen diese Höhegebiete voneinander. Der Rußbach kommt aus dem Korneuburger Becken, durchbricht den Bisambergzug im Kreuttal, fließt bis zum großen Wagram gegen SO und mündet nach langem Lauf durch das Marchfeld bei Hainburg in die Donau. Das Weidenbachtal beginnt östlich von Neubau und zieht zwischen Traunwald und Matzner Wald gegen SO bis Raggendorf. Nach längerem Lauf durch das Marchfeld mündet der Weidenbach in die March. Die weiten Tiefenzonen von Zaya und Poibach mit ungefähr W—O gerichtetem Verlauf trennen die genannten Höhegebiete im S von weiteren Höhen im N an der Staatsgrenze. Der größte Rücken geht aus von den Falkensteiner Schotterbergen (Galgenberg 425 m) und führt über Ausspann (312 m) und Tennauwald (309 m) bis zur Kallerheide bei Steinabrunn. Der Mühlbach umfließt ihn im W und N und strebt durch das Teichgebiet der Thaya zu. Gegen O und SO zweigen kleinere Höhenzüge ab: Raistenberg (291 m) bei Feldsberg (Valtice), Johannisbergen (268 m), Druxenbergen (275 m) bei Herrnbaumgarten. Weit im O bei Altlichtenwarth erhebt sich einsam die Hutsaul (274 m) über die östlich sich anschließenden großen Ebenen entlang von Thaya und March bei Hohenau. Der Schrattenberger Mühlbach und der Gfällbach streben zunächst getrennt gegen O, vereinigen sich aber bei Katzelsdorf zum Hamelbach, der bei Bernhardsthal in die Thaya mündet.

Überblickt man das ganze Arbeitsgebiet, so zeigt sich im großen eine langsame Abdachung der Höhen von W nach O, im südlichen Teil von NW nach SO. Ihr folgen die großen Entwässerungsadern. Die Talrichtungen W—O und NW—SO beherrschen das Kartenbild. Ungefähr senkrecht zur Abdachungsrichtung erstrecken sich die Höhen des Bisambergzuges, des Steinbergzuges und des Tennauwaldes von SSW nach NNO.

### Der innere Bau<sup>2)</sup>.

Das östliche Weinviertel hat Anteil an zwei geologischen Bereichen. Zur alpin-karpatischen Sandsteinzone (Flyschzone) gehören die Höhenzüge des Rohrwalds und des Bisambergs. Den Großteil des anstehenden Flysches bildet der alttertiäre Greifensteiner Sandstein. Im Bisambergzug greifen auch Kahlenberger Schichten der Oberkreide — hauptsächlich Kalkmergelsteine — mehrere Kilometer weit über die Donau nach N. Bei Karnabrunn löst sich die Flyschdecke des Rohrwaldzugs und bei Großrußbach die des Bisambergzugs in einzelne, auf oligozänen Auspitzer Mergeln der Waschbergzone schwimmende Schollen auf. Von den inneralpinen bzw. innerkarpatischen Becken berühren zwei das Arbeitsgebiet. Das Korneuburger Becken, von helvetischen Grunder Schichten erfüllt, ist pultschollenartig in die Sandsteinzone eingesenkt. Zentraler im Alpenkörper liegt das jüngere und wesentlich größere Wiener Becken. Als seine ältesten Teile wurden die W—O gerichteten Teilbecken von Niederleis und Kreuzstetten angelegt. Hier liegen Helvet und Torton. An der Wende vom Helvet zum Torton brachen entlang der Thermenlinie und ihrer Fortsetzung nördlich der Donau im Bisambergbruch und im Schrattenberger Bruch und entsprechender Bruchlinien am Rande des Leithagebirges und der Kleinen Karpaten die übrigen Teile des Wiener Beckens ein. Sie wurden nach und nach mit marinen, brackischen, limnischen und terrestrischen Ablagerungen des Torton, Sarmats und Pannons aufgefüllt. Die älteren Schichten stehen in den Beckenrandgebieten im W und N des Arbeitsgebietes an. Torton in sandiger und schotteriger Fazies liegt östlich des Bisambergs und bei Enzersfeld. Westlich und nördlich Poysdorf stehen sandige und tegelige Tortonablagerungen des Wiener Beckens in Verbindung mit dem Tortonsehlier der Molassezone. Von Bedeutung sind die Leithakalkaufbrüche am Steinberg bei Zistersdorf, in Druzenbergen bei Herrnbaumgarten, im Tennauwald und in der Kallerheide. Sarmat ist hauptsächlich tegelig und sandig ausgebildet, enthält aber auch Schotter. Es ist vorherrschend in einem von S nach N sich verbreiternden Streifen östlich des Bisambergbruchs zwischen Königsbrunn im S und dem Zayatal im N. Die Ostgrenze wird durch ein großes Bruchsystem gebildet, das als Putzinger Verwurf bei Königsbrunn vom Bisambergbruch abzweigt, beim Kasernenberg mehrere 100 m gegen O versetzt ist und als Steinbergbruch über Hohenruppersdorf, den Steinberg bei Zistersdorf und den Mühlberg bei Reinthal gegen NO in den mährischen Raum zieht. Die nordwestliche Grenze sarmatischer Ablagerungen bildet der Schrattenberger Bruch zwischen Poysdorf und Schrattenberg. Er markiert die Grenze gegenüber den Torton-schichten der Beckenrandgebiete und des außeralpinen Beckens. Doch auch zwischen Schrattenberger Bruch und Steinbergbruch steht Sarmat fast nur in den Tälern von Zaya und Poibach an. Im übrigen Raum ist es versteckt unter einer Schotterdecke wechselnder Mächtigkeit, die aus dem Raum nördlich der Leiser Berge über Mistelbach ins Wiener Becken hineinzieht und südlich und nördlich der Zaya große Höhenzüge aufbaut. Ihre östlichsten Vorkommen liegen auf einer Zwischenstaffel entlang des Steinbergbruchs, die FRIEDL (12) gefunden hat. Der Mistelbacher Schotterkegel steht mit dem

<sup>2)</sup> Zur genaueren Orientierung über die geologischen Verhältnisse sei verwiesen auf Arbeiten von GRILL (17, 18), JANOSCHEK (26), SCHAFFER und GRILL (48) und auf Berichte über geologische Aufnahmen von GRILL, erschienen in den Verhandl. d. Geol. B.-A. Wien zwischen 1948 und 1955. Als einzige amtliche geologische Karte liegt bis jetzt das Blatt Gänserndorf 1 : 75.000 vor.

Hollabrunner Schotterkegel des westlichen Weinviertels in Verbindung. Er wird als unterpannonische Flußablagerung aufgefaßt. Nach SCHAFFER und GRILL (48) und GRILL (19) sind im W bei Hohenwarth auch Fossilien aus dem Oberpannon gefunden worden. Östlich des Steinbergbruchs liegt nur noch Oberpannon in sandiger und tegeliger Ausbildung (Stufe G und H nach PAPP (39)). Bei Hohenruppersdorf und Niedersulz wird es an wenigen Stellen von Rotlehmen bedeckt, die als oberpliozäne Bildungen angesehen werden. Als jüngste Ablagerung muß der Löß erwähnt werden, der weite Teile des Weinviertels bedeckt und vielfach Untergrund und Oberflächenformen verschleiert.

Es lassen sich im östlichen Weinviertel folgende tektonische Einheiten unterscheiden:

1. Das westliche Randgebirge des Wiener Beckens, dem die Flyschzone und die Waschbergzone zuzurechnen sind. Die Ostgrenze wird gebildet vom Bisambergbruch, vom Schrattenberger Bruch und einer diese beiden Verwerfungen verbindenden Linie zwischen Neubau und Zwentendorf, deren tektonischer Charakter noch nicht ganz geklärt ist. Die Buchten von Niederleis und Kreuzstetten und das Becken von Korneuburg sind in das Randgebirge eingesenkt.
2. Die Hochscholle liegt zwischen den westlichen Randbrüchen des Wiener Beckens (Bisamberg- und Schrattenberger Bruch) und dem Steinberg-Bruchsystem. Man kann sie in die Mistelbacher Scholle im N, auf der hauptsächlich Unterpannon ansteht, und die Kronberger Scholle im S mit Sarmat unterteilen. Ein Übergangsgebiet bildet die von Unterpannon erfüllte Atzelsdorfer Mulde.
3. Die Tiefscholle liegt östlich des Steinberg-Bruchsystems (Steinbergbruch, Putzinger Verwurf). Auf ihr steht Oberpannon an. Ihre östliche Begrenzung liegt auf slowakischem Gebiet östlich der March.

#### *Form und Entstehung der einzelnen Fluren.*

##### A. Die Hochflächen im Bereich des Bisambergzugs.

Der Bisambergzug erhebt sich im S um 100—200 m, im N aber nur noch um 60—120 m über die Umgebung. Der Bisamberg selbst, steil über die Donau aufragend, trägt eine weitflächige Ebenheit in 340 m, die gegen SW einen auf 361 m bei der Elisabethhöhe ansteigenden Sporn vorschiebt. Während im SO, SW, W, NW und N schluchtartige Kerbtäler die Fläche begrenzen, lehnen sich im NO tiefere Ebenheiten an sie an. Der Veitsberg (312 m) zeigt eine breite Fläche, an die sich die Rücken „In den Wolfsbergen“ (275 bis 280 m) und „In Fasching“ (273 m) anschließen. Gegen NW liegt die Pfaffenhöhe (300 m), im SO steht der Sender Bisamberg auf einer kleinen Fläche in 311 m Höhe und im S erhebt sich die Kuppe des Lanerbergs (305 m). Südlich und westlich der Elisabethhöhe zeigt der Steilabfall deutliche Unterbrechungen in 300 und 280 m Höhe.

Nördlich des Bisambergs wird der Höhenzug durch mehrere von W und O eingreifende Muldentäler in Einzelberge aufgelöst. Kleine Ebenheiten tragen der Kronawetberg bei Hagenbrunn (292—294 m), der Tradenberg bei Flandorf (285 m) und der Döbelberg bei Königsbrunn (258 m). Mit dem Stetter Berg (282 m) beginnt ein 10 km weit bis zum Kreuttal nicht mehr unterbrochener Höhenzug. Eine tischebene Flur in 330 m liegt südlich Manhartsbrunn. Westlich und nördlich dieses Dorfes werden weite schwachwellige Ebenheiten in 325—340 m Höhe von den flachen Rücken des Donau-

brunn (356 m) und Matzbrunn (354 m) deutlich überragt. Eine große Flur in 340 m am Mühlratzberg wird durch von W und O eingreifende Täler randlich zerlappt. Die zwischen diesen Tälern erhaltenen Riedel sind auf 330 bis 320 m erniedrigt, aber trotzdem als Reste der höheren Flur zu erkennen. Sie lassen sich von weiter östlich gelegenen weiträumigeren Fluren in 300—315 und 280—295 m zwischen Enzersfeld und Unterolberndorf deutlich unterscheiden. Der Glockenberg (363—367 m) hebt sich von der Fläche des Mühlratzberges durch eine kleine Stufe ab. Sein nördlicher Abhang gegen das Kreuttal ist von zwei Terrassen in 335—340 m und einer weiteren in 310 m Höhe unterbrochen.

Sehr deutlich sind mehrere Verebnungen um das Dorf Hornsburg nördlich des Kreuttals ausgebildet. Im W werden die größten Höhen in der Weinsteiger Viehtrift (366 m), im Habersfeld (374 m) und in der Hipplinger Heide (362 m) erreicht. Zwischen die höheren Verebnungen legen sich, besonders gegen S am Kreuttal und östlich Großrußbach, Flächen in 340 m Höhe. Im O zieht der Rücken des Kreutbergs (327 m) und des Hundsbbergs (329 m) gegen NNO bis zum Becken von Kreuzstetten. Zwischen den beiden großen Höhenzügen erstreckt sich nördlich Hornsburg eine Fläche in 310 m Höhe. Verebnungen in derselben Höhe begleiten auch das Hornsburger Tal auf beiden Seiten sowie die Nordflanke des Kreuttals. Der Schloßberg von Hornsburg (290 m) zeigt ein in die höheren Flächen eingesenktes Niveau an. Dieselbe Erscheinung kann beim Schloß von Großrußbach beobachtet werden.

Die am Bisambergzug festgestellten größeren Flächen treten hauptsächlich in den Höhenlagen von 360—365 m und 335—340 m auf. Es handelt sich um zwei besonders im Raum des Kreuttals deutlich voneinander abgesetzte Flächensysteme, deren mittlere Höhen von S nach N leicht anzusteigen scheinen. Sie sollen als A-Niveaus ( $A_1 = 360$  m,  $A_2 = 340$  m mittlere Höhe) zusammengefaßt werden. Die größeren Flächen zeigen eine leichte Wellung. Eine zweite Flurengruppe läßt sich als B-Niveaus ( $B_1 = 310$  m,  $B_2 = 290$  m mittlere Höhe) ausscheiden. Diese treten im Bereich des Bisambergzuges mehr talgebunden auf. Deutliche Terrassen sind im Kreuttal und am Südfall des Bisambergs zur Donau festzustellen.

Bei dem nun folgenden Versuch, die Entstehung dieser Niveaus aufzuhellen, sollen zunächst nur die A-Niveaus berücksichtigt werden. Ihre Fluren sind hauptsächlich auf Flysch angelegt. Sie erstrecken sich aber auch über tertiäre Ablagerungen: über Oligozän der Waschbergzone, über Torton am Bisamberg und über Sarmat am Mühlratzberg südwestlich Schleimbach. Die beiden A-Niveaus sind dadurch als Abtragungsflächen von sicher postsarmatischem Alter gekennzeichnet. Für eine weiterführende Deutung soll zuerst die vorhandene Literatur über das fragliche Gebiet und die Nachbargebiete gesichtet werden.

HASSINGER (20) faßt den Hollabrunn-Mistelbacher Schotterkegel als Aufschüttung eines unterpannonischen Donaulaufes auf. Der Scheitel des Schotterkegels sei bei Krems in mindestens 430 m Höhe gelegen<sup>3)</sup>. Die heutige fast gleiche Höhe der Schotterberge des westlichen Weinviertels sowie der Ebenheiten im Bereich des Rohrwald- und Bisambergzuges sei auf die Seitenerosion der Donau zurückzuführen, die nach der Absenkung des Seespiegels im Wiener Becken im Oberpannon auf 360 m in

<sup>3)</sup> An der Donauwarte bei Krems wurden auf einer Exkursion des Geographischen Instituts der Universität Wien unter Führung von Prof. Dr. H. SPREITZER im Frühjahr 1958 noch in 445 m Höhe Donauschotter gefunden.

diesem Niveau ihren Lauf nach S zur Wiener Pforte hin verlegte, dem BAERSchen Gesetz und vielleicht auch einer leichten Kippung des Tullner Feldes folgend. Die Schotter auf der Elisabethhöhe (361 m) werden von HASSINGER als Donauschotter angesehen. Bei weiteren Spiegelsenkungen des Pannonsees bildete die Donau am Bisamberg und im Tullner Feld tiefere Erosionsniveaus aus. HASSINGER verbindet sein Niveau IV (= A<sub>1</sub>, Plattform des Bisambergs) mit dem Goldbergniveau (365 m)<sup>4)</sup>, Niveau III (= B<sub>1</sub>, Sender und Veitsberg) mit dem Maisbergniveau (330—335 m) und Niveau II (= B<sub>2</sub>, Burgstall) mit dem Kremsfelddniveau (310—320 m) bei Krems. Als wesentlich ist anzusehen, daß HASSINGER die Verebnungen am Bisamberg als Flußterrassen, andere aber in entsprechender Höhe südlich der Donau am Raßberge des Wiener Beckens als Abrasionsplattformen betrachtet. — SCHAFFER schwankt in seinen Ansichten stark. Die Nußberg-Plattform wird als fluviatile Bildung aufgefaßt. Bald ist sie von „postpontischem“ Alter (45), bald soll sie in Zusammenhang mit dem Sinken des pannonischen Seespiegels stehen (46). Die Schotter am Bisamberg seien keine Donau-, sondern Lokalschotter (47). — Mit KOBER (29) zeichnet sich eine Wende im morphologischen Denken über den Wiener Raum ab. Sämtliche Flachlandschaften bis zur Höhe des Laaerberges hinab, so meint er, seien Reste einer im Pannon gebildeten großen Flur und durch postpannonische Tektonik in ihre heutige Höhenlage gebracht worden. — KÜPPER (31) findet im Anningergebiet bei Mödling tatsächlich Strandterrassen durch Brüche geringfügig verstellt. Trotzdem hält er bis in die jüngste Zeit daran fest, daß die Brandungsformen als deutliche Leitmarken rings um das Wiener Becken zu verfolgen seien (35). Die Brandungsterrassen seien aber tortonische Formen, die im Pannon höchstens leicht überarbeitet, vielleicht auch plombiert worden seien. Dieser Vorstellung entsprechend stellten KÜPPER und BOBIES (36) am Bisamberg sowohl die Blockschotter des Klausgrabens als auch die Schotter auf der Elisabethhöhe ins Torton. LANGER (37) dagegen gliedert die Gipfelschotter in einen tortonischen und einen pannonischen Anteil. — BÜDEL (3, 4) geht einen Schritt weiter als KÜPPER. Tatsächlich feststellbare große Abrasionsterrassen, zum Beispiel am Richardshof bei Baden, stammen aus dem Torton, kleine Formen könnte der Pannonsee während seines Vorstoßes geschaffen haben. Durchgehende Strandmarken können aber nicht festgestellt werden. Alle Formen, hinauf bis 400 m Seehöhe, wurden im Pannon zusedimentiert und erst durch die postpannonische Erosion wieder freigelegt. Das Becken in seiner heutigen Gestalt ist eine Ausräumungsform. Die älteren Stufen der Ausräumung sind sichtbar an erosiven und denudativen Flächenbildungen am Gebirgsrand. — Ähnlicher Auffassung ist WINKLER-HERMADEN (59, 61). Er neigt nur dazu, alle Niveaus jünger einzustufen. Die Richardshofterrasse wurde im Unterpannon angelegt, im Mittelpannon plombiert und im jüngeren Pliozän wieder freigelegt. Die Flächen am Bisamberg, Nußberg und Kobenzl seien von der Donau erst nach dem Pannon angelegt worden, da diese bis zum Oberpannon noch auf dem Hollabrunn-Mistelbacher Schotterkegel gegen NO geflossen sei. — RIEDL schließlich (42, 43) hat weite Fluren in 360 m Höhe in der Waschbergzone und ihrem westlichen und östlichen Vorland, besonders im Bereich des Mistelbacher Schotterkegels, festgestellt. Sie sind Reste eines zunächst als postunterpannonisch (42), später (43) als postoberpannonisch angesehenen Abtragungssystems. — Aus diesem Literaturüberblick ist zu erkennen, daß sich die Forscher darin einig sind,

4) Noch höher liegt das Plateau von Hohenwarth in rund 380 m.

alle Flächen nördlich der Donau, die den A-Niveaus des Verfassers entsprechen<sup>5)</sup>, als unter terrestrischen Bedingungen entstandene Abtragungsf lächen zu deuten. Kliffbildungen und pannonische Strandablagerungen fehlen. Tortonische Strandhalden und Schotter am Bisamberg werden nach KÜPPER und BOBIES (36) von der Ebenheit geschnitten, sind also älter als diese. Das Höchstalter der Abtragungsf lächen ergibt sich aus dem jüngsten angeschnittenen Schichtglied, dem Hollabrunn-Mistelbacher Schotterkegel: sicher postunterpannon, vielleicht sogar postoberpannon.

Wäre für das Niveau A<sub>1</sub> eine großflächige lateralerosive Einebnung im Sinne von HASSINGER noch denkbar — gegen sie spricht, daß außer an der Elisabethhöhe und zwei von GRILL (15) erwähnten Vorkommen südwestlich und nordöstlich Großrußbach in rund 350 m Höhe keine Schotter auf den Flächen gefunden werden konnten — so läßt sie sich aber meiner Ansicht nach für das Niveau A<sub>2</sub> nur am Kreuttal und am Bisamberg, also in enger räumlicher Bindung an Flußtäler annehmen. Für den größeren Teil des Niveaus versagt diese Deutung. Dieses kann nur als niveaugebundene Abtragungsf läche erklärt werden, die unter warmen wechselfeuchten Klimabedingungen hauptsächlich durch die Wirkung von Flächenspülung entstanden ist<sup>6)</sup>. Diese Erklärung möchte ich aber auch auf das Niveau A<sub>1</sub> anwenden. Sie entspricht am besten dem Formstil beider Niveaus mit ihrer weiten Erstreckung und sanftwelligen Ausbildung.

#### B. Die Hochflächen im Tertiär des östlichen Weinviertels.

Am Bisambergzug wurden bereits Flächen in Höhen von 310 m und 290 m erkannt und als B-Niveaus ausgeschieden. Ihre größte Ausdehnung besitzen sie unmittelbar östlich des Bisambergbruchs zwischen Manhartbrunn und Unterolberndorf; am deutlichsten von den höheren Flächen getrennt sind sie im Bereich des Kreuttals. Im folgenden soll ihre weitere Verbreitung im tertiären Hügelland des östlichen Weinviertels beschrieben werden.

Östlich des Rußbaches zieht von der Kote 280 im Hochleitenwald an der Brünner Straße, 4 km nordnordöstlich von Wolkersdorf, in fast derselben Höhe eine Fläche auf 2 km Länge gegen SO. Der Matzner Wald erreicht 284 m Höhe. In beiden Gebieten sind die Niveaus auf Oberpannon (Stufe G und H) angelegt. Der Rücken des Anzenbergs (281 m), der sich im NW an den Hochleitenwald anschließt, liegt dagegen im Bereich des Sarmats. Das Becken von Kreuzstetten wird im S, NW und NO von Rücken abgeschlossen, die ausgedehnte Verebnungen in 308, 301 und 294 m tragen. Hier stehen helvetische Grunder Schichten, oligozäne Auspitzer Mergel und Torton an. Den östlichen Abschluß des Beckens bildet ein in Fortsetzung des Bisambergzuges von SW nach NO streichender Höhenzug, den vom Waldberg östlich Niederkreuzstetten bis unmittelbar südlich Neubau eine nahezu tischebene,

<sup>5)</sup> Daß RIEDL nicht auch ein Niveau in 340 m aussondert, wird verständlich, wenn man bedenkt, daß diese Flächen bei ihm nur auf tertiärem Lockermaterial ausgebildet sind, in dem die Grenzen zwischen den Fluren oft verwischt sind.

<sup>6)</sup> Nach BÜDEL (5) und JESSEN (27) herrschte entsprechendes Klima in Mitteleuropa vom Oberoligozän bis zum Unterpliozän. WINKLER-HERMADEN (61, S. 677 bis 679 und 733—735) vertritt allerdings die Ansicht, daß bis zum obersten Pliozän Rumpfflächenbildung unter subtropischem Klima möglich gewesen sei. Er stützt sich dabei auf zahlreiche paläontologische und pedologische Untersuchungen.

lößbedeckte Fläche in 280—290 m krönt. Östlich und nördlich von Neubau liegen weitere Verebnungen in 280—290 m Höhe. Sie schneiden meist sarmatische Sande, zum Teil aber auch ein dünnes Schotterpaket an. Das Dorf Neubau selbst, in dessen Bereich neben Sarmat und Helvet nochmals Flysch auftritt, liegt in beherrschender Höhe auf einer deutlich abgehobenen Ebenheit in 300—310 m.

Vom Wolfsgrubenberg an schwenkt der Höhenzug in W—O-Richtung um und erreicht in Flächen bei Höbersbrunn 294 m. Nach einer Unterbrechung von über 4 km treten nordwestlich Obersulz an der Höhenstraße wieder weite Fluren auf, die in „Der harte Tanz“ 281—289 m hoch liegen. Alle Flächen in dieser Höhe im Raum von Obersulz sind auf Schottern angelegt, die an der Oberfläche häufig stark rostrot gefärbt sind. Durch diese Schotter bedingt, die bis Windisch Baumgarten beobachtet werden können, setzen sich die Ebenheiten von den Böschungen der in sie eingreifenden Trockentäler in scharfen Kanten ab. Sie sind deshalb klar zu umgrenzen.

Wenig südlich der Bundesstraße Zistersdorf-Wilfersdorf beginnt eine bis 700 m breite, ähnlich wie das Niveau  $A_2$  am Mühlratzberg schwachwellige Fläche, die bei einer Länge von über 4 km von 290 m Höhe an der Bundesstraße auf über 300 m unmittelbar südlich des Steinberg-, „Gipfels“ ansteigt. Der Untergrund besteht aus tortonischem Leithakalk. Vom Steinberg-, „Gipfel“ (317 m), der als flache Kuppe die Ebenheit überragt, zieht der Nordwesthang in ununterbrochenem Gefälle hinab bis ins Zayatal (175 m). Nur im NO, südlich des Zayadurchbruchs durch den Leithakalk bei Hauskirchen, breitet sich in 280 m Höhe die nahezu tischebene, aber schwach gegen N geneigte Platte der „Gugel“ aus.

Weiter im N liegen isolierte Verebnungen an der „Hutsaul“ (274 m) bei Altlichtenwarth, in „Druxenbergen“ (275 m) bei Herrnbaumgarten und am Raistenberg (291 m) bei Schratzenberg.

An den Rücken des Ausspann (312 m) nördlich von Poysdorf, der sich im W deutlich von Flächen in 360 m am Galgenberg abhebt, schließt sich im O der 5 km lange Höhenzug des Tennauwaldes (290—309 m) an, der bis zur Staatsgrenze gegen NNO zieht. Durch eine flache Einmündung ist er von einer Fläche in 280 m weiter westlich, durch das steile Tal von Herrnbaumgarten von der Ebenheit in „Druxenbergen“ (275 m) im O getrennt. Der Untergrund besteht hier und im Tennauwald aus Leithakalk; am Ausspann sind tortonische Schichten von Löß bedeckt.

Zusammenfassend kann man sagen: Verebnungen in der Höhenlage der A-Niveaus fehlen im Tertiärgebiet des östlichen Weinviertels. Flächen in 310 bzw. 285—290 m mittlerer Höhe treten in großer Ausdehnung besonders im Raum von Neubau-Höbersbrunn, zwischen Obersulz und dem Steinberg bei Zistersdorf und nördlich von Poysdorf auf. Die räumliche Verbindung mit entsprechenden Ebenheiten im Bereich des Bisambergzuges, besonders in der Nähe des Kreuttals, und die deutliche Trennung einer höheren Stufe von einer tieferen an mehreren Stellen, zum Beispiel bei Neubau und nördlich Poysdorf, erlauben, wie bereits am Bisamberg, auch im Tertiärgebiet eine Trennung in zwei Niveaus:  $B_1$  (310 m) und  $B_2$  (290 m). Weit nach O vorgeschobene, heute isolierte Flächenreste zeugen von der ursprünglichen Ausdehnung der Niveaus. Ihre um einige Meter tiefere Lage weist darauf hin, daß innerhalb der Flächen ein geringes Gefälle von W nach O bestanden haben muß.

Die B-Niveaus schneiden verschiedene Gesteine vom Flysch bis zu oberpannonischen Tegelsanden an. Sie ziehen auch über die Bruchsysteme des Bisamberg- und des Steinbergbruchs hinweg, ohne von ihnen beeinflusst zu sein. Dies ist deutlich zu sehen bei der Fläche des Lußfeldes nördlich von Gaiselberg sowie am Hausberg südlich dieses Dorfes. Angenommen, die den beiden B-Niveaus zugeordneten Ebenheiten gehören tatsächlich zwei je in sich genetisch einheitlichen weitgespannten Verebnungen an — wie bisher stillschweigend vorausgesetzt worden war — so handelt es sich bei ihnen, ihrem Verhältnis zum Untergrund nach zu urteilen, um zwei Abtragungsf lä c h e n, die erst postoberpannon entstanden sind. Die Voraussetzung muß aber noch überprüft werden.

FRIEDL (12) trennt die zwischen Mistelbach und Obersulz vorkommenden Schotter, die früher als dem Mistelbacher Schotterkegel zugehörig betrachtet und ins Unterpannon gestellt worden sind <sup>7)</sup>, in zwei verschiedenaltrige Pakete. „Die Schotterdecke, die hier transgredierend sowohl Unterpannon als auch Sarmat bedeckt und die an wenigen Stellen auch über das große Bruchsystem hinweg auf jungpannonische Schichten übergreift, ist ganz entschieden weit jünger als das Pannon und hat mit der Füllung des Wiener Beckens selbst nichts zu tun ...“. Es handle sich um eine „... jungpliozäne Schotterdecke ...“, die ... erst lange nach der Festlandwerdung des Wiener Beckens zur Ablagerung gelangte“ <sup>8)</sup>. Auch ZAPFE (62) neigt dazu, in den obersten Schotterlagen jüngeres Pliozän zu sehen. Diese Annahme wurde gemacht unter dem Eindruck der Beobachtung, daß im ganzen Raum zwischen Obersulz und Windisch Baumgarten rot gefärbte Schotter über ungefärbten liegen. FRIEDLS Hauptargumente sind:

1. eine Diskordanz zwischen zwei Schotterpaketen am Kapellenberg bei Obersulz;
2. seine Ansicht, daß die Rotfärbung der Schotter durch „Einschwemmung von lateritischem Material“ <sup>9)</sup> zugleich mit deren Einlagerung in „Erosionstaschen“ der älteren Schotter und ihrer Überlagerung als dünne Deckschicht erfolgt sei, und zwar unter einem oberpliozänen Klima, das noch Lateritbildung erlaubt habe <sup>10)</sup>;
3. die Feststellung, es seien auch rotgefärbte Schotter östlich des großen Bruchs gefunden worden, wenn auch die Hauptmasse der Schotter am östlichen Steinbergbruch ihr Ende finde.

Da, wie ich selbst bei eingehenden Geländestudien feststellen konnte, die roten Schotter nur in Höhen von 275 bis 295 m vorkommen, sich also streng an das Niveau B<sub>2</sub> halten, so wäre, falls sich FRIEDLS Argumente als richtig erweisen sollten, meine oben gemachte Voraussetzung falsch: zumindest das Niveau B<sub>2</sub> wäre keine genetisch einheitliche Verebnung, sondern, sofern die zahlreichen Ebenheiten in der entsprechenden Höhenlage überhaupt richtig miteinander verbunden sind, teils ein Abtragungs-, teils ein Akkumulationsniveau <sup>11)</sup>. An der oben durchgeführten Altersbestimmung würde allerdings nichts geändert. Meine Aufgabe ist es jetzt, die Argumente FRIEDLS zu überprüfen. Hierzu mußten mehrere Aufschlüsse untersucht werden.

<sup>7)</sup> FRIEDL (12, S. 104) zitiert ein Gutachten von VETTERS.

<sup>8)</sup> FRIEDL (12), S. 104—105.

<sup>9)</sup> FRIEDL (12), S. 113.

<sup>10)</sup> FRIEDL (12), S. 225.

<sup>11)</sup> FRIEDL (12, S. 225) spricht von einer „Hausbergterrasse“.

Am Kapellenberg bei Obersulz liegen am östlichen Talhang des bei Kote 269 beginnenden und gegen SW gerichteten Muldentals drei Schottergruben. Im mittleren Aufschluß<sup>12)</sup> schneidet ein bis 1,5 m mächtiges Paket ungeschichteten Schotters, an dessen Basis dünne Schmitzen rostroten Schotters sichtbar sind, darunterliegende kreuzgeschichtete Schotter diskordant ab. Das geschichtete Material ist — entgegen FRIEDLS Feststellung — durch zwei weitere Diskordanzen untergegliedert.

Unter 2 m hellem Schotter, dessen Korn Nußgröße erreicht, liegt ein 1,5 bis 2 m mächtiges Paket von kreuzgeschichteten Sanden und feinen Schottern, das seinerseits wieder 5 m grobkörnigen, kreuzgeschichteten Schottern aufruht. Unteres und oberes Schotterpaket sind einander zum Verwechseln ähnlich. Beide haben dieselbe Zusammensetzung, Größe und Zurundung des Korns. In allen drei Paketen fallen alpine, vor allem Gutensteiner Kalke auf. Diese Beobachtungen drängen zu dem Gedanken, daß die Diskordanzen im geschichteten Material nicht durch große Abtragungsleistungen entstanden sind, daß sie auch keine großen Zeitintervalle zwischen verschiedenen Akkumulationsperioden vertreten, sondern allein durch Stromstrichverlagerung innerhalb einer einzigen Akkumulationsphase eines Flusses entstanden sind. Sie stellen eine Art von Kreuzschichtung im großen dar. Da für die unteren Schotter bereits von FRIEDL unterpannonisches Alter festgestellt wurde, ist der ganze geschichtete Schotterkomplex ins Unterpannon einzureihen. Die obere ungeschichtete Schotterdecke ist hingegen, wie auch in später zu zeigenden Fällen, als Solifluktionsschutt anzusehen.

Wie steht es aber mit den „Erosionstaschen“? In einem Aufschluß 300 m nördlich der Kote 295 am Hausberg bei Gaiselberg östlich der Höhenstraße, in dem in etwa 2,5 m Mächtigkeit kreuzgeschichtete dunkel rotbraun gefärbte Schotter und Sande zu sehen sind, könnte man den Eindruck gewinnen, daß bereits gefärbtes Material abgelagert worden sei. Doch ist von Lateriteinschwemmung nichts zu sehen, vielmehr rührt die Färbung von einer Kruste her, die jedes einzelne Sand- und Schotterkorn überzieht. — Südlich des Scharfenecks führt ein Weg von der Höhenstraße durch einen schmalen Waldstreifen nach O. Etwa 100 m östlich der Straße liegen zwei Schottergruben. In der nördlichen zeigt sich an der Südwand folgendes Bild: Unter 1,00—1,50 m kolluvialen Material, das Löß- und Schotterbestandteile enthält, liegen 30—50 cm roter Schotter, der an seiner Basis taschenartig in die Unterlage eingreift. Diese besteht aus 1,20 m gelbgrauem kreuzgeschichtetem Schotter. Die Schichtung geht ohne Unterbrechung in die Taschen des roten Schotters über. Einen wertvollen Hinweis gibt ein 1,20 m langer und 30 cm breiter Eiskeil, dessen Füllung aus gelben Schottern, Kalkanreicherung und im obersten Teil auch aus roten Schottern und Kolluvium besteht. Daraus läßt sich ersehen, daß das Kolluvium bereits während der Bildung des Eiskeils vorhanden war und zusammen mit den tieferen Schichten beim Auftauen des Eiskerns in den entstandenen Hohlraum nachsacken konnte. Das Kolluvium hat also sicher pleistozänes Alter und kann als periglazialer Solifluktionsschutt bezeichnet werden. — In einer Schottergrube im Wald, die ungefähr am Fußende des „f“ in „Scharfeneck“ liegt (Karte 1 : 50.000), ist das taschenförmige Eingreifen der roten Schotter in die basalen ungefärbten Schotter deutlich zu sehen. Die Taschen erreichen mehrere Meter Tiefe. Die Schichtung geht wieder ohne Störung durch sie hindurch in die

<sup>12)</sup> Wahrscheinlich ist dies der von FRIEDL genannte, aber nicht genauer lokalisierte Aufschluß.

Basisschotter über. Es handelt sich also bei roten und weißen Schottern um ein zusammengehöriges Paket. Die Färbung muß nach der Schotterablagerung sekundär dazugekommen sein. Sie ist in diesem Aufschluß über einer eingelagerten tonigen Schicht besonders stark. Vielleicht hängt dies mit dem Stau des von oben eingesickerten Wassers zusammen. — Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse in der Gemeindegrottegrube südlich von Windisch Baumgarten; doch haben hier Kryoturbationen die Schichtung ein wenig verwischt.

Untersucht man den Erhaltungszustand der Gesteine im roten Schotterpaket, so zeigt sich, daß keine Kalke mehr aufzufinden sind. Gneise und Schiefer sind so stark angewittert, daß man sie zwischen zwei Fingern zerdrücken kann. Quarzgerölle herrschen zahlenmäßig vor. Anders in den ungefärbten Schottern. Sie machen einen frischen Eindruck. Neben zahlreichen Quarzen enthalten sie verschiedene kristalline Gesteine, alpine Kalke und Hornsteine. In der Grube Windisch Baumgarten sind außerdem wenig zugerundete Blöcke von Leithakalk mit einem Durchmesser bis 75 cm eingelagert, die keine Spur von Verwitterung zeigen.

Was ergibt sich nun aus diesen Beobachtungen?

1. Rote und weiße Schotter gehören einem einheitlichen Schotterpaket an, das in einer Akkumulationsperiode im Unterpannon<sup>13)</sup> aufgeschüttet wurde.
2. Die roten Schotter sind Reste einer ehemals mächtigeren Verwitterungsrinde. Die Verwitterung muß in warmem, vielleicht subtropischem Klima stattgefunden haben. Die Taschen sind keine „Erosionstaschen“, sondern einfache Stellen, an denen die Verwitterung tiefer ging als anderswo. Die Verwitterungsrinde ist jünger als die Schotter.

Damit sind zwei der Hauptargumente FRIEDLS für die Annahme einer jungpliozänen Schotterdecke widerlegt. Es bleibt noch zu klären, wie rotgefärbte Schotter des Unterpannon über Oberpannon östlich des großen Steinbergbruchs liegen können. FRIEDL erwähnt nur geringmächtige, unter Löß liegende Vorkommen am Lußfeld, aber keine Pakete mit Kreuzschichtung. Diese Schotter sind — FRIEDL selbst hält dies für möglich — lange nach ihrer Ablagerung und nachdem sie auch den Verwitterungsprozeß über sich hatten ergehen lassen, über das Bruchsystem nach O in tiefere Lagen verschleppt worden. Als abtragende Kraft sind, wie Beobachtungen in den Aufschlüssen am Kapellenberg und am Scharfeneck lehren, Solifluktionvorgänge während des Pleistozäns anzusehen.

Damit ist FRIEDLS letztes Argument für die Annahme einer jungpliozänen Schotterdecke entkräftet. Das Niveau B<sub>2</sub> zwischen Obersulz und Windisch Baumgarten und mit ihm das Niveau B<sub>2</sub> als Ganzes kann nur noch als Abtragungsfäche gedeutet werden.

Die morphologische Entwicklung hat sich in folgenden Stufen vollzogen:

1. Schotterakkumulation bis zu unbekannter Mächtigkeit (Unterpannon, Mistelbacher Schotterkegel; Zonen Cong. ornith. und Cong. Partsch).  
2. Abtragung bis 290 m und Bildung des Niveaus B<sub>2</sub> (Postoberpannon).  
3. Verwitterung der oberflächennahen Schotter.

<sup>13)</sup> FRIEDL (12) fand in Windisch Baumgarten (S. 113) und am Kapellenberg bei Obersulz (S. 104) *Congeria ornithopsis*, ZAPFE (62) bei Gaiselberg *Congeria Partsch*.

4. Teilweise Abtragung der Verwitterungsschicht und Verschleppung roter Schotter auf Oberpannon durch solifluidale Vorgänge (Pleistozän).
5. Lößablagerung (Pleistozän).

Die Richtung dieser Reihung und zugleich auch die Hypothese einer für das ganze Arbeitsgebiet einheitlichen Genese des Niveaus  $B_2$  wird dadurch verifiziert, daß auch an mehreren anderen Punkten des Niveaus und auch auf anderem Gestein äquivalente Verwitterungsschichten gefunden werden konnten, die ebenfalls älter sind als pleistozäne Kryoturbations- und Solifluktuationsvorgänge<sup>14)</sup>.

Damit ist festgestellt: Die Flächen des Niveaus  $B_2$  sind Reste eines einheitlichen Abtragungssystems von großer Ausdehnung. Dasselbe kann mit Wahrscheinlichkeit auch über die Flächen des Niveaus  $B_1$  ausgesagt werden. Ihr Alter ist als postoberpannon bis praepleistozän anzugeben.

Im Bereich des Kreuttals und am Klosterneuburger Donaudurchbruch treten die B-Niveaus deutlich talgebunden auf. Im Tertiärland östlich des Bisambergzugs bilden sie jedoch die beherrschenden Höhensysteme. Der Übergang von der talgebundenen Terrasse zur weiten Ebenheit ist am schönsten am Ostende des Kreuttals bei Unterrolberndorf zu sehen. Die den B-Niveaus zugehörigen Flächen sind zwischen Neubau und dem Steinberg sowie am Ausspann und Tennauwald Träger der Wasserscheiden zwischen den Hauptentwässerungsadern des östlichen Weinviertels. Das Gewässernetz wurde also erst auf den Abtragungsflächen der B-Niveaus, wahrscheinlich erst auf der  $B_2$ -Fläche, angelegt und von diesem Niveau ausgehend stufenweise eingetieft, so daß alle jüngeren Verebnungssysteme bereits talgebunden auftreten. Da die kleinen Bäche des östlichen Weinviertels allein durch ihre Seitenerosion kaum Flächen von der Ausdehnung der B-Niveaus haben schaffen können, muß wieder, wie schon bei den A-Niveaus, die Entstehung der Ebenheiten hauptsächlich durch Vorgänge des Schichtflutens erklärt werden.

Abschließend sei noch daran erinnert, daß WINKLER-HERMADEN (61) Donauterrassen in der Wiener Pforte, die den B-Niveaus entsprechen, zu datieren versucht hat, indem er die Breite des jeweiligen Donautals in Beziehung setzte zur Ablenkung der Alpendonau (Aare) zur Rhone hin im Pliozän. Er kommt hierdurch für das Niveau  $B_1$  (310 m) auf Oberdaz bis Unterlevantin, für  $B_2$  (290 m, Burgstallterrasse) auf Oberlevantin.

### C. Das Übergangsniveau.

Die Brünner Straße verläuft nordnordöstlich von Wolkersdorf auf einer weiten Hochfläche, die gegen NW und O sich mehrere Kilometer weit ausdehnt. Nach dem großen Wald, der die Hochfläche östlich der Brünner Straße bedeckt, könnte man sie „Hochleiten-Niveau“ nennen. Die durchschnittliche Höhe liegt bei 265 m. Breite und flache Muldentäler, die von O und W her in die Fläche eingreifen, bedingen aber durch ihre obersten Enden eine beträchtliche Wellung. Durch ein tiefes asymmetrisches Tal vom Hochleitenwald getrennt bildet der Bockberg (261 m) nordöstlich Pillichsdorf den vorgeschobenen Ausläufer des Hochleiten-Niveaus. Nordwestlich „Kaserne“ zieht die Hochfläche aus dem Bereich des Oberpannons auf einen um die Kote 268 liegenden Fleck unterpannonischer Schotter hinüber. Von hier aus

<sup>14)</sup> Es ist nicht möglich, hier näher darauf einzugehen. Es sei deshalb hingewiesen auf SCHLEGEL (49), S. 47—50.

schieben sich nördlich und südlich eines von Traunfeldt heraufgreifenden Tales zwei allmählich niedriger werdende Riedel (Scheibenberg 261 m) gegen NW vor. Diesen weiten Verebnungen östlich des Rußbaches stehen auf der westlichen Talseite nur einige gänzlich untergeordnete und kaum feststellbare schmale Leisten gegenüber. Lößbedeckung macht sie nahezu unkenntlich. Dagegen setzt sich das Niveau, wiederum in weiten Flächen, westlich und östlich Wolfpassing auf Sarmat gegen N fort, lediglich durch den höheren Rücken des Anzenberges (280 m) unterbrochen. Südlich und östlich von Streifing enden die Flächen, in diesem Raum häufig unterpannonische Schotter anscheidend, an einer Stufe, die sie vom Niveau B<sub>2</sub> bei Neubau trennt.

Mit ausgedehnten Verebnungen im Matzner Wald, die sich um die inneren zum Niveau B<sub>5</sub> gehörenden Rücken legen, dürften ein Rücken im Gemeindefeld von Ebenthal mit dem höchsten Punkt in der Kote 269 sowie südlich des Weidenbaches die großen und beherrschenden Flächen im Traunwald am Mitterberg, Gerichtsberg, Linaberg (265 m) und nördlich des Hochleitenswaldes zu verbinden sein. Die Fläche „Im Greut“ (270 m; weiter im W 264 m)<sup>15)</sup> bildet die Wasserscheide zum Einzugsgebiet des Waidenbaches. Sie findet ihre Fortsetzung in einem flachen Rücken ohne deutliche Verebnung südlich Hohenruppersdorf (267 m). Weitere Flächen, die hiermit parallelisiert werden können, sind nur klein und als Übergangsflächen zwischen den Hochflächen in 290 m Höhe und den tieferen weiten talgebundenen Ebenheiten vor allem bei Gaweinstal und Atzelsdorf zu finden. Sie liegen hier in Höhen um 270 m.

Im Zayagebiet zieht sich aus dem Raum westlich, südlich und östlich von Schrick ein durch die Seitentäler des Kettelsbachtals aufgegliedertes Niveau als breite nördliche Vorstufe der höheren Flächen bis nordöstlich von Maustrenk. Es senkt sich dabei von Höhen um 270 m (Kote 269 nordwestlich Schrick) bis auf etwa 260 m. Östlich Schrick bilden Flächen um 260 m für mehrere Kilometer die Wasserscheide zwischen Zaya und Waidenbach. Nördlich der Zaya liegen, wiederum den höheren Niveaus vorgelagert, einige kleine Ebenheiten bei Erdberg (Kote 268). Der Kogelberg (260 m), eine Kuppe ohne ausgeprägte Verebnung in mittelpannonischen Sanden, ist weit nach S vorgeschoben.

Der Rücken „Steinbergen“ nördlich Poysdorf liegt bereits im Bereich des Tortons der nördlichen Randgebiete des Wiener Beckens. Er bildet die Wasserscheide zum Entwässerungsgebiet des Gfällbaches. Weitere Rücken und Ebenheiten, die mit den beschriebenen Flächen parallelisiert werden müssen, konnten östlich Poysbrunn in Höhen um 260 m, in „Steinbergen“ (256 m) bei Steinabrunn, in „Johannesbergen“ (268—259 m) und südlich von Feldsberg (269 m) festgestellt werden. Die Anhöhen „Veigelbergen“ (254 m) und östlich der Hutsaul bei Altlichtenwarth (259 m) liegen bereits weiter im O und erreichen nicht mehr ganz dieselbe Höhe.

Die beschriebenen und miteinander parallelisierten Ebenheiten lassen sich folgendermaßen zusammenfassend charakterisieren:

1. Sie senken sich von etwa 270 m im W auf 255 m im O.
2. Sie sind weiter nach O vorgeschoben als die B-Niveaus.
3. Sie lehnen sich als weite Vorflächen an die B-Niveaus an.
4. Sie sind deutlich talgebunden und tragen Wasserscheiden von nur noch lokaler Bedeutung.

<sup>15)</sup> Originalaufnahme 1 : 25.000 Bl. 4657/2: „Im Kraith“.

Diese Merkmale berechtigen dazu, die beschriebenen Flächen als eigenes Niveau C mit der durchschnittlichen Höhe 260 m auszuscheiden und sie als Übergangsniveau zwischen den großen Hochflächen und den deutlich talgebundenen D-Systemen — die noch zu beschreiben sind — anzusehen.

Der Formgegensatz gegenüber den B-Niveaus ist entscheidend für die Darstellung der Genese. Die Talbindung zeigt den Zusammenhang der Form mit der Wirksamkeit fluviatiler Seitenerosion. Vermutlich haben aber die denudativen Kräfte, denen die Bildung der B-Niveaus zugeschrieben wurde, noch nicht gänzlich zu wirken aufgehört. Ohne sie ließen sich Flächenreste in den obersten Talabschnitten, zum Beispiel bei Höbersbrunn und Atzelsdorf, die durch eine Steilstufe von den B-Niveaus getrennt sind, nicht erklären, da hier die Seitenerosion nur sehr geringe Kraft entfaltet haben kann. Das Niveau C ist also als Erosionsterrasse der größeren Weinvierteler Bäche anzusehen, die über verschiedene obermiozäne bis unterpliozäne Gesteine hinweggreift, an deren Formung aber auch denudative Vorgänge mitgewirkt haben.

Die Entstehungszeit des Niveaus C muß, da keinerlei spezifische Ablagerungen einen Hinweis geben, aus seiner Form erschlossen werden. Der Übergang von überwiegend flächenbildender Denudation zu linearer Erosion, wie er im Niveau C sichtbar wird, weist darauf hin, daß zur Zeit seiner Anlage das Klima sich entscheidend verändert hat. WINKLER-HERMADEN (61, S. 678) zitiert Quellen, die aussagen, daß im alpinen Raum subtropisches Klima bis ins Oberpliozän geherrscht habe. Der Klimaumschwung dürfte also erst an der Wende Plioizän/Pleistozän erfolgt sein. Es erscheint damit als gerechtfertigt, das Niveau C ins jüngste Plioizän zu stellen<sup>16)</sup>.

#### D. Die talgebundenen Abtragungssysteme.

An den Bisamberg schließt sich im O das Marchfeld an. Es wird aufgebaut aus einer Serie von Akkumulationsterrassen der Donau. Die höchsten drei Terrassen im Herrenholz werden von FINK und MAJDAN (10) mit den Laaerberg-, Wienerberg- und Arsenalterrassen des Wiener Stadtgebiets parallelisiert und ins Altpleistozän gestellt<sup>17)</sup>. Ihre absoluten Höhen sind ungefähr 249, 220 und 205 m. Gegen Osten schließen sich zwei weitere Terrassen westlich von Seyring in 180 und 170 m Höhe an. Die Gänserndorfer Terrasse in rund 160 m nimmt einen großen Teil des Marchfelds ein. Die Praterterrasse bildet die tiefste Stufe der Terrassentreppe. Östlich von Gänserndorf geht zwischen Weidenbach und March die Gänserndorfer Terrasse in eine in etwa gleicher Höhe liegende Erosionsterrasse über, die von FINK (9) „Tallesbrunner Platte“ genannt wurde. Bei Prottes und Ollersdorf liegen Reste höherer Niveaus. Sie sind nicht immer durch deutliche Erosionsränder von den tieferen Fluren getrennt.

Erosionsterrassen können auch entlang des großen Wagrams beobachtet werden. Bei Enzersfeld und Putzing erreichen die „Eichleiten“

<sup>16)</sup> Diese Datierung folgt dem Beispiel von WINKLER-HERMADEN (61, S. 735), der den tiefsten Rumpfflächen am Alpenostsaum dieses Alter zuschreibt. SPREITZER (54, 55) hält die obersten Flußterrassen in den hohen Gurktaler Alpen ebenfalls für Bildungen des jüngsten Praepleistozäns.

<sup>17)</sup> Über das pleistozäne Alter der Donau-Akkumulationsterrassen im Raum von Wien vom Niveau des Laaerbergs abwärts besteht heute Einigkeit. Folgende Schriften seien genannt: FINK (8, 9), FINK und MAJDAN (10), GRILL (Bericht über geol. Aufnahmen, in: Verh. d. Geol. B.A., Wien 1950/51), KÜPPER (32, 33, 34, 35), PAPP und THENIUS (40), SCHAFFER (44) und THENIUS (56, 57).

243 m und der Wortberg 240 m. Kleine Hangleisten deuten Terrassenreste in ungefähr 200 und 180 m an. Südlich von Münichsthal trägt eine große Verebnung beim „Dicken Kreuz“ in 240—235 m Höhe Quarzschotter in unbekannter Mächtigkeit. Im O schließen sich tiefere Flächen in 220 m und bei Eibesbrunn Hügel zwischen 174 und 180 m an. Auffällig ist eine flachwellige Platte in 170 m Höhe am Kalvarienberg südlich Pillichsdorf, auf der Oberpannon in sandiger, gelegentlich auch in Schotter- und Tegelfazies ansteht. Sie hebt sich im S von der Gänserndorfer Terrasse durch einen niedrigen Terrassenrand ab. Über zwei Hangleisten in 170 und 180 m nördlich der Straße Pillichsdorf—Großengersdorf breitet sich in 205 m Höhe (höchster Punkt Kote 208) eine größere Ebenheit aus. Die Fläche auf dem Tetzberg (243 m) setzt sich fort bei der Bindereiche und östlich vom Bockberg (Kote 242, Herrnbergen). Drei Flächen nördlich Bockfließ in 220 m Höhe schließen sich an (Herrnbergen, Freiberg). Im Gebiet von Auersthal löst sich der bisher sehr geschlossene Steilanstieg des großen Wagrams auf. Zahlreiche NW—SO verlaufende Trockentäler zerlegen eine in breiten Stufen gegen W ansteigende Flächentreppe mit Verebnungen in 170, 180, 200, 220, 240 und 260 m mittlerer Höhe in zahlreiche Riedel. Mächtige Lößbedeckung macht es schwer, die Verebnungen eindeutig abzugrenzen. Ganz ähnlich sind die Verhältnisse zwischen Prottes und Ollersdorf. Große Flächen sind dagegen weiter im O erhalten am Heidenberg (244 m) und Kirschensprung (248—249 m).

Entlang von Rußbach und Weidenbach sollen jetzt die am Wagram festgestellten Erosionsniveaus talaufwärts verfolgt werden. Besonders eindrucksvoll ist im Rußbachtal (Profil Nr. 1) ein von 240 m nördlich Wolkersdorf auf 255 m bei Traunfeld ansteigendes Niveau. Es zeigt weite Verebnungen mit ausgeprägter Rücklehne und scharfem Rand. Auf der westlichen Talseite treten nur gelegentlich kleine Hangverflachungen in dieser Höhenlage auf. Im Kreuttal fehlt dieses Niveau, doch können ihm einige Hangleisten und lößbedeckte Rücken westlich und östlich Weinsteig und südlich Wetzleinsdorf in 260 m Höhe, mehrere 260—270 m hohe Rücken nördlich und südlich von Oberkreuzstetten und große Fluren zugezählt werden, die von Wolfpassing ins Weidenbachgebiet bei Kollnbrunn hinüberziehen. Weit weniger deutlich sind tiefer liegende Terrassen ausgebildet. Zwei Hangleisten in 220 m Höhe nördlich Wolkersdorf und eine lößbedeckte Fläche südwestlich davon sind mit weiteren kleinen Verebnungen bei Hautzendorf (235 m) und mit mehreren Rücken westlich Niederkreuzstetten (250 m) zu verbinden. Zu 200 m hoch liegenden Terrassen bei Wolkersdorf und Ulrichskirchen (Kreuzberg), die sich talaufwärts in kleinen Hangleisten weiterverfolgen lassen, gehören wahrscheinlich die 10 m über der Talsohle liegenden Felsterrassen bei der Luisenmühle im Kreuttal. Ein tieferes Niveau endet in wenig über 180 m Höhe innerhalb des nördlichen Ortsteils von Wolkersdorf. Die Talsohle des Rußbachs liegt beim Austritt auf das Marchfeld in Höhe der Gänserndorfer Terrasse über 160 m hoch.

Im Weidenbachgebiet (Profil Nr. 2) können zwei Ebenheiten bei Großschweinbarth in 247 und 249 m Höhe südlich und nördlich des Tales mit mehreren Fluren südöstlich, östlich und nordöstlich von Hohenruppersdorf (248 m), in „Steinbergen“ nordwestlich Martinsdorf und bei Höbersbrunn (255 m) und Atzelsdorf verbunden werden. Dem Niveau des Galgenbergs bei Reyersdorf (225 m) entsprechen der Wartberg (Kote 231), mehrere größere Verebnungen östlich von Pyrawarth (231—233 m) und große lößbedeckte Flächen westlich Kollnbrunn und Gaweinstal, die bis etwa 240 m bei Atzels-

dorf ansteigen. Zu Fluren am Sandberg und Galgenberg bei Raggendorf (210 m) gehören Flächen westlich Martinsdorf (210—220 m). Terrassen in 180 m Höhe reichen nur bis Raggendorf talaufwärts.

Die talgebundenen Terrassen am Rußbach können direkt mit den Erosionsniveaus am großen Wagram bei Pillichsdorf verbunden werden. Ihre absolute Höhe ist an der Ausmündung auf das Marchfeld („Mündungshöhe“) wenige Meter niedriger als die der Akkumulationsterrassen (Oberkante) weiter südlich, besonders im Gemeindegebiet von Wien. Trotzdem dürften sich Erosions- und Akkumulationsniveau jeweils entsprechen. Die geringe Höhendifferenz läßt sich erklären. Jede einzelne der Akkumulationsterrassen ist nämlich in Wirklichkeit ein riesiger flacher Schwemmkegel, den die Donau aus der Wiener Pforte in ihr während einer vorausgegangenen Erosionsperiode tiefer gelegtes Bett vorbaute, und dessen Scheitellinie, der im Donaudurchbruch bei Klosterneuburg innegehabten Richtung folgend, gegen OSO verlief. Im N (und S) dieses Schwemmkegels entstanden auf diese Weise randliche Tiefenzonen, in welche die von den Seiten herbeiströmenden Bäche, die der raschen Aufschüttung der Donau ebenso wie der vorhergegangenen Tiefenerosion ihrer geringeren Leistungsfähigkeit wegen nicht folgen konnten, abgelenkt und gegen den Wagram gedrängt wurden. Diese Situation ist am Unterlauf des Rußbachs heute noch erhalten, wo der Schotterkörper der Praterterrasse den Rußbach gegen den kleinen Wagram — so heißt FINK (9) den Steilrand der Gänserndorfer Terrasse — drängt, so daß die Mündung fast bis zum Zusammenfluß der Donau mit der March verschleppt ist. Auch die Tiefenzone bei Enzersfeld—Großebersdorf ist so entstanden. Daß der Rußbach heute bei Pillichsdorf auf der Gänserndorfer Terrasse fließt, kann ebenfalls erklärt werden. Der wesentlichste Grund hierfür ist in der Laufverlängerung zu suchen, die dadurch entstand, daß die Donau der Praterterrasse nicht dieselbe Breite gab wie der Gänserndorfer Terrasse.

Am Profil des Weidenbachs ist noch auf eine Unregelmäßigkeit aufmerksam zu machen. Nur die unter 220 m Seehöhe besitzenden Niveaus münden in der — wenn man mit dem Rußbach vergleicht — ihnen entsprechenden Höhe auf das Marchfeld aus. Die höheren Niveaus (auch die Niveaus C und B<sub>2</sub>) dagegen steigen „Im Greut“, im Matzner Wald und im Ebenthaler Gemeindewald langsam gegen O an und fallen erst in der Nähe der March rasch wieder ab. Da eine andere Verknüpfung der Ebenheiten in diesem Raum nicht möglich ist, kann diese Unregelmäßigkeit nur durch eine Hebung des Raumes zwischen Matzner Wald und Ebenthaler Gemeindewald erklärt werden, die den Betrag von 10—15 m nicht überstiegen hat und die unmittelbar vor und nach der Bildung des Niveaus 220 m vor sich gegangen sein muß. Auch beim Weidenbach darf, ähnlich wie beim Rußbach mit einer Verschleppung der Mündung gerechnet werden. Wahrscheinlich sind Weidenbach und Rußbach gemeinsam an der Formung der großen Erosionsterrassen der Tallesbrunner Platte beteiligt.

Nachdem hiermit der Zusammenhang der talgebundenen Niveaus von Rußbach und Weidenbach mit den Donauterrassen im Marchfeld aufgezeigt worden ist, soll der Versuch unternommen werden, in den zur March entwässernden Gebieten des östlichen Weinviertels die talgebundenen Systeme zunächst unter sich und dann nach Möglichkeit mit denen des Donaueinzugsgebietes zu parallelisieren. Zuerst zum Z a y a r a u m (Profil Nr. 3).

Zwischen Neusiedl und Ringelsdorf begleitet eine etwa 1 km breite lößbedeckte Terrasse in rund 170 m Höhe (15 m über dem Talboden) das Zaya-

tal. Schloß und Dorf Niederabsdorf liegen auf ihr. Nur wenige Meter niedriger ist die große Ebene des Gerichtsfeldes. Sie steigt von 160 m an ihrem östlichen Rand auf rund 170 m östlich Dobermannsdorf an und geht dann langsam in den Ostabhang des Plattwalds über. Diese beiden Niveaus lassen sich nicht weiter talaufwärts verfolgen. Der Plattwald nordwestlich Dobermannsdorf trägt eine tischebene, sandbedeckte Fläche. Vom Schirmberg (241 m) an ihrem Westende ziehen einige Rücken gegen NW und N (Kote 236, Neubergen). Mit der Fläche des Plattwalds können die Fluren von „Nußbergen“ südlich Prinzersdorf, des Maustrenker Bergs und eine Reihe von Ebenheiten zwischen Kettlasbrunn und Schrick sowie bei Erdberg verbunden werden, die in Höhen um 250 m liegen. Ein tieferes Niveau zieht sich vom Galgenberg (225 m) bei St. Ulrich über den Reinberg (230 m) bei Hauskirchen und Ebenheiten westlich Maustrenk (231 m) gegen W. Am Grillenberg nordwestlich Rannersdorf bildet es die Wasserscheide gegen den Poibach. Dem Kirchberg bei Hauskirchen (200 m) entsprechen Verebnungen am Vogelberg (200 m) und größere Flächen südlich Bullendorf. Ins Poibachtal hinüber greift dieses Niveau durch eine Hügellandschaft von rund 200 m Höhe nördlich St. Ulrich und nordwestlich Hauskirchen. Weitflächig ausgebildete tiefere Ebenheiten sind noch südlich Hoberdsdorf in 205—211 m Höhe vorhanden. Im Poibachtal fällt eine viel weiträumigere Anlage der Formen auf. Die Zertalung ist geringer. Ein von vielen Dellen gefurctes unteres Niveau zieht sich, nur 10 m über der Talsohle, von Ginzersdorf bis Poysdorf. Bei Althöflein schiebt sich, etwa 10 m höher, ein Zwischenniveau ein. Zwei höhere Rücken (211 m), der nördliche mit grobkörniger Quarzschotterbedeckung, begleiten zwischen Poysdorf und Ketzelsdorf und östlich Wetzelsdorf das tiefere Niveau. Nördlich des Poibachs liegen höhere lößbedeckte Flächen bei Poysdorf (245 m) und Walterskirchen (218 m).

Um Altlichtenwarth setzt sich die unruhige Landformung, die bereits bei St. Ulrich begonnen hat, in unter- und mittelpannonischen Sanden fort. Zwischen unzähligen kleinen Muldentälchen erheben sich Kuppen und kleine zugerundete Riedel. Eine besonders starke Zertalung zeigen die Südhänge von „Zeiselbergen“, „Maxbergen“ und „Lange Quinten“. Die lößbedeckten Nordhänge sind im Gegensatz dazu wesentlich ausgeglichener. Die vielen Kuppen und Rücken ordnen sich höhenmäßig in wenige Niveaus ein, die mit Niveaus an der Zaya parallelisiert werden können. Um die größten Anhöhen (Zeiselbergen 236 und 231 m, Neubergen 236 m, Maxbergen um 230 m, Waldberg 235 m) legen sich tiefere um 220 m und 200 m. Dies gilt auch für die Rücken südlich Herrnbaumgarten. Nur bilden hier Anhöhen von 275 m und 254 m die zentralen Erhebungen, die von Riedeln in 240 m, 220 m und 200 m umrahmt werden.

Nördlich des Gfällbachs sind die Formen wieder etwas ruhiger. Flächen von wenig über 240 m Höhe legen sich um Schrattenberg herum. In dieser Höhe liegt auch der Sattel, der Grenze und Wasserscheide nordwestlich Schrattenberg trägt. Größere Ausdehnungen nehmen Flächen in rund 225 m Höhe an, die von Schrattenberg bis Reinthal auftreten. Die Plattform des Mühlbergs (221 m) und einige Ebenheiten bei Hausbrunn entsprechen ihnen.

Westlich und östlich des Mühlbergs dehnen sich weite Flächen in 180 m Höhe. In der Flur „Große Thorstätten“ liegt das Mühlberg-Ölrevier. Die Ebenheiten sind hier stark zerdelt. Östlich des Mühlbergs tragen sie Löß. Nördlich und südlich des Hamelbachs hebt sich von ihnen durch eine teilweise verschwommene Terrassenkante die 10 m tiefer liegende Ebene von Rabensburg ab. Auch sie erhält durch zahlreiche Dellen eine schwachwellige Ober-

fläche. Im Mühlbachtal bei Drasenhofen liegen Verebnungen in 239 und 225 m Höhe. Der Talboden südlich Nikolsburg befindet sich in 189 m.

Sieht man zunächst einmal vom unteren Poibachniveau ab, so erkennt man, daß sich alle Fluren des Gebietes nördlich der Zaya ungefähr in die Höhen einordnen, die auch die Terrassen im Zayatal einnehmen. Schwierigkeiten entstehen jedoch bei der Parallelisierung der auffallendsten Form südlich der Zaya: einer weiten Ebene zwischen dem Waidenbachtal im S und der Terrasse von Niederabsdorf im N, die von zahlreichen, vom Steinberg herabkommenden Tälern zerschnitten wird. Die Zistersdorfer Fläche — so könnte man sie nach der einzigen auf ihr liegenden Siedlung nennen — hält sich konstant an die Höhe von 200 bis 210 m. Sie ist durchgehend von Löß und Tschernossem bedeckt. An einigen Stellen in den Tälern konnten, meist in W- oder SW-Exposition, Tertiär und Schotter gefunden werden. Doch erreichen diese Ausbisse nie 200 m Höhe. Es erhebt sich damit die Frage nach der Mächtigkeit des Lößes. Sie konnte mit Hilfe von Bohrprofilen<sup>18)</sup> gelöst werden. Der tertiäre Tegelsockel hält eine konstante Höhe von 189—194 m ein. Über dem Tegel liegt eine Schottererschicht von 20—125 cm. Der Löß auf der Fläche ist 10—14 m mächtig. Wenn man diese außerordentliche Mächtigkeit berücksichtigt und beachtet, daß die Schotterstreu in genetischem Zusammenhang mit der Flächenbildung stehen dürfte, so läßt sich die reduzierte Höhe der Zistersdorfer Fläche ohne Schwierigkeit mit den Niveaus des Kirchbergs von Hauskirchen (200 m) und des Vogelbergs im Zayatal sowie mit dem höheren Poibachniveau (211 m) verbinden.

Ein höherer Teil der Zistersdorfer Fläche beginnt südlich Spannberg am Goldberg (Kote 226) und Pojer (Kote 228) und östlich Hohenruppersdorf (fast 240 m hoch, gegen oben deutlich abgesetzt) und senkt sich bis auf etwa 215 m entlang einer Linie Spannberg—Loidesthal—Zistersdorf. Hier geht er ohne scharfe Grenze in die große Fläche über. Weiter im O bei Eichhorn und Sierndorf gehören zum höheren Teil Verebnungen in 216 m. Wenn man auch hier die Lößmächtigkeit berücksichtigt, kann er an das Niveau 220 m des Zayatales (Galgenberg bei St. Ulrich, Reinberg) angeschlossen werden. Eine höchste Stufe schließlich, die am Fleischhackerkreuz (230 m) bei Eichhorn ohne, „In Haiden“ nordwestlich Gösting (ungefähr 245 m) mit starker Lößdecke auftritt, gehört sicher zum Niveau des Plattwalds. Entsprechende großflächige Ebenheiten liegen im Bereich des Matzner Waldes in rund 250 m Höhe. Diese hohe Lage sowie auch das starke Ansteigen des Niveaus 220 m südlich Spannberg gegen S und SW und die Talrichtung S—N südlich des Waidenbachs geben wiederum, wie bereits das gegensinnige Gefälle der höheren Weidenbachterrassen, Hinweise auf eine Hebung des Matzner Waldes.

Um Anhaltspunkte dafür zu bekommen, ob rein ihrer Höhenlage nach eine Parallelisierung der talgebundenen Niveaus in den zur March gerichteten Tälern mit denen möglich ist, die aufs Marchfeld ausmünden und damit vorzeitiglich die Donau als Vorfluter hatten, müssen jetzt noch Terrassenreste am österreichischen Ufer der March zwischen Drösing und Mannersdorf verfolgt werden. Die March fließt an der Zayamündung bei Drösing in 148 m, bei Mannersdorf in 141 m Seehöhe. Die Marchniederung, hauptsächlich von Wiesenschotterfeldern bedeckt und von Altwässern und trockenengefallenen ehemals mächtigen Flüssen durchsetzt, bleibt unter 150 m. Bei Drösing hebt sich von ihr ein mächtiges Lößter nördlich bei Bernhardsthal und im Ortsbereich

<sup>18)</sup> Vgl. die Bohrprofile, die von der Rohölgewinnungs-AG aus den Jahren 1937 und 1938. Eingesehen wurden. Sie sind in der geologischen Bundesanstalt Wien, Abt. Erdölogeologie.

von Hohenau, ein Niveau in 151 bis 158 m Höhe ab, das auffallend wellige Formen zeigt, von feinem Sand bedeckt ist und ausschließlich ackerbauulich genutzt wird. Eine deutliche 4—5 m hohe Stufe trennt bei Hohenau, Drösing und Dürnkrot dieses höhere Niveau von der Niederung. Während ein dem Gerichtsfeld oder der Terrasse von Niederabsdorf entsprechendes Niveau (15 bis 20 m über dem Flußspiegel) sich an der March bis Stillfried nicht verfolgen läßt, läuft vom Florianiberg bei Niederabsdorf (180—183 m) an eine Folge von Hangleisten am Steilabfall des höheren Geländes entlang nach S bis Dürnkrot. Eine davon trägt die Kirche von Sierndorf (182 m). Südlich des Waidenbachs gewinnt dieses Niveau weite Verbreitung „Auf der Platten“ bei Götzendorf (175—180 m). Zwischen Dürnkrot und Grub steht am Steilabfall öfters in etwa 170 m Höhe oder wenig darüber Tertiär an. Die durchgehende Verbindung des Niveaus ist bei Grub und Stillfried unterbrochen durch höheres Gelände, das bis unmittelbar an den Steilabfall heranführt. Doch kann mit großer Wahrscheinlichkeit die Beziehung hergestellt werden zu einer bereits der Tallesbrunner Platte zugehörigen Ebenheit, die in 165—170 m Höhe, also 25—30 m über der March, nördlich Mannersdorf liegt. Sie dürfte, ähnlich wie andere Flächen der Tallesbrunner Platte in entsprechender Höhenlage, mit der höheren Terrasse westlich von Seyring zu parallelisieren sein. Eine durchgehende Verbindung der höheren Verebnungen nördlich und südlich des Matzner Waldes und des Ebenthaler Gemeindewaldes kann nicht erfolgen, da wahrscheinlich die junge Hebung dieses Raumes sich nach O bis zur March ausgewirkt hat. Doch muß eine Einreihung der höheren Niveaus nördlich des Hebungsbereichs auf Grund ähnlicher relativer Höhen möglich sein, wie sie auch im S gegeben sind. Als grobe Richtlinie mag dabei gelten, daß die Niveaus entlang der March südlich der Zayamündung um 5—10 m tiefer liegen als im westlichen Marchfeld, so wie auch die March tiefer fließt als die Donau bei Wien.

Damit sei die Betrachtung abgeschlossen, die rein auf Grund der absoluten und relativen Höhen beim Austritt in das Gebiet des Vorfluters (Mündungshöhen) die talgebundenen Niveaus des südlichen Arbeitsbereichs mit den Terrassen des Marchfelds und des Wiener Stadtgebietes und darauf mit denen des nördlichen, der March tributären Gebiets in Verbindung gebracht hat. Eine Übersicht über die Parallelisierung (Tabelle 1) fasse die Erkenntnisse zusammen. Die talgebundenen Niveaus werden hierbei als D - N i v e a u s in das allgemeine Schema der Verebnungen des östlichen Weinviertels eingeführt.

Tabelle 1

Parallelisierung der talgebundenen Niveaus auf Grund ihrer Mündungshöhen (in m).

Donau-Einzugsgebiet <sup>19)</sup>	March-Einzugsgebiet			Wien	
	Rußbach	Weidenbach	Waidenbach Zaya		
D <sub>1</sub> (240 m)	240	250 <sup>20)</sup>	—	231	Laaerberg
D <sub>2</sub> (220 m)	217	225 <sup>20)</sup>	216	216	Wienerberg
D <sub>3</sub> (200 m)	205	200	193	ca. 195	Arsenal
D <sub>4</sub> (180 m)	180	181	170	—	h. T. w. Seyr.
D <sub>5</sub> (170 m)	170	170	—	168	t. T. w. Seyr.
D <sub>6</sub> (160 m)	164	160	—	163—168	Gänsersdorf
D <sub>7</sub> (150 m)	—	—	March: 151—158	—	Prater
D <sub>8</sub> Talau					
Donau bei Wien: 150 m,					
March bei Stillfried: 142 m,					
March an der Zaya-Mündung 148 m.					

<sup>19)</sup> vorzeitig, mindestens bis ins Mittelpleistozän.

<sup>20)</sup> gehoben.

Die auf Grund der Höhenlage erfolgte Parallelisierung der D-Niveaus soll jetzt überprüft werden durch einen Formenvergleich. Alle D-Niveaus sind talgebunden, auch östlich des Steinbergs, wo sie Weitflächigkeit und beherrschende Stellung vortäuschen. Hier zeigt die N—S-Erstreckung ihre Bindung an das breite Stromtal der March. Ein zur Zeit leider nicht mögliches Studium der Terrassen auf der slowakischen Seite würde dies wahrscheinlich bestätigen. Nur an wenigen, räumlich eingeschränkten Stellen sind die höchsten D-Niveaus noch an der Wasserscheidenbildung beteiligt, so am Kasernwirthaus zwischen Rußbach und Weidenbach, bei Hohenruppersdorf zwischen Weiden- und Waidenbach, bei Walterskirchen zwischen Poibach und Gfällbach und bei Schrattenberg zwischen Mühlbach und Nikolsburger Tiefenzone. Die Talgebundenheit weist gegenüber den höheren Niveaus auf einen Übergang von mehr weitflächig wirksamen Abtragungsvorgängen (Flächenspülung, Seitenerosion) zu linearer Erosion hin. Dies zeigt einen vollzogenen Klimawechsel an und berechtigt dazu, die D-Niveaus ins Pleistozän zu stellen<sup>21</sup>). Trotzdem besitzen die D<sub>1</sub>- und teilweise auch die D<sub>2</sub>-Flächen entlang den Weinvierteler Bächen noch eine beträchtliche Breite. So beträgt die Talweite im Niveau D<sub>1</sub> nördlich von Ulrichskirchen im Rußbachtal 2 bis 2,5 km (zum Vergleich: heutige Talsohle: 500—600 m, Niveau C: 4,5 bis 5 km). Das Niveau D<sub>2</sub> ist in den obersten Talabschnitten auffällig weit entwickelt. Die sanft gegen O geneigten Böden weiter Mulden westlich Niederkreuzstetten, östlich Schrattenberg, westlich Spannberg und zwischen Pyrawarth und Neubau, die heute durch konsequente Täler in langgezogene, meist lößbedeckte Riedel zerschnitten sind, können nur durch denudative Kräfte entstanden sein; dafür kommen hauptsächlich Vorgänge der Kryoplanation in Frage. In sandigem Untergrund (Sarmat, Unterpannon) westlich Altlichtenwarth und bei Großkrut war die jüngere Talausträumung viel wirksamer als auf Tegeln. Auch die tieferen Niveaus und die Talsohle sind hier breit; von den höheren Niveaus sind nur noch Kuppen der entsprechenden Höhe vorhanden. Auffällig ist, daß in sämtlichen Tälern des Weinviertels die tieferen Terrassen talaufwärts ausbleiben. Am weitesten reichen tiefe Fluren noch im Zaya- und Poibachgebiet. Am Rußbach aber endet das Niveau D<sub>4</sub> bereits im Ortsgebiet von Wolkersdorf, im Weidenbachtal bei Großschweinbarth. Niveau D<sub>5</sub> tritt am Rußbach überhaupt nicht als Terrasse auf, am Weidenbach liegt sein höchster Punkt bei Raggendorf. Die Sohlen der größeren Täler erscheinen im Vergleich zur heutigen geringen Entwässerung viel zu breit. Sofern nicht durch Flußbegradigung ändernd eingegriffen worden ist, ziehen die Bachläufe meistens an den Seiten der vermutlich leicht gewölbten Talsohlen hin. Dies ist sehr schön im Kreuttal zu sehen. Die Talsohlen können als periglaziale Bildungen angesehen werden. Holozäne Überprägung erfolgt durch die zahlreichen frühsummerlichen Hochwässer. Zusammenfassend kann gesagt werden, daß der Formenvergleich die oben durchgeführte Parallelisierung der talgebundenen Niveaus bestätigt.

Die Verbindung der D-Niveaus des östlichen Weinviertels mit den Donau-Akkumulationsterrassen bedeutet zugleich eine gewisse altersmäßige Einstufung. In einigen Fällen läßt sich diese durch das Studium von Aufschlüssen überprüfen. In den Niveaus D<sub>1</sub> (nördlich Schrick und südöstlich Maustrenk) und D<sub>2</sub> (Mühlberg und Schottergrube Kollnbrunn) sind tief dunkelbraune Bodenbildungen zu sehen, die auf ein hohes Alter der Vereb-

<sup>21</sup>) Mit diesem Gedanken folge ich RIEDL (42, 43).

nungen schließen lassen. Kryoturbationen konnten nördlich Schrick und auf dem Mühlberg beobachtet werden. In beiden Fällen sind aber die Bodenbildungen bereits in die Verwürgungen einbezogen; das besagt: Fläche und Bodenbildungen sind älter als die Verwürgungen. Altpleistozän kann als Entstehungszeit dieser Niveaus deshalb nur vermutet, aber nicht nachgewiesen werden. — Eine Kryoturbationszone über kreuzgeschichteten Schottern in der Schottergrube Bierbaum am Kirchberg bei Hauskirchen (Oberkante 200 m, D<sub>3</sub>) streicht gegen N über einer von W eingreifenden Delle frei aus. Sie muß älter sein als die Delle, die ihrerseits älter ist als ein Lößpaket, das sie auskleidet und auch die Kryoturbationszone bedeckt. Dies spricht für ein hohes Alter auch des Niveaus D<sub>3</sub>. Ein Fund von *Elephas planifrons* nordöstlich des Bahnhofs Dobermannsdorf in 180 m Höhe durch SCHLESINGER (50, 51) dürfte dies bestätigen.

Das Gerichtsfeld, eine sich von Dobermannsdorf langsam gegen O absenkende Fläche, stellt besondere Probleme. Mit einer mittleren Höhenlage von 163—165 m liegt es nur unbedeutend niedriger als die benachbarten Terrassen von Niederabsdorf im S (168—170 m) und von Rabensburg im N (wenig über 170 m). Dennoch unterscheidet es sich von diesen Ebenheiten in wesentlichen Punkten. Der Untergrund besteht aus kreuzgeschichteten Schottern und Sanden. Auch in der Rabensburger Ebene sind südwestlich des Dorfes und östlich Bernhardsthal Schotter und Sande aufgeschlossen. Es handelt sich in all diesen Fällen wahrscheinlich um Akkumulationsterrassen. Die Tegeloberkante liegt beim Gerichtsfeld zwischen 136 und 139 m, also in ungefähr derselben Höhe, wie in der Marchniederung und bei den Niveaus D<sub>7</sub> von Drösing und Hohenau (136—140 m), während sie für die Rabensburger Ebene mit 140—141 m, für die Terrasse von Niederabsdorf mit 144 m und für eine Fläche nördlich Bernhardsthal sogar mit 161—162 m angegeben wird<sup>22)</sup>. Mit der Rabensburger Fläche hat das Gerichtsfeld die starke Umgestaltung seiner Oberfläche durch zahlreiche Dellen gemein. Diese Erscheinung fehlt bei der Terrasse von Niederabsdorf. Auffallend ist außerdem der Unterschied der Bedeckung: Die Terrasse von Niederabsdorf ist vollständig von Löß bedeckt. An ihrem Abfall gegen das Zayatal ist Löß in beträchtlicher Mächtigkeit angelagert. Auf der Rabensburger Ebene liegt wenigstens in einzelnen Gebieten Löß. Er ist auch an die Hänge der Dellen und Täler, zum Beispiel im Moortal, sowie an die Terrassenstufe nordwestlich Hohenau angelagert. Das Gerichtsfeld dagegen ist vollständig lößfrei. Es wird nur von einer dünnen Sanddecke überzogen, auf der ein Paratschernosem ausgebildet ist.

Ein guter Aufschluß liegt 100 m südlich der Bahnlinie Dobermannsdorf—Hohenau nahe der Ostabdachung der Gerichtsfeldterrasse in etwa 160 m Höhe. Er zeigt unter 40 cm Paratschernosem, der in der oberen Hälfte etwas verblaßt ist (A<sub>p</sub>-Horizont), einen 5—10 cm mächtigen Schotterschleier, der alle darunter liegenden Strukturen abschneidet. Unter ihm ist eine braune bis dunkelrotbraune Verlehmung in Schotter bis 90 cm tief zusammen mit einem 50 cm mächtigen Kalkanreicherungs-horizont kräftig verwürgt. Es folgen darunter 4—6 m gelb gefärbte Schotter, die in den obersten Schichten auch noch eine leichte Wellung zeigen. Die Kryoturbationszone wird von einem Eiskeil durchsetzt, der mit 90 cm Breite unter dem Schotterschleier beginnt und 150 cm tief bis in die Schotter hinabreicht. Der Eiskeil ist mit grauem Sand gefüllt, der auch kleine Kiesel bis 5 mm Durchmesser enthält. Der Schotter-

<sup>22)</sup> Diese Daten verdanke ich Herrn Dr. R. GRILL, Geologische Bundesanstalt, Wien.

schleier ist von oben ein wenig in die Füllung hereingezogen. So muß angenommen werden, daß die Füllung des Eiskeils aus demselben Sand besteht, der die ganze Fläche bedeckt und in die rezente Bodenbildung einbezogen worden ist, und daß der Schotterschleier ein bei der Ausblasung des Sandes aus den Schottern entstandenes Steinpflaster darstellt. Sein Alter sowie das Alter des Sandes müßte als spät- bis postglazial angesetzt werden, da seine Bildung beim Schmelzen des Eiskeils noch angedauert haben muß. — Weitere Schottergruben an der Südkante des Gerichtsfeldes nördlich Niederabsdorf zeigen unter dem Paratschernosem etwa 50 cm rötlichen Boden mit einem Kalkanreicherungshorizont verwürgt über einem mächtigen Paket von vorwiegend gelbgefärbten kreuzgeschichteten Schottern und Sanden. Durch Dellen wird die Kryoturbationszone geschnitten. In keiner dieser Gruben ist der fossile Boden so intensiv gefärbt wie in dem oben beschriebenen Aufschluß südlich Hohenau.

Die Aufschlüsse zeigen, daß nach der Anlage der Terrasse mindestens eine Warmzeit mit intensiver Bodenbildung und Verwitterung und sicher zwei Kaltzeiten verstrichen sind. Dies spricht für wenigstens rißeiszeitliches Alter der Gerichtsfeldterrasse. Der relativen Höhe nach wäre sie am besten der Gänserndorfer Terrasse gleichzustellen. Die starke Zerdellung muß nicht unbedingt für höheres Alter sprechen, da auch die Gänserndorfer Terrasse Dellen aufweist. Eine Parallelisierung mit der Rabensburger Ebene und mit der Terrasse von Niederabsdorf ist bei dieser Einstufung nicht möglich.

Ungelöst muß die Frage bleiben, warum der Tegelsockel so tief liegt. Man könnte an eine frühmittel- oder vielleicht schon altpleistozäne lokale Senkung denken. Dann wären die Schotter älter als die Ebenheit — dafür spricht der genannte Fund von *Elephas planifrons* bei Dobermannsdorf in 180 m Höhe — und diese könnte als Erosionsterrasse erklärt werden.

Das Alter der unteren Poibachterrasse ist schwer zu bestimmen. Ein Aufschluß 1 km südlich Großkrut, auf den mich Herr Prof. Dr. J. FINK aufmerksam gemacht hat, zeigt unter 40 cm sandiger Schwarzerde eine 30—80 cm mächtige Zone, in der Sand und Schotter miteinander vermischt und zusammen in die basalen gelben Sande eingewürgt sind. Daraus ist aber nur zu ersehen, daß die Terrasse weniger durch fluviatile Kräfte als vielmehr durch Vorgänge der Kryoplanation entstanden ist. Trotz der geringen relativen Höhe von nur rund 10 m muß wegen der starken Zerdellung mit mindestens mittelpleistozänem Alter gerechnet werden. Da das Niveau der Gänserndorfer Terrasse bis jetzt noch in keinem Tal so weit einwärts verfolgt werden konnte, neige ich dazu, die untere Poibachterrasse dem Niveau D<sub>5</sub> zuzuordnen.

#### *Überblick und Gesamtdeutung.*

##### A. Die morphologische Entwicklung des östlichen Weinviertels.

Der Einbruch des Wiener Beckens an der Wende vom Helvet zum Torton erfolgte zu einer Zeit, als die älteren Becken von Korneuburg und Kreuzstetten wieder vollständig von Sedimenten angefüllt waren. Im ganzen Wiener Becken schloß sich eine Zeit ununterbrochener Sedimentation bis ins Sarmat an, während am Randgebirge erodiert wurde, bzw. Strandplattformen entstanden.

Vielleicht schon im Sarmat, spätestens aber im unteren Pannon wurden auch weite Teile der Hochscholle landfest. FRIEDL (12) erwähnt sarmatische Strandbildungen am Steinberg bei Zistersdorf. RIEDL (43) schreibt von einer auch bei GRILL (18) genannten Furche, die im Sarmat in W—O-Richtung im Zayaraum angelegt wurde, sowie von sarmatischen Einebnungsflächen in 300 m Höhe. Furche und Einebnungsflächen wurden im Unterpannon von Schottern des Mistelbacher Kegels zugedeckt. Solche Schotter, leicht kenntlich durch ihre Mächtigkeit, Kreuzschichtung, gute Zurundung und Gehalt an kalkalpinen Anteilen, besonders Gutensteiner Kalken, liegen bei Hauskirchen<sup>23)</sup> in ungefähr 170 m Höhe über Sarmat. Daraus ergibt sich das Ausmaß der praepannonischen Tiefenerosion. Die pannonsche Schotterakkumulation hat im östlichen Weinviertel 300 m Seehöhe überstiegen; denn die Schotter bei Atzelsdorf und Kollnbrunn<sup>24)</sup> müssen über die Sarmatschwelle des Höhenzugs Wolfsgrubenberg—Kühbodenwald (278 bis 294 m) herantransportiert und durch spätere tektonische Absenkung in ihre heutige Höhe gebracht worden sein. Nach HASSINGER (20), dem sich RIEDL (43) anschließt, lag der Scheitel der Akkumulation höher als 360 m. In dieser Höhe ist nämlich in den Schottern des Ernstbrunner Waldes und des östlichen Vorlandes der Leiser Berge bereits ein Abtragungsniveau ausgebildet.

Während im Sarmat und Pannon Beckenrand und Hochscholle mehr und mehr landfest wurden, ging auf der Tiefscholle die limnische Sedimentation ohne Unterbrechung bis ins oberste Pannon weiter. An der Wende Pannon/Daz kam das Steinberg-Bruchsystem zur Ruhe. Der Pannonsee verlandete. Damit war die Sedimentationsphase endgültig abgeschlossen. Die SW—NO-Richtung in der Verteilung der Gesteine, die durch die abgeklungene Bruchtektonik bedingt ist, wirkte sich weiterhin modifizierend auf die nun im ganzen Gebiet einsetzende Abtragung aus. Es entstanden zunächst die vier weitflächigen pliozänen Abtragungssysteme (A- und B-Niveaus), sodann das Übergangsniveau. Im Pleistozän hielt die allgemeine Hebungstendenz, welche schon im Pliozän eingesetzt hatte, an. Der Wechsel zwischen Tiefen- und Seitenerosion, wie er im ganzen östlichen Weinviertel an den talgebundenen Abtragungssystemen sichtbar wird, läßt sich jedoch nicht, wie bei den pliozänen Niveaus, auf periodische Variation der Hebungintensität zurückführen, sondern steht, wie die Möglichkeit einer Verbindung von Erosionsniveau im Weinviertel mit den Akkumulationsterrassen an Donau und March zeigt, in Abhängigkeit von der klimatischen Rhythmik des Pleistozäns. Genauer gesagt: Es handelt sich um Interferenzerscheinungen zwischen den Auswirkungen fortwährender Hebung (dauernde Tiefenerosion) und mehrfachen Klimawechsels (Wechsel zwischen Tiefen- und Seitenerosion)<sup>25)</sup>.

### B. Anlage von Durchbruchstälern.

Mit der Anlage der Abtragungssysteme im östlichen Weinviertel wurde die Hauptabdachungsrichtung W—O (auch NW—SO) ausgebildet. Ihr folgten die Entwässerungsadern. Sie waren dabei gezwungen, auf ihrem Lauf

<sup>23)</sup> Schottergrube Bierbaum am Kirchberg. Die Schotter wurden von FRIEDL (12) als pleistozän bezeichnet.

<sup>24)</sup> In der Geol. Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Gänserndorf, als „Schotterbildungen des höheren Pliozäns (?) i. allg.“ eingezeichnet. Im Aufschluß 200 m westlich Kollnbrunn sind an der Westwand kleine Verwerfungen zu sehen.

<sup>25)</sup> Vgl. BULLA (6).

die hauptsächlich SW—NO streichenden Gesteinspakete des Wiener Beckens und des Beckenrandes zu queren. Es kam zur Anlage von Durchbruchstätern.

Die Wiener Pforte (Donaudurchbruch durch den Flysch bei Klosterneuburg) wurde von HASSINGER (20) als epigenetischer Durchbruch gedeutet. Verebnungen finden sich in 360 (am Bisamberg, mit Schottern), 340, 310 und 280 bis 290 m. So lange Alter und Charakter der Schotter am Bisamberg nicht eindeutig bestimmt sind, kann hier ein abschließendes Urteil nicht gefällt werden.

Das Kreuttal ist das Durchbruchstal des Rußbachs durch den Flysch des Bisambergzuges. Die enge Durchbruchsstrecke unterscheidet sich stark von der Weite des Tales an Ober- und Unterlauf im Tertiär des Korneuburger- und Wiener Beckens. Die Bildung des Durchbruchstals muß ausgegangen sein von einer großen Abtragungsfläche im Niveau  $A_1$ , die früher sicher auch über das Tertiär des Klosterneuburger Beckens hinweg, und deren Reste weit nach W und N verfolgt werden können. Ein breiter Talboden existierte im Niveau  $A_2$ . Tiefere Terrassen liegen in den B-Niveaus und 15 m über der Talsohle. Die B-Niveaus lassen sich auch im Korneuburger Becken verfolgen. Die Deutung bereitet Schwierigkeiten. Antezedenz scheidet als Möglichkeit aus, da am Niveau  $A_1$  keine Verbiegung nachgewiesen werden kann. Epigenese ist kaum anzunehmen, da in der Nähe des Kreuttals auf dem Flysch keine Spur von Tertiär oder Schotter beobachtet werden konnte. Am einleuchtendsten scheint die Deutung als Denudationsdurchbruch zu sein. Der Rußbach, als konsequenter Abdachungsfluß auf dem Niveau  $A_1$  angelegt, konnte nach der Tieferlegung seines Bettes im Tertiär am Ober- und Unterlauf ein breiteres Tal schaffen als im Flysch. Die Flyschscholle des Scharreither Bergs bei Hetzmannsdorf mag eine spätere Anzapfung durch den Donaugraben verzögert haben. Auf keinen Fall aber kommt ihr, wie FINK (7) meint, junge Hebungstendenz zu, die die Anzapfung verhindere. Diese ist nämlich schon sehr weit fortgeschritten. Zur Zeit der B-, C- und obersten D-Niveaus muß, wie die Niveaufkartierung gezeigt hat, das Einzugsgebiet des Rußbachs noch weit über die heutige Wasserscheide nach S gereicht haben.

Wesentlich einfacher zu erklären ist der Zaya durchbruch durch den Leithakalk bei Hauskirchen. Der obere und mittlere Zayalauf folgt bis zum westlichen Dorfende der im Sarmat angelegten und im Unterpannon von Schottern plombierten Rinne. Noch im Niveau  $D_3$  muß, wie die Flächen am Vogelberg und am Kirchberg von Hauskirchen zeigen, auf den Pannon-schottern ein breiter Talboden vorhanden gewesen sein. Bei der weiteren Tieferlegung des Bettes war die Zaya gezwungen, sich südlich des Kirchbergs epigenetisch in den Leithakalk einzutiefen, etwa 400 m südlich der Tiefenlinie der sarmatischen Rinne. So entstand der Gegensatz des engen Durchbruchstals im Leithakalk zur großen Weite des Tales oberhalb in pan-nonischen und sarmatischen Lockerablagerungen und unterhalb in oberpannonischen Tegeln. GRIESSL (14) vermutet eine Talverlegung des Poibachs, der früher die Tiefenzone Althöflein—St. Ulrich benutzt habe. Derartige Spekulationen sind, solange keine Beweise vorliegen, abzulehnen. Die genannte Tiefenzone läßt sich erklären als eine im Mittelpleistozän — nach Ausbildung des Niveaus  $D_3$  — entstandene Verschneidung zweier Dellen im leicht aus-räumbaren sandigen Tertiär.

Beim Gfällbach, der nördlich Walterskirchen mit scharfem Knick aus der Laufrichtung W—O in die Richtung S—N umbiegt, und bei Herrn-

baumgarten in engem Tal zwischen den Leithakalkkrücken des Tennauwaldes und von Druxenbergen durchbricht, muß an eine Beeinflussung durch den in unmittelbarer Nähe durchziehenden Schrattenberger Bruch gedacht werden. Der Durchbruch kann durch Epigenese oder Regression entstanden sein. Im Falle der Epigenese wäre die Talbildung, einer tektonischen Zerrüttungszone folgend, vom Niveau  $B_2$  ausgegangen. Die Wasserscheide gegen den Poibach, die heute im Niveau  $D_1$  liegt, müßte durch Denudationsvorgänge tiefer gelegt worden sein. Im Falle eines Regressionsdurchbruchs wäre der Gfällbach noch im Niveau  $D_1$  zum Poibach geflossen und später durch den im Tal von Herrnbaumgarten zurückerodierenden Arm des Hamelbachs angezapft worden. Da aber Spuren von Terrassen im Niveau  $D_1$  nördlich Herrnbaumgarten zu sehen sind, erscheint epigenetische Anlage wahrscheinlicher.

### C. Ausblick auf die benachbarten Gebiete.

Auf die weite Verbreitung des Niveaus  $A_1$  im Rohrwaldzug und in den Schottern des westlichen Weinviertels wurde bereits hingewiesen. Höhen zwischen 390 und 410 m am Waschberg und Michelberg nördlich Stockerau sind vielleicht Reste älterer Abtragungssysteme. In den Leiser Bergen fand RIEDL (42, 43) Verebnungen in 450 m von praetortonischem bis tortonischem Alter, darunter ein Niveau in 400 m Höhe, das er mit tortonischen Strandkonglomeraten in genetische Verbindung brachte und als marine Form auffaßte. Beide Niveaus sind nur im Mesozoikum erhalten. Im tertiären Vorland folgen zwei als pliozän (postoberpannon) angesehene Systeme, in 360 m Höhe die Riedel überziehend und in 300 m bereits leicht talgebunden. RIEDL beschreibt außerdem noch fünf talgebundene ins Pleistozän eingestufte Systeme. Eine Parallelisierung mit den vom Verfasser durchgeführten Kartierungen wird in Tabelle 2 versucht.

Tabelle 2

Parallelisierung der Niveausysteme von H. RIEDL (43) (Waschbergzone) mit denen des Verfassers (östliches Weinviertel).

RIEDL		Verfasser	
Niveau (mittl. Höhe)	Alter	Niveau (mittl. Höhe, bzw. Mündungshöhe bei den D-Niveaus) <sup>26)</sup>	Alter
A 450 m	Praetorton-Torton (postsavisch)		
B 400 m	Torton		
C 360 m	Postoberpannon	$A_1$ 360 m	Postunterpannon
		$A_2$ 340 m	
D 300 m		$B_1$ 310 m	Postpannon
		$B_2$ 290 m	
$E_1$ 280 m 1. Stufe	Ältestpleistozän	C 260 m	Oberes Pliozän
260 m 2. Stufe		$D_1$ 240 m	Altpleistozän
$E_2$ 240 m	Altpleistozän	$D_2$ 220 m	
$E_3$ 225 m und		$D_3$ 200 m	
205—210 m	Jungpleistozän (?)	$D_4$ 180 m	
		$D_5$ 170 m	Mittelpleistozän
		$D_6$ 160 m	
Talaue	Jüngstpleistozän	$D_7$ 150 m	Jungpleistozän
	Holozäne	Talsole	Jungpleistozän, holozän überformt.
	Deckschichten		

<sup>26)</sup> Die Mündungshöhe der zur March austretenden Niveaus wäre um 5—10 m niedriger anzugeben.

In den Pollauer Bergen sieht MIKULA (38) Verebnungen in 420, 380, 360, 340, 310 und 285 m streng nach HASSINGERS Schema als Strandterrassen an, stellt sie aber ins Torton. Aus der Karte 1 : 25.000 und durch Beobachtungen von österreichischem Boden aus konnte festgestellt werden, daß besonders Verebnungen in 340 und 310 m östlich der Klippen weit ausgedehnt sind. Da die Marienmühl Schlucht nach JÜTTNER (28) als epigenetischer Durchbruch durch den Ernstbrunner Kalk des Janitschbergs<sup>27)</sup> aufzufassen ist, muß mindestens von 360 m Höhe an abwärts an subaëriale Entstehung der Abtragungssysteme gedacht werden. Sie passen sich, ebenso wie tiefere Verebnungen in 260, 240, 220 und 175 m, gut in das vom östlichen Weinviertel gezeichnete Bild ein.

#### D. Versuch einer umfassenden Deutung.

Überblicken wir abschließend das ganze Gebiet, so erkennen wir eine Flächentreppe, die von 150 m Höhe an March und Donau bis auf 450 m in den Leiser Bergen ansteigt. Die tieferen Niveaus umsäumen im allgemeinen die höheren im O und S, greifen aber mehrfach weit in sie zurück. An March und Donau befinden sich einige Akkumulationsterrassen. Alle übrigen Verebnungen sind Abtragungsflächen. Sie greifen über die Bruchsysteme, über die miozänen bis unterpliozänen Gesteine des Wiener Beckens und über den Flysch des Beckenrahmens hinweg und müssen deshalb als jünger angesehen werden. Ausnahmen bilden altersmäßig nach der Beschreibung von RIEDL die beiden höchsten Systeme in den Leiser Bergen.

Aus der Form der Niveaus lassen sich die klimatischen Bedingungen ihrer Entstehung erschließen. Die A- und B-Niveaus sind weitflächig ausgebildet; sie sind unter warmen und noch wechselfeuchten Klimabedingungen im Pliozän entstanden. Die D-Niveaus sind schmaler und talgebunden. Sie wurden durch den pleistozänen Klimawechsel, hauptsächlich aber durch das periglaziale Klima geformt.

Die Flächentreppe als übergeordnete Großform und auch die einzelnen Niveaus dachen sich gegen O und SO ab (Profil Nr. 4). Der Abdachungsrichtung folgt die Zertalung. Im Rußbach- und Weidenbachgebiet herrschen südliche bis südöstliche, nördlich des Matzner Waldes mehr östliche Talrichtungen vor. Die Neigungsunterschiede der einzelnen Flächen zeigen eine gesetzmäßige Änderung. Von den höchsten Flächen gegen die tiefsten nehmen die Neigungen beständig zu. Die Talsohle hat das größte Gefälle. Dies sei an den Flächen im Bereich von Rußbach und Zaya<sup>28)</sup> aufgezeigt (Tabelle 3). Eine Ausnahmestellung besitzt wieder das höchste Niveau in den Leiser Bergen (450 m), dessen überaus starke Neigung von 3° RIEDL (42, 43) als ursprünglich ansieht. Da die Entstehung dieses Niveaus sicher in eine Zeit fällt, zu der im Wiener Becken die Bruchtektonik noch wirksam war, möchte ich eher an eine Kippung denken, die nach der Flächenbildung erfolgt ist.

<sup>27)</sup> Siehe Geol. Karte des unteren Thayalandes 1 : 25.000 von K. JÜTTNER 1939.

<sup>28)</sup> Das Profil des Weidenbachtals ist durch die lokale Hebung des Matzner Waldes gestört. Es kann deshalb hier nicht angeführt werden.

Tabelle 3  
Die Neigung der Niveaus bei Rußbach und Zaya.

Niveau	Punkte im Profil (Seehöhe in m)		Entfernung (in km)	Gefälle (in ‰)
a) Rußbach				
A	366	363	3	0,7
B <sub>1</sub>	309	303	7	0,9
B <sub>2</sub>	292	280	11	1,1
C	274	261	14	1,0
D <sub>1</sub>	265	240	15	1,7
D <sub>2</sub>	225	215	5	2,0
Talsole	240	160	21	3,9
b) Zaya				
B <sub>2</sub>	286	275	11	1,0
D <sub>1</sub>	248	231	14	1,2
D <sub>2</sub>	231	216	17	1,2
D <sub>3</sub>	218	194	18	1,3
D <sub>4</sub>	210	181	21	1,4
Talsole	188	147	26	1,6

Das Ineinandergreifen der einzelnen Niveaus und ihre gesetzmäßige zonale Anordnung schließen eine Deutung der Flächentreppe als Bruchschollenmosaik im Sinne von KOBER (29) aus. Vielmehr drängt die gesetzmäßige Änderung des Gefälles der einzelnen Fluren zur Erklärung als Piedmont-treppe, wie sie von SPREITZER, auf W. PENCK (41) aufbauend, deduktiv abgeleitet (52, 53) und empirisch beschrieben wurde (54, 55). Der zugrundeliegende tektonische Vorgang muß — mindestens bis an die Wende Pliozän/Pleistozän — eine in ihrer Intensität periodisch schwankende Wölbung gewesen sein, bei der die Ausweitung des Hebungsbereichs in ihrer Auswirkung auf die entstehende Flächentreppe ungleich stärker war als die wenig intensive Hebung. Das Zentrum darf entlang einer SW—NO streichenden Achse im Waschbergzug zwischen Leiser und Pollauer Bergen gesucht werden. Ein abschließendes Urteil kann aber noch nicht gefällt werden, solange das Gebiet westlich der Waschbergzone, besonders in seinem nördlichen Teil, nicht eingehend erforscht ist.

Mit dieser Deutung wird eine Mittelstellung eingenommen zwischen den Vorstellungen HASSINGERS, der beim Entwurf seines schönen Bildes von den Strandterrassen absolute tektonische Ruhe seit dem Pannon vorausgesetzt hatte, und denen WINKLER-HERMADENS, der, abweichend von seiner sonst sehr großräumigen Parallelisierung der Niveaus der Ostalpen, im Wiener Gebiet auf engstem Raum zahlreiche junge Verbiegungen und Wölbungen annimmt. Doch sei daran erinnert, daß das morphogenetische Bild des östlichen Weinviertels, wie es hier entworfen wurde, grundsätzlich demjenigen der Ostalpen ähnelt, wie es SPREITZER, WINKLER-HERMADEN und andere gezeichnet haben. Allerdings werden die einzelnen Entwicklungsphasen durchweg jünger angesetzt als wir es vom älteren Schrifttum über den ostalpinen Raum gewöhnt sind.

## Literatur

- (1) BECKER, A.: Bau, Bild und Gliederung des Viertels unter dem Manhartsberg. Jb. d. Vereins f. Landeskunde v. Niederösterreich, 13. u. 14. Jg., Wien 1915.
- (2) —: Das Viertel unter dem Manhartsberg. Heimatkunde v. Niederösterreich, Wien 1925.
- (3) BÜDEL, J.: Die morphologische Entwicklung des südlichen Wiener Beckens und seiner Umrandung. Berliner geogr. Arb. 4, 1933.
- (4) —: Alte und junge Züge im Antlitz der Wiener Landschaft. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien 76, 1933.
- (5) —: Das Verhältnis von Rumpftreppen zu Schichtstufen in ihrer Entwicklung seit dem Alttertiär. Peterm. Mitt. 84, 1938.
- (6) BULLA, B.: Folyóteraszproblémák (Flußterrassenprobleme). Földrajzi Közlemények 2, 1956.
- (7) FINK, J.: Die fossilen Böden im österreichischen Löß. Quartär 6, 1954.
- (8) —: Wegbeschreibung Wien—Marchfeld—Stillfried, in: Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich. Verh. d. Geol. B.-A., Sonderheft D, Wien 1955.
- (9) —: Das Marchfeld, in: Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich. Verh. d. Geol. B.-A., Sonderheft D, Wien 1955.
- (10) — und MAJDAN, O.: Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes. Jb. d. Geol. B.-A., Wien 1954.
- (11) FRIEDL, K.: Zur Frage der im Wiener Becken vorhandenen großen Verwerfungen. Mitt. d. Geol. Ges. Wien 22, 1929.
- (12) —: Der Steinbergdom bei Zistersdorf und sein Ölfeld. Mitt. d. Geol. Ges. Wien 29, 1936 (Suess-Festschrift).
- (13) GÖTZINGER, G., GRILL, R. und KÜPPER, H.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien 1 : 75.000. Geol. B.-A. Wien 1954.
- (14) GRIESSL, F.: Die Kulturgeographie des Zayatales. Diss. Univ. Wien 1951.
- (15) GRILL, R.: Bericht (1947) über die geologischen Aufnahmen im Bereich der Blätter Gänserndorf und Mistelbach (4657 und 4557). Verh. d. Geol. B.-A., Wien 1948.
- (16) —: Exkursion in das Korneuburger und das nördliche Inneralpine Wiener Becken. Mit einem Beitrag von R. JANOSCHEK über die Umgebung von Zistersdorf. Verh. d. Geol. B.-A., Sonderheft A, Wien 1951.
- (17) —: Über den Stand der Erforschung der österreichischen Tertiärbecken. Verh. d. Geol. B.-A., Sonderheft C, Wien 1952.
- (18) —: Der Flysch, die Waschbergzone und das Jungtertiär um Ernstbrunn. Jb. d. Geol. B.-A. 96, Wien 1953.
- (19) —: Über den geologischen Aufbau des Außer-alpinen Wiener Beckens. Verh. d. Geol. B.-A., Wien 1958.
- (20) HASSINGER, H.: Geomorphologische Studien aus dem Inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. Pencks Geogr. Abh. 1905.
- (21) —: Zur Frage der alten Flußterrassen bei Wien. Mitt. d. k. k. Geogr. Ges. Wien 48, 1905.
- (22) —: Die mährische Pforte und ihre benachbarten Landschaften. Abh. d. k. k. Geogr. Ges. Wien XI/2, 1914.
- (23) —: Beiträge zur Physiogeographie des Inneralpinen Wiener Beckens und seiner Umrandung. Bibliothek d. geogr. Handbücher, Festband PENCK, Stuttgart 1918.
- (24) HELMER, L.: Bau, Bild und Gliederung des Viertels unter dem Manhartsberg. Kartogr. und schulgeogr. Zeitschr., Wien 1914.
- (25) —: Das niederösterreichische Weinviertel östlich des Klippenzuges. Wien 1928.
- (26) JANOSCHEK, R.: Das Inneralpine Wiener Becken, in: SCHAFFER, F. X., Geologie von Österreich. Wien 1951.
- (27) JESSEN, O.: Tertiärklima und Mittelgebirgsmorphologie. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin, 1938.
- (28) JÜTTNER, K.: Entstehung und Bau der Pollauer Berge. Nikolsburg 1922.
- (29) KOBER, L.: Geologie der Landschaft um Wien. Wien 1926.
- (30) KÜPPER, H.: Mitteilung über ein Vorkommen der 2. Mediterranstufe am Bisamberg. Verh. d. Geol. B.-A., Wien 1924.
- (31) —: Zur Auflösung von Morphogenese und Tektonik am Rande des Wiener Beckens. Sitzungsber. d. Ak. d. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. I, 136, Wien 1927.
- (32) —: Eiszeit Spuren im Gebiet von Wien. Sitzungsber. d. österr. Ak. d. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. I, 159, Wien 1950.

- (33) —: Neueste Daten zur jüngsten Geschichte des Wiener Beckens. Mit Beiträgen von A. PAPP, B. PLÖCHINGER und G. WOLETZ. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien 94, 1952.
- (34) —: Ausblick auf das Pleistozän des Raumes von Wien, in: Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich. Verh. d. Geol. B.-A., Sonderheft D, Wien 1955.
- (35) —: Zur Geschichte der Wiener Pforte. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien 100, 1958 (SPREITZER-Festschrift).
- (36) — und BOBIES, C. A.: Zur Kenntnis des Bisamberggebietes. Verh. d. Geol. B.-A., Wien 1927.
- (37) LANGER F. J.: Geologische Beschreibung des Bisamberges. Jb. d. Geol. B.-A. 88, Wien 1938.
- (38) MIKULA, H.: Die Pollauer Berge als Landschaft. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien 70, 1927.
- (39) PAPP, A.: Fauna und Gliederung der Congerischicht des Pannons im Wiener Becken. Anzeiger d. Ak. d. Wiss., math.-nat. Kl., Wien 1948.
- (40) PAPP, A. und THENIUS, E.: Über die Grundlagen der Gliederung des Jungtertiärs und Quartärs in Niederösterreich unter besonderer Berücksichtigung der Mio-Pliozän- und Tertiär-Quartär-Grenze. Sitzungsber. d. österr. Ak. d. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. I, 158, Wien 1949.
- (41) PENCK, W.: Die morphologische Analyse. Pencks Geogr. Abh., Stuttgart 1924.
- (42) RIEDL, H.: Beiträge zur Morphologie des Gebietes der Waschbergzone. Diss. Univ. Wien 1958.
- (43) —: Beiträge zur Morphologie des Gebietes der Leiser Berge und des Falkensteiner Höhenzuges. Mitt. d. Österr. Geogr. Ges. 102, Wien 1960.
- (44) SCHAFFER, F. X.: Die alten Flußterrassen im Gemeindegebiet der Stadt Wien. Mitt. d. k. k. Geogr. Ges. Wien 45, 1902.
- (45) —: Neue Beobachtungen zur Kenntnis der alten Flußterrassen bei Wien. Mitt. d. k. k. Geogr. Ges. Wien 47, 1904.
- (46) —: Über den Zusammenhang der alten Flußterrassen mit den Schwankungen des Meeresspiegels. Mitt. d. k. k. Geogr. Ges. Wien 50, 1907.
- (47) —: Das Alter der Schotter der Bisambergterrasse. Verh. d. Geol. B.-A., Wien 1927.
- (48) — und GRILL, R.: Die Molassezone, in: SCHAFFER, F. X., Geologie von Österreich. Wien 1951.
- (49) SCHLEGEL, W.: Alte Abtragungssysteme und quartäre Formengebung im östlichen Weinviertel. Diss. Univ. Wien 1960.
- (50) SCHLESINGER, G.: Studien über die Stammesgeschichte der Proboscidiier. Jb. d. Geol. R.-A. 62, Wien 1912.
- (51) —: Die stratigraphische Bedeutung der europäischen Mastodonten. Mitt. d. Geol. Ges. Wien 11, 1919.
- (52) SPREITZER, H.: Zum Problem der Piedmonttreppe. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien 75, 1932.
- (53) —: Die Piedmonttreppen in der regionalen Geomorphologie. Erdkunde 5, 1951.
- (54) —: Über die Entstehung der Großformen der hohen Gurktaler Alpen. Carinthia II, 61, 1951.
- (55) —: Die Großformung im oberen steirischen Murgebiet. Geogr. Studien, Festschrift J. SÖLCH. Wien 1951.
- (56) THENIUS, E.: Über die Alterseinstufung der Arsenalterrasse von Wien. Mitt. d. Geol. Ges. Wien 45, 1952.
- (57) —: Neue Wirbeltierfunde aus dem Ältest-Pleistozän von Niederösterreich. Zur Stratifizierung der pleistozänen Donauterrassen. Jb. d. Geol. B.-A. 99, Wien 1956.
- (58) WIESENER, H.: Das Gestaltungsbild des Wiener Beckens. Peterm. Mitt. Erg. H. 262 (MACHATSCHKEK-Festschrift), 1957.
- (59) WINKLER-HERMADEN, A.: Der kalkalpine Randsaum des südlichen Inneralpinen Wiener Beckens im Jungtertiär, in: SCHAFFER, F. X., Geologie der Ostmark. Wien 1943.
- (60) WINKLER VON HERMADEN, A.: Zum Entstehungsproblem und zur Altersfrage der ostalpinen Oberflächenformen. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien 92, 1950.

- (61) WINKLER-HERMADEN, A.: Geologisches Kräftespiel und Landformung. Wien 1957.
- (62) ZAPFE, H.: Die Säugetierfauna aus dem Unterpliozän von Gaiselberg bei Zistersdorf in Niederösterreich. Jb. d. Geol. B.-A. 93, Wien 1948.

#### Kartenwerke

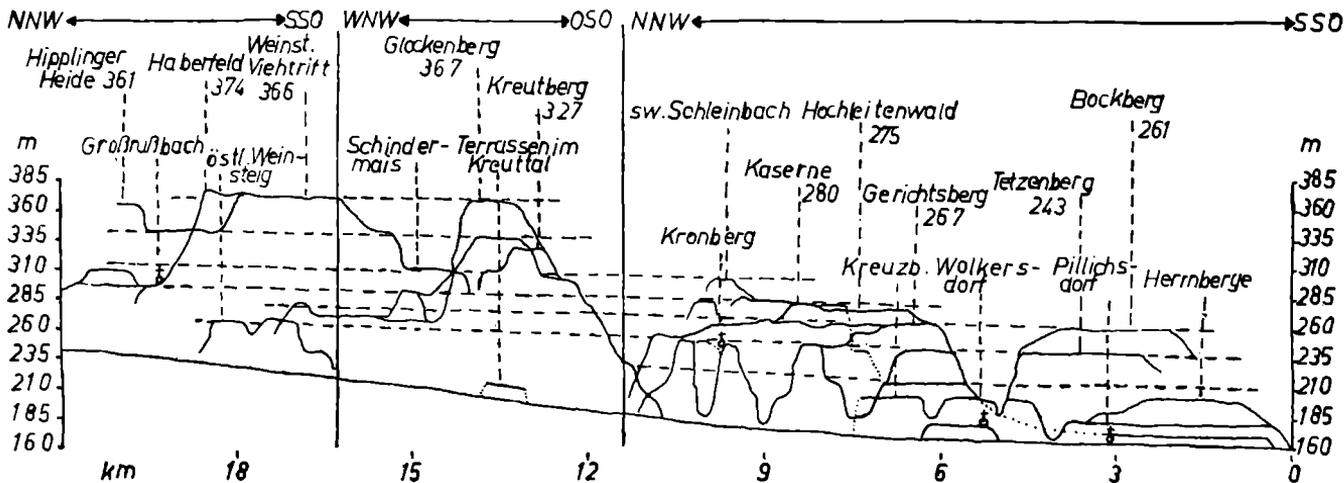
##### Topographische Karten:

1. Originalaufnahme 1 : 25 000  
 Blatt 4457/Sektion 4  
 Blatt 4557/Sektion 2, 3, 4  
 Blatt 4558/Sektion 1, 3  
 Blatt 4656/Sektion 2  
 Blatt 4657/Sektion 1, 2, 3, 4  
 Blatt 4658/Sektion 1
2. Provisorische Ausgabe der Österreichischen Karte 1 : 50 000  
 Blätter 11, 24, 25, 26, 41, 42, 43.

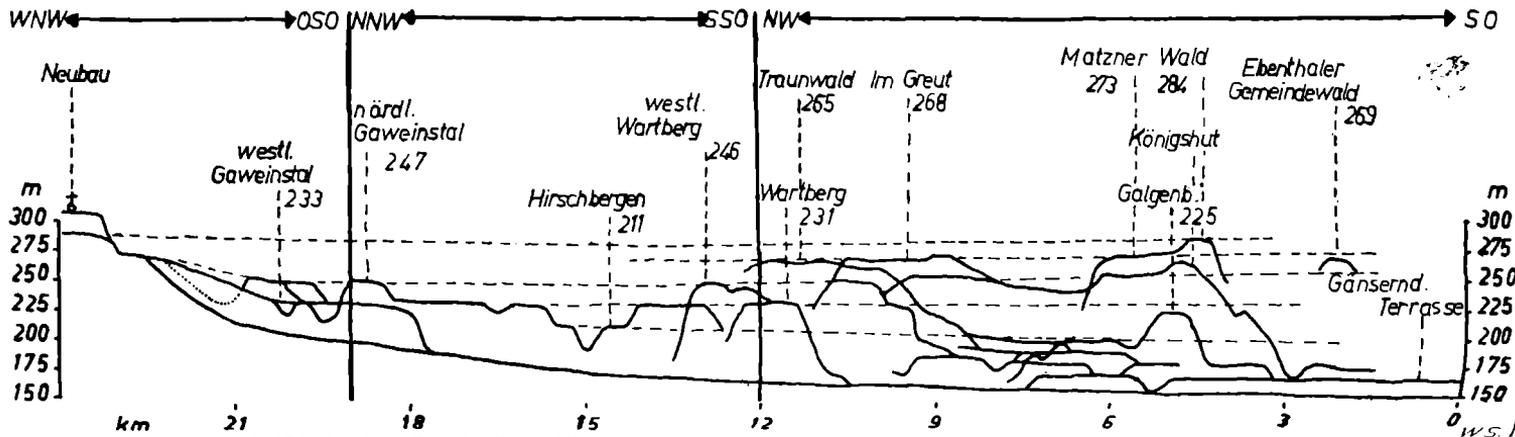
##### Geologische Karten:

1. Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75 000, Blatt Gänserndorf. Wien 1954.
2. Geologische Karte des unteren Thayalandes 1 : 25 000 von K. JÜTTNER. 1939.

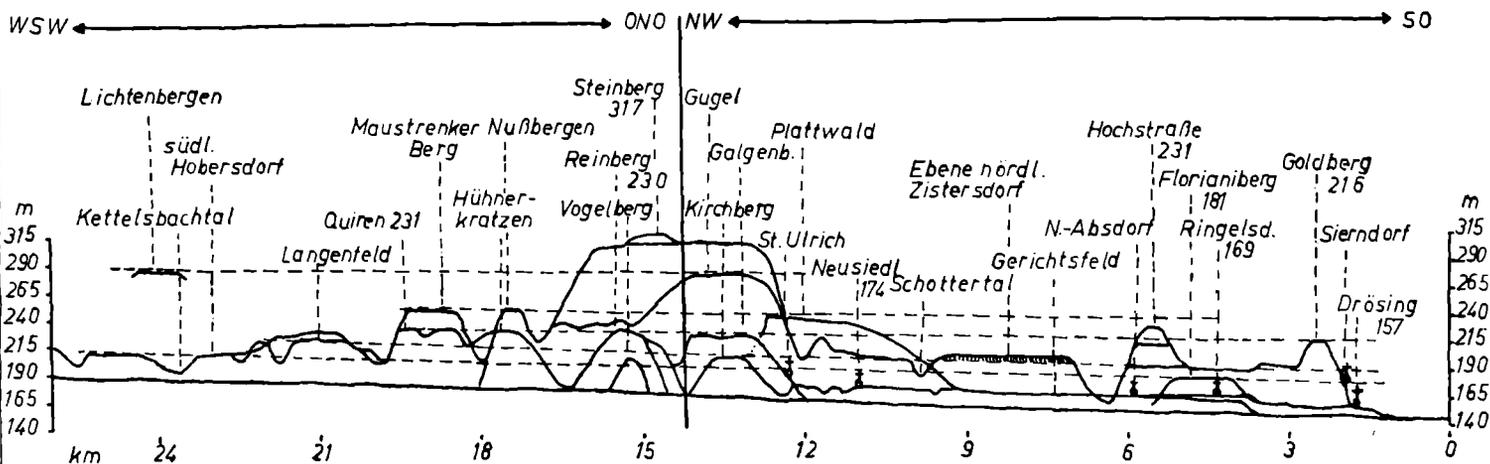
## Profil 1: RUSSBACHTAL, Längsprofil.



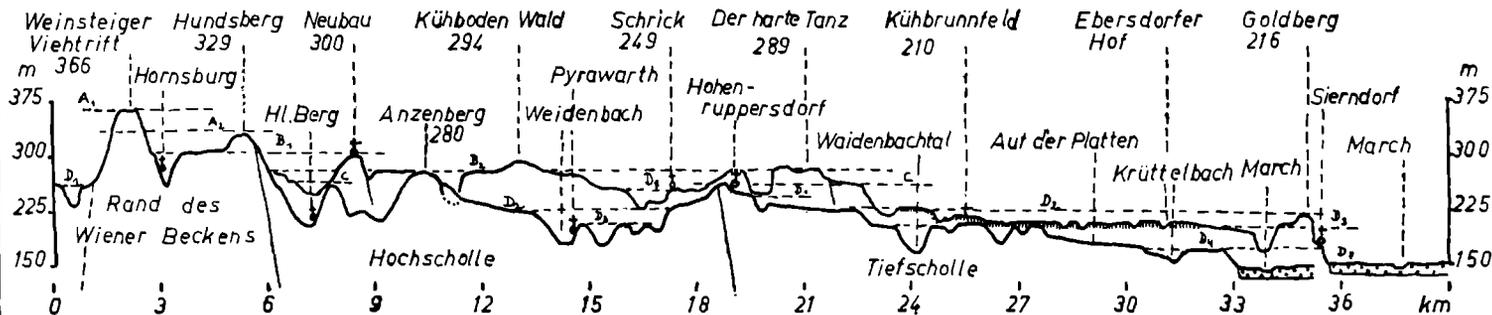
## Profil 2: WEIDENBACHTAL, Längsprofil.



### Profil 3: ZAYATAL, Längsprofil.



### Profil 4: durch die ABTRAGUNGSSYSTEME vom nördl. Teil des Bisambergzuges zur March. Zwei Schnitte, Richtung W - O.



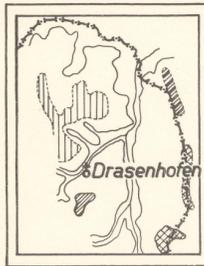
Jungpleistozäne Akkumulationsterrasse ger March.



Mächtige Lößdecke.

# Die Flächengliederung des östlichen WEINVIERTELS

Maßstab  
0 1 2 3 4 5 6 km



**LEGENDE**

	Niveau A <sub>1</sub> (360m)		Niveau D <sub>2</sub> (220m)
	Niveau A <sub>2</sub> (340m)		Niveau D <sub>3</sub> (200m)
	Niveau B <sub>1</sub> (310m)		Niveau D <sub>4</sub> (180m)
	Niveau B <sub>2</sub> (290m)		Niveau D <sub>5</sub> (170m)
	Niveau C (260m)		Niveau D <sub>6</sub> (160m)
	Niveau D <sub>1</sub> (240m)		Niveau D <sub>7</sub> (150m)
	Deutliche Verebnung		Wasserscheide zw. Rußbach u. Donaueg. im Korneuburger Beck.
	Rücken oder Kuppe		Bruch
	Trockental		Staatsgrenze
	Tal mit Gerinne		Außenr. Bisamb. gegen das Korneub. Becken u.d. Prater-Terr.
	undeutliche Begrenzung des Talbodens		wichtiger Aufschluß



Terrassen des Marchfeldes