

Flugverkehr auf der Strecke Ankara—Istanbul—Smyrna unterhalten. Auf Grund des Gesetzes vom 1. Juli 1936 — der Gesamtpersonen- und Güter-, Lotsen- und Schlepplendienstverkehr innerhalb der türkischen Häfen darf nur von türkischen Schiffen getätigt werden — sind jetzt die im Smyrnaer Hafen verkehrenden Segelschiffe ausschließlich türkischer Nationalität, während sie vor 1922 zur Hälfte griechisch waren. Die Schiffsbewegung im Smyrnaer Hafen 1929 war: 1470 Dampfer mit 1 995 000 Registertonnen, 1456 Segelschiffe mit 244 000 Registertonnen. Die Türkei selbst war mit 628 Dampfern mit 539 633 Registertonnen vertreten. Der Schiffsverkehr mit dem Ausland liegt aber immer noch überwiegend in den Händen ausländischer Schiffahrtsgesellschaften. Der Hafen hat direkte Schiffsverbindung mit den großen Welthäfen des Atlantik und des Pazifik. Die größte Verkehrsroute besteht zwischen Smyrna und Istanbul, Piräus und Saloniki.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß Smyrna alles besitzt, was für einen Handelsplatz ausschlaggebend ist: Der Hafen ist von Natur aus gut geschützt, die Seelage sehr günstig. Smyrna ist Mittelpunkt des westanatolischen Küstenlandes und Eingangstor erster Ordnung nach dem Osten, das „Auge Kleasiens“, wie die Türken es nennen. Und schließlich ist es — und das ist wohl das Entscheidendste — heute wie in der Vergangenheit das stärkste Wirtschaftszentrum des fruchtbaren Hinterlandes der Ägäis. So wird Smyrna seine Weltstellung immer behaupten können und stets eine Völkerbrücke zwischen Vorderasien, Südeuropa und Nordafrika sein.

Ein Beitrag zur Morphologie des Wienerwaldes.

Von **Johann Sölich.**

Schon 1905 hat H. Hassinger in seiner bekannten Arbeit [9] u. a. die mächtigen Aufschüttungen beschrieben, welche sich am Austritt der Triesting in das Wiener Becken vorschieben, und als ein pontisches Delta dieses Flusses aufgefaßt. In den folgenden Jahrzehnten hat diese Meinung unbestritten geherrscht. Erst in jüngster Zeit sind dagegen Stimmen laut geworden. Abgesehen davon, daß heute die Geologen, F. Friedls Ausführungen folgend, statt von Pontikum lieber von Pannon sprechen — wir wollen aber im Folgenden die alte Bezeichnung beibehalten —, hat schon J. Büdel die Aufschüttungen nicht für ein Delta, sondern für einen Schwemmkegel erklärt ([3], S. 38 ff.; [4], S. 187) und C. Bobies ihnen nicht pontisches, sondern spätortonisches Alter zugeschrieben [2]. Was Büdels näher begründete Meinung betrifft, so hatte übrigens schon Hassinger bemerkt, daß das durchschnittliche Gefälle der Triesting-Schotterplatte von 18 v. T. für die Stirnseite eines Deltas zu wenig, für die Böschung eines Schüttkegels dagegen kein zu großer Betrag sei und daß die Struktur ihrer höheren Partien nicht mit Sicherheit als die eines Deltas bezeichnet werden könne ([9], S. 151, 154). Hinsichtlich der neuen Altersdeutung, über die vorläufig nur in einer kurzen Mitteilung ohne nähere Angaben berichtet worden ist, muß die Frage offen bleiben, ob wirklich die ganze Aufschüttung dem Torton angehört oder ob nicht wenigstens ihre höheren Schichten doch erst während des Pont aufgetragen wurden. Vor der gleichen Unsicherheit steht man auch bezüglich des benachbarten Piesting-Schwemmkegels, der bisher ebenfalls immer für pontisch gehalten wurde, nach Bobies aber in den unteren Lagen noch in das oberste Torton, in der Hauptmasse und ausdrücklich auch in den oberen Lagen dem Sarmat

zuzurechnen ist ([2], S. 236). Die beiden Gebilde würden also aus der Reihe der „pontischen Deltas“ herausfallen, zu denen weiter im S. u. a. auch das Sierning- und das Pittendelta gestellt werden. Noch Büdel hat sich diesbezüglich zu Hassingers Auffassung bekannt ([3], S. 40 ff.; vgl. dazu [24]). Jedenfalls wäre es schwer verständlich, daß die unmittelbar nebeneinander gelegenen, gleich hohen und ähnlich geformten Schwemmkegel verschieden alt sein sollen. Wir wollen also zunächst am pontischen Alter der Aufschüttungen festhalten.

Für die folgenden Ausführungen ist zwar jene Altersfrage keineswegs belanglos, jedoch grundsätzlich nicht entscheidend. Denn die Art der Vorgänge, die erörtert werden sollen, wird davon nicht berührt, nur ihre zeitliche Einordnung. Natürlich ergäben sich erst recht Verwicklungen dann, wenn die großen Schwemmkörper nicht alle gleiches Alter haben oder einzelne von ihnen aus verschiedenen alten Teilkörpern aufgebaut sind. Das für uns zunächst Wesentliche ist aber die Tatsache, daß die Spitze jenes Schwemmkegels der Triesting bei Weißbach (Tabberg bei Tabhof, Röhrbach an der N-Seite des Dernberges) auf über 520 m ansteigt, 160 m über die heutige Talsohle, wie übrigens auch das Konglomerat der Piesting am Sulzberg nw. Oberpiesting auf 544 m [9], [23], [3]. Das Gefälle beider Schwemmkegel beträgt ungefähr 1° (15 bis 20 v. T.). Wenn es das ursprüngliche ist, d. h. nicht erst nachträglich versteilt wurde, so erhält man für das 12 bis 15 km oberhalb Weißbach gelegene Gebiet, den Raum an der S-Seite des Schöpfls zwischen St. Corona und Kaumberg, Höhen von 700 bis 800 m für die damaligen Talböden und darüber müßten erst noch die Talgehänge aufsteigen, deren Zerstörung die großen Schuttmassen geliefert hat. Heute liegen aber dort nicht die Talböden, sondern die Kämme in über 700 m (Steinriegel 719 m, Hirschenstein 784 m, Gr. Hollersberg 776 m). Man muß also entweder eine recht beträchtliche Abtragung wenigstens dieses Teiles der Wienerwaldhöhen noch seit dem Pont annehmen oder mit einer nachträglichen Versteilung der Oberfläche der Konglomeratplatte rechnen. Selbst geringfügige Beträge von nur 8 oder 10 v. T. machen dabei schon viel aus. Heute beträgt das Gefälle der Triesting im unteren Teil ihres Tales (innerhalb des Gebirges) ungefähr 5 v. T. Die Gerölle, die sie derzeit verfrachtet, sind nicht wesentlich größer als die der Schotterplatte; übrigens antwortete der Fluß schon auf eine geringe Zunahme des Gefälles mit der Fähigkeit, verhältnismäßig beträchtlich größeres Material zu befördern. Man möchte daraus schließen, daß das Gefälle der Triesting im Pont nicht viel größer war als das heutige und eine leichte Kippung um, sagen wir, $\frac{1}{2}^\circ$ die Schotterplatte noch nach ihrer Vollendung betroffen hat. Nimmt man nun das heutige Gefälle des Flusses auch für sein pontisches an, so müssen die Talböden an der S-Seite des Schöpfls immer noch in 600 m Höhe gelegen gewesen sein, ungefähr 80 bis 100 m über den heutigen, an der Triesting oberhalb Kaumberg, am Coronabach 1 km unterhalb St. Corona in 520 bis 530 m. Sie etwa mit der Schwemmkegelspitze bei Weißbach zu verbinden und so den heutigen Quellbächen der Triesting schon pontisches Alter zuzuschreiben, ist unmöglich; dann hätte das pontische Gewässernetz der Triesting überhaupt kein Gefälle gehabt, der Fluß wäre zur Schotterverfrachtung unfähig gewesen, während andererseits die heutigen Täler viel breiter sein müßten. Es muß vielmehr eine nachpontische Zerschneidung von 100 m Tiefe erfolgt sein und ihr außerdem im Pont selbst eine andere vorangegangen sein, welche die großen Schuttmassen für die Schwemmkegelbildung abgegeben

hat. Aber jene Zahl von 100 m für die nachpontische Talvertiefung im oberen Triestinggebiet ist nur ein Mindestwert. Sollten die zwar nicht beweisbare, aber immerhin mögliche Kippung der Konglomerate nicht erfolgt sein, so erhöht sich der Wert auf rund das Dreifache.

Dem Einschneiden um insgesamt mehrere hundert Meter mußte früher oder später auch eine Erniedrigung der Firste folgen. Sind zwei benachbarte Täler 2 km voneinander entfernt, so können bei symmetrischen Hangböschungen von 10, 15, 20, 30° die Firste nicht über (rund) 180, 270, 360, 540 m hoch sein, bei 1 km Abstand der Täler nicht über die Hälfte dieser Beträge. Wird eine Landschaft mit Talabständen von 2 km 600 m tief zerschnitten, so werden die Firste selbst bei Hangböschungen von 30° etwas erniedrigt, bei 15° um mehr als 300 m. Bei Böschungen von 15° und bei 2 km Talabstand werden die Firste bei einer Taleintiefung von 300 m bereits in Mitleidschaft gezogen, bei 1 km Talabstand schon bei einer Taleintiefung von 150 m. Tal- und Grabenabstände von 1 bis 2 km sind im Wienerwald die Regel; Böschungen von 30° und mehr sind selten (nur bei frischer Erosion), am häufigsten anscheinend solche von 10 bis 20°. Das Weitere ergibt sich von selbst.

Man muß aber noch etwas Weiteres erwägen: Gerade für den Rand der Thermenalpen ist schon eine vorpontische Zerschneidung erkennbar, die dort ungefähr bis zur heutigen Tiefe fortgeschritten war. Haben sich nun die pontischen Taleinschnitte schon vor der großen Aufschotterung auch in derselben Tiefe wie die heutigen bis in das Kerngebiet des Wienerwaldes um den Schöpfl fortgesetzt? Sind sie nicht vielleicht im Pont auch im Inneren des Gebirges um 200 m und noch mehr zugeschüttet und seither einfach in ihrem ursprünglichen Verlauf wieder ausgeräumt worden? Dagegen sprechen verschiedene Gründe. Nirgends hat sich auch nur eine Spur einer so weit ins Innere des Gebirges reichenden Aufschüttung nachweisen lassen, sichere Beispiele für postpontische Epigenesen von entsprechendem Ausmaß fehlen. Wo wäre der Abtragungsraum zu suchen, der die gewaltigen Massen von Flyschgeröllen für den Schwemmkegel geliefert hätte? Wo die Terrassen, welche die Seitenerosion erzeugt, die sich mit der Aufschüttung, zumal mit der weitgespannten letzten, obersten Oberfläche derselben in der Regel verbindet, im Inneren des Gebirges? Selbst die Einflächungen, auf welchen die Schotter oberhalb Weißenbach liegen, können schon vorhanden gewesen sein, ehe diese aufgetragen wurden, sie müssen nicht erst gleichzeitig mit deren Ablagerung entstanden sein. Im ganzen genommen machen die heutigen Kerben im Inneren des Gebirges, die unteren Teile der Talquerprofile, den Eindruck einer zwar nicht ununterbrochen, nicht ganz gleichmäßig, aber doch fortdauernd wirkenden Talvertiefung, der keine frühere bis zum heutigen Niveau vorangegangen ist.

Dem tatsächlichen Verlauf der Dinge dürfte also nach dem Gesagten folgende Auffassung am nächsten kommen: Am Ende der vorpontischen Erosionsperiode mündete das Triestingtal — wenn auch nicht ganz an derselben Stelle wie heute — in ungefähr derselben Höhe, in rund 300 m, wie gegenwärtig in das Wiener Becken. Sein Gefälle war von dem heutigen nicht wesentlich verschieden, die Talböden lagen daher in dem Quellgebiet zwischen Schöpfl und Hocheck ungefähr 200 m höher als am Talausgang. Die Reliefenergie dürfte nicht größer gewesen sein als heute. Im Pont wird das Quellgebiet um mindestens 100 m, vielleicht um mehr als 200 m gehoben, dadurch das Gefälle gegen SE verstärkt. Ältere etwa vorhandene Talböden im Inne-

ren werden zerstört, mächtige Schuttmassen im Unterlauf der Triesting abgelagert, je näher zum Austritt aus dem Gebirge, in desto größerer Mächtigkeit. Der Spiegel des Pontischen Sees lieferte die Erosionsbasis, sein Rückzug verursachte eine neue Zerschneidung. Erst durch diese wurden nun die Täler im Inneren des Gebirges, an der S-Seite des Schöpfls, bis zur heutigen Tiefe eingengagt, eine neue Abtragung auch der Firste, dem Ausmaß der Tiefennagung und dem Fortschritt der Hangzuböschung entsprechend, eingeleitet. Gewiß muß auch die Tiefennagung, nach den Verhältnissen im Wiener Becken zu urteilen, mehrphasig erfolgt sein; aber es bedarf noch näherer Untersuchungen, um die entsprechenden Terrassen und Leisten im Inneren des Gebirges festzustellen, soweit solche überhaupt gebildet bzw. nicht wieder zerstört wurden. Die neuestens zur Erörterung gestellten Fragen, wie hoch denn eigentlich der Pontische See im Gebirgsrand gereicht hat und inwieweit an diesem und im Wiener Becken pontische Abrasionsterrassen, inwieweit pontische und jüngere Flußterrassen gebildet wurden, brauchen wir hier nicht zu berühren; auf die erstere kommen wir später kurz zurück.

Analoge Vorgänge müssen nun aber auch für die älteren Abschnitte der Formengeschichte entlang dem Rand des Wiener Beckens, und von hier aus wirksam auch in das Innere des Gebirges hinein, angenommen werden; nur sind wir über sie noch weniger ausreichend unterrichtet. Hier wird die Frage nach der Höhe, besonders dem Höchststand des sarmatischen und tortonischen Meeresspiegels, entscheidend wichtig. Zuletzt hat Lichtenecker diesbezüglich verschiedene Angaben zusammengestellt ([15], S. 53): sarmatische Ablagerungen reichen am Ostrand des Anningers bis 300 m (bei Wien nur 240 m) empor, Leithakalke beiderseits der Triestingmündung und an der E-Seite des Eisernen Tores auf 400 m, an der E-Seite des Anningers bis 350 m, aber Strandgerölle und Leithakalke auch bis 400 m (vgl. unten), n. der Piestingmündung auf 445 m, s. sogar auf 490 m (höchste bekannte Tortonablagerungen im Wiener Becken überhaupt). Zur Zeit des Sarmat könnte demnach der Meeresspiegel nicht viel über 300 m hoch gelegen sein. Wenn nun aber das Piestingdelta selbst in seinen oberen Lagen noch sarmatische Cerithien führt [2], dann mußte er mindestens eine Zeitlang noch wesentlich höher stehen. In diesem Zusammenhang sind die Beobachtungen A. Winklers besonders bemerkenswert: er hat nachgewiesen, daß schon im Sarmat ein aus den Voralpen und der Flyschzone kommender Fluß, eine „Urtriesting“, durch die Wiener Neustadt-Ödenburger Pforte unmittelbar zur Kleinen ungarischen Ebene floß und in jener eine 100 m mächtige Serie von sandig-kiesig-schotterigen Ablagerungen hinterließ ([24], S. 71 ff.). Dieser ausgiebige sarmatische Schottertransport weist jedenfalls auf eine Höherschaltung des Gebirges hin, bei einer tieferen Lage der Erosionsbasis. Und wiederum gilt das gleiche für die Schotterauftragungen des Torton oder genauer des oberen Torton, das nach Bobies fast längs des ganzen Kalkalpenrandes eine Periode grober Schuttlieferung war [2]; eben derselbe will aus den sedimentären Verhältnissen im Triestinggebiet auch auf eine beträchtliche Hebung der Flyschzone im unteren Torton schließen. Doch liegen, wie bereits erwähnt, noch keine näheren Mitteilungen darüber vor und wir tappen hier bis auf weiteres noch sehr im Dunkeln. Aber an einem mehrmaligen Wechsel in der Höhe der Erosionsbasis kann niemand zweifeln, an mehrmaligen Unterbrechungen der Sedimentierung im Wiener Becken ([16], [17], [21], [25] u. a.). Zwischen die Zeiten der Schotterauffüllung schalten sich demgemäß solche der Zerschnei-

dung des Gebirgsrandes selbst ein. Je weiter zurück, desto undeutlicher und unsicherer werden ihre Spuren. Daß das Tortonmeer am Gebirgsrand ältere Flächen überflutet hat, ist sicher, ob es aber in frisch eingekerbte Täler am Rand dieser alten Fläche eingedrungen ist und ein in diesem Sinne „prämarines“ Relief überflutet hat [3], [4], schon weniger. Die tiefere Lage des sarmatischen Meeresspiegels bewirkte unbedingt auch eine Erosion des Gebirgsrahmens. Wie weit hat schon sie in das Gebirge hinauf gegriffen? Dasselbe gilt dann von der vorpontischen Erosion. Eine Erosion, die durch bloßen Rückzug, ein bloßes Sinken des Meeresspiegels verursacht wurde, also einer allgemeinen relativen Hebung des benachbarten Landes als Ganzes, als Block gleichkam, mußte sich dabei auf diesem anders auswirken, als wenn es selbst aufgewölbt, gekippt, seine Böschungen nach bestimmten Richtungen versteilt wurden. Wie dem auch sei, man wird jedenfalls mit mehreren Höferschaltungen des Gebirges rechnen, entsprechende Zertalung, Schuttlieferung, Aufschüttung und Formbildungsvorgänge überhaupt annehmen müssen, und wenn wir oben eine pontische Zerschneidung und Abtragung des Schöpfgebietes annehmen, durch welche die Höferschaltung des Gebirges wieder wettgemacht wurde, so müssen wir folgerichtig dasselbe auch für die vorangegangenen Hebungen oder Aufwölbungen annehmen. Bei jeder von ihnen wurde eine neue Formengeneration im Wienerwald geschaffen, aber wegen der Gesteinsbeschaffenheit immer wieder von ähnlichem Gepräge wie die heutige; diese ist nur das vorläufig letzte in der Folge der Talgeschlechter. Würde eine neue Hebung im Inneren des Gebirges eintreten, eine neue Kippung der jetzigen Landoberfläche in der Richtung zum Wiener Becken verursacht, so würde im Unterlauf des Triestinggebietes zuerst eine kurze Zerschneidung einsetzen, dann aber daselbst sehr bald die Auftragung jener Schotter beginnen, die von der viel länger dauernden, viel stärkeren Erosion im Quellgebiet geliefert würden, das stärker herausgehoben worden ist, und die Aufschüttung so lange in das Gebirge hinein und so hoch anwachsen, bis das Gleichgewichtsprofil erreicht wird. Die weitere Entwicklung brauche ich hier wohl nicht näher auszuführen.

Derartige Erwägungen sind nun grundsätzlich für die Erkenntnis der Formengeschichte des Wienerwaldes überhaupt. Dieser ist bekanntlich eine Rücken- und Kuppenlandschaft. Schneiden sind im allgemeinen selten, sie finden sich nur in härteren Gesteinszügen, besonders zwischen gegenständigen Quelltrichtern. Häufiger sind flache, breite Rücken, ja selbst förmliche Platten, die allerdings nach den Seiten hin fast immer leicht geneigt sind. Die Täler sind fast durchwegs ausgereift, mit weitgehender Anpassung ihrer Anordnung und ihrer Querschnitte an die Widerstandsfähigkeit des Gesteins. Dafür hat Göttinger wiederholt verschiedene Beispiele erbracht [5—8]. Dieser hatte selbsterzeit — er war der erste, der sich mit solchen Fragen eindringlich befaßte — die Formen des Wienerwaldes auf ein ehemaliges Grat- und Firstgebirge zurückführen wollen; zu einem solchen wäre eine 1000 bis 1500 m hohe tektonische Urlandschaft, die im Bereich des Kreide- bzw. Eozänmeeres aufgefaltet worden war, durch Flüsse zerschnitten worden. In der Folge wären dann, hauptsächlich durch das Gekrieche, d. i. das langsame Abwandern der von der Verwitterung fortdauernd erzeugten Bodenkrume, die Grate um etliche hundert Meter abgetragen worden und durch deren Abflachung die heutigen breiten Rücken entstanden. Aber schon er bemerkte einen großen Gegensatz zwischen den höheren Aufragungen des Wienerwaldes im Schöpf-

gebiet und den breiteren, flacheren Formen n. und nö. davon, auf die inzwischen auch Hassinger besonders aufmerksam gemacht hatte, und nahm an, daß die über der 520-m-Höhenlinie gelegenen Gipfel „Gratabkömmlinge“, die niedrigeren dagegen aus Riedelformen hervorgegangen seien. Die Gratformen hielt er für miozän, die Rückenformen für postmiozän ([5], S. 115, 116). Im Verlauf seiner weiteren Forschungen kam er selbst von jener starken Bewertung des Gekrieches ab und äußerte sich vielmehr dahin, die tektonische Urform des Wienerwaldes sei ein „Decken- und Schuppengebirge“ gewesen, „das nicht erst sehr tief abgetragen worden sein muß, um auf die heutigen Bergrücken- und Riedelflächen, bzw. die heutige Diskrepanz zwischen dem geologischen Bau und der Oberflächengestaltung zu kommen“ ([8], S. 121). Er neigte sich also offenbar mehr einer Auffassung zu, wonach der Wienerwald als eine Art Rumpftreppe zu werten wäre. Unter anderem unterschied er mehrere jungtertiäre Niveaus im Umkreis des Schöpfls und im Gebiet der Gr. Tulln in 580 bis 620 m, 520 m, 410 bis 440 m, 340 bis 370 m und 300 m und unter dieser jungpliozänen noch eine alte und eine jüngere Quartärterrasse ([8], S. 123 fl. u. ao.).

Die Flächen in 500 bis 620 m unter dem N-Abfall des Schöpfls um den Forsthof waren bereits Hassinger aufgefallen ([9], S. 201), der überdies rings um den Wienerwald auch zahlreiche Terrassen in niedrigeren Niveaus feststellte ([9], S. 80 ff.). Sie liegen sowohl auf der Abdachung zum Tullnerfeld als auch zum Wiener Becken in einer ganzen Reihe stufenförmiger Absätze übereinander. Die Entwicklung dieser Einflächungen führte er in erster Linie auf die pontische Transgression zurück. Doch betonte er ausdrücklich, „daß ein großer Teil der bei der Abtragung der Gipfelniveaus geleisteten Abrasionsarbeit dem obermiozänen Meer zuzuschreiben ist“. Die unterpliozäne Transgression war aber „die letzte Formengestalterin der Gipfelniveaus“, ihre Abrasion ist für die älteste Überarbeitung jener Formen verantwortlich zu machen ([10], S. 192). Auch nach ihm muß man entweder annehmen, daß die Flyschzone des Wienerwaldes an der Wende von Miozän und Pliozän noch höher war und ebenso mit einer Steilküste an der Thermenlinie gegen das Becken abfiel wie die Berge der Kalkzone und daß mit der Abtragung des höheren Berglandes auch die obersten Terrassenniveaus zerstört wurden oder daß der bereits stark abgetragene nö. Wienerwald im Gipfelniveau transgrediert wurde. Eine allgemeine Erniedrigung des oberen Denudationsniveaus sei jedoch seit dem Oberpliozän nicht mehr eingetreten ([10], S. 190), es sei nicht etwa ein damals noch höheres Mittelgebirge seit dem Höchststand des Pontischen Sees bis heute so stark eingeflächt worden; man müsse sich also für die andere Annahme entscheiden: der nö. Wienerwald, schon vor der unterpliozänen Transgression stärker abgetragenes Bergland, sei durch diese überflutet und bei ihrem Höchststand erst vollends eingeebnet worden. Ja die Transgression sei dadurch besonders wirksam gewesen, daß sie von zwei Seiten, vom Tullner und vom Wiener Becken, her einwirken konnte, und so seien zwischen beiden Abrasionszonen nur eine dünne Grenzzone, der Hauptkamm des Wienerwaldes und ein paar benachbarte Höhenzüge, sowie etliche Härtlinge erhalten geblieben. Das breite Plateau an der N-Seite des Schöpfls entspricht nach ihm jenem Höchststand des Pontischen Sees, dem Niveau XII (540 m). Aber er findet auch die niedrigeren Niveaus IX (485 bis 490 m; z. B. Scheiblingstein, Exelberg, Sophienalpe, Gipfelplatte des Kalhenberges), VII (410 bis 420 m; z. B. Hadersfelder Berg, Leopoldsberg, Pfaffenberg

hinter Schloß Kobenzl), VI (380 bis 390 m; Schafberg, Galitzinberg) usw. wieder.

Demgegenüber bestritt jüngst Lichtenecker das Vorhandensein als Ab-
 rasionsterrassen deutbarer Flächen, er glaubte nur flachwellige Hügelstriche
 feststellen zu können und bezweifelte die Fähigkeit des Pontischen Sees, über-
 haupt derart breite Plattformen zu erzeugen ([15], S. 40). Er selbst nahm
 an, daß sich die von ihm auf der Raxalpe und dem Schneeberg nachgewiesene
 „Raxlandschaft“ entlang dem Wiener Becken und durch den Wienerwald
 nach N bis NE im ganzen genommen allmählich absenke, im einzelnen aber
 verbogen und von Flexuren betroffen. Schöpflkamm, die flachen Kuppen und
 Rücken s. Neulengbach beiderseits des Tales der Gr. Tulln, die Platte um den
 Scheiblingstein, die Höhen von Hadersfeld, sie alle „stellen nichts anderes
 dar als mäßig durch die Denudation tiefer gelegte Reste der Raxlandschaft“
 ([15], S. 44 ff.). Jedoch wäre diese im Schöpfl, in der Fortsetzung des Hoch-
 ecks, stärker herausgehoben, gegen N, zur Donau hin, soll sie sich in zwei
 Hauptstufen absenken. Diese sind nicht etwa als Schichtstufen anzusehen,
 sondern werden auf Flexuren zurückgeführt. Solche sind nun freilich geo-
 logisch in einem Gelände von der Art des Wienerwaldes kaum nachzuweisen;
 sie werden aus der Morphologie erschlossen und der morphologische Befund
 wird aus ihnen begründet, ein nicht ungefährliches Verfahren.

Nun bin auch ich der Meinung, daß die alten hochgelegenen, Verebnun-
 gen der Kalkhochalpen in dem Raum zwischen ihnen und der Donau, also
 auch im Bereich der Thermalalpen und des Wienerwaldes, ihre Entsprechun-
 gen gehabt haben müssen und daß die Höhenunterschiede zwischen den Kalk-
 alpen und dem Gebirge an der Donau nicht so groß gewesen sein können wie
 heute. Die Entstehung der Einflächungen der Kalkhochalpen, besonders der
 der „Raxlandschaft“ vorangehenden „Augensteinlandschaft“, aber auch der
 „Raxlandschaft“ selbst mit ihrem schon etwas betonteren Relief, ist nur denk-
 bar bei geringer Höhe über der Haupterosionsbasis. In der Folge wurden sie
 im S zu größerer Höhe emporgetragen und dabei erfuhren sie mancherlei
 Verbiegungen, Einkrümmungen und Aufwölbungen, auch Verwerfungen. Die
 „Raxlandschaft“ auf der Hohen Wand, die hochgelegenen Verebnungen im
 Gebiet des Eisernen Tores, des Anningers und noch die im Höllensteinzug,
 in der Hauptsache von Kalken getragen, sie alle könnte man mit Lichtenecker
 als Erzeugnis derselben Periode der Erdgeschichte ansprechen, als Formen
 gleicher Art und gleichen Alters der Entstehung. Sicher hatten sich auch im
 Bereich des Flysch Einebnungen entwickelt, ja hier müssen sie sogar beson-
 ders weit und flach gewesen sein. Denn das Gestein ist viel weniger wider-
 standsfähig, die Erosionsbasis lag viel näher, die Flüsse müssen ein dichter
 Talnetz gebildet und früher, daher länger, und im ganzen viel erfolg-
 reicher nach der Seite gearbeitet haben als im Kalk; das sind lauter Dinge,
 die keines weiteren Beweises bedürfen. Vor unseren heutigen Kenntnissen
 von den Formen, welche die Kalkhochalpen im Altmiozän besaßen, bricht die
 Vorstellung zusammen, daß der Wienerwald damals ein Gratgebirge gewesen
 sei; er muß ein fast ebenes, nur von niedrigen Wellen durchzogenes Land
 gewesen sein. Aber sind die heute vorhandenen Ebenheiten von Hochstraß,
 am Scheiblingstein, von Hadersfeld usw. wirklich noch die nahezu unversehr-
 ten Flächen der Raxlandschaft?

Dafür spricht m. E. nur eine gewisse Übereinstimmung in den Höhen
 mit den alten Flächen der unmittelbar benachbarten Kalklandschaften; in

deren Fortsetzung von Anninger und Höllenstein her fügen sich die ± 500 -m-Kuppen des Lainzer Tierparkes, des Laabersteiges usw. ein. Aber mancherlei spricht dagegen. Genau so wie das obere Triestinggebiet, so macht auch der nö. Wienerwald in seinem Inneren nirgends den Eindruck einer Palimpsestlandschaft, d. h. einer Landschaft, in welcher verschiedene Epochen ihre Schrift in einander verschiedenartig durchkreuzenden Linien und Formen zurückgelassen haben; so wie er vor uns steht, zeigt er, daß seit der Entstehung jener alten Flächen die Talvertiefung immer weiter fortgeschritten ist. Zeiten mit größerer, höherer Aufschüttung haben sich seitdem nicht mehr eingeschaltet. Das heutige Talnetz, die heutigen Täler sind unmittelbar in die alten Flächen eingefurcht worden. Im Schöpflgebiet sind aber, wie wir sahen, mindestens einmal, wahrscheinlich mehrmals je 100 m, vielleicht 200 bis 300 m abgetragen worden. Ähnlich muß die Abtragung auch zwischen dem Schöpfl und dem Kahleengebirge gearbeitet haben, nur vielleicht in kleinerem Ausmaß. Denn wenn gegen das nö. Ende des Gebirges hin die Hebungen schwächer oder nicht so zahlreich waren, so wird auch die Summe der Höhenverluste kleiner sein. Nun lag schon die mediterrane Strandlinie im Weichbild von Wien in nur 300 bis 320 m ([9], S. 91). Auf sie als Erosionsbasis müssen die Täler des damaligen Wienerwaldes eingestellt gewesen sein, die Wienerwaldtäler, das Wiental, das Liesingtal in diesem Niveau in das Becken gemündet haben und entsprechend tief auch in ihren oberen Teilen eingeschnitten gewesen sein, sogar noch etwas tiefer zur Zeit des niedrigeren Spiegelstandes des sarmatischen Meeres. Wenn aber schon im Torton oder doch wenigstens im Sarmat die Täler fast so tief eingesägt waren wie heute, warum sind sie seitdem nicht noch viel breiter geworden, standen doch hier für die Seitennagung der Gewässer Zeiträume, die nach Jahrmillionen zählen, zur Verfügung? Man könnte darauf verweisen, daß der Pontische See die Täler unter Wasser gesetzt und so für lange Zeit der subaerilen Abtragung entzogen habe. Das ist immerhin eine Möglichkeit, mit der zu rechnen ist (vgl. unten). Wir können aber auch genau so wie für das obere Triestinggebiet eine oder mehrere Hebungen entlang der Hauptachse des Wienerwaldes annehmen, wodurch die Abdachung gegen Wien hin versteilt und infolgedessen die Täler von neuem weiter eingeschnitten wurden. Die Böden der mediterranen Täler lägen heute im Inneren des Gebirges um einen gewissen Betrag über den heutigen, wie einfache Betrachtungen ergeben, und zwar wenigstens zum Teil schon höher als die alten Flächen, welche von Lichtenecker als Entsprechungen seiner „Raxlandschaft“ angesehen werden. Erst recht müssen die Höhen, durch welche die Täler getrennt waren, höher gewesen sein.

Darf man überhaupt annehmen, daß die alten Flächen des Wienerwaldes seit der Zeit ihrer Entstehung gar nicht mehr erniedrigt wurden, daß die Zerschneidung hier seit dem Torton überhaupt aufgehört habe? Dem widerspricht schon die gewaltige Masse von Sinkstoffen, die während des Jungtertiärs in das Wiener Becken hinabgeführt wurde, insgesamt wohl 1000 bis 2000 m mächtig ([21], S. 212 ff.; [25], S. 248 ff.), freilich nicht in der ganzen Breite des Beckens, sondern nur in seinen größten Tiefen. Dieser Aufschüttung mußte eine ebenbürtige Abtragung des Einzugsgebietes der Flüsse entsprechen, einer bestimmten Schutförderung bei größerem Einzugsgebiet ein kleinerer Höhenverlust und umgekehrt. Wenn nun auch ein Teil der feineren abgelagerten feinen Stoffe durch das Meer herbeigeführt wurde und wenn

auch der Abtragungsraum, der dem Sammelraum des Wiener Beckens entspricht, sehr groß ist, so muß doch auch gerade ein Gebiet wie der Wienerwald durch die allgemeine Landzerstörung nicht unbeträchtlich erniedrigt worden sein. Es wäre wünschenswert, einmal genauere Beobachtungen darüber anzustellen, wieviel Kubikmeter Masse bei einer Talvertiefung um 100 m, unter bestimmten Voraussetzungen für den Neigungswinkel der Gehänge und für die Breite der Talsohle, entlang den heutigen Flüssen entfernt würden, und wieviel Meter mächtige Aufschüttungen ihnen auf einer bestimmten Fläche entsprechen. In den lockeren Aufschüttungen hat die epigenetische Denudation in der Steiermark seit dem Pont doch mindestens 100 bis 150 m abgetragen, wie ich schon vor Jahren gezeigt habe ([18—20]; ähnlich [21], S. 222); zu viel größeren Beträgen ist A. Winkler gekommen [25], [26], so großen, daß eine gewaltige Unstimmigkeit zwischen sicheren Ergebnissen der Morphologie und denen der Geologie besteht, die noch der Klärung bedarf (ebd.; vgl auch [21], S. 212, 217). Im anstehenden Fels ist das Ergebnis entsprechend geringer, dafür ist aber auch die Frist seit der Ausbildung der „Raxlandschaft“ ein Vielfaches länger. So kommt man zu dem Schluß, daß von den Altflächen im Sinne Lichteneckers im Gebiet des Wienerwaldes nichts mehr erhalten sein dürfte. Liegen in den Thermenalpen wirklich noch Reste der „Raxlandschaft“ vor, im Höllensteinzug am stärksten niedergebogen und daher in geringster Höhe, so ist sie nördlich davon infolge jüngerer Hebungen über das obere Denudationsniveau gelangt und zerstört worden. Mit derartigen Krustenbewegungen hatte ja, wie schon bemerkt, Lichtenecker selbst gerechnet, aber sich doch wohl zu wenig mit den daraus ergebenden morphologischen Folgerungen auseinandergesetzt.

Terrassen und riedelartige Flächen kennzeichnen den Wienerwald auch unter den 500 bis 600 m hoch gelegenen Einflächungen. Mögen auch manche von ihnen durch Denudation herausgearbeitet worden sein, so spricht doch ihre weite Verbreitung und ihre häufige, auch von Götzinger festgestellte Ineinanderschachtelung für eine Anzahl von Erosionsphasen. Diese können nur, wie Hassinger m. E. richtig erkannt hat, mit dem Sinken der Erosionsbasis beim Rückzug des Pontischen Sees zusammengebracht werden. Ein besonders ausgeprägter Halt wird durch die weitgespannte Oberfläche des gewaltigen Schwemmkegels der Donau gegeben, die beim Austritt des Stromes aus dem Böhmischem Massiv in 365 m, im Durchbruch zwischen Wienerwald und Bisamberg und im n. Wiener Becken in 330 bis 340 m liegt (Niveau IV; [9], S. 66, 67). Das Niveau ist von Hassinger entlang dem ganzen W-Rand des Wiener Beckens verfolgt worden. Für die Entscheidung aber, inwieweit nun auch die höher gelegenen Terrassen und Geländestufen und namentlich auch gerade die obersten, die nach Lichtenecker noch der „Raxlandschaft“ angehören sollen, mit der Abrasion des Pontischen Sees bzw. der von seinem Spiegel als Erosionsbasis geleiteten fluviatilen Erosion verknüpft werden können, ist zunächst einmal eine Vorfrage wichtig: In welcher Höhe ist denn der höchste Spiegelstand des Pontischen Sees überhaupt gelegen gewesen? Gerade darauf fehlt leider noch immer eine unbedingt gültige Antwort. Nicht einmal bezüglich des Alters eines besonders gut ausgeprägten, in diesem Zusammenhang belangreichen Zuges, der Anningerterrasse, herrscht völlige Einmütigkeit.

Die Anningerterrasse beim Richardshof ist eine der schönsten Abrasionsterrassen; wiederholt ist sie seit Hassinger von anderen Forschern untersucht

und beschrieben worden [3], [12—17], [24]. Zwischen Schwechat und Mödlingbach 8 km lang und bis zu 700 m breit (die mehrmals gefallene Behauptung 2 km ist übertrieben), mit der Außenkante in 330 bis 360 m — im N höher als im S —, steigt sie am Innenrand, an einem gut ausgeprägten Kliffuß, im S über Baden auf 350 m, zwischen Richardshof und dem Mödlingbach auf 390 bis 400 m an, mit einem schon dem freien Auge erkennbaren Böschungswinkel von 3° bis 4°. Ihre Oberfläche ist keineswegs völlig glatt und ist es gewiß auch von Anfang nicht gewesen. Nach Hassinger besteht sie übrigens aus zwei Terrassen, die durch einen unbedeutenden Steilhang voneinander getrennt werden und die er in seine Niveaus IV und V des Pontischen Sees einordnet. Tatsächlich liegen pontische Brandungsgerölle auf der Terrasse, einlagert von bis 40 m mächtigen Brandungsbrekzien; ja w. des Eichkogels reichen die Konglomerate und Brekzien, diese zum Teil mit Süßwasserkalken wechsellagernd, nach Küpper und Bobies bis 460 m Höhe hinauf ([13], S. 10 ff.). Leithakalke und -konglomerate, mit 5° bis 25° gegen das Becken fallend, lehnen sich dagegen nur an den Abfall unterhalb der Terrasse, stellenweise übrigens bis zur Außenkante hinauf ([16], S. 108 f.; [13], [24] u. a.); aber wieder schon Hassinger hat Blöcke von Leithakalk sogar am Kliffhang hinter dem Richardshof angetroffen ([9], S. 56), Lichtenecker solche oberhalb der Lucher Weingärten weiter s. gefunden ([15], S. 55). Dieser hat dann auch im Gegensatz zu fast allen Vorgängern die Arningerterrasse der Brandung des Tortonmeeres zugeschrieben, wie kurz vor ihm, nur etwas weniger bestimmt, auch J. Büdel ([3], S. 60; [4], S. 184). Ich möchte mich dieser Meinung anschließen. Daß die anstehenden Leithakalke und -konglomerate nicht auf die Terrasse hinaufreichen, ist nicht verwunderlich; die Brandung des Pontischen Sees hat sie zerstört, soweit sie nicht schon früher, vielleicht beim Rückzug des Tortonmeeres, aufgearbeitet worden waren. Im übrigen fällt auf, daß die während desselben Spiegelstandes des Pontischen Sees im Flysch herausgearbeiteten Uferterrassen auch nicht breiter sind, ausgenommen die Nußbergterrasse, die ebenfalls nicht einem, sondern zwei Niveaus entspricht ([9], S. 89); aber gerade bei dieser besteht die gleiche Möglichkeit, daß auch sie in der Hauptsache schon während des Torton eingekerbt wurde. Daß die Abrasion im Kalk langsamer arbeitet als in Schiefer und Sandstein, liegt auf der Hand, ebenso auch daß sich die einmal ausgearbeiteten Plattformen und Kliffe im Kalk viel besser erhalten konnten. Daß man im Flysch keine sicheren Tortonterrassen nachweisen kann, ist daher nicht erstaunlich.

Hassinger hatte den höchsten Spiegel des Pontischen Sees in 540 m angenommen; bis mindestens 470 m Höhe hat dieser eine Zeitlang zwischen Mödling und Baden sicher emporgereicht. Beweise für eine stärkere postpontische Verbingung sind am W-Rand des Wiener Beckens, zum Unterschied von den lebhaften jungen Krustenbewegungen in diesem selbst [22], nicht erkennbar, wohl aber die ganze Folge der Stufen und Terrassen. Sie findet man immer wieder, ob man nun zwischen Donau- und Wiental oder weiter im S den Abfall des Gebirges mustert. Niemanden wird einfallen, diese Stufen für eine vorpontische Gehängegliederung anzusehen. Wenn wir nun auch die Aufschüttungen von Triesting und Piesting nicht für Deltas, sondern für Schwemmkegel ansehen und infolgedessen die Höhe ihrer Scheitel nicht für die Ermittlung der Maximalhöhe des Pontischen Sees verwenden können, so bleibt doch nur eine Differenz von 30 m zwischen dem sicher nachweisbaren Höchststand des Sees und den 500-m-Flächen im n. Wienerwald. Für ein

Stück alter Raxlandschaft können wir sie, wie ausgeführt, nicht halten. Sie werden m. E. vorläufig noch immer am besten durch die alte Annahme Hassingers erklärt, daß sie der Pontische See erzeugte, bevor er zu sinken begann. Er hatte in der Flachlandschaft, die sicher auch er antraf, und in dem weichen Gestein verhältnismäßig leichte Arbeit. Die 30 m Höhenunterschied können auf verschiedene Ursachen zurückgeführt werden. Entweder lag eben der höchste Spiegel des Pontischen Sees doch in dieser Höhe oder vielleicht ist jener Abschnitt um einen kleinen Betrag gehoben worden, noch ehe die späteren Terrassen eingeschnitten wurden; an diesen läßt sich dann natürlich eine solche Hebung nicht ablesen. Eine viel stärkere Hebung mußten wir ja für ungefähr dieselbe Zeit auch für das Schöpfgebiet annehmen. Doch spricht die Morphologie der Flächen m. E. nicht, wie Lichtenecker meinte, gegen die marine Abrasion und ebensowenig ist an der Fähigkeit des Pontischen Sees zu zweifeln, eine Flachlandschaft über große Entfernungen hin einzuebnen und Gipfel zu kappen. In dieser Hinsicht sind die Ausführungen und Beispiele von D. W. Johnson, eines der besten Kenner sowohl der subaerilen als auch der marinen Destruktion, ungemein lehrreich ([11], S. 228 ff.). Inwieweit schon vor der Transgression vorhandene Täler durch die Wasserbedeckung erhalten, aufgefüllt oder weiter vertieft wurden, hängt von ihrer Tiefe, von den Strömungsverhältnissen usw. ab, von Dingen, über die wir für unser Gebiet kaum jemals etwas Näheres wissen werden.

Noch immer viel der Fragen bietet der Umkreis unserer Stadt dem Morphologen. Auch die obigen Zeilen bringen nichts Endgültiges, sie wollen nur reizen zur Aufnahme neuer Spuren, die in das Dickicht der Rätsel hineinführen könnten, zu weiterem Für und Wider; aus beiden ziehen Wahrheit und Wissenschaft ihren Gewinn. Wie aber der Name des erst kürzlich von unserer Gesellschaft gefeierten G. Götzingers immer an der Spitze der morphologischen Erforschungsgeschichte des Wienerwaldes stehen wird, so wird mit H. Hassinger jede Geschichte der Morphologie des Wiener Beckens und seiner Umgebung beginnen müssen. Aber noch gehören seine vor bald vier Jahrzehnten erschienenen diesbezüglichen Studien nicht der Geschichte an; sie werden noch lange nicht veralten, noch lange Ausgangspunkt für weitere Forschung, Fundgrube für Belehrung, Quelle für Anregung bleiben.

Schriftenverzeichnis.

- [1] Bobies, C. A., Das Gaadener Becken. M. Gl. Ges. Wien 19, 1926, 41—77. Vgl. dazu die Kritik von F. X. Schaffer, Vh. Gl. BA. 1936, 243.
- [2] — Geologische Studien im Tertiär der Triesting- und Piestingbucht. Anz. Ak. Wiss. Wien, math.-natw. Kl. 1928, Nr. 19, 235—238.
- [3] Büdel, J., Die morphologische Entwicklung des südlichen Wiener Beckens und seiner Umrahmung. Berl. G. Stud., Heft 4, 1933. Vgl. dazu die Besprechung durch A. Winkler-Hermaden, Vh. Gl. BA. 1934, 89—95.
- [4] — Alte und junge Züge im Antlitz der Wiener Landschaft. M. G. Ges. Wien 76, 1933, 177—194.
- [5] Götzingers, G., Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. Penck's G. Abh. IX, 1, Leipzig 1907.
- [6] — Aufnahmeberichte über die Blätter Baden—Neulengbach, Tulln und St. Pölten. Vh. Gl. BA. Wien 1920 ff.
- [7] — und Vettters, H., Der Alpenrand zwischen Neulengbach und Kogel. JB. Gl. BA. Wien 74, 1924, 1 ff.

- [8] G ö t z i n g e r, G.: Neue Studien über die Oberflächengestaltung des Wienerwaldes und dessen Untergrund. M. G. Ges. Wien 76, 1933, 115—128.
- [9] H a s s i n g e r, H., Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. Penck's G. Abh. VIII, 3, Leipzig 1905.
- [10] — Beiträge zur Physiog. des inneralpinen Wiener Beckens und seiner Umrandung. Festband Alb. Penck, Bibl. G. HB., N. F., Stuttgart 1918, 160—197.
- [11] J o h n s o n, D. W., Shore processes and shoreline development, New York 1919.
- [12] K ü p p e r, H., Das Anningergebiet. Vh. Gl. BA. Wien 1926, 2 f.
- [13] — und B o b i e s, C. A., Das Tertiär am Ostrand des Anninger. JB. Gl. BA. Wien 77, 1927, 1—26.
- [14] — Zur Auflösung von Morphologie und Tektonik am Rande des Wiener Beckens. Sber. Ak. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 136, 1927, 1—23.
- [15] L i c h t e n e c k e r, N., Beiträge zur morphologischen Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. I. Die nordöstlichen Alpen. G. Jber. Österr. XIX, 1938, 1—82.
- [16] S c h a f f e r, F. X., Geologischer Führer für die Exkursionen im inneralpinen Becken der Umgebung von Wien. Samml. Geol. Führer XII, Berlin 1907.
- [17] — Geologische Geschichte und Bau der Umgebung von Wien, Wien 1927.
- [18] S ö l c h, J., Epigenetische Erosion und Denudation. Gl. Rundsch. IX, 1918, 161—177.
- [19] — Das Grazer Hügelland. Ein Überblick über seine geomorphologische Entwicklung. Sber. Ak. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 130, 1921, 265—283.
- [20] — Die Landformung der Steiermark. Grundzüge einer Morphologie. Graz 1928.
- [21] S u e ß, F. E., Grundsätzliches zur Entstehung der Landschaft von Wien. Z. D. Gl. Ges. 81, 1929, 177—236.
- [22] S t i n y, J., Zur Kenntnis junger Krustenbewegungen im Wiener Becken. JB. Gl. BA. Wien 82, 1932, 75—102.
- [23] W i n k l e r (- H e r m a d e n), A., Bemerkungen über die jungtertiären Konglomerate in der Umgebung des Triestingtals. (In: S p i t z, A., Die Kalkalpen zwischen Mödlingbach und Triesting. M. Gl. Ges. Wien XII, 1919, 18—22.
- [24] — Über neue Probleme der Tertiärgeologie im Wiener Becken. Cbl. Min. etc., Abt. B, 1928, 56—76, 161—174, 236—251, 307—320.
- [25] — Ergebnisse über junge Abtragung und Aufschotterung am Ostrand der Alpen. JB. Gl. BA. Wien 83, 1933, 233—274.
- [26] — Die jungtertiäre Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Alpen. Cbl. Min. etc., Abt. B, 1940, 217—231.

Neue Beobachtungen über Bodenbewegungen in der Flyschzone.

Zur Bodenkultur-Geographie des Wienerwaldes.

Von Gustav Götzing er.

Mit 1 Karte und 15 Abbildungen im Satz und auf Tafeln I—V.

Seit Hugo H a s s i n g e r s grundlegender Untersuchung über die Geomorphologie des Randgebirges des Wiener Beckens [1] ist im Wienerwald in den großen