

Eisenbahnfähre, die die Verbindung zwischen den Vereinigten Staaten und Canada über eine Strecke von 90 km herstellt.

Eine rein canadische Eisenbahnfähre besteht im Osten zwischen Kap Tormentine und Borden, die Neu-Braunschweig mit der Prinz-Eduard-Insel verbindet.

An der Küste des Stillen Ozeans verkehrt ein Fährschiff zwischen Port Mann in Britisch Columbien und der Insel Vancouver.

Die tertiären Schotter des westlichen Weinviertels.

Von **Rupert Hauer.**

Im Rahmen einer größeren Arbeit über die Flußsysteme des Waldviertels sah ich mich aus mehreren Gründen veranlaßt, mich mit den Schottern des westlichen Weinviertels, besonders des Hochfeldzuges, etwas genauer zu beschäftigen. Zunächst greift ja die Schmida mit ihren Quellbächen tief in den Ostrand des Waldviertels ein, und dann lag der Gedanke nahe, hier am Rande des Weinviertels die Lösung für manche Frage zu finden, die man im Massiv selbst vergeblich sucht. Inzwischen erschienen Keindls „Untersuchungen über die tertiären Schotter des Weinviertels“ im 72. Bande (1929) dieser „Mitteilungen“, S. 283—292, und es sei schon jetzt Gelegenheit genommen, dazu Stellung zu nehmen.

1. Was zunächst die Ausdehnung der Schotter anbelangt, sagt Keindl, daß die Schotterablagerungen westlich der Schmida keine größere Ausdehnung erreichen. Das trifft jedoch nicht ganz zu; denn auch auf dem rechten Ufer der Schmida finden sich Schotter, wenn sie auch nicht so dicht liegen wie auf dem linken Ufer. So finden sich zum Beispiel solche östlich von Minichhofen und bedecken vermutlich den ganzen flachen Höhenrücken nördlich davon. Das gilt vermutlich von allen diesen flachen Bodenwellen, die sich vom Massivrand gegen die Schmida hinziehen, ganz sicher aber von dem zwischen Straningbach und Schleinzbach liegenden Rücken, den ich abgegangen bin. Auch auf dem Höhenrücken des Manhartsbergzuges gibt es ja bekanntlich Schotter in Menge.

Keindl veranschlagt die Mächtigkeit der Schotter auf 130 m; er kommt zu dieser Annahme durch einen anscheinend ganz richtigen Schluß. Diese Schotter bauen nach ihm „die Höhen zwischen Schmida und Göllersbach und die des Schwarzwaldes und des Ernstbrunner Waldes und auch noch die Höhenzüge nördlich des oberen Göllersbaches auf. Das Hochfeld erreicht 364 m, der Hartwald 349 m,

der Altenberg 354 m, Kienthal 366 m, der Krumpfberg 355 m, Kirchenleiten 358 m, Roßberg 355 m, Vogeltenn 362 m, Latschenberg 353 m. Diese Schotter sind bei Hollabrunn auch noch in einer Höhe von etwa 230 m aufgeschlossen. Dazwischen sind Aufschlüsse in den verschiedensten Höhenlagen vorhanden. Es liegen hier also die Schotter in einer Mächtigkeit von 130 m vor (S. 284).“ Noch weiter geht Hassinger (3, S. 45), der die einerseits am Wagram, andererseits an der Pulkau ausstreichenden tertiären Mergel als Basis der Schotter ansieht. „Diese Mergelunterlage bildet im größten Teile des tertiären Hügellandes die Basis des Schotter und dieser erhebt sich auf derselben zu Höhen von über 380 m. Mit 150 m dürften wir die Mächtigkeit der Aufschüttung kaum zu hoch anschlagen.“ Etwas geringer ist Beckers Ansatz, der eine Mächtigkeit von 100 m annimmt (1, S. 23).

Von der Schotterdecke östlich von Hollabrunn hat schon Veters (14, S. 71) festgestellt, daß sie wenig mächtig sei, und das gilt auch für das westliche Weinviertel. Daß die angeführten Zahlen zu hoch sind, davon kann man sich leicht überzeugen, wenn man einen der tiefen und nicht gerade seltenen Aufschlüsse dieses Gebietes besucht. Ich greife als einen der lehrreichsten die Gemeinde-Schottergrube am Kohlberge (337 m) bei Ziersdorf heraus. Dieser Aufschluß, der bis 15 m tief ist, gewährt einen guten Einblick in den Aufbau des Berges, einen Aufbau, der sich mit geringen Variationen in allen tieferen Aufschlüssen wiederholt. Den größten Abschnitt des Profiles nehmen Sande von verschiedener Färbung ein; vorwiegend gelbe, aber auch rötliche und braune finden sich. Sie sind in wirrer Kreuzschichtung, oft auch mit linsenförmigen Einschaltungen gelagert. Nicht selten werden die einzelnen Sandbänke durch schmale Bänder ganz kleiner Quarzgerölle von einander getrennt, die, besonders wenn sie in etwas größerer Mächtigkeit auftreten, zu Konglomeratbänken verfestigt sind. Auch einzelne Sandbänke sind öfters zu Sandstein verfestigt. Diese Sande, die bis zu einer Mächtigkeit von 10 m und darüber aufgeschlossen sind, sind versteinungsleer, und ich konnte bisher leider noch nicht jene Reste von Meeresmuscheln finden, die nach Becker (1, S. 20) diesen Sanden eingelagert sein sollen. Nach ihrem ganzen Habitus aber gehören diese Sande zweifellos dem Tertiär, und zwar dem Miozän an. Auf diesen Sanden liegt nun eine Konglomeratbank von $\frac{1}{2}$ bis 1 m Mächtigkeit, die sich durch ihre weiße Farbe von den übrigen Ablagerungen auffallend abhebt. Das Material dieser Bank besteht aus Quarzschottern und Schottern von alpinem Habitus, die von einem kalkigen Bindemittel, teilweise ziemlich locker zusammengehalten werden. Darauf liegt dann wieder in wechselnder Mächtigkeit von $\frac{1}{2}$ —1 m

braune Humuserde, die Quarzschotter einschließt, die dann auch die Oberfläche des Berges bedecken. Auf größeren Anhöhen wie Krönberg (347 m), Hochfeld (364 m) usw. fehlt der Schotter von alpinem Habitus oder kommt nur in einzelnen Stücken vor; dort erreicht aber die obenauf liegende Quarzschotterdecke eine größere Mächtigkeit. Aber nach meinen Beobachtungen — ich kenne nur den Hochfeldzug — erreichen sie nirgends 15 m Mächtigkeit, meistens bleiben sie vielmehr ziemlich weit darunter. Überall aber macht sich die Zeit der alpinen Schotterablagerung als kalkiger Überzug auf den Quarzgeröllen und auch durch Kalkmergel-Bildung, stellenweise ziemlich stark, bemerkbar.

Als eine Ausnahme möchte ich den Haberg (411 m) gelten lassen. Hassinger (3, S. 49) sowohl wie Keindl (S. 288) geben an, der Haberg sei mit Löß bedeckt. Eine Begehung erweist diese Angabe als nicht zutreffend. Auf dem Haberg liegt Schotter, und zwar in ziemlicher Anzahl und in ziemlicher Größe sogar. Auf einen tiefer gehenden Aufschluß bin ich hier nicht getroffen; aber soviel man aus den verschiedenen kleinen Aufschlüssen beim Aufstieg ersehen kann, ist der Aufbau desselben analog dem des Kohlberges, nur ist hier die Schotterkappe von alpinem Habitus bedeutend mächtiger. Es läßt sich die Mächtigkeit derselben infolge der dichten Waldbedeckung schwer schätzen, aber sie erreicht nach meiner Schätzung kaum viel über 20 m.

Trifft man dagegen auf einen älteren Aufschluß, oder steigt man den Hang eines solchen Berges, im südlichen Hochfeldzug namentlich hinan, so findet man infolge der Verrutschung von oben her den ganzen Abhang mit Schotter bedeckt, wodurch eine Mächtigkeit der Schotter vorgetäuscht wird, die sie in Wirklichkeit nicht haben. Ein zweiter Grund aber für eine scheinbar größere Mächtigkeit der Schotter liegt darin, daß hier ein älteres Relief mit einer jüngeren Schotterdecke eingedeckt wurde, — z. B. Südabhang des Kohlberges —, so daß nur tiefere Aufschlüsse einen Blick in den wirklichen Aufbau des Gebietes gewähren.

Mit der Feststellung der geringen Mächtigkeit der Schotter des westlichen Weinviertels fällt auch die Annahme von „einer größeren Unruhe und Beweglichkeit der Erdrinde des westlichen Weinviertels“ und die von „einer andauernden Senkung“ desselben zur Zeit der Ablagerung der Schotter.

2. Was das Alter der Schotter des Weinviertels anbelangt, so befindet sich Keindl schon von allem Anfange an in einer unhaltbaren Stellung; er operiert nämlich mit den Bisamberg-Schottern und hat dabei übersehen, was in neuerer Zeit über dieselben veröffentlicht

worden ist. Die Bisamberg-Schotter sind nämlich, wie Schaffer (8) gezeigt hat, gar keine Donauschotter, sondern stammen aus der Klippenzone. Sie sind weiters, wie Küpper und Bobies (5, S. 213) gezeigt haben, nicht unterpliocän, noch viel weniger jünger, sondern gehören dem Torton (2. Mediterranstufe) an. Sie sind also jedenfalls älter als die Schotter des gleichen Niveaus im westlichen Weinviertel, in denen bisher an Versteinerungen nichts gefunden wurde, was über das Sarmat zurückreicht (10).

Zur weiteren Gliederung, bzw. chronologischen Fixierung dieser Schotter helfen Beobachtungen, die man wiederholt in den Aufschlüssen dieses Gebietes machen kann. Schon in der Schottergrube am Kohlberge kann man nicht mehr im Zweifel sein, daß die untenliegenden, jedenfalls miozänen Sande bereits stark erodiert waren, als es zur Ablagerung der Schotter kam, das heißt mit anderen Worten, daß sich zwischen die Ablagerung der Sande und der Schotter eine Erosionsperiode einschiebt. Als dann das Wasser wieder anstieg, kam es zur Ablagerung der Schotter. Ähnlich, aber wo möglich noch deutlicher, liegen die Verhältnisse in einem Aufschlusse östlich von Ameisthal, nicht weit vom Ende des Ortes. In dem Aufschluß liegt zu unterst in unbekannter Mächtigkeit Urgesteinsschotter, teilweise durch ein mergeliges Bindemittel lose verfestigt. Darüber folgt eine 1—1.5 m starke, mergelige Schicht, die in den oberen Lagen stark kalkig ist. Darüber liegt dann, 60—70 cm mächtig, Humus mit Urgesteinsschotter, der auch die Oberfläche bedeckt. Diese Schicht zieht nun auch den Abhang hinter und schneidet hier die anderen Schichten schräg ab. Es gibt dafür nur eine Erklärung: die anderen Schichten waren bereits stark erodiert, als eine neue Überschotterung einsetzte und das alte Relief unter einer hier allerdings nicht sehr mächtigen Schotterdecke begrub. Freilich ist man nun im Zweifel, in welche Stufen die einzelnen Schichten einzuordnen sind, da Fossilien bislang leider fehlen. Solange sichere Gegenbeweise fehlen, möchte ich die am Kohlberge ersichtliche Erosionsperiode zwischen Torton und Sarmat eingliedern; die bei Ameisthal sich abbildende dürfte aber wohl in die pontische Zeit fallen.

Für die erste dieser chronologischen Fixierungen spricht Folgendes mit ziemlicher Sicherheit: Ich habe in den Schottern wiederholt Bruchstücke von Austern gefunden und wie aus einigen größeren Bruchstücken zu erkennen ist, dürfte es sich wohl um *Ostrea crassissima* handeln. Das höchstgelegene Stück fand ich auf der Kuppe des Kasperlberges, also in 358 m Meereshöhe. Es wäre aber verfehlt, deswegen diese Schotter den Eggenburger Schichten (Burdigal, 1. Mediterranstufe) zuzuweisen; denn diese Bruchstücke sind offenbar mit den

Schottern hierher transportiert worden, verdanken also ihr Hiersein der in den höher liegenden Eggenburgerschichten bereits wirkenden Erosion. Ins Torton können diese Schotter auch nicht gehören; denn damals lag der Meeresspiegel in ungefähr 450 m Höhe, so daß die Küste ziemlich weit im Westen am Rande des Waldviertels lag. Es ist ganz undenkbar, daß bei einem solchen Stande des Wasserspiegels diese Schotter und noch dazu in solcher Größe soweit ins Meer transportiert worden wären. Ins Torton stelle ich vielmehr die auf dem nördlichen Manhartsbergzug liegenden Schotter, die dort bis ungefähr 440 m Meereshöhe hinaufreichen. Für eine gleichzeitige Bildung halte ich nun die Sande, welche die Basis der Hochfeldschotter bilden; sie sind eine küstenferne Bildung der tortonischen Schotterkegel des Manhartsbergzuges. Über diesen mehr oder minder erodierten Sanden wurden dann im Sarmat, dessen Wasserspiegel gewöhnlich mit ca. 400 m angegeben wird, unsere Schotter nach abermaligem Ansteigen des Wasserspiegels abgelagert. Dazu stimmt, daß Sickenberg (10) in den Schottern um Hollabrunn an fossilen Säugetierresten nichts gefunden hat, was über das Sarmat zurückreichen würde. Da übrigens auch sonst (13, S. 217) zwischen Torton und Sarmat eine Erosionsperiode festgestellt wird, so scheint mir diese chronologische Fixierung der Hochfeldschotter als sarmatische Bildung gesichert.

Anders jene Erosionsperiode, die in dem Aufschlusse bei Ameisthal abzulesen ist. Hier ist auch die kalkig-mergelige Schicht noch unzweifelhaft erodiert, eine Schicht, die den Schottern von alpinem Habitus des Haberges und Kohlberges zeitlich gleichzustellen ist, nämlich ins Sarmat. In diese Stufe sind auch die zahlreich auftretenden Bildungen von Süßwasserkalk zu stellen. Dieser Süßwasserkalk tritt in einer sehr bezeichnenden Weise auf nicht zu hohen Kuppen, meist aber an den Abhängen derselben auf. Das Auftreten desselben kann man an der von Groß-Weikersdorf nach Ober-Rußbach führenden Straße in typischer Weise beobachten. Dort liegt auf dem Höhepunkt der Straße (349 m) ein kleiner Aufschluß, der zu oberst braunen Humus mit Quarzschotter zeigt, bis $\frac{1}{2}$ m mächtig. Darunter folgt eine $\frac{1}{2}$ m mächtige Schicht von kalkig-mergeliger Beschaffenheit, die sich durch ihre weiße Färbung deutlich von den übrigen Schichten abhebt. In dieser Schicht finden sich ebenfalls Quarzgerölle, aber auch solche von Mergel und Sandstein. Geht man dann weiter auf der anfangs ziemlich sanft fallenden Straße gegen Ober-Rußbach, so sieht man auf den Feldern beiderseits der Straße die Quarzgerölle an der Oberfläche. Nach kurzer Wanderung wechselt aber das Bild; an Stelle der Quarzgerölle bedecken nun auf einmal Brocken von Süßwasserkalk die Felder auf

beiden Seiten der Straße, und zwar auf einer Zone von 20—30 Schritten Breite. Es tritt hier ohne Zweifel die auf der Anhöhe aufgeschlossene kalkig-mergelige Schicht an der Flanke des Hügels zutage, wobei unbedingt die Breite derselben auffallend ist. Es ist nun wohl kein Zweifel, daß einzelne Brocken durch den Pflug nach oben oder unten verfrachtet worden sein können. Aber diese Annahme reicht doch wohl nicht aus, um die große Breite dieser Zone aus der geringen Mächtigkeit der Schicht zu erklären. Man muß vielmehr annehmen, daß diese Bildung nicht als horizontal liegende Schicht abgelagert wurde, sondern daß sie der flach gewölbten Kuppe wie eine Kappe aufgelagert wurde, um ihrerseits wieder von einer ebensolchen Quarzschotterkappe überdeckt zu werden. Während nun diese Bildung auf dem Kohlberge bei Ziersdorf als fast reine Schottererschicht ausgebildet, hier auf der Anhöhe bei Ober-Rußbach mehr als feinsandige Lage mit kleinen Schottern sich zeigt, ist sie auf dem Koglberge westlich von Groß-Weikersdorf mehr als kreidige Schicht, ebenfalls mit Schottern, ausgebildet, in dem Aufschluß bei Ameisthal dagegen, und übrigens auch sonst öfters, als mergelige Bank. Es sind offenbar verschiedene Fazies-Bildungen einer und derselben Schicht. Sie sind in ihrer sandig-mergeligen Ausbildung wohl der letzte Niederschlag der sarmatischen Wasserbedeckung.

Diese Schicht wurde nun, wie der Aufschluß von Ameisthal zeigt, tief erodiert und dann erfolgte über die erodierte Landschaft eine abermalige Überdeckung mit Schotter, die selten die Mächtigkeit von einem Meter erreicht. Diese Schotter reichen in diesem Gebiete nirgends über 350 m Meereshöhe hinauf; am Koglberge liegen sie 341 m, bei Ober-Rußbach bis 349 m, am Kohlberge 337 m. Schon aus der Beschränkung auf dieses Niveau ergibt sich ihr Alter als pontisch. Nach dieser Deutung der Aufschlüsse würde sich also zwischen Miozän und Pliozän, wohl in die unterpontische Stufe fallend, eine Erosionsperiode von ziemlichem Ausmaße einschleiben. Diese Annahme scheint um so wahrscheinlicher zu sein, als auch im inneralpinen Wiener-Becken eine tiefgreifende Erosion die sarmatischen Bildungen von den pontischen trennt (13, S. 217 f.). Nur scheint im außeralpinen Becken die Ausübung gegen Ende des Sarmat schon bedeutend weiter vorgeschritten gewesen zu sein als im inneralpinen Becken, was ja schließlich auch verständlich ist.

3. Sehr umstritten ist die Frage nach der Herkunft der Schotter des westlichen Weinviertels. E. Sueß hat diese Schotter als Reste eines Deltas aufgefaßt, das die aus dem Westen kommende Donau in den pontischen See hineingeschüttet hat (3, S. 43). Hassinger selbst

faßt sie zwar auch als Donauschotter auf, aber nicht als Reste eines Deltakügels, sondern als Kontinentalbildung, als eine auf dem Lande entstandene Ablagerung des in einer breiten Aue dahinpendelnden Stromes. Puffer (7, S. 248) führt die Schotter auf die aus dem Waldviertel kommenden Wasserläufe zurück. Eine ähnliche Auffassung vertritt neuestens auch Schaffer (9, S. 101), wenn er sagt, daß Wasserläufe aus der Böhmisches Masse das ganze Gebiet bis Mistelbach im oberen Miozän bis 400 m über dem Meere zugeschüttet hätten. Veters (14, S. 72) sieht in den alpinen Schottern des Weinviertels Reste einer Schotterdecke, „die ihr Material zum großen Teile aus den Alpen bezog, zu einer Zeit also, wo die Donaufurche noch nicht bestand“. Keindl nimmt nun wieder eine Urdonau an. „die nicht nur aus der Böhmisches Masse, sondern auch aus den Alpen Zuflüsse erhielt (S. 287).“ Wer hat nun eigentlich recht?

Die Frage läßt sich wohl nicht unschwer lösen, wenn man die in den Aufschlüssen und sonst gegebenen Verhältnissen genau abwägt. Daß Wasserläufe aus dem Waldviertel an den Aufschüttungen des Weinviertels beteiligt gewesen sind, und zwar in ganz bedeutendem Ausmaße, darüber kann ein Zweifel überhaupt nicht bestehen. Die große Masse der Schotter des westlichen Weinviertels sind ja Urgesteinsschotter, vorwiegend Quarzschotter, die nur aus dem Waldviertel stammen können. Schotter von ausgesprochen alpinem Habitus: von Kalkmergel, Sandstein, Gosaubildungen, Dachsteinkalk, sind nur aus dem südlichen Gebiete des Weinviertels, Haberg und Umgebung, bekannt. Sie treten allerdings auch noch nach Nordosten hin auf, aber nur mehr in kleinen Stücken. Stammen nun diese Schotter von einer Urdonau, wie Sueß, Hassinger und Keindl wollen? Auf keinen Fall! Oder führt die heutige Donau Gosaugerölle und Dachsteinkalk-Schotter? Eine pontische Donau aber soll sie geführt haben? Nach Schaffer sind „unter 100 Geröllen von etwa 70 cm³ Größe (der Durchschnittsgröße) beim Praterspitz durchschnittlich 61, bei der Kriau 63 und bei Nußdorf 60 Stücke Quarz, 11, 13 und 14 Kalk und Dolomit und 28, 24 und 26 andere Gesteine, darunter rote und grüne Hornsteine, Quarzkieselschiefer, Granit, Gneis und Amphibolite, dunkelrote Sandsteine und Flysch (8, S. 89). Diese Nebeneinanderstellung zeigt schon, daß zwischen den heutigen Donauschottern und denen des westlichen Weinviertels ein beträchtlicher Unterschied vorhanden ist. Dagegen ist in den Schottern des Weinviertels nichts enthalten, was nicht auch in den Flußgebieten der heutigen Traisen und Pielach vorkommt. So findet sich zum Beispiel Dachsteinkalk, wie ihn Keindl von Klein-Stetteldorf angibt (S. 286), im Flußgebiete der Traisen am Gipfel des Gippel

(1667 m), auf der Hofalpe (1542 m) und der Polwischalpe (1033 m) südlich von Kernhof. Gosaubildungen finden sich in den n.-ö. Kalkalpen vielfach, so, nur das größere Vorkommen zu nennen, in der Vorder- und Hintereben östlich von Lilienfeld und waren früher mehr verbreitet. Von diesem Gesichtspunkte aus betrachtet, geht es also auch ohne Donau.

Auch aus einer anderen Erwägung heraus ergibt sich, daß die Donau für diese Schotter nicht in Betracht kommen kann. Würden sie nämlich von der Donau stammen, dann müßte man die größten Stücke in der Gegend von Gösing—Rupperstal finden und nicht in der Richtung des Haberg-Zuges, wie es tatsächlich der Fall ist. Und vor allem müßten diese Schotter auch auf dem Kremsfelde zu finden sein. Nun finde ich aber weder bei Hassinger (3), noch bei Nowack (6), noch in den Aufnahmeberichten Vettters aus neuester Zeit eine Andeutung in dieser Richtung und auch ich selbst habe auf dem Kremsfelde nur Quarz-, bezw. Urgesteinsschotter gefunden. Auch auf dem Heiligenstein (365 m) bei Zöbing liegen nur Quarzschotter, von alpinen keine Spur; erst bei Stettenhof und Hohenwarth treten alpine Gerölle auf. Dieser tatsächliche Befund wird aber sofort verständlich, wenn man annimmt, daß Flüsse aus den Kalkalpen die Schotter im Weinviertel abgelagert haben, zu einer Zeit, da eine Donau noch nicht bestand. Bei dieser Annahme versteht man dann auch, warum die Schotter im südlichen Teile des westlichen Weinviertels mit den Schottern des Bisamberges eine große Ähnlichkeit haben. Nach Küpper und Bobies (5, S. 214 f.) finden sich in den Bisamberg-Schottern Flysch, Quarz, Quarzit, Hornstein, Gosaubildungen, Dachsteinkalk usw., freilich auch manches, was in den Schottern des Weinviertels, bisher wenigstens, noch nicht bekannt ist. Aber jedenfalls ist in den Schottern des Weinviertels nichts zu finden, was nicht auch in den Bisamberg-Schottern vorhanden wäre.

Neben den anderen, kleineren alpinen Flüssen sind es vornehmlich Pielach und Traisen, die für die Aufschotterung des südlichen Weinviertels in Betracht kommen. Als gemeinsamen älteren Deltakegel dieser beiden Flüsse sehe ich mit F. A. Zündel (11) das Hollenburger Konglomerat an, das den Wachtberg (517 m) bei Karlstetten zusammensetzt und sich noch nördlich der Donau in Aufschlüssen feststellen läßt. Ein zweiter jüngerer Deltakegel liegt zwischen Fladnitzbach und Traisen und gipfelt im Forrer Berg in 432 m. Von seiner ursprünglichen Fortsetzung stammen wohl die kalkalpinen Schotter von Hohenwarth und Stettenhof. Als dritten, wiederum jüngeren und noch weiter nördlich liegenden Deltakegel sehe ich den Haberg mit 411 m Meereshöhe an.

dessen Ausstreunungen einerseits über Hollabrunn hinaus, andererseits bis Mistelbach reichen. Das erklärt auch hinreichend, warum die Schotterdecke gerade am Haberg am mächtigsten ist und warum gerade auch in dieser Richtung hin die größten Blöcke vorkommen. Keindl hat sie von Ober-Thern und Umgebung beschrieben, sie liegen aber in demselben Kaliber ungefähr auf dem Rücken des Haberg bis gegen Breitenwaida zu.

Auch über die Art und Weise, wie diese Schotter abgelagert wurden, herrscht Meinungsverschiedenheit. Ed. Sueß hat in den Schottern den Rest eines Deltas gesehen, das von einer Urdonau in den pontischen See hineingeschüttet worden sei. Hassinger dagegen sieht in den Ablagerungen des Weinviertels Kontinentalbildungen, weil er in ihnen die typische Deltaschichtung vermißt; er findet, „daß überall vollkommen flach gelagerte Schotter und Sandbänke auftreten und nur lokal die Schrägschichtung auftritt (3, S. 44).“ Aber Hassinger hat es wohl selbst gefühlt, wie wenig zu einer solchen Auffassung das häufige Auftreten von Süßwasserkalk in diesem Gebiete paßt; dieser kommt noch viel häufiger vor als Hassinger andeutet. Und wie erklärt Hassinger dieses Vorkommen? „Als eine unter Beihilfe von kalkabsondernden Pflanzen in Altwässern entstandene Bildung, deren Entstehen vielleicht auch durch ein wärmeres Klima als das der Gegenwart begünstigt war, dürfte die Erklärung dieser Erscheinung nicht schwer fallen (S. 45).“ Diese Erklärung ist aber unhaltbar. Denn fürs erste liegen in diesen Süßwasserkalkschichten Quarz- und alpine Gerölle, so daß es sich dabei unmöglich um Altwasserbildungen handeln kann. Ferner wäre es doch sonderbar, daß gerade jene Partien einer älteren Landschaft erhalten geblieben sein sollen, wo Altwässer sich befanden, während das ganze übrige Gelände ringsum, auch das höhere, abgetragen worden sein soll. Und schließlich ist der geologische Befund derart, daß gar kein Zweifel sein kann, daß diese kalkige Schicht einst das ganze Gelände als einheitliche Decke überlagert hat, allerdings nicht überall gleich hoch, eben dem bewegten Gelände angepaßt, und auch nicht überall gleich mächtig. Die größte Mächtigkeit geht, soweit meine Beobachtungen reichen, nicht viel über 1 m hinaus, meist bleibt sie darunter. Die Bildung einer solchen Schicht in Altwässern ist ganz unmöglich, ihr Vorhandensein ist nur bei Annahme einer einheitlichen Wasserdecke verständlich.

Es ist ferner nicht richtig, daß sich die Schotter in immer größer werdender Mächtigkeit gegen NO ausbreiten, sondern es ist vielmehr zweifellos sicher, daß die Schotter gerade im SW ihre größte Mächtigkeit erreichen. Von der Größe der Schotter schreibt Hassinger: „Die

Korngröße des Materials ist im allgemeinen mäßig, über Hühnerei große Gerölle sind schon selten, die Hauptmasse ist als Kies zu bezeichnen. Gegen NO scheint die Korngröße etwas abzunehmen; in der Umgebung von Mistelbach treten größere als Wallnuß große Geschiebe selten auf (3, S. 44).“ Das ist nur zum Teil richtig, insofern nämlich die Schotter gegen NO zu immer kleiner werden; dagegen gibt es im SW, besonders im Haberggebiet, viele Stücke bis zur Kopfgröße, einzelne sogar bis zu einem halben Meter Durchmesser und darüber, von den vielen faustgroßen und noch größeren Stücken gar nicht zu reden. Würde es sich hier um Kontinentalbildungen handeln, so müßte die Größe der Schotter über das ganze Gebiet hin eine mehr einheitliche sein, solche Differenzen wären undenkbar.

Ferner gilt das, was Hassinger von der Bildung des Deltas sagt, nur zum Teil. Wenn er nämlich schreibt, daß „an der Stirnseite des Deltas die Aufschüttung im Wasser vor sich gehe (3, S. 43)“, so trifft das eben nur bei einem fortgeschrittenen Stadium des Delta's zu. Bei der Mündung eines Flusses in einen See wird jener zuerst einen Schuttkegel aufschütten, und zwar infolge der dem Wasser inwohnenden Triebkraft etwas entfernt vom Ufer. Der Kegel wird auf der gegen die Mündung gerichteten Seite steil abfallen, gegen den See zu dagegen ganz naturgemäß sehr flach verlaufen. Grobes und mittleres Material wird gleichzeitig ausfallen, während feineres Material weiter in den See hinausgeführt und dort in ziemlich horizontal geneigten Schichten abgelagert wird. Im Scheitel des Deltakegels kann von einer Schichtung nicht gesprochen werden. Würde nun ein solcher See abfließen und so die weitere Ablagerung unterbrochen werden, so würde der Deltakegel bestehen bleiben, und zwar in der charakteristischen Form eines Hügels, der nach einer Richtung hin sanft ausläuft, in der entgegengesetzten Richtung dagegen steil abfällt und auch ziemlich steile Flanken aufweist (Typus Haberg oder Galgenberg (394 m), südlich von Stratzing). Geht aber die Entwicklung ohne Unterbrechung weiter, so wird der Stromstrich, sobald der Deltakegel der Oberfläche des Wassers nahe kommt, nach rechts oder links abgelenkt und es bildet sich nun neben dem ersten ein zweiter ebensolcher Deltakegel bis zur selben Höhe. Als Beispiel eines solchen Doppelkegels sei das Rheindelta im Bodensee angeführt, wie es sich nach der Aufnahme vom Frühjahr 1921 darstellt. Beide Kegel haben den Seespiegel erreicht und nun ist der Fluß gezwungen, zwischen beiden hindurch seinen Weg in den See zu nehmen, und nun wird er vor seiner Mündung einen neuen Deltakegel aufbauen. Dieser wird ihn wieder in eine andere Richtung drängen. Tatsächlich haben die

Zeitungen im Frühjahr 1930 berichtet, daß der Rhein nicht, wie man angenommen habe, gegen Konstanz zu fließe, sondern in der Richtung auf Bregenz hin. Sein neuer, seit 1921 wohl schon wieder ziemlich stark gewachsener Schotterkegel hat ihn jedenfalls in diese Richtung gedrängt. Hier wird er einen neuen Schotterkegel aufschütten, der ihn voraussichtlich dann wieder in eine mehr westliche Richtung abdrängen wird. Inzwischen werden auch die Untiefen, welche die ersten Deltakegel vom festen Lande trennen, immer mehr ausgefüllt, bis die Deltabildung vollendet und dieser Teil des Sees verlandet ist. So weit ist es im Weinviertel nicht gekommen und es ist daher nicht weiter zu verwundern, wenn hier die sonst als so typisch angesehene Deltaschichtung fehlt. Schaffer sagt zwar, daß das außeralpine Becken bis etwa 400 m über dem Meere völlig zugeschüttet gewesen sei und eine weite Ebene gebildet habe (9, S. 101), aber es ist das eine bloße Behauptung, für die der Beweis noch aussteht. Wäre Schaffers Ansicht richtig, dann müßten diese Schotter heute auch noch auf dem Buchberge sich finden, da sie dort sicher von der Erosion am ehesten verschont geblieben wären. Dort finden sich aber nur ganz kleine Quarzgerölle, die letzten Ausstrahlungen der weiter im Westen liegenden Schotterkegel (12), während der ebenso hohe Haberg großkalibrige Schotter auf seiner Kuppe trägt. Eine solche Ungleichheit ist mit der Annahme einer einheitlichen Schotterdecke unvereinbar!

4. Im Lichte dieser Auffassung stellt sich nun auch die Entwicklungsgeschichte der Flußsysteme dieses Gebietes anders dar, als dies Keindl und vor ihm schon Becker dargestellt hat, der auch eine Urdonau annimmt. Er schreibt darüber: „Zunächst hat der Fluß, der in unzähligen Armen, die später zum Teil die Täler der heutigen Flüsse geworden sind, das Gebiet durchzogen und im Zuge seines Stromstriches das aufgeschüttete Material ausgeräumt; wir müssen dabei annehmen, daß sich sein Mündungsgebiet im Osten gesenkt hat und er so mit dem größer gewordenen Gefälle auch die Kraft zu dieser Ausräumungsarbeit erhalten hat. Ganz besonders muß der südlichste dieser Arme einen Anlaß zu einer besonders tiefgehenden Auswaschung gehabt haben; er arbeitete schneller in die Tiefe, die übrigen Arme wurden dadurch trocken und so begann sich nun nach und nach ein eigenes Flußnetz zu entwickeln, und zwar unter dem Einfluß des südlichen Armes, der nun die heutige Donau bildet. Den ursprünglich westöstlich gerichteten Flußarmen des Urstromes folgten die aus dem Waldviertel kommenden Gewässer. Unterdessen bildeten sich bei der Donau kleine linksseitige Zuflüsse, im Anfang vielleicht nur Regenrisse. In dem weichen Material, in dem sie flossen — es

waren ja Sande und Gerölle —, griffen sie mit ihrem Quellengebiet durch rückschreitende Ausnagung immer weiter zurück.

So durchschnitten sie die trennende Wasserscheide zwischen sich und den nördlicher gelegenen selbständigen Flüssen und zapften diese an. Das Wasser des Flusses oberhalb der Anzapfungsstelle floß nun zu ihnen, der angezapfte Fluß blieb nur in seinem Unterlauf bestehen und war nunmehr kürzer und schwächtiger. So kann man annehmen, daß der obere Kamp, die obere Schmida, der Taschelbach und die Zaya im Viertel unter dem Manhartsberg einen einheitlichen Fluß gebildet haben, von solchen Nebenbächen der Donau angezapft und in drei selbständige Nebenflüsse der Donau zerlegt wurden: Kamp, Schmida und Göllersbach; der Rest die Zaya, fließt heute als kleiner Fluß in einem sehr breiten Tale dahin. Die nördlich fließende Pulkau und Thaya wurden von dieser Anzapfung bewahrt. Die Anzapfung vollzog sich gerade an der Stelle der Eggenburger Bucht und es erfolgte hier eine gründliche Ausräumung der weicheren Schichten und somit eine Art Wiederherstellung der alten Bucht (2, S. 107 f.; vergl. 1, S. 56, 65).“ Diese Erklärung ist scheinbar recht annehmbar, wenn nur die vielen Anzapfungen nicht wären!

Das Flußsystem der Schmida ist ein typisches Beispiel für asymmetrische Beckenentwässerung, während das Flußsystem des Göllersbaches das Beispiel einer symmetrischen Beckenentwässerung vorstellt. Die nächstliegende Frage ist nun wohl: Wie sind diese beiden Becken entstanden? Den Ausgangspunkt bildet ein einheitliches großes Becken zwischen dem Manhartsberg im Westen und den Klippenbergen im Osten, dessen Entstehung wohl mit der Aufrichtung der Alpen zusammenfällt. Für die Tiefe dieses Beckens fehlt jeder Anhaltspunkt; doch dürfte es wohl schwerlich jene Tiefe erreichen, die man in neuester Zeit für das jenseits der Klippenberge liegende Becken festgestellt hat, wo man nämlich in 728 m Tiefe Erdöl erbohrt hat. Die älteste bekannte Bildung, die in diesem Becken abgelagert wurde, ist Tegel, der am Wagram, bei Retz und an einigen Stellen des Schmidabeckens aufgeschlossen wurde. Darauf liegen dann wohl, wie man aus dem Aufbau des Sandberges bei Platt und des Buchberges bei Mailberg schließen kann, feine Sande. Diese Tegel und Sande sind jedenfalls vortortonisch, da ja am Buchberge über den Sanden Leithakalk liegt, ohne daß vorläufig eine nähere Bestimmung möglich wäre (12). Auf diesen Sanden liegen dann die reschen Sande, wie sie in der Schottergrube am Kohlberge in ziemlicher Mächtigkeit aufgeschlossen und die, wie bereits gezeigt wurde, wahrscheinlich ins Torton zu stellen sind. Gleichfalls ins ältere Miozän ist die südliche Abriegelung des

Schmidabeckens zu stellen, nämlich jener Höhenrücken, der sich vom Manhartsberge in südöstlicher Richtung bis Groß-Weickersdorf hinzieht und westlich von diesem Orte in 341 m (Koglbberg) abschließt. Es ist ebenfalls ein alter Deltakegel, allerdings nicht, wie Schaffer angenommen hat, der Donau, sondern des Kamp, was hier nur kurz berührt sei. Den nördlichen Abschluß des Schmidabeckens bildet der Sandberg (340 m) südlich von Platt. Aus spärlichen Aufschlüssen ist zu ersehen, daß er aus feinen, lichtgrauen Sanden aufgebaut und von einer dünnen Decke von Quarzschotter bedeckt ist, die kaum über $\frac{1}{2}$ m Mächtigkeit erreicht. In den Schottern finden sich wiederholt Bruchstücke von Austern, so daß ich diese Schotter mit denen des Hochfeldzuges zeitlich gleichstellen möchte, nämlich ins oberste Sarmat. Die Liegend-Sande sind wohl mit den Sanden im Liegenden des Buchberg-Leithakalkes gleichzeitig anzusetzen, also wahrscheinlich ins Helvet zu verweisen. Es ist aber auch nicht ausgeschlossen, daß sie erst dem ältesten Torton angehören.

Am Ende des Torton sank der Meeresspiegel und die Sande wurden teilweise erodiert. Damals wohl schon flossen Mühlbach, Ravelsbach und Dürnbach in südöstlicher Richtung über das heutige Ziersdorf und schufen in der Südflanke des Kohlberges einen Steilrand, der dann später überschottert wurde. Die weiter nördlich gelegenen Bäche dagegen flossen vielleicht als parallele Küstenflüsse nach Osten der Beckensenke zu, die etwa bei Hollabrunn gelegen sein mag; wahrscheinlicher aber dürften sie in nordöstlicher Richtung ins Pulkau-becken geflossen sein. Dann stieg das Meer wieder an, und zwar bis zu einer Höhe von etwa 410 m. Nun schütteten Traisen und Pielach den Haberg auf, der sich weit nach NO ins sarmatische Meer hineinbaute. Die aus dem Manhartsbergzug kommenden, nun arg verkürzten Wasserläufe lagerten zu gleicher Zeit kleinkalibrige Schotter ab, die im Hochfeldzuge heute als Konglomeratbänke aufscheinen, und die naturgemäß im Süden, am Kohlberge, sozusagen auskeilen.

Dann sank der Wasserspiegel wieder und zwar auf 370 m Höhe. Die Folge davon war, daß die Traisen durch ihren eigenen Schotterkegel, den Haberg, abgelenkt, bzw. geteilt wurde. Der Stromstrich war eine Zeitlang auf Ober-Thern zu gerichtet und lagerte dort die großen Schotterstücke ab, die Keindl erwähnt. Zur selben Zeit wurden auch die Schotter auf dem Kohlberge abgelagert, wo sie die erodierte Südflanke desselben einhüllten. Östlich des Haberg bauten die Alpenflüsse den Schwarzwald und Ernstbrunnerwald auf, wo unter den obenauf liegenden Quarzschottern wohl alpine Schotter liegen. Es ist das freilich nur eine Vermutung, da ich dieses Gebiet nicht aus eigener An-

schauung kenne und in der Literatur nichts darüber finde. Das Liegende der Schotter könnte auch Sand sein, ähnlich wie am Sandberg und Buchberg. Zu gleicher Zeit bauten die Wasserläufe aus dem Manhartsbergzug, die nun wieder länger und darum erosionskräftiger geworden waren, mit ihren Schottern den Hochfeldzug auf und teilten dadurch das ursprünglich einheitliche Becken.

So war die Teilung des ursprünglichen Beckens und die Umrandung des Schmidabeckens vollendet. Aber die letztere war keineswegs vollständig, sondern wies in der Gegend des heutigen Ziersdorf-Wetzdorf eine Lücke auf. Die Aufschotterung des Haberges und seiner Umgebung war wohl, wie schon gesagt wurde, nicht unbeträchtlich, dürfte aber über 20 m kaum hinausgehen. Nach Westen hin wirkte sich diese Aufschotterung nicht sehr weitreichend aus, denn am Koglberg und Kohlberg erreicht die kalkalpine Schotterschichte nur mehr $\frac{1}{2}$ m Mächtigkeit, keilt am Kohlberge sichtlich nach N. aus und hat den Kronberg nicht mehr erreicht. Die sarmatische Aufschotterung des Hochfeldzuges erreicht ihre größte Mächtigkeit im Kronberg und Hochfeld und wird gegen Süden zu schwächer, am Kohlberge fehlt sie ganz. Das ist übrigens leicht zu verstehen. Der letzte größere Zufluß der Schmida vor dem Austritt aus dem Becken ist der Mühlbach; alle diese Bäche aber haben ihre Schotter hauptsächlich in der Richtung auf das Hochfeld (364 m) abgelagert, so daß man hier den Scheitel des breiten Deltakegels annehmen muß. Ganz naturgemäß blieb nun im Südosten, wo kein Wasserlauf mehr mündete eine Lücke, die in ihrer Anlage aus dem gleichen Grunde wohl schon zur Zeit der Ablagerung der Liegendsande vorhanden war.

Als nun am Ende des Sarmat das Wasser allmählich abfloß, da blieb zwischen dem Manhartsberg und dem Hochfeldzug ein flaches Becken, von vielleicht 340 m Meereshöhe an der tiefsten Stelle, zurück, in der Mitte ungefähr von den vereinigten Bächen durchflossen. Diese bildeten damals schon ein ähnliches System wie heute, das aber weiter westlich, in der damaligen Muldentiefe lag. Das stärkere Gefälle und die größere Wasserkraft der aus dem Massiv kommenden Wasserläufe drängten den Fluß, den sie vereinigt bildeten, immer weiter nach Osten gegen den Hochfeldzug zu, wo er einen Steilhang bildete. In seinem Bestreben, dem sinkenden Wasserspiegel zu folgen, hatte der Fluß in der Lücke von Ziersdorf—Wetzdorf einen Ausweg gefunden. Damals also, am Ende des Sarmat, war das Flußsystem der Schmida schon im großen und ganzen in seiner heutigen Form und Richtung festgelegt.

Das gilt sicher von allen Bächen vom Straningbach abwärts, wohl

kaum aber von der eigentlichen Schmida und dem Maignerbach, obwohl die Dinge im nördlichen Teile des Beckens keineswegs so klar und durchsichtig liegen wie im Süden. Der Sandberg scheint mir eine vorsarmatische Erosionsform zu sein, die erst am Ende des Sarmat von Schmida und Maignerbach mit einer dünnen Schotterkappe überdeckt wurde. Es ist also die Schmida und der Maignerbach in vorsarmatischer Zeit wohl nach NO ins Becken der Pulkau geflossen. Die Landoberfläche lag am Ende des Sarmat, als die Erosion einsetzte, im Becken selbst sicher etwas niedriger als 340 m — am Kohlberge liegen kalkalpine Schotter in 330 m Höhe, in den Schottergruben südöstlich von Groß-Weikersdorf, an der Straße nach Nieder-Rußbach, bilden sie in ca. 240 m Meereshöhe das Hangende. —, so daß schon vom Torton an eine Neigung der Mulde nach Süden anzunehmen ist. Auf Schmida und Maignerbach, besonders auf letzteren, wirkte dann am Ende des Sarmat der Sandberg ablenkend, so daß sie in die heutige Richtung abgelenkt wurden. Während man also vom südlichen Teile des Schmida-systemes — Straningbach abwärts — sagen kann, daß es schon am Ende des Torton in seiner Anlage vorhanden war, wurden Schmida und Maignerbach erst am Ende des Sarmat dem Systeme eingegliedert.

Daß die Schmida, wie Keindl meint, jemals in der Mulde von Groß-Nondorf nach Osten geflossen sein soll, scheint mir wenig wahrscheinlich, und wenn es tatsächlich der Fall war, dann floß sie nicht weiter als ins Becken von Wullersdorf und auch das nur vorübergehend. Das Tal von Groß-Nondorf ist nicht derart, als ob es jemals von einem Flusse wäre durchflossen worden. Daß alle diese einstigen, west-östlich gerichteten Wasserläufe, wie sie besonders A. Becker annimmt, der Anzapfung von Süden her zum Opfer gefallen sein sollen, läßt sich wohl nicht beweisen. Die Anzapfung, ein beliebter *Deus ex machina*, kommt überhaupt viel seltener vor, als man gewöhnlich annimmt. So nimmt z. B. Becker, was hier nur kurz gestreift sei, auch für die Erklärung des Kampknies Anzapfung von Süden her an, obwohl die Verhältnisse dort eine andere Erklärung geradezu aufdrängen und eine Anzapfung auf keinen Fall in Betracht kommt.

Es hatte also das Flußsystem der Schmida am Ende des Miozän im großen und ganzen seine heutige Gestalt und im Pontikum waren die Veränderungen verhältnismäßig unbedeutend. Die Höhe des Wasserstandes wird für diese Zeit im inneralpinen Becken verschieden hoch angenommen. Schaffer nimmt 450 m an (9, Tab.), Kober dagegen gar 540 m (4, S. 97). Nach den Beobachtungen im Becken der Schmida reichte hier der pontische Wasserspiegel kaum über 350 m hinauf. Die Zuflüsse der Schmida brachten damals ihr mitgeführtes Material in

den See und lagerten es in flachen Schuttkegeln ab, an denen dann die Schmida nach Abfluß des Sees wieder in ihre schon am Ende des Sarmat innegehabte Lage abgedrängt wurde, nämlich an den Fuß des Hochfeldzuges. Die Schotter am Kohlberge bei Ziersdorf, am Koglberge bei Groß-Weikersdorf und überhaupt alle reinen Urgesteinschotter dieses Gebietes gehören dieser Stufe an. Die rechtsseitigen Zuflüsse der Schmida aber streben nunmehr zwischen den einzelnen flachen Schotterhügeln der Schmida zu und haben ihre Täler, deren Verlauf durch die zwischen den einzelnen Schotterkegeln gelegenen Mulden vorgezeichnet war, bereits mehr oder minder tief eingegraben.

Literatur.

1. A. Becker, Das Viertel unter dem Manhartsberg. Heft Nr. 2 der „Heimatkunde von Niederösterreich“, herausgegeben vom Vereine für Landeskunde von Niederösterreich, Wien, 1921, A. Haase.
2. A. Becker, Eggenburg. Wien, 1927, A. Hartleben.
3. H. Hassinger, Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wienerbecken und seinem Randgebirge. Geogr. Abh., herausgegeben von Dr. A. Penk, Bd. VIII, H. 3 (S. 1—205); Leipzig, 1913, Teubner.
4. L. Kober, Geologie der Landschaft um Wien. Wien, 1926, J. Springer.
5. H. Küpper und C. A. Bobies, Zur Kenntnis des Bisamberggebietes. Verhandl. der Geol. Bundesanstalt in Wien, 1927, S. 213—233.
6. E. Nowack, Studien am Südrande der böhmischen Masse. Verhandl. der Geol. Staatsanstalt in Wien, 1921, S. 37—47.
7. L. Puffer, Physiogeographische Studien aus dem Waldviertel. Monatsbl. des Ver. f. Landeskunde von Niederösterreich, VI. Jg. (1907), S. 241—253.
8. F. X. Schaffer, Das Alter der Schotter der Bisambergterrasse. Verhandl. der Geol. Bundesanstalt in Wien, 1927, S. 88—93.
9. F. X. Schaffer, Geologische Geschichte und Bau der Umgebung Wiens. Wien, 1927, Deuticke.
10. O. Sickenberg, Säugetierreste aus der Umgebung von Ober-Hollabrunn. Verhandl. der Geol. Bundesanstalt in Wien, 1928, S. 205—210.
11. F. A. Zündel, Talgeschichtliche Studien im unteren Traisengebiet. Mit 1 Karte. Jahrb. aus Österreich, V. Bd. S 1 f. Wien 1907.
12. J. Stiny, Geologisches vom Buchberge bei Mailberg (Niederösterreich). Verhandl. der Geol. Bundesanstalt in Wien, 1928, S. 227—229.
13. F. E. Sueß, Grundsätzliches zur Entstehung der Landschaft von Wien. Zeitschr. d. deutschen Geol. Ges., 81. Bd. (1929), S. 177—236 (S. A.), Berlin, 1929.
14. H. Vettors, Mitteilungen aus dem tertiären Hügellande unter dem Manhartsberg. Verhandl. der Geol. Reichsanstalt in Wien, 1914, S. 65—74.
15. J. Keindl, Untersuchungen über die tertiären Schotter des westlichen Weinviertels. Mitteil. der Geographischen Gesellschaft in Wien, 72. Band, S. 283 f.