

Neue Studien über die Oberflächengestaltung des Wiener Waldes und dessen Untergrund.

Von **Gustav Götzing**er.

(Mit 6 Abbildungen auf Tafeln V und VI).

Seit meiner geomorphologischen Arbeit über den Wiener Wald (1), die sich in der Erklärung der Bergrücken mit dem Gegenspiel von Erosion und Denudation sowie auch mit der Analyse der in vegetationsbedeckten Gebieten vorherrschenden Abtragungserscheinungen auseinandersetzte, konnte ich infolge fortgesetzter geologisch-morphologischer Beschäftigung mit diesem Gebirge, besonders im Rahmen der geologischen Aufnahmsarbeiten, neue Erfahrungen und Erkenntnisse sammeln, welche vielfach für die Frage der Beziehung zwischen der Oberflächengestaltung und der geologischen Zusammensetzung einerseits und dem geologischen Bau andererseits auswertbar sind.

Um nicht in dieser Studie mit dem systematischen Eingehen auf die lokal-regionalen Verhältnisse — die geologische Detailuntersuchung erstreckte sich inzwischen auf den gesamten Wiener Wald (Flysch) zwischen Wien und der Traisen — zu ermüden, sollen nur Stichproben gemacht und bloß gewisse Gesichtspunkte hervorgehoben werden.

Infolge der eingehenden geologischen Aufnahmen kann zunächst das Thema der Beeinflussung der Oberflächengestaltung durch die geologische Zusammensetzung, der Zonengliederung des Wiener Waldes entsprechend, behandelt werden; denn die Auflösung der Flyschformation des Wiener Waldes in zahlreiche, streichende Gesteinszonen und -kulissen ist nunmehr besser durchgeführt als zu einer Zeit, als es, z. B. noch bei Abfassung meiner Wiener-Wald-Morphologie, eben als Regel galt, daß die Flyschformation überall in einem immer wiederkehrenden bunten Gesteinswechsel von Sandsteinen, Mergeln, Schiefertönen und Tonen bestehe. Denn das gilt heute vielleicht nur ganz generell; vielmehr ergab die geologische Kartierung eine Auflösung in Gesteinszonen und -kulissen einer bestimmten und typischen Gesteinsvergesellschaftung bei Überwiegen bald der Sandstein-, bald der Mergel- oder Schiefer-Komponente. Jene Gesteinskulissen sind also zuweilen recht different.

Aus unserem großen Beobachtungsmaterial, welches verstreut ist teils in den neueren, etwas zusammenfassenden geologischen Aufnahmsberichten über die Blätter Tulln, Baden-Neulengbach und St. Pölten (2), teils in einer neuen, die Gliederung behandelnden, zusammen mit Helmut Becker veröffentlichten Arbeit (3), wollen wir bloß auf besonders charakteristische Zonen und Kleinzonen hinweisen.

In der nördlichen Randzone tritt in der Neokom-Nordzone morphologisch der Neokom-Kalk (mit Neokom-Kalksandsteinen) in erheblichen Gegensatz zu den Neokom-Schiefern. Letztere — wir zählen dazu auch solche zonare Streifen, wo die zwischen den Schiefern nie ganz fehlenden plattigen Kalksandsteine stark zurücktreten — sind stets durch stärkere Abtragung, flachere Gehänge, Gehängebänder, durch Talmulden und Rutschungen ausgezeichnet.

Rutschungen bevorzugen geradezu diese Zone der Neokom-Schiefer, z. B. zwischen Wolfpassing und Königstetten. Hier reiht sich Rutschung an Rutschung. Es ist dies eine der rutschungsreichsten Zonen des ganzen Wiener Waldes.

In der nördlichen Oberkreidezone, die sich südlich des Neokomrandes anschließt, sind deutliche morphologische Unterschiedlichkeiten nach den drei Gesteinshauptgruppen auseinanderzuhalten:

Die Kalksandsteine (mit Einschaltungen dünner Tonschieferlagen) zeigen hinsichtlich der Geländegestaltung Anklänge an die Neokomzone mit ähnlichen Gesteinen.

Hingegen sind die zuweilen in dickbankigen Lagen auftretenden Oberkreide-Mürbsandsteine im Vergleich zu den schieferreichen Kalksandsteinen durch Gehängeversteilerungen, Stufen über Bändern, „Schichtkopfsteilen“, durch einen sterileren, grobschuttigen und quellarmen Boden gekennzeichnet. Die Quellen erscheinen hingegen häufig an den flachen Bändern der weicheren, schiefrigen Gesteinslagen unterhalb der Schichtkopfsteilen.

Die Schiefer der Oberkreide-Nordzone markieren sich sehr klar im Gelände durch Schichttälchen, reichere Verästelungen des obersten Geflechtes der Tobelgerinne, Quellzonen und im Bereich der flacheren Abtragungsgehänge durch Gehängebänder, Rutschungen, vernarbte Rutschungen (1) und Naßgallen.

Der eozäne Greifensteiner Sandstein, der im östlichen Wiener Wald nach den neuen Kartierungen in drei durch Oberkreideaufbrüche getrennten Kulissen durchzieht (Friedls Karte des Wiener Waldes [4] gibt den Greifensteiner Sandstein generell zu breit an, da sie die Oberkreidezonen darin nicht verzeichnet), tritt, gar

wenn er über den Gehängebändern der Oberkreideschiefer sich erhebt, bei der Dickbankigkeit seiner Schichten in prägnanten Schichtkopfsteilen in Erscheinung (Troppberg-Zug), sogar mit noch sterilerem und trockenerem Boden, als es beim Oberkreide-Mürbsandstein der Fall ist.

Jedoch sind von dieser Gruppe der massigen Sandsteine auch in den Einzelheiten morphologisch etwas verschieden diejenigen Teilzonen, wo an Stelle des dickbankigen Greifensteiner Sandsteins dünngeschichtete Sandsteinlagen im häufigen Wechsel mit Schiefer-tonen zur Ausbildung gelangten, wie man z. B. bei Greifenstein und Höflein a. d. D. beobachten kann. Solche dünnerschichtige Greifensteiner Sandsteine verursachen dann, als stärker abtragbar, flachere, etwas wasserführende Bänderstreifen im Gelände. Schieferlagen überhaupt im Greifensteiner Sandsteingebiet sind Ursache von Längssattelbildungen (Troppberg, Jochgrabenberg).

In der mittleren Zone des Wiener Waldes (Friedls Wiener-Wald-Decke [4] ungefähr entsprechend, und südlich bis zu Götzingers Hauptklippenzone [2 u. 3] reichend), ist im Einklang mit der geologischen Gliederung auch eine Teilkulissengliederung möglich, wobei die morphologische Beeinflussung durch den vorherrschenden Gesteinscharakter gut in Erscheinung tritt.

Die Vertretung der Oberkreide-Kalksandsteingruppe der Nordzone übernehmen die „Kahlenberger Schichten“, mit ihrem bezeichnenden Wechsel von Kalksandsteinen, Mergeln, Mergelschiefern und Tonschiefern; die bekannten Ruinenmergel, Chondriten- und Helminthoideenmergel können als besonders leitend angesehen werden. Unter sonst gleichen Verhältnissen bilden die Kahlenberger Schichten steilere Gehängeformen (Hermannskogel), weil die Mergelbänke und Kalksandsteine zur Geltung kommen, während die geringmächtigen Tonschieferzwischenlagen sich morphologisch weniger auswirken, außer durch Quellen, Naßgallen und Rutschungen.

Die nicht fehlenden Mürbsandsteine dieser Oberkreidezone, zwar schwächer kalkhaltig als die Kalksandsteine und Mergel, prägen sich ähnlich wie die Mürbsandsteine der Oberkreide-Nordzone aus. Bei lokal größerer Mächtigkeit sind Gehängeversteilerungen, Schichtkopfsteilen wahrzunehmen.

Die reineren Schieferzüge der Oberkreide der Mittelzone endlich verraten sich durch quellreiche Streifen, durch die Entwicklung von Schichttälchen, durch länger im Streichen verfolgbare Gehängebänder, Rutschungszonen und dgl.

In Schiefen der Oberkreide liegt ein ausgezeichnetes und großes Rutschungsgelände zwischen Schönberg und Hochgschad im Stössingtalgebiet. In ähnlicher Stellung gehören hierher die Rutschungen bei Ober-Tullnerbach, deren östliche Gruppe (hinter dem Gasthof Hietler) ziemlich tiefwurzelnd entwickelt ist.

In der mittleren Zone des Wiener Waldes ist das Eozän, als Hangendes der erwähnten Oberkreidegesteine, als sog. G a b l i t z e r (3), bzw. L a a b e r S a n d s t e i n entwickelt. Das stärker kieselige Bindemittel dieser Eozänsandsteine hat — bei Entwicklung der reinen Typen — zur Folge, daß entsprechend der langsameren Verwitterung und Abtragung die Kieselsandsteine steilere Formen tragen, sterile Hänge mit wenig Quellen und frei von Rutschungen.

Infolge der aber sonst häufigen Vergesellschaftung mit Eozänschiefern, wie dies vornehmlich für den Bereich der eigentlichen L a a b e r S a n d s t e i n e und Schiefer gilt, kehrt sich das morphologische Verhalten oft in das Gegenteil des oben Gesagten um: Gehängeabflachungen, Gehängebänder mit Rutschungen und Quellreichtum ziehen dem Streichen der Schiefer entlang.

Die H a u p t k l i p p e n z o n e des Wiener Waldes, wie ich (2 u. 3) die langgestreckte Zone nannte, die von Salmansdorf—Neuwaldegg—Knödelhütte—Paunzen—Wolfsgraben—Engelkreuz—Dachsbauberg—Gredl—Schöpflnordseite—Stollberg—Nutzhof—Bernreit a. Gölsen neu durchverfolgt ist (2), wogegen die Tiergartenklippen erst südlichen, kürzeren Kulissenzonen angehören, bietet bei der Tatsache, daß hier Tithon-Neokom-Kalkklippen durchziehen, morphologisch eigentlich etwas Paradoxes dar. Diese Kalkklippen sind fast stets sehr klein, ja manchmal winzig klein; nur in selteneren Fällen, bei mächtigerer Entwicklung, z. B. beim Nutzhof, treten sie also morphologisch gut in Erscheinung. Auch die Schöpfl- und Stollberg-Klippen äußern sich kaum in der Landschaft, höchstens durch lokal steilere Böschungen, besonders dann, wenn das Nachbargestein aus weicheren Schiefern besteht.

Daher konnten gewisse kleine Kalkklippen nur durch minutiösere Geländebeobachtung, durch schwache Rückfallkuppen (Bernreit, bei Sattel 514 zwischen Dachsbauberg und Erlbart, Wolfsgraben [Taf. Va] erkannt werden (am besten im Vorfrühling) und ganz kleine Klippentrümmer und Blöcke, die morphologisch keinen Einfluß aufzeigen, erforderten zur Entdeckung ein engmaschiges Wegnetz bei der Kartierung.

Es hat die „Klippenzone“ geradezu das Gepräge einer langstreichenden Ausräumungszone, da die „Klippenhüllschiefer“ von ausschlaggebender Bedeutung werden. Diese bunten Schiefer sind stark verwitter- und abtragbar durch Kriechen, Gleiten und Rutschungen. Wie sich neuerdings herausstellte (3), gehört ein großer Teil dieser Schiefer doch zum Neokom; freilich sind auch damit verschuppte Eozänschiefer und -sandsteine in Verbindung.

Die Zone der Klippenhüll-Schiefer verursacht, der leichteren Erosion und Abtragung gemäß, im Streichen angeordnete Schicht-

täler, wobei sich zwischen zwei Gegentälern nur ganz niedrige Sättel finden (Paunzen bei Wolfsgraben; vgl. Tafel V b). Indem ferner diese breiten Ausräumungsfurchen beiderseits von steileren Sandsteingehängen flankiert sind, wird das Bild langgestreckter Täler vorgetäuscht, so das sog. Doppeltal der Wien, das vom Engelkreuz über Wolfsgraben und die Paunzen nach Weidlingau läuft. Daß eine Wien hier geflossen sei, ist nicht zu erweisen; vielmehr erklären sich die starken Ausräumungen in den einzelnen Strecken der Schichttälchen durch die geringe Widerstandsfähigkeit der Klippenhüll-Schiefer.

Sehr breite und manchmal etwas gestufte Gehängebänder ziehen entlang der Hüllschiefer weit im Streichen; die Bänder setzen sich aber in einer Art Kerbe gegen die steilen Sandsteinhänge ab. Insbesondere der Südrand ist begleitet von einer schärfer ansteigenden Schichtkopfsteile des Eozänsandsteins (Laabersteig, Roppersberg [vgl. Taf. V b], Brandberg, Käferleitenberg u. a.).

In der südlich der Hauptklippenzone bis zum Kalkalpenrand nunmehr folgenden Südzone des Wiener Waldes wiegen die eozänen Laaber Sandsteine und Schiefer (etwas Mergelschiefer) vollends vor. Streifenweise sind dort, bei Vorherrschen der Schiefer, flachere Formen, Flachböschungen, Gehängebänder und Schichttäler entwickelt.

Eine der häufigen Längssattelbildungen, die sich an Schieferlagen in der Zone der Laaber Sandsteine (und Schiefer) knüpft, veranschaulicht Taf. V c, aus der Umgebung von Hochrotherd.

Am auffälligsten ist der Schieferzug, der durch St. Corona (südl. des Schöpfls) WSW—ENE streicht und relativ niedrige Sättel: Biegel 596 und „bei der Rastbank“ 648 erzeugt; das hier beginnende Riesenbachtal ist bis zur Mündung in die Schwechat ein durch die Schiefer bedingtes Schichttal.

In diesen Laaber Schiefeln liegen auch hervorragende Rutschungsgebiete, unter denen wohl das von der „Langseiten“ bei Laab a. W. noch immer eines der eindrucksvollsten ist.

Zahlreiche flache Rutschungszungen verschiedenster Gestalt ergossen sich aus verschieden geformten und recht flachen Rutschungsnischen gehängeabwärts. Nachdem mein erster Versuch einer photogrammetrischen Aufnahme dieses Rutschungsgebietes vom gegenüberliegenden Hang aus schon eine längere Zeitspanne zurückliegt, kann eine systematische Aufnahme mit gelegentlichen Nachmessungen als erfolgversprechend empfohlen werden.

Die Laaber Sandsteine hingegen bilden bei mächtigerer Entwicklung infolge ihres kieseligen Bindemittels zonar Längskämme mit steileren Gehängen (Laaber Steig, Käferleitenberg, Stollberg u. a.). Laaber Sandsteine sind es auch, welche über die lokale Verebnungsfläche beim Forsthof im Schöpflkamm am höchsten, zur Kulmination des Wiener Waldes (893 m) sich erheben (Taf. VI a). Steile Stirntäler durchfurchen die nördliche Schichtkopfseite des Schöpfls. Schärfere

Kämme mit steileren Gehängen finden sich im Schöpfl- und Stollberggebiet. Schon seinerzeit beobachtete Blockmeere des kieseligen Sandsteins — die einzigen des Wiener Waldes — an den Steilhängen und auf Kämmen um den Schöpfl (Taf. VI b) und Gföhlberg, ein Beweis für die schwere Abtragbarkeit des Laaber Sandsteins auch in größeren Berghöhen, verdienen einige Beachtung.

Der Kamm vom Schöpfl westsüdwestwärts zum Sattel der Klammhöhe, der Wasserscheide zwischen Gr.-Tulln und Triesting, veranschaulicht schön, wie die Kammhöhe von einem massigeren Schichtkopf zum anderen überspringt, wodurch mehrfache Knickungen dieses Hauptkammes verursacht werden, bezw. mehrere Kammkulissen, welche durch Längssättel (geknüpft an Schieferzonen) getrennt werden; bezeichnende Stellen sind z. B. zwischen den Kammhöhen 835 und 804 (N vom Rothgmoos) und besonders zwischen Wittenbachberg, Stitzenreiter und der Klammhöhe selbst.

In der Südzone, näher der Kalkalpenaufschiebung, kommt es schließlich wieder zu einer Flucht von breiten Gehängebändern in der Zone mächtiger weicher Schiefer.

Es erscheint ein Band am Gerichtsberg (Gölsen- und Triestingtal-Wasserscheide) und zieht unter der Bramershöhe über Gr.-Reiter und Eder ins Triestingtal; Schichttäler, Gehängebänder beiderseits des tiefen Stampftaler Sattels (544 m) führen weiter im Streichen dieser Schiefer ins Coronatal und von hier über die Breit- und Hollerwiese ins langgestreckte Gr.-Krottenbachtal, ein geräumiges Schichttal.

Diese Stichproben mögen genügen zur Illustrierung der bestehenden Beziehungen zwischen der Oberflächengestaltung und der geologischen Zusammensetzung im Flysch des Wiener Waldes. In den benachbarten Kalkvoralpen waren die Geologen schon früher dieser Abhängigkeiten inne geworden und solche morphologische Erfahrungen wurden, zumal bei der kontrastreichen Geländeformung, eine wichtige und gern geübte Handhabe bei der geologischen Kartierung. Aber im Flysch waren bisher diese im Gesteinswechsel liegenden Formenbedingungen noch nicht allgemein so im einzelnen erfaßt; hier hat die systematische Erkennung und Deutung der *G e h ä n g e b ä n d e r u n g* erst kürzlich eingesetzt und damit wurde die Zahl der Formenelemente, welche durch die geologische Zusammensetzung direkt bedingt sind, erheblich vermehrt. Damit war auch manches Hilfsmittel für die geologische Kartierung im Wald- und Wiesengebiet gegeben.

In diesem Zusammenhange kann angefügt werden, daß die mit der Flyschzone verfaltete, randlich steil aufgerichtete Molassezone in ihrer morphologischen Gestaltung gleichfalls eine deutliche Abhängigkeit von der geologischen Zusammensetzung zur Schau trägt.

Am besten ist dies bei Neulengbach zu sehen (Taf. VI c). Während der z. T. auch oligozäne, aufgerichtete Schlier stark abgetragene Hänge aufweist, bildet das Buchbergkonglomerat entsprechend seiner Mächtigkeit und Durchlässigkeit steiler geböschte Längskämme.

Die Schichtkammnatur des Buchbergkonglomerates ist am besten am Buchberg selbst ausgebildet, während andere Partien des Buchbergkonglomerates wegen ihrer schollenförmigen Zerstückelung (vgl. unten) oder zufolge ihrer lokal linsenförmigen Einschaltung im Schlier als Einzelhügel herausgearbeitet sind (Ebersberg, Kote 301, Kote 309 SW Neulengbach).

Stets sind die Geländeformen des Buchbergkonglomerates durch etwas mehr akzentuierte Erhebungen gekennzeichnet, deren trockener Boden natürlich quellenlos ist.

Eine interessante Kleinform ist durch das Ollersbacher Konglomerat (5) bei Neulengbach in der dortigen Rückfallkuppe, 251 m, bei Gr.-Weinberg verursacht.

Bezüglich der Formgestaltung, soweit sie durch den geologischen Bau bedingt ist, sind durch die neuen geologischen Aufnahmen gleichfalls neue Erkenntnisse zutage getreten. Der isoklinale Faltenbau, wie er nach den Profilen von C. M. Paul (6) vorhanden zu sein schien, leistete der Vorstellung einer großen Faltungshöhe des Gebirges Vorschub, und so glaubte ich in letzterer (in meiner erwähnten Wiener-Wald-Morphologie) noch die theoretisch geforderte vorübergehende Grat(First-)formen-Entwicklung als eine Ausgangsform der Bergrücken unterbringen zu können (1).

Aber schon die Erkenntnis der Decken- und Schuppenbau des Wiener-Wald-Flysches, hauptsächlich durch Friedl (4, 9), Trauth (7, 8) und Götzinger (2, 3), kann mit der Vorstellung einer großen Faltungshöhe und einer genauer konstruierbaren, regelmäßigeren Faltungsgebirgs-oberfläche aufräumen; zumindest ergibt sich letztere, als sozusagen tektonische Urform, nicht so einfach aus der bloßen Verlängerung der an der Tagesoberfläche beobachtbaren Tektonik zu „Luftsätteln“.

Beim Decken- und Schuppenbau des Wiener Waldes — wie er sich zuletzt (2) auch durch die Klärung der Hauptklippenzone herausstellte, worauf Friedl (9) seine frühere Auffassung von Deckschollen daselbst zugunsten einer schuppenartigen Aufschiebung aus der Tiefe im Sinne Götzingers aufgab — muß man sich als tektonische Urform ein Decken- und Schuppengebirge vorstellen, 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. Damit

entfielen auch die Notwendigkeit, die tektonische Urform erst die Entwicklung zur Firstlandschaft durchlaufen zu lassen, ehe sich aus dieser weiter die Bergrücken gebildet haben.

Das wohl in den meisten Fällen im Flysch beobachtbare südliche Fallen der Faltenschuppen hat die Bedingungen geschaffen für die spätere Herausbildung und Herausschälung einer Abart der Schichtkopfberge und Schichtkopfkämme, die im Wiener Walde doch nicht so selten sind, wie es zunächst schien, da wir Schichtkopfkämme, freilich in reinerer Form, sonst vor allem aus Trockengebieten oder aus Hochgebirgen gewohnt sind.

Bei den durch den tektonischen Bau bedingten Formen müssen schließlich solche Erwähnung finden, die auch durch die Quertektonik (Querstörungen überhaupt) erzeugt sind, wenn dieser Ausdruck gestattet ist der Längstektonik gegenüber, welche im geschuppten und gefalteten Wiener-Wald-Gebirge die streichenden Formenelemente (Längskämme, -täler und dgl.) schuf. Nach der Feststellung einer ersten Querstörung bei Königstetten durch R. Jaeger (10), deren Verlauf allerdings durch Götzing (11) etwas berichtigt wurde, und der Feststellung eigenartiger Querstörungen am Alpenrand zwischen Neulengbach und Kogl durch Götzing und Vettors (5), habe ich im übrigen Wiener Walde zahlreiche, auch weit südwärts vom Rand laufende Querstörungen erweisen können (2); sie sind teilweise von morphologischem Einfluß, da sie Verschiebungen von Gesteinszonen, sei es in der Horizontalen (Horizontalverschiebungen), sei es in der Vertikalen (Querverwerfungen und Brüche), sei es in Kombination beider Bewegungen mit sich gebracht haben. Bei jedem Nachweis einer Querstörung war also mit die Frage zu beantworten, ob und inwieweit ein Einfluß auf die Geländeformung besteht.

Dafür, daß ein Einfluß vorhanden ist, spricht als eines der schönsten Beispiele die Almersberger Horizontalverschiebung (5) am Buchberge bei Neulengbach.

Die bandartigen Flachhänge des „Schliers“ NE von Almersberg setzen sich deutlich gegen das steiler geböschte Buchbergkonglomerat ab; entsprechend der von hier beschriebenen Horizontalverschiebung macht das Schlierband mit dem Konglomerathang dieselbe Richtungsänderung und Umbiegung mit. Noch andere Einzelheiten in der Morphologie des Buchberges erklären sich durch die Beeinflussung infolge von Querstörungen, so — als Seitenstück zur Almersberger Querverschiebung — das buchtenartige Eingreifen der flachen Schlierböschungen zwischen die steileren Konglomerathänge an der sog. Bergwiese, NW vom Buchberggipfel, oder das zum Buchberg von Burgstall hinaufziehende Tälchen, das sich an eine sekundäre Querstörungslinie knüpft.

Übrigens sind auch die schollenähnlichen Vorkommen des Buchbergkonglomerates von Starzing und Johannesberg durch Querstörungen (5) bedingt, was bei der detailmorphologischen Analyse der Gegend sich zu erkennen gab. Die morphologische Fixierung der Querstörungen ist ja hier durch den Umstand erleichtert, daß Schlier und Buchbergkonglomerat, wie bereits betont wurde, in den Geländeformen sich scharf gegeneinander abheben.

Ein vollkommenes Analogon der Almersberger Querverschiebung, in gleicher Weise durch die Geländeformung kenntlich, ist die Querverschiebung der Molasse mit Buchbergkonglomerat bei Öpping nahe Rappoltenkirchen.

Das Konglomerat streicht vom Kuhberg über den Weinberg zum höheren Hohenwart (398) und weiter zum Elsbach. Der nördlicher gelegene Zug, der den Eichbügel (328), eigentlich eine nördliche Rückfallkuppe des Hohenwart, zusammensetzt, scheint gegen Westen, bei Gerersdorf, durch eine Querstörung abzuschneiden.

Schwieriger ist die morphologische Erkennung des Einflusses von Querstörungen mitten im Flysch selbst, ja, bei geringer Verschiebung in der Vertikalen oder in der Horizontalen sind es vielfach nur Kleinformen des Geländes, welche auf die Spur von Querstörungen führen. Bald ist es die Verschiebung eines an weichere Gesteine (häufig Schiefer) geknüpften Gehängebandes oder die Verschiebung einer lokalen Schichtkopfsteile, bald die Anlage eines Tälchens im lokal stärker zerklüfteten und mehr zerrütteten Störungsgebiet.

Es würde zu weit führen, hier die Einzelbeispiele dafür zu erbringen.

Es sind nicht alle Querstörungen von solch deutlichem Einfluß auf die Geländeformung, wie z. B. die Querstörungen im Kasberg-Durlaßgebiet, so an der W-Seite des Kasbergzuges am Sattel, 528 m, und E und W von der Einzelkuppe 574 im Durlaß, N von Rohrbach.

Von Talanlagen und Talasymmetrien, die durch Querstörungen bedingt erscheinen, seien nur beispielsweise die Talstrecken des Koglbaehes oberhalb Kogl (E von Starzing) und der Gr. Tulln oberhalb Neulengbach, bezw. unterhalb Christofen erwähnt.

Wenn demnach die bisherigen Ausführungen eine vielfache Bedingtheit von Geländeformen durch die geologische Zusammensetzung und den geologischen Bau ergeben haben, so muß daran festgehalten werden, daß sich diese Bedingtheiten vielfach in Kleinformen kenntlich machen, während die Großformen, wie Abebnungen, Verebnungsflächen, alte Kuppenlandschaften u. dgl. mehr unabhängig sind und die verschiedensten geologischen Strukturen diskordant durchschneiden.

Die weiteren neuen Erfahrungen über die morphologische Gliede-

rung des Wiener Waldes auf Grund der erhaltenen Reste von Riedelflächen, Verebnungsflächen, alter Talböden und alter Kuppenlandschaften können hier nicht wiedergegeben werden; ihre Darlegung ist einer späteren besonderen Arbeit vorbehalten. Hier betonen wir bloß die Ineinanderschachtelung verschiedener Formengruppen, das Auftreten mehrerer jungtertiärer Niveaus. Beispiele seien bloß aus dem Gr. Tulln-Gebiet im folgenden erbracht.

Eine der wichtigsten Altformen ist die vom Forsthof unter dem Schöpfl. Auf sie ist bereits durch H. Haessinger (12) hingewiesen worden. Ihre besonders gute Entwicklung zeigt der Bereich der Kramhofer Höhe (Höhen 572, 580 m) und des oberen Lamerautales. Südöstlich des Schöpflhauptkammes sind gleichfalls Altflächen um 600—620 m (Schneideck) vorhanden.

Ein analoges Niveau erscheint aber auch unterhalb der Windbüchler Höhe. Im Schutze der Schichtkopfsteile von Hochstraß und des Schwabendörfels erhielten sich ähnliche Altniveaus bis 580 m.

Reste eines Niveaus unterhalb 520 m weist der Kamm SW von Laaben auf; die sehr breiten Kammflächen um 520 m NW von Laaben dürften dazu gehörig sein.

Dann folgen Altniveaus in einer breiten, aber zertalten Gehängerrampe N des Wiener-Wald-Hauptkammes, südlich zwischen Rekawinkel und Eichgraben in rund 420—440 m. Die besonders breiten Riedelflächen nördlich von Alt-Lengbach beim Windbüchler (410 m) und beim Böhmerhof (438 m), sowie vom Gottleitsberg (430 m) östlich Christofen schließen sich an.

Nahe dem Talausgange der Großen Tulln ins Schlier-Alpenvorland treten dann tiefere, breite Riedelflächen W Christofen in den Seehöhen von 340 bis 350 m, im Anzbachtal um 370 m Höhe (Pamet, Tannenhof) und schließlich in 300 m (Ludmerfeld) auf; am Ebersberg, nahe der Station Neulengbach, ist dieses Niveau nur wenig erniedrigt.

Bei letzteren Niveaus handelt es sich sicher um jungpliozäne Niveaus.

Bezüglich der noch tiefer gelegenen quartären Niveaus (Terrassen), entlang der Flußläufe des Wiener Waldes, sind vielleicht zwei Feststellungen von allgemeinerer Bedeutung.

Zunächst die, daß im Bereiche der „Talgründe“ (1) mit ihren breiten Schotteranschwemmungen, die jüngsten Schotteraufschüttungen zu meist in 3—5 m Höhe über den Bach- und Flußgerinnen sich befinden, indem letztere neuerdings in diese Schotterflächen eingeschnitten haben. Dieses sogenannte „Alluvium“ der Gründe ist also neu erodiert und das heutige „Alluvium“, d. h. das eben abgelagerte Geschiebe begleitet bloß die tiefer gerückten Wasserläufe.

Die Schotterterrassen, welche die erwähnte Hauptaufschüttung in den Talgründen des Wiener Waldes unmittelbar überragen und als altbis mittelquartär anzusprechen sind, zeigen unter günstigen Erhaltungsverhältnissen, z. B. im Schwechattal oberhalb Klausen-Leopolds-

dorf, folgende eigentümliche Verhältnisse: sie verflößen sich (unter dem Leist-Berg) mit Schuttkegeln und Schwemm- und Gekriechhalden (1). Dies führt uns zur Auffassung, daß während der älterquartären Eiszeiten ganz besonders eine rege Schutförderung und Schuttbewegung eingesetzt hat und daß sich — unter besonderen Umständen — auch altquartäre Formenelemente erhalten haben konnten.

Die Lößbedeckung von Gekriechschutt zeugt überdies in gleicher Weise, daß der Schutt in den älteren Eiszeiten, wohl unter dem Einfluß rauheren Klimas, vornehmlich aufbereitet wurde und seine formbildende Wirksamkeit ausgeübt hat.

Das Gekriech unter dem Löß in manchen mehr inneren Wiener-Wald-Tälern, z. B. bei Kierling, Gugging, bietet einige Beispiele dafür.

Die klarere Erkenntnis des geologischen Baues des Wiener Waldes hat in den letzten Jahren nicht bloß manche Vorstellung über die Oberflächengestaltung gewandelt; sie hat es auch ermöglicht, daß wir uns heute sogar über den tieferen Untergrund des Wiener Waldes begründetere Vorstellungen machen können als früher.

Wenn zum Schluß diese mehr rein geologische Frage hier kurz beleuchtet wird, so geschieht es teils wegen der neuen Beobachtungsergebnisse und Schlußfolgerungen, teils deswegen, weil aus diesen Erkenntnissen die Rekonstruktion des tektonischen Ausgangsprofils zu plausibleren Annahmen führt, von dem aus weiter die Formenentwicklung des Wiener Waldes in einer ruhigen Reihe anzugliedern ist.

Die Schubbewegung des Flysches beeinflusste bekanntlich (2, 5, 11) noch stark die oligo-miozäne Molasse des Alpenvorlandes. Die am Kontakt von Flysch und Molasse beobachtbaren, meist steilen, südfallenden Schub- und Schuppungsflächen gehen in der Tiefe höchst wahrscheinlich in eine flache Überschiebungsfläche des Flysches auf die Molasse über. Die Auffaltung des Flysches und die Faltung der Molasse war mit Aufpressungen des Melker Sandes (marine Quarzsande des Tertiärs) in Verbindung. Der Melker Sand kann aber nur als küstennahes Sediment am Saume eines (heute überfahrenen) kristallinen Untergrundes verstanden werden.

Die zahlreichen, vornehmlich im Bereiche der Melker Sande am Außensaum der Flyschzone gemachten Funde von Kristallintrümmern und -blöcken, die z. T. sicher als Scherlinge zu deuten sind, geben gleichfalls Zeugnis von der Existenz eines von Süd her überfahrenen Grundgebirgssockels. Das Versinken dieses Sockels, bzw. dessen Überfahung randlich gegen die Molasseregion lassen sich zeit-

lich gut aus verschiedenen Sedimenten der Molasse festlegen (5, 11, 13). Er war noch Land, als sich an seinem Saum der nordalpine Melker Sand (wir nennen die Vorkommen nahe der Flyschzone nordalpin im Gegensatz zu dem bojischen Melker-, Linzer-, Retzer-Sand) und das Ollersbacher Konglomerat (5, 2) bildeten. Während der Sedimentierung des im Schlier in Nestern erscheinenden Buchbergkonglomerates war der Grundgebirgsrücken aber im Schwinden begriffen und wurde nachher ganz überfahren, was im Mittelmiozän (Oncophora Sande des Vorlandes) bereits vollzogen war.

Unter der aufgefahrenen Flyschdecke muß der kristalline Untergrund, der die Scherlinge lieferte, noch eine teilweise Oberjura-Neokom-Überlagerung haben, da am aufgeschobenen Flyschrand sich auch Neokom-Kalke und -Kalksandsteine, erstere in Klippenform (z. B. Pyhra) finden.

Aber noch südlich vom Flyschrand wiesen Göttinger und Becker (14) weitere Kristallintrümmer (z. B. bei Wald im Perschlinggebiete) nach, die als Scherlinge emporgepreßt sind und die Rekonstruktion des kristallinen Untergrundes noch weiter südlich unter den Flyschfalten bestätigen.

Daß dieser Kristallin-Sockel unter der ganzen Flyschzone durchlaufend anzunehmen ist, haben schon meine früheren Funde von Scherlingen in der Hauptklippenzone (z. B. Paunzen, Wolfsgraben, Schöpl-Nordseite) dargetan (2); sie beweisen mit den Jura-Neokom-Klippen Schubbewegungen aus der Tiefe und sprechen gegen die Einfaltung der Klippen von oben her (eine frühere Ansicht von K. Friedl [4], die dieser nun aber für die Hauptklippenzone zurückgezogen hat [9]). Selbst unter der Südzone des Wiener Waldes zieht also ein kristalliner Untergrund mit teilweiser Jura-Neokom-Bedeckung durch. Daß dieses kristalline Grundgebirge auch unter dem Wiener Walde moravische und moldanubische Typen aufweist, zeigte F. E. Sueß (17).

Im nördlichen Flysch zumindest birgt dieser Untergrund auch Melker Sand und vielleicht noch Schlier.

Daß aber letzterer mindestens 6 km vom Außenrand des Flysches mit diesem verfaultet und von diesem wahrscheinlich überfaltet und überschoben ist, lehren die neuen Nachweise des „inneralpinen“ Schliers (Vetters im Erlafgebiet [15], Göttinger im Melk- und Pielachgebiet [16 und 2]).

Der inneralpine Schlier, der wie ein Fenster im Flysch zutage kommt und nunmehr bereits auf eine lange Strecke aus der Umgebung von Scheibbs bis Plambach bei Rabenstein von den beiden letzt-

genannten Geologen durchverfolgt ist, bedingt die Flucht von im Streichen angeordneten Ausräumungsfurchen zwischen höheren Flyschketten, und man kann morphologisch geradezu von einem Seitenstück zur Flucht der Ausräumungsfurchen und Längstälchen im Bereich der Hauptklippenzone (bezw. des Doppeltals der Wien) sprechen.

Auch tektonisch sind Analogien vorhanden, indem ich nachwies (2), daß sich mit dem inneralpinen Schlier von Rabenstein auch Granittrümmer (Scherlinge) und Neokom-Kalkklippen wie in der Hauptklippenzone des Wiener Waldes verknüpfen.

So lehrt das höchst instruktive Vorkommen bei Rabenstein — wenn es auch bereits außerhalb des hier behandelten Flysch-Wiener-Waldes liegt —, daß vielfach zumindest unter den nördlichen Flysch-Schuppen, bezw. -Decken der Untergrund aus Melker Sand und Schlier über dem kristallinen Sockel, unter den südlichen Flysch-Schuppen, bezw. -Decken der Untergrund zu einem wesentlichen Teil aus dem kristallinen Sockel mit Jura-Neokom-Bedeckung bestehen dürfte.

Diese neuen Erfahrungen über die eben versuchte Rekonstruktion des Untergrundes des Flysches des Wiener Waldes und seiner westlichen Fortsetzung bilden zugleich, was hier nicht im einzelnen begründet werden kann, eine wichtige Grundlage für die Beurteilung der Erdölhöflichkeit im Wiener Wald, also eines wirtschaftsgeographischen Faktors, der sich in der Zukunft vielleicht noch auswirken wird.

Literaturhinweise.

- (1) G. G ö t z i n g e r, Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. *Pencks Geogr. Abh.* IX/1, 1907.
- (2) — Aufnahmsberichte über die Blätter Baden-Neulengbach, Tulln und St. Pölten. *Verh. d. Geol. Bundesanstalt* seit 1920 (jeweils im ersten Hefte).
- (3) — und H. B e c k e r, Zur geologischen Gliederung des Wiener Wald-Flysches (neue Fossilfunde). *Jahrb. Geol. B.-A.* 1932, H. 3/4.
- (4) K. F r i e d l, Stratigraphie und Tektonik der Flyschzone des östlichen Wiener Waldes. *Mitteil. d. Geol. Ges. Wien* 1920, Bd. XIII.
- (5) G. G ö t z i n g e r und H. V e t t e r s, Der Alpenrand zwischen Neulengbach und Kogl, seine Abhängigkeit vom Untergrund in Gesteinsbeschaffenheit und Gebirgsbau. *Jahrb. Geol. B.-A.*, Bd. 73, 1923.
- (6) C. M. P a u l, Der Wiener Wald. *Jahrb. Geol. R.-A.* 1898, Bd. 48.
- (7) F. T r a u t h, Die geolog. Geschichte des Lainzer Tiergartens und seiner näheren Umgebung. *Verlag Haase*, 1923.
- (8) — Geologie der Klippenregion von Ober-St.-Veit und des Lainzer Tiergartens. *Mitteil. d. Geol. Ges.* 1928, Bd. XXI.
- (9) K. F r i e d l, Zur Tektonik der Flyschzone des östlichen Wiener Waldes. *Mitteil. Geol. Ges.* 1930, Bd. XXIII.
- (10) R. J a e g e r, Grundzüge einer stratigraphischen Gliederung der Flyschbildungen des Wiener Waldes. *Mitteil. Geol. Ges.* 1914, Bd. VII.

- (11) G. Göttinger, Das Alpenrandprofil von Königstetten. Allgem. Österr. Chem.- u. Techn.-Zeitung 1925, Bd. XXXXIII.
- (12) H. Hassinger, Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. Pencks Geogr. Abh. VIII/3, 1905.
- (13) G. Göttinger, Beobachtungen am Ölausbiß Anzbach am Rande des Wiener Waldes. Internat. Zeitschrift f. Bohrtechnik, Erdölbau und Geologie, 1926, Bd. XXXIV.
- (14) — und H. Becker, Zur Stratigraphie des Wiener-Wald-Flysches östlich der Traisen. Akad. Anzeiger 1933, Nr. 3.
- (15) H. Vettters, Aufnahmeberichte über Blatt Ybbs. Verh. Geol. B.-A. 1929, 1930, 1931 (jeweils im ersten Heft).
- (16) G. Göttinger, Über die natürliche Gasexplosion in der Flyschzone südlich Kilb (N.-Ö.). Petroleum 1931, XXVII. Band.
— Die natürliche Gasexplosion in der Flyschzone der Gemeinde Kettenreith bei Kilb (N.-Ö.). Internat. Zeitschr. f. Bohrtechnik, Erdölbau und Geologie, 1931.
- (17) F. E. Sueß, Grundsätzliches zur Entstehung der Landschaft von Wien. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges. 1929.

Zur Altersfrage der Abtragungsflächen in den nördlichen Ostalpen.

Von Erich Seefeldner.

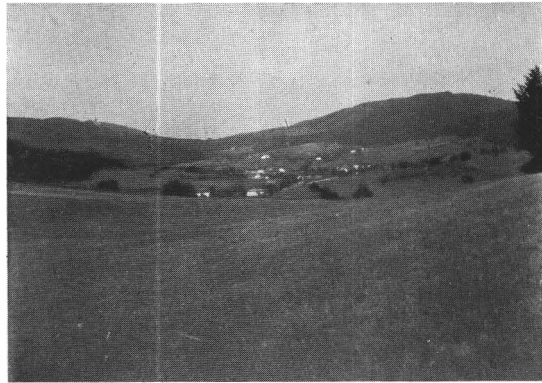
Die Altersbestimmung der Abtragungsflächen der Ostalpen wurde bisher gewöhnlich vom O-Rand der Alpen her in Angriff genommen (G. Göttinger [11a], A. Winkler [44a, c, g, h] u. a.). Nur F. Machatschek (21) hat, ausgehend von den Salzburger- und Salzkammergut-Alpen, eine Korrelation zwischen den alten Landoberflächen der Kalkplateaus und den Ablagerungen ihres nördlichen Vorlandes hergestellt. Seit diesen Untersuchungen hat aber sowohl unsere Kenntnis von der morphogenetischen Entwicklungsgeschichte der Alpen als auch die der stratigraphischen und faziellen Verhältnisse der jungtertiären Ablagerungen im Inneren und am Rande derselben eine solche Erweiterung erfahren, daß eine neuerliche Darstellung dieser Verhältnisse nicht unangebracht erscheint.

Die als Ausgangspunkt einer derartigen Untersuchung günstigste Gegend ist zweifellos jene n. Salzburg, wo mit Rücksicht auf das nahe Herantreten der Alpen an das aus jungtertiären Ablagerungen aufgebaute Hausruckgebiet am ehesten die Aussicht besteht, wenigstens ein oder das andere Formenelement in direkte Beziehung zu den korrelaten Ablagerungen zu bringen.



Phot. Götzing

- a) Morphologisch nur schwach angedeutete kleine Neokom-Kalkklippe unterhalb eines Gehängebandes bei Wolfsgraben.



Phot. Götzing

- b) Ausräumungszone entlang der Schiefer der Klippenzone bei Wolfsgraben, mit Blick gegen Osten (links vorne eine kleine Kalkklippe).



Phot. Götzing

- c) Längssattel, an eine Schieferzone zwischen Laaber Sandsteinen (mit Schiefer) geknüpft, beim Siegl nahe Hochrotherd.



a) Schöpflkammhöhe, darunter die Klippenzone (flachere Formen, Bänder), links Verebnungsfläche vom Forsthof, von NW aus. Phot. Götzing



b) Blockmeer im kieseligen Laaber Sandstein, westliches Schöpflgebiet. Phot. Götzing



c) Der Buchberg bei Neulengbach von W; die waldbedeckten steileren Gehänge Buchbergkonglomerat, die flacheren Böschungen (Wiesen, Felder) zumeist Schlier. Verlauf der Waldgrenze entspricht der Almersberger Querverschiebung. Phot. Götzing