

# Vulkanismus und Tektonik der Landseer Bucht im Burgenland.

Von Dr. Friedrich Kümel.

Mit 3 Abbildungen.

Vom Abbruch der Ostalpen an bis weit nach Ungarn hinein dehnt sich ein weites Feld von Feuerbergen. Sie alle lieferten ausschließlich Basalte und deren Tuffe, wenn man von dem altmiozänen Massiv von Gleichenberg absieht, welches aus Andesit, Trachyt und Liparit besteht.

‡ Die Vulkane des steirisch-burgenländisch-ungarischen Basaltgebietes ordnen sich in drei räumlich getrennte Gruppen. Nach Zahl und Größe der Vulkane nimmt das Gebiet des Balaton-Sees die erste Stelle ein mit seinen spitzen Basaltbergen, seinen Lavadecken und Tuffausbrüchen. An zweiter Stelle ist das Gebiet der Steiermark zu nennen, das A. Winkler in langjähriger Arbeit untersucht und kartenmäßig dargestellt hat. Neben dem Basalt spielen Tuffe hier eine gewisse Rolle.

Fernab von diesen beiden Vulkanlandschaften erheben sich im mittleren Burgenland zwei weitere Feuerberge, deren Kenntnis bisher noch nicht befriedigend war, trotz der Vorarbeiten von Winkler, Schmidt und Jugovics. Anlässlich der Neuaufnahme des Kartenblattes Ödenburg im Auftrage der Geologischen Bundesanstalt unterzog ich diese beiden Vulkane einer eingehenden Neuuntersuchung.

## I. Der Pauliberg.

Der Pauliberg liegt im Burgenland<sup>1)</sup>, zwischen den Orten Kobersdorf und Landsee nahe der niederösterreichischen Grenze. Als einziger von den zahlreichen Ausbrüchen am Ostrand der Alpen baut er sich unmittelbar auf dem zusammenhängenden Körper der Alpen auf, allerdings nur zwei Kilometer von ihrem Abbruch entfernt. Alle anderen steirisch-burgenländischen Feuerberge ragen aus dem Tertiär hoch, nur der Oberpullendorfer Vulkan besitzt einen kristallinen Sockel.

Der kristalline Untergrund des Pauliberges gehört zur „Grobgneisserie“ im Sinne der ostzentralalpinen Geologie. Es schlägt hier nichts, daß dieser Begriff neu gefaßt werden muß, um der inzwischen fortgeschrittenen Erkenntnis gerecht zu werden. Dies wird in einer späteren Arbeit geschehen. Hier genügt es, die Gesteine aufzuzählen, die den Unterbau des Vulkanes bilden; dies soll im Anschluß an eine frühere Arbeit erfolgen (1935).

Landschaftlich gesprochen, bildet der Mühlbach die Nordgrenze des Pauliberges. Die Bergrücken am linken Talhang (Gemeindewald—Schönwald) bestehen aus dem „Wiesmather Aplitgneis“, einem feinkörnigen, weißen Quarz-

<sup>1)</sup> Und nicht „in Westungarns derzeit an Österreich angeschlossenen Teile“, wie E. R. Schmidt schreibt. Dies Land ist und bleibt deutsch!

Feldspat-Gemenge von kennzeichnendem, rauhem Bruch und überaus geringer Abänderung. Auf den Schieferungsflächen hat sich grünlicher Serizit neu gebildet, dunkle Gemengteile sind nicht vorhanden. Hervorgehoben wird, daß dieser Gneis eine selbständige Tiefengesteinsmasse bildet und nicht etwa zum Gefolge eines Granitstockes gehört. Eine versprengte Masse von Aplitgneis baut auch den Dachsriegel auf. Die dicht bewaldeten Nordhänge des Pauliberger (Langeberg, Blätterriegel, Hotterberg), die sich zum Mühlbach absenken, bestehen aus Glimmerschiefer, ebenso das Raffeld, noch nördlich dieses Tales gelegen. Der Glimmerschiefer ist in seinem stark verschieferten Zustand und der gelegentlichen Albitführung so kennzeichnend für weite Teile der Buckligen Welt, daß eine nähere Beschreibung nicht vonnöten ist. Es seien bloß die häufigen, doch immer geringen Lagen von Graphitquarzit<sup>1)</sup> erwähnt, weiters die selteneren Amphiboliteinschaltungen. Nahe dem Austritt des Mühlbaches aus dem Kristallin findet sich, in einem Steinbruch erschlossen, eine kleine Masse von Gabbroamphibolit.

Am Süd- und Osthang des Pauliberger geht der genannte Glimmerschiefer über in einen flatschigen Schiefergneis<sup>2)</sup>. Im Süden, gegen Neudorf und den Tessenbach zu, werden feinkörnige, plattige Gneise herrschend. Sie werden von zahlreichen Pegmatiten mit großen Glimmern durchsetzt und enthalten häufiger als die Glimmerschiefer des Nordhanges Amphibolitlagen, östlich von Neudorf und Lindgraben auch zwei größere Gabbrostöcke, welche in ihrer feinkörnigen Grundmasse große Pyroxene führen. Randlich sind sie zum Teil arg verschiefert.

Auf diesen Gesteinen lagert ein breiter Zug von Semmeringquarzit; ihm gehören an die durch ihre schrofferen Formen auffälligen Höhen des Klosterberges und der Ruine von Landsee, ebenso der Haidriegel und das Steinerne Stückel. Ein Zufluß des Tessenbaches durchbricht diesen Zug in einer engen Schlucht, dem Teufelsgraben. Auf den südfallenden Quarzit von Landsee wurde eine mächtige Masse von einformigem Glimmerschiefer aufgeschoben, welcher die Hochflächen südlich von Landsee zugehören. Diese Überschiebungslinie ist in Mohrs Versuch einer Auflösung der Tektonik des Nordostspornes der Zentralalpen nicht einbezogen, obwohl der Quarzit zug schon vorher bekannt war. Die weitere Fortsetzung der Linie nach Osten ist noch unbekannt, ihre Rolle im tektonischen Gefüge der Buckligen Welt noch nicht angebar. Sie hat eher das Wesen eines Schollenaufschubes als das einer flachgelagerten, weitverfrachteten Decke.

Neben dem grüngrauen Quarzit gewohnten Aussehens findet sich um Landsee reichlich Arkose und grobes Konglomerat; seltener ist serizitischer Schiefer. In den hangenden Lagen, nahe der Schubfläche, ist das Gestein zu feinem Grus zermahlen (Steinbrüche bei Landsee).

Auf die petrographischen Ausführungen von Jugovics (S. 57) braucht hier nicht näher eingegangen werden. Es ist den österreichischen Zentralalpen-Geologen schon seit Jahrzehnten klar, daß der Semmeringquarzit vom Kristallin scharf zu trennen ist.

<sup>1)</sup> Warum soll dies im Glimmerschiefer nicht der Fall sein? Das diesbezügliche Befremden von Jugovics (S. 57) ist nicht am Platz.

<sup>2)</sup> Dieses Gestein war bereits E. R. Schmidt bekannt, wie aus seinen verworrenen Schilderungen hervorgeht. Was er jedoch über dessen Streichrichtung und Beziehung zum Basalt sagt, steht in keinem Einklang mit bewährten tektonischen und vulkanologischen Vorstellungen und wird deshalb hier nicht erörtert.

Es besteht weder vom theoretischen Standpunkt, noch weniger von dem des Aufnahmegeologen ein Anlaß, einen Übergang von Glimmerschiefer in Quarzit zu vermuten; auch dann nicht, wenn dieser stellenweise serizitisch ist. Auch ist es unrichtig, wenn Jugovics aus dem Quarzit zwischen dem Jägerhaus (im Tal des Tessenbaches) und der Burg von Landsee Pegmatitgänge aus dem Quarzit meldet; sie treten dort ausschließlich im Biotitgneis auf.

Den Geländeeigentümlichkeiten der Buckligen Welt entsprechend, bildet der Untergrund des Pauliberges einen flachen und breiten Rücken, der sich an seinen Rändern steil gegen die jung eingeschnittenen Täler und Gräben absenkt. Es ist ein Teil der alten, oft beschriebenen Landfläche, die sich über den ganzen Ostteil der Zentralalpen breitet.

Im großen genommen, bildet der Basalt des Pauliberges eine bis 40 m mächtige, flachliegende Tafel, die den kristallinen Schiefen mit steiler, oft felsiger Wand aufliegt. Besonders an der Südwestseite sind die Basaltmauern von auffälliger Schroffheit. Ihr Fuß wird von abgestürzten Blöcken verhüllt und so die ursprüngliche Steilheit gemildert. An anderen Stellen (besonders im N und NO) beginnt die Trümmerhalde bereits auf der Höhe der Tafel. Der aus Fels und Sturzblöcken bestehende Steilrand weist örtlich eine Neigung bis zu 30° auf.

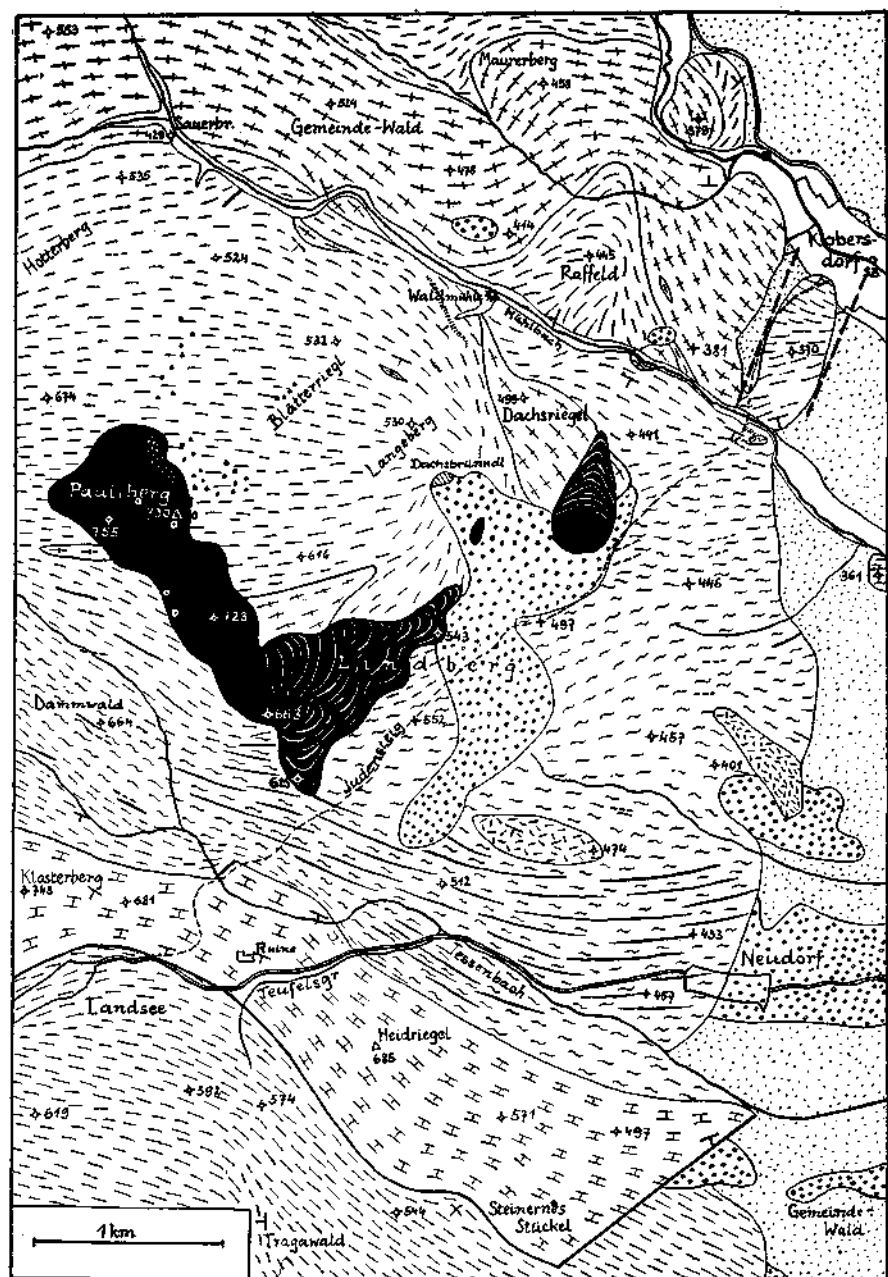
Die Steilheit der Ränder hat es mit sich gebracht, daß die Hänge des Pauliberges bis in die tieferen Lagen von zahlreichen Sturzblöcken bedeckt sind, und zwar merkwürdigerweise nur an den nach NO gerichteten Hängen, nicht auf der steileren SW-Seite, über welcher sich auch die Basalttafel schroffer erhebt. Dies scheint dafür zu sprechen, daß die Überhöhung an der Nordostseite durch Haldenbildung ausgeglichen wurde. Doch sind die Sturzblöcke nicht in solcher Menge vorhanden, daß dadurch die Basalttafel merklich an Masse verloren hätte.

Solches Blockwerk dürfte Winkler (1913, S. 365) einen nach Norden abgeflossenen Strom vorgetäuscht haben. Ich habe die Stelle genau begangen und in dem dichten, unaufgeschlossenen Jungwald keinen anstehenden Basalt gefunden, jedoch unter den zahlreichen Blöcken solche von verschiedener Zusammensetzung, darunter auch solche von Dolerit, die wohl nicht einer kleineren Zunge entstammen.

Die Oberfläche der Basalttafel ist nichts weniger als eben. Sie ist im nordwestlichen Teil wellig gestaltet mit erhöhten Rändern ( $\diamond$  755,  $\triangle$  730). Im südöstlichen Teil sind drei in einer Reihe liegende Kuppen erkennbar. Auf der ersten, nur von Buschwerk bewachsenen, steht ein Jägerhochsitz; die mittlere trägt den Punkt 723. Die letzte fällt gegen SW besonders steil ab, geht aber auf der anderen Seite allmählich in die Lavafläche des Lindberges über, die noch besprochen wird.

Für die Beurteilung der Basalttafel des Pauliberges als vulkanische Erscheinung ist die Entscheidung wesentlich, ob der Steilrand eine ursprüngliche Bildung ist oder durch nachträgliche Rückwitterung entstand. Der letzteren Ansicht ist A. Winkler (1913), der im Pauliberg die „denudierte Ruine“ der einstigen Basaltmasse sieht.

Um die aufgeworfene Frage zu beantworten, muß etwas weiter ausgegriffen werden, vor allem müssen die gegen Kobersdorf vorgelagerten kleineren Basaltgebilde besprochen werden. Sie wurden von E. R. Schmidt für das untere Ende der Lavafläche gehalten; seine Darstellung wurde von Janoschek unverändert übernommen. Man überzeugt sich jedoch leicht, daß hier zwei



- |                          |                             |                            |
|--------------------------|-----------------------------|----------------------------|
| Aplügnis, Typus Wiesmath | Basalt, Quellkuppen         | Sturzblöcke von Basalt     |
| Pegmatit- u. Aplütlagen  | Lavaströme                  | Sarmatkalk                 |
| Gabbro                   | Doleritschlieren im Basalt  | Sarmat, Tegel u. Sand      |
| Amphibolit               | Lavafumarden                | Terrassenschotter          |
| Glimmerschiefer          | Graphitquarzit u. -schiefer | Alluvium                   |
| Schiefergneis            | Semmeringquarzit            | Sauerbrunnen in Kobersdorf |
|                          | Brüche                      |                            |

Fig. 1. Kärtchen des Pauliberges. — Maßstab etwa 1 : 42.000.

von der Hauptmasse des Pauliberges unabhängige Ausbruchspunkte liegen. Der eine besteht aus einer kleinen ellipsenförmigen Basaltmasse oberhalb des Dachsbründls in etwa 500 m Höhe. Sie erhebt sich als niedriger Wall über ihre Umgebung, welche von einer Schotterfläche gebildet wird, die in den kristallinen Untergrund eingeschnitten ist. Sie nimmt südlich und östlich davon größeren Raum ein. Die Lage des kleinen Basalthügels auf ihr beweist, daß er seine Gestalt nicht dem Wirken der Abtragung verdankt. Wenn die Erosion noch nicht imstande war, die Schottermassen hinwegzufegen, um wieviel weniger kann sie dem Basalt angehabt haben.

Auf derselben Fläche liegt in geringer Entfernung die zweite Basaltmasse. Sie ist größer, aber von flacher Gestalt und entsendet eine breite, rasch sich verschmälernde Zunge nach abwärts in den Graben zwischen dem Dachsriegel (◊ 499) und dem Punkt ◊ 441. Beiderseits zwischen Kristallingesteinshängen liegend, erreicht der Basalt hier den tiefsten Punkt; sein unteres Ende liegt in etwa 420 m Höhe, das ist etwa 60 m über dem Mühlbache. Höchstens um diesen Betrag kann daher dessen Tal seit dem Basaltausbruch eingetieft worden sein. Es liegt hier offenbar ein Lavastrom vor, welcher erstarrte, während er sich in einem engen Graben abwärts wälzte.

Solcherart ist die Meinung zu begründen, daß die beiden kleinen Basaltmassen ursprüngliche Formen bewahrt haben. Die Frage ist, ob gleiches auch für die Basaltsteilränder und Kuppen der Gipfelmasse gilt; unter dem Gewicht der angeführten Tatsachen ist dies zu bejahen (geringer Betrag der Abtragung seit dem Erlöschen des Vulkanismus!). Dies leitet zu einigen weiteren Schlußfolgerungen. Nach obigem müssen wir die Steilhänge der Basaltplatte als den gestauten Rand des ausbrechenden Basaltes ansehen, der nur durch Blocksturz etwas versehrt wurde. Es ist klar, daß nur eine Lava von bedeutend zähem Fluß zu solcher Steilheit sich stauen kann, ohne über die Hänge nach allen Seiten hin abzufließen.

Weiters ist die Frage nach dem Ort des Ausbruchspunktes aufzuwerfen. Winkler untersuchte den von Inkey im nördlichen Teil des Vulkanmassives gefundenen grobkörnigen Dolerit, sah ihn als „hypabyssisch“ erstarrte Schlotfüllung an und verlegte hieher den Ausbruchsschlot. Eine Aufklärung über das Wesen des Dolerites wird erst aus der petrographischen Untersuchung gewonnen (S. 210). Hier sei nur vorweg genommen, daß er nicht als geschlossene Masse im Basalt steckt, wie dies von der im Schlot verfestigten Lava zu erwarten wäre. Er ist vielmehr in Form von kleinen (nur hand-, kopf- oder rucksackgroßen) Lagen, Nestern und Schlieren im Basalt verteilt.

Wollte man die ganze große Basaltmasse des Pauliberges einem einzigen Ausbruchspunkt zuschreiben, so wäre schwer verständlich, wie der Lavafluß von der im Norden gelegenen Ausbruchsöffnung weg zwei Kilometer auf dem schmalen, ebenen Rücken nach Südosten fließen konnte, ohne den Weg über die Hänge talwärts zu finden. Auch bliebe unerklärt, wie sich aus der im Fluß befindlichen Lavamasse die drei erwähnten Kuppen aufgewölbt hätten.

Allen Anforderungen wird einzig die Annahme einer Mehrzahl von Ausbruchsstellen gerecht, deren jeder eine gesonderte Basaltmasse entquoll und sich über ihr zu einer Quellkuppe staute. Denkt man sich diese Quellkuppen randlich zusammengefloßen und verschmolzen, so erhält man die Basaltplatte des Pauliberges. Die drei Kuppen deuten somit je einen gesonderten Ausbruchspunkt an; der nördliche Abschnitt des Basaltmassives entspricht

ebenfalls einem, vielleicht auch mehreren solchen, ohne daß dies aus der Geländeform heraus entschieden werden könnte. Der gelappte Umriss der Basalttafel weist ebenfalls auf die Entstehung aus mehreren Quellkuppen hin. Es sind mindestens vier solcher zu unterscheiden; sie ordnen sich in gerader Linie von Nordwest nach Südost an und sind, wie geschildert, schroff gegen den Untergrund abgesetzt. Nur die südöstlichste Quellkuppe zeigt abweichende Verhältnisse. Nur nach einer Seite ist an ihr der Steilrand entwickelt, während gegen den Judensteig zu (Fußweg von Kobersdorf nach Landsee) daraus ein großer Lavastrom ausgebrochen ist. Er geht unmerklich aus der Quellkuppe hervor und hat sich mit breiter Stirn den Hang des Lindberges<sup>1)</sup> hinabergossen. Die Lavafläche nimmt einen Raum von mehr als einem halben Quadratkilometer ein und grenzt sich im Gelände naturgemäß weit weniger deutlich ab als die Quellkuppen. Besonders gegen den Judensteig zu ist die Grenze im dichten Wald oft schwer aufzufinden. Auf der großen Waldblöße bildet der Basalt mehrere steiler abfallende Kaskaden, die ungemein eindrucksvoll die Erinnerung an die Lavaflächen tätiger Feuerberge wachrufen.

An einigen Stellen (so nahe von  $\diamond$  615 und oberhalb von  $\diamond$  543) finden sich im massigen Basalt des Lavastromes grubenartige Vertiefungen von Zimmergröße und darüber, welche bis zwei Meter tief eingesenkt sind und in Gruppen nebeneinanderliegen. Die Ränder dieser Gruben liegen allseits höher als ihr Grund, so daß sich eine Entstehung durch Abtragung von selbst ausschließt. Eine zuerst versuchte Deutung als Entgasungsstellen des bereits ausgeflossenen Magmas erwies sich als abwegig, da am Boden der Gruben keinerlei Schlacken vorhanden sind; er besteht vielmehr aus größeren Blöcken desselben Basaltes, der auch den übrigen Strom bildet. Eine Deutung der Erscheinung ergab sich aus dem Vergleich mit den Lavaflächen Islands; dort sind Höhlungen unter der Oberfläche erstarrter Ströme keine Seltenheit; sie entstehen durch den Abfluß der Lava unter der zuerst verfestigten äußeren Hülle. Vielfach sind sie vollkommen unversehrt, so daß man nur durch das dumpfe Dröhnen unter den Hufen der Pferde auf sie aufmerksam wird. Bei ihrer Zerstörung durch Einsturz können auffällige Felsbildungen entstehen; meist jedoch bilden sich unregelmäßige Vertiefungen, mit denen ich die entsprechenden Bildungen des Pauliberges vergleiche. Die Erhaltung solcher Einzelheiten zeigt, daß auch der Lavastrom des Lindberges in seiner ursprünglichen, wenig zerstörten Form noch heute vorhanden ist und nicht von einem rückgewitterten Denudationsrand begrenzt wird.

Gegenüber der Lavaförderung treten vulkanische Lockerstoffe am Pauliberg sehr stark zurück. Rote Basaltschlacke über dem Basalt war bereits Inkey und seinen Mitarbeitern (Aufnahmebericht 1878) sowie Winkler (1913) bekannt. Sie kommt in sehr geringer Menge auf der nördlichen Hälfte der Basalttafel vor. Ich fasse sie jedoch nicht wie Winkler als Erzeugnis eines selbständigen Ausbruches auf, sondern halte sie für die oberflächliche Kruste des Basaltes, welcher durch entweichende Gasblasen schaumartig aufgebläht wurde. Wenn auch ein großer Teil dieser Schlackenkruste bereits der Abtragung verfallen ist, so zeugen doch die vorhandenen Reste der so leicht verwitternden Gesteine vom verhältnismäßig guten Erhaltungszustand

<sup>1)</sup> Diesen Namen führt der sanft abfallende Osthang des Pauliberges.

des Feuerberges. Auf den drei gegen Südosten gelegenen Quellschloten wurden keine Schlacken beobachtet, ebensowenig wie an den beiden einzeln stehenden Ausbruchsstellen.

Unmittelbar bei  $\Delta$  750 liegt eine rundlich-dreieckige Vertiefung mit allseits überhöhten Rändern, in ihren Ausmaßen nicht unähnlich den eingestürzten Lavahöhlen des Lindberges. Gräbt man jedoch unter der dichten Pflanzendecke den Boden auf, so findet man, daß der Untergrund aus schlackig-löcherigen Lavatrümmern besteht. Wir stehen also an einer Lavafumarole, einer Entgasungsstelle des bereits ausgebrochenen Magmas, wie solche aus vielen Vulkangebieten bekannt geworden sind. Zwei weitere solche Fumarolen liegen knapp nebeneinander im nördlichen Teil des Vulkanmassives.

Durch einen glücklichen Zufall wurde anlässlich einer Schürfung auf technisch verwertbaren Basalt eine derartige Fumarole angefahren und zum Teil bloßgelegt. Diese Stelle findet sich etwa in der Mitte des Südwestrandes der Basaltplatte, nordwestlich von Punkt 723. Sie liegt fast in halber Höhe des Steilrandes. Der im unmittelbaren Liegenden vorkommende, dichte Basalt war der Anlaß, die Felsmauer hier anzubrechen. Man gelangte jedoch aus dem festen Gestein in eine lockere Anhäufung vulkanischer Bomben, die einen trichterartigen Hohlraum erfüllen. Die einzelnen Bomben schwanken zwischen Apfel- und Kopfgröße, bestehen aus schwammiger Lava und haben oft eine von Rillen und Wülsten bedeckte Oberfläche, ein Zeichen, daß sie ihre Form erlangten, während sie frei durch die Luft geschleudert wurden. Die Räume zwischen den Bomben sind erfüllt von einer gelblichen, fein erdigen Masse, die offenbar unter der zersetzenden Wirkung ausströmender Gase entstanden ist. Die Bombenanhäufung wird überdeckt von einer etwa 1 m mächtigen Schicht feinerer Auswurfstoffe, die zu einem Lapillituff verfestigt sind.

Nicht allzuweit nordwestlich dieser Eruptivfumarole lassen die am Steilhang herumliegenden Schlacken eine ähnliche Entgasungsstelle vermuten. Da bei allen diesen von den ausströmenden Gasen und Dämpfen auch feste Stoffe mitgerissen worden sind, muß man sie den Eruptivfumarolen im Sinne von Palmieri zuzählen (Wolff, Der Vulkanismus I.).

An den Felsen, die an dem Steilrand der Basalttafel zutage treten, läßt sich die Klüftung gut beobachten, welche den Basalt durchsetzt; ebenso auch an den beiden künstlichen Aufschlüssen, in welchen nahe von  $\Delta$  730 und am Südostrand nahe  $\Delta$  723 auf geeignetes Schotterungsmaterial geschürft wurde. Im Gegensatz zur üblichen säulenartigen Absonderung herrschen hier scharf durchsetzende, ebenflächige Schwundklüfte vor, welche senkrecht stehen und zur Mitte, gegen das Innere der Basaltmasse zu verlaufen. Quer dazu stehende Klüfte sind seltener. Durch diese radialen Sprünge wird der felsige Rand in parallele Platten zerlegt, welche von vorne gesehen Säulen vortäuschen. So dürfte sich die diesbezügliche Angabe von Hofmann und Mitarbeitern erklären. Die Sturzblöcke, welche in tieferen Lagen des Pauliberges häufig sind, zeigen (soweit sie nicht unregelmäßig rundlich abgewittert sind) vielfächigen Umriß, durch diese Schwundklüfte bedingt.

Die Gesteine des Pauliberges sind im Dünnschliff wiederholt untersucht worden, so von Inkey, Winkler (1913), Jugovics, Schmidt, Köhler und Wieseneder. Die genaueste Beschreibung stammt von Schmidt. Auf seine und Wiedenegers Beobachtungen stützen sich die folgenden

Ausführungen und ergänzen sie durch eigene Untersuchungen; doch ist nicht beabsichtigt, eine erschöpfende Beschreibung zu liefern, da Herr Professor A. Himmelbauer auf meine Bitte einem seiner Schüler eine genaue chemisch-petrographische Untersuchung als Aufgabe stellen wird.

Die Masse des Pauliberges besteht zum größten Teil aus solchem Basalt, welcher durch die Verwitterung in kleine rundliche Bruchstücke zerfällt; er wurde von Winkler als Graupenbasalt bezeichnet. Im Mikroskop ist er kenntlich an seiner überaus feinkörnigen Grundmasse aus Pyroxen und Plagioklas, wahrscheinlich auch Nephelin, sodann sehr reichlichen Erzkörnchen. Durch die sehr ungleiche Verteilung des Erzes und die verschiedene Größe der Kristalle, besonders des Plagioklas, entsteht ein schlieriges Gefüge, welches die Anlage der Graupenbildung vorstellt.

Aus dem Graupenbasalt geht ohne Grenze eine andere Abart hervor, welche ebenso dunkelgrau erscheint, aber auch im verwitterten Zustand massig ist. Unter dem Mikroskop ist ersichtlich, daß sie gröberkörnig ist und die Minerale in gleicher Verteilung enthält. Ein Versuch, diese beiden Abarten kartennäßig zu trennen, mißlang infolge der unmerklichen Übergänge und des fortwährenden Wechsels. Dieses Gestein ist am besten aufgeschlossen am Fuße der Basaltwand bei  $\Delta$  730 sowie im Liegenden des Tuffes und der Bomben am SW-Hang. An beiden Stellen wurde es wegen seiner technischen Verwertbarkeit in Probeaufschlüssen bloßgelegt. Auch die Lavazunge der einzeln stehenden Ausbruchsstelle besteht zum kleineren Teil aus solchem Basalt.

Die Grundmasse des Basaltes „enthält hie und da auch reichlicher Glas“; dies hat Schmidt dazu geführt, den gesamten Pauliberg-Basalt als Basanitoid zu bezeichnen. Wiedeneder folgt ihm hierin in bezug auf die Glas führende Abart, nennt aber das vollkristalline Gestein Alkalibasalt. Wenn man sich an die überaus unterscheidungssüchtige Namengebung der modernen Basaltpetrographie halten will, ist jedoch der letztere Name nicht anwendbar; denn nach Rosenbusch (S. 455) hat der Alkalibasalt im strengen Sinn keinen Nephelin, den aber Wiedeneder ausdrücklich angibt. Wenn Glas fehlt, wäre eher der Name Basanit am Platze. Die Winkler'sche Bezeichnung Feldspatbasalt ist mit dem Begriff Plagioklasbasalt bei Rosenbusch gleichzustellen, welcher nicht zu den Alkalibasalten gestellt wird und auch keinen Nephelin führt. Der von Jugovics gewählte Name Limburgit ist (ebenfalls nach Rosenbusch) Gesteinen vorbehalten, die neben Augit und Olivin weder Plagioklas noch Nephelin führen, sondern lediglich eine glasige Grundmasse besitzen. Eine endgültige Entscheidung über die anzuwendenden Namen wird erst die chemische Untersuchung schaffen. In dieser Arbeit ist stets der allgemeine Name „Basalt“ verwendet worden.

Der Basalt des Nordteiles, welcher die zahlreichen Doleritschlieren enthält, weicht von den sonst vorherrschenden in mehrfacher Hinsicht ab. Schon dem freien Auge fällt der Olivinreichtum auf (zum großen Teil in Iddingsit verwandelt). Der Schliff zeigt, daß er aus großen Plagioklaskörnern besteht, die kleine Pyroxenstengel enthalten (poikilitisches Gefüge). Weiters ist vorhanden Nephelin-Füllsel, Erzskellette und Glas in geringer Menge.

Der Dolerit besteht [nach Winkler (1913, 1914), Schmidt, Wiedeneder und eigenen Beobachtungen] aus Plagioklas (meist  $An_{50-60}$ ; in mannigfacher Verzwillingung, siehe Wiedeneder), Pyroxen (Titanaugit mit Zonar- und Sanduhrbau; randlich in geringem Ausmaß in grüne Hornblende übergehend),



rhombischem Pyroxen, spärlichem Olivin, Nephelin, reichlich Apatit und Erz. Auffällig ist die schriftgranitartige Verwachsung von Feldspat mit einem oder zwei Angitkristallen, ein Zeichen gleichzeitiger Ausscheidung beider Minerale. Der Plagioklas kommt in zwei Altersfolgen vor; neben großen Kristallen (darin die Verwachsungen) finden sich zahlreiche schmale, leisten- oder zwischenraumerfüllende. Erstere sind oft fächerförmig-strahlig gestellt und gehen in der Größe so weit herab, daß schließlich der Dolerit in unregelmäßige Bestandmassen von Basalt übergeht.

Der Dolerit bildet faust- bis kopfgroße Schlieren, Nester und Lagen im olivinreichen Basalt seiner Umgebung. Er verdankt seine Entstehung ersichtlich zwei Vorgängen: erstens einer langsamen Abkühlung, offenbar im Inneren der Quellkuppe; zweitens einer Differentiation, welche die Anreicherung von Feldspat und die Verarmung an Olivin bewirkte. Dementsprechend ist auch im Basalt der Umgebung der Olivin angereichert. Durch Strömungen in der Quellkuppe während der Abkühlung mag die Verteilung in Schlieren bewirkt worden sein.

Der Ausdruck Dolerit bezeichnet lediglich eine Eigentümlichkeit der Struktur, nämlich die grobe Körnung. Zur Bezeichnung der chemischen Stellung könnte der Ausdruck Basanit-Dolerit angewendet werden. Der von Wieseneder gebrauchte Name Trachydolerit ist nicht anwendbar, da nach Rosenbusch (S. 455) die Familie der Trachydolerite keinen Nephelin enthält. Gegen den Namen Alkaligabbrobasalt (Schmidt) spricht vor allem das Verlangen, den so reichen Wortschatz der Basaltpetrographie nicht zu vermehren; auch hat der Dolerit mit einem Tiefengestein außer dem groben Korn nichts gemein.

Der Basalt des Lindbergstromes enthält an einer Stelle große verwitterte Aragonitmandeln. An der SW-Flanke wurde in einer Schwundspalte eine kleine Menge von Glasopal (Hyalit) gefunden.

Im vorhergehenden wurde gezeigt, daß die Basalttafel des Pauliberges aus einer Vereinigung mehrerer Quellkuppen besteht. Dieser Feuerberg gehört demnach jenem Ausbruchstypus zu, den K. Schneider unter dem Namen Tholoide als selbständige Grundform der Vulkanbauten von den Schildvulkanen oder Aspitzen unterschieden hat. Er kennzeichnet sie wie folgt:

„Bei diesen Formen tritt die Grundbasis auf Kosten der Höhe zurück. Konvexe Flanken bis über 35° treten in die Erscheinung. Bei ihrem Aufbau sind nur rheumatische<sup>1)</sup> Förderungen festzustellen.“ „Als typischer Repräsentant kann der Puy de Sarcouy angesehen werden.“ „Tholoiden treten in der Regel in Gruppen vergesellschaftet auf.“

Aus diesen beschreibenden Feststellungen lassen sich bereits die Bildungsbedingungen entnehmen. Die im Verhältnis zur Grundfläche bedeutende Höhe ist nur denkbar bei großer Zähigkeit des ausquellenden Magmas einerseits, bei nicht allzu großen Ausmaßen des Vulkanbaues anderseits. Ohne seitlich auseinanderzufließen, können sich so die Lavamassen aufstauen, entsprechend der Quellkuppentheorie E. Reyer's, die sich freilich für den Teplitzer Schloßberg selbst, für den sie aufgestellt wurde, nicht bewährt hat. Reyer's Versuch, durch Auspressen von Gipsbrei aus einer engen Öffnung die Bildung

<sup>1)</sup> D. h. schmelzflüssige.

von Quellkuppen nachzuahmen, ist jedoch noch in einer anderen Hinsicht bemerkenswert; stellt er doch einen jener seltenen Fälle vor, in denen ein Modellversuch der Wirklichkeit so weit entspricht, daß er zur Erklärung herangezogen werden kann.

Es liegt nahe, unter den in geschichtlicher Zeit entstandenen Feuerbergen nach solchen zu suchen, die den Quellkuppen des Pauliberges ähneln. Eine solche Umschau kann an Hand der von Wolff gegebenen Übersicht über die durch Aufstauung entstandenen Domvulkane geschehen. Die Mehrzahl dieser dreizehn Quellkuppen wird von Andesiten gebildet. Es finden sich unter ihnen nur zwei<sup>1)</sup> aus Basalt bestehende. Hier ist vor allem die Staukuppe Colle Umberto I. zu nennen, welche sich auf der Nordwestflanke des Vesuv bis zu einer Höhe von 160 m mit steilen Flanken erhob; über Einzelheiten der Bildungsweise bestehen allerdings Meinungsverschiedenheiten. Ein weiteres Beispiel bietet der Basalt-Lavadom des Kilanea. Zu Beginn des Jahres 1848 war der Krater ausnahmsweise so untätig, daß sich der Lavasee mit einer dicken Kruste bedeckte. Diese wurde dann im Lauf mehrer Monate so hoch aufgewölbt, daß die entstehende Quellkuppe den niedrigen Teil des äußeren Walles überragte. Sie erreichte bei einem Durchmesser von 600 bis 700 m eine Höhe von 60 bis 90 m. Aus den Spalten, welche die oberflächlich erstarrte Masse durchsetzten, war glühendes Gestein sichtbar. Zum Teil haben am Aufbau der Kuppe auch Lavaströme Anteil genommen, welche aus Öffnungen ausbrachen und an den Hängen und an ihrem Fuße erstarrten. Ein eigentlicher Krater war nicht vorhanden (J. D. Dana).

Die beiden Andesitquellkuppen Georg und Aphroëssa auf Santorin bildeten sich in den Jahren 1866/67 und sind das Ergebnis eines langsamen, von Gasausbrüchen und Explosionen begleiteten Emporquellens von Magma. Die zähflüssigen, oberflächlich verfestigten Massen unterhielten reichliche Fumarolen, welche zuzeiten reichlich Blöcke und Steinmassen auswarfen. Manches erinnert außerdem noch an die Basalttafel des Pauliberges: die steilen Ränder der ausgebrochenen Masse, die ebene Oberfläche an Stelle eines Kraters. Aus dem Bericht von Augenzeugen (z. B. Reiß und Stübel) gewinnt man ein unheimliches und eindrucksvolles Bild; doch soll der Vergleich nicht über Äußerlichkeiten hinausgeführt werden. Es quillt ja hier Magma ganz anderer Mischung auf, wenn auch der Typus dieser Ausbrüche von dem physikalischen Zustand (Zähflüssigkeit) bestimmt wird und nicht von der chemischen Zusammensetzung. Freilich wird der entsprechende Grad von Bildsamkeit bei sauren und basischen Magmen bei verschiedenen Wärmegraden erreicht werden. Der Basalt des Pauliberges hat offenbar infolge seiner niedrigen Temperatur einen solchen Grad von Zähflüssigkeit besessen, daß es nur in zwei Fällen zur Bildung von Strömen gekommen ist. Begünstigt wurde die Stauung der Lava noch durch die Verteilung der an sich geringen Masse auf mehrere Ausbruchspunkte.

Aus der Schilderung der Geschehnisse beim Ausbruch des Georg (Santorin) ist zu entnehmen, daß eine Quellkuppe von einem gewissen Zustand an nicht mehr an Höhe gewinnt, sondern breit auseinanderquillt. Hierbei flacht sich die ausgebrochene Masse oben ab, behält jedoch ihre randliche Steilheit un-

<sup>1)</sup> Entgegen der Angabe von Wolff besteht die Quellkuppe im Inneren des Kaimon (Südspitze von Kiushiu) aus Andesit, nicht aus Basalt (I. Friedlaender).

verändert bei. Ein solches Gebilde nähert sich bereits einer Lavadecke und soll im folgenden als Staudecke bezeichnet werden.

Bei näherem Zusehen zeigt sich, daß Staudecken und -kuppen im burgenländisch-steirisch-ungarischen Vulkanfeld keine vereinzelte Erscheinung sind. Alle diese Vulkanbauten sind mit dem Pauliberg gleichalterig, so daß anzunehmen ist, daß sie ebensowenig von Verwitterung versehrt sind wie dieser. Im steirischen Becken ist vor allem die Masse des Hochstraden als Staudecke zu bezeichnen. Schon Winkler (1913, 1914, 1927) spricht von einer Basaltdecke. Sie ist etwa 3 km breit, im Norden bis 150 m mächtig und ist nur mit geringen Schlackenmengen verknüpft. Wie Winkler ausführt, lagert sie unmittelbar über einem oder mehreren Ausbruchspunkten. Die Basaltmasse baut sich mit steilem Rand teils über pontischen und sarmatischen Schichten, teils über einer darüberliegenden jungpontischen Schotterdecke auf; die Sohle liegt in etwa 500 m. „Ein oberflächlicher Aufschüttungskegel hat sich wohl niemals am Hochstraden erhoben“ (Winkler 1913).

Wenn man nach den Beschreibungen und Bildern urteilt, welche J. Vitalis von den Vulkanen am Balatonsee gegeben hat, so gewinnt man die Überzeugung, daß hier Quellkuppen und Staudecken in reicher Vielfalt erhalten sind. Basaltberge mit breiter Gipfelfläche und steil abstürzender Wand sind dort ein immer wiederkehrender Zug im Bild der Landschaft. Im morphologischen Schutz des Basaltes erheben sich die pontischen Schichten zu etwas größeren Höhen und bilden so einen sanft ansteigenden Sockel, über dem sich in felsiger Wand der meist säulig abgesonderte Basalt erhebt. Unter den solcherart aufgebauten Bergen sind zu nennen die Basaltmassen des Halomhegy und Szentgyörgyhegy, besonders aber der riesige Badacson, ferner Haláp, Somlóhegy und Sághegy. Wollte man schon ihre Steilwände durch Abtragung der pontischen Schichten an ihrem Fuß und Nachbrechen des Basaltes erklären, so stimmte dennoch die über dem Steilhang scharf ansetzende Hochfläche nicht zu einem Vulkankegel. Auch Abtragung kann nicht die Hochfläche geschaffen haben. Die Vulkane am Balaton sind ebenso wie der Hochstraden und der Pauliberg Quellkuppen und Staudecken, d. h. zähflüssiges Magma, am Ort seines Aufdringens erstarrt, beziehungsweise zum breiten, unförmigen Kuchen auseinandergequollen. Dieser Ausbruchstypus tritt an die Stelle der Schildvulkane, wenn sich die Eruptivmasse nahe ihrem Erstarrungspunkt befindet und verhältnismäßig klein ist.

Mit diesen Erörterungen soll in keiner Weise für die Ansicht v. Knebel's eingetreten werden, welcher die Dyngjúr Islands als „monogene Baue“ ansieht, entstanden durch einmaliges Auspressen von Lava und Erstarrung von außen nach innen. Ich hatte selbst Gelegenheit, mich an dem Geldingafell, einem kleineren Schildvulkan am Hvítarvatn, zu überzeugen, daß er aus dünnen, übereinandergeflossenen Strömen besteht, die sich mit Fließwülsten gegeneinander abgrenzen (Schrifttum 1930). Außerdem besitzen diese Schildvulkane stets einen wohlausgebildeten Krater. Übrigens hat v. Knebel's Meinung keinerlei Anklang gefunden (Knebel-Reck, Island).

Der Ausbruch des Pauliberges ließ sich zeitlich genauer festlegen durch die Auffindung eines vereinzelten Vorkommens von Sarmat am Nordosthang. Es findet sich schon auf Schmidt's Kärtchen angedeutet, ohne aber in der Beschreibung erwähnt zu werden. Obwohl dieser kleine, von der Abtragung verschonte Rest nicht weit von dem markierten Weg von Kobersdorf auf

den Pauliberg liegt, kann er leicht übersehen werden. Dieser Weg erreicht in etwa 500 m eine breite, schotterbedeckte Fläche, der er eine Zeitlang folgt. Wo er wieder aufwärts ansteigt, hat man sich talwärts in einen kleinen Riß zu wenden, um zum Dachsbründl zu gelangen. In dessen Umgebung steht ein heller Kalkstein an, der reichlich Steinkerne und Abdrücke sarmatischer Fossilien führt:

„*Nassa*“ *duplicata* (Sow.)  
*Potamides pictum* (Bast.)  
*Trochus* sp.  
*Cepaea* sp.  
*Modiola volhynica* Eichw.  
*Limnocardium obsoletum* (Eichw.)  
*Limnocardium plicatum* (Eichw.)  
*Irus* (*Paphirus*) *gregarius* (Partsch)  
*Ervilia podolica* Eichw.  
*Mactra podolica* Eichw.  
*Foraminiferen*

In fossilarmem, dichtem, plattigem Kalk fanden sich die Reste einer etwa 30 cm langen Schildkröte. Ab und zu sind Glimmerschieferbrocken im Kalkstein eingeschlossen. Über dem Kalk liegt, an der Wegböschung schlecht aufgeschlossen, ein unreiner Tegel.

Das Sarmat beim Dachsbründl<sup>1)</sup> liegt gegen 500 m hoch; es ist das höchst gelegene Vorkommen am Alpenostrand. Am Marzer Kogel reicht Sarmat bis 386 m, doch vermutete schon F. E. Suess, daß diese Höhe nicht das Maximum der Aufschüttung darstelle.

Über dem Sarmat folgt in mächtiger Lage Schotter. Die besten Aufschlüsse darin finden sich noch an dem markierten Weg sowie nördlich und südlich des kleinen, einzeln stehenden Basaltdurchbruches. Es sind wohlgerundete, nicht allzu große Gerölle aus Gesteinen der Umgebung, unter denen sich gelegentlich ein Stück aus dem Semmeringquarzit von Landsee befindet. Ferner fand sich ein Geröll aus Disthengneis, das am ehesten aus der Gegend von Kichschlag stammt, entsprechend der durch den Quarzit angedeuteten Herkunft der Gerölle aus Süden. Der Schotter liegt auf einer wohl ausgeprägten, in das Kristallin eingeschnittenen Fläche in etwa 500 m, welche sich zwischen dem Dachsbründl, dem unteren Ende des Lindberg-Lavastromes und den beiden einzeln stehenden Basaltdurchbrüchen befindet. Sie entspricht entweder dem sarmatischen Wasserspiegel, was durch die Verknüpfung mit den fossilführenden Ablagerungen nahegelegt wird, oder deutet den Höchststand des pannonischen Sees an.

An dem markierten Weg auf den Pauliberg sind vereinzelte Gerölle noch bis 550 m hinauf zu finden. Unter dem Ostende des Lindbergstromes (in etwa 540 m), wo der Schotter seine größte Höhe erreicht, hat er noch eine Mächtigkeit von einigen Metern; weiter nach Süden zu finden sich jedoch nur ab und zu im dichten Wald verstreute Gerölle. Die Landfläche ist hier kaum mehr angedeutet, die Schotter in die Gräben hinein verschwemmt.

<sup>1)</sup> Das Wasser des Dachsbründls wurde von Herrn Prof. Dr. J. Stiny in freundlicher Weise untersucht. Es hat eine Härte von 17.6 D. H., davon 15.2 D. H. Karbonathärte. „Es geht daraus mit Sicherheit hervor, daß sein Einzugsgebiet nicht im Kristallin liegen kann, sondern im Tertiär.“

Im Schotter fanden sich dort, wo er ungestört liegt (unter dem Lavastrom sowie um die kleine Basaltkuppe) keine Basaltgerölle. Der Lavastrom überdeckt mit seinem unteren Rande den Schotter. Ebenso ist es mit den beiden selbständigen Ausbruchsstellen. An dem Ostrand der östlichen Masse fanden sich auch einzelne Lesesteine von Kalk mit *Linnocardium obsoletum* (Eichw.). In diesem Basalt finden sich, allerdings selten, eingeschlossene Gerölle. Es hat sich der Basalt somit sicher nach dem Sarmat ergossen und ist auch jünger als die schotterbedeckte Fläche. Es ist überaus wahrscheinlich, daß er (entsprechend der Vermutung Winkler's) mit den steirischen Basaltausbrüchen gleichalt ist.

Der Terrassenschotter des Pauliberges stellt den einzigen in dieser Höhe gelegenen Schotterrest in der Landseer Bucht vor. Er wurde durch den Basalt seiner Umgebung vor der Abtragung bewahrt, auch dort, wo er von diesem nicht unmittelbar überlagert wird. Das Ergußgestein hat als Damm gewirkt, welcher eine Entblößung der Hänge verhindert hat. Im südlichen Teil des Lindberges, wo die Lava nicht bis auf die Schotterfläche herabreicht, konnte sie eine Verschwemmung der Schotter nicht verhindern.

## 2. Der Oberpullendorfer Vulkan.

Der zweite Feuerberg des mittleren Burgenlandes liegt unmittelbar westlich von Oberpullendorf. Da er keinen deutschen Namen hat, wird er im folgenden mit obiger Bezeichnung geführt. Er bildet einen nicht besonders auffälligen Hügel, welcher den Punkt  $\triangle$  309 trägt und auf den ungarischen Karten als Fenyös erdő bezeichnet ist. Wie in zwei großen Steinbrüchen sichtbar ist, besteht der Vulkan aus zwei mächtigen, übereinandergeflossenen Lavaströmen, welche nach Norden im Tal des Stooberbaches bis halbwegs gegen Stooß zu verfolgen sind.

Der große Steinbruch (Besitzer K. Wanko) an der Ostflanke des Vulkans gewährt in jeder Hinsicht den besten Einblick. In dem größten, rechteckigen Aufschluß hat die Basaltwand eine Höhe von 6—8 m. Der Aufbau aus zwei selbständigen Strömen wird ersichtlich durch eine durchlaufende, etwa 1 m starke Schlackenschichte, der Außenhülle des unteren Stromes. Der Basalt zeigt hier keine Absonderungsformen. Am Ausgang des Steinbruches hat der Basalt nur eine geringe Mächtigkeit; er lagert hier auf einer 30° nach Südwesten einfallenden Fläche auf Schiefergneis, welcher graphitische Lagen enthält. Die oberste Zone des Untergrundes samt einer auflagernden alten Verwitterungsschicht wurde lebhaft ziegelrot gebrannt bis zu 50 cm Abstand.

In der Südecke des großen, rechteckigen Aufschlusses hört der massige Basalt unvermittelt auf, an seine Stelle tritt roter Tuff. Er besteht in mannigfachem Wechsel aus Anhäufungen einzelner Bombenauswürflinge und unregelmäßigen eckigen Trümmern von Basalt, darunter gewaltige Blöcke. Häufig sind auch aus dem Untergrund mitgerissene Gneisstücke bis zu Rucksackgröße. Es ist also die zweifach übereinanderliegende Basaltdecke nachträglich noch von einer Gasexplosion durchschossen worden, welche Blöcke des vorher gebildeten Basaltes zusammen mit solchen des Untergrundes emporriß und ihren Ausbruchskrater mit lockeren Schlacken und Bomben sowie Blockwerk verstopfte. Von der hiebei herrschenden Hitze gewinnt man ein eindrucksvolles Bild, wenn man die im Tuff eingebackenen, rot gebrannten

Gneisblöcke betrachtet. Die sicherlich länger andauernde Dampf- und Gasausströmung hat im Tuff die Bildung von zahlreichen großen Knollen von Opal (Opaljaspis) bewirkt. Er ist von brauner Farbe und wird manchmal von Bändern von milchweißem Opal durchzogen.

Von der Höhe des Bremsberges im Hintergrund des großen Aufschlusses führt ein langer, enger Durchlaß in einen zweiten, derzeit in Betrieb stehenden Steinbruch. Der Durchlaß ist in seiner Gänge in die geschilderten roten Tuffmassen eingeschnitten. Hier offenbart sich die riesige Menge dieser Bildungen und damit die Großartigkeit des Geschehens. Im zweiten Steinbruch wird der unter dem Tuff liegende Basalt abgebaut. Wichtige Erkenntnisse wurden an der NO-Wand dieses Bruches gewonnen. Hier ist in der Höhe der Wand unmittelbar über dem Basalt eine  $\frac{3}{4}$  m starke Schichte eines ziemlich festen Sandsteines aufgeschlossen, welche seitlich rasch wieder auskeilt. Dieser Sandstein besteht aus Quarzkörnern und Kieseln bis zu Erbsengröße und enthält zahlreiche Reste von Pflanzenwurzeln in Form hohler Röhren. Nach oben geht er in den eben beschriebenen Tuff über; durch seine Hitze hat er den darunterliegenden Sand hellrosa gebrannt. An der Grenze von Tuff und Sand fanden sich zwei 12 cm lange Coniferenzapfen. Sieht man von der Hitze Wirkung des Tuffes ab, so entspricht dieses Absatzgestein durchaus den Sanden, die zusammen mit Kies und Tegel nordöstlich von Oberpullendorf aufgeschlossen sind.

Die Verhältnisse im großen Steinbruch von Oberpullendorf zeigen, daß sich unmittelbar auf kristallinem Untergrund zwei Lavadecken übereinander ergossen; in einer darauffolgenden Zeit der Ruhe wurde der Vulkan mit Sand überschichtet und mit Pflanzenwuchs bedeckt. Hernach erfolgte noch ein explosionsartiger Durchbruch mit Tuffförderung.

Ein in die Tuffmassen gegen  $\Delta$  309 vorgetriebener Einschnitt fand erst in einiger Entfernung wieder festen, zum Teil blasigen Basalt, in dem sich der Abbau gegenwärtig bewegt.

In den Zufahrtswegen zum Steinbruch taucht bereits der kristalline Untergrund auf, wie schon gesagt wurde. An der Bahn, unter der Verloaderutsche, steht jedoch wieder 2 m hoch Basalt an, von einer Schlackenschicht unterlagert. Es ist nicht anzunehmen, daß er ehemals in der Fallinie des Hanges mit der Hauptmasse zusammenhing; er dürfte vielmehr (siehe das Kärtchen) eine alte kristalline Aufragung umflossen haben und näher mit dem Basalt des Gemeindesteinbruches zusammenhängen.

Auf der Höhe des Oberpullendorfer Vulkanes wurden zwei Bohrungen angesetzt, welche E. R. Schmidt flüchtig erwähnt. Die eine traf nach 35 m das Grundgebirge, die andere bewegte sich 40 m in den Schlacken des letzten Durchbruches, durchsank 22 m Basalt und erreichte dann das Kristallin.

Der kleinere, der Gemeinde Oberpullendorf gehörige Steinbruch liegt im nördlichen Teil des Vulkanberges und ist aus der künstlichen Erweiterung eines kleinen Grabens entstanden. Er zeigt einen ähnlichen Aufbau wie der erste, nämlich einen unteren Lavastrom (6 m), dann eine 1–2 m mächtige Schlackenschicht und einen oberen Strom (4 m). Gegen die Bahn zu erscheint auch hier der kristalline Untergrund, nämlich heller, aplitischer Granitgneis. Der gegenüberliegende Hang besteht aus Löß, doch ist im oberen Teil des erwähnten Grabens ersichtlich, daß der tegelige Tertiärsand den Basalt überlagert.

Folgt man vom Ausgang des Gemeindesteinbruches an dem Bahngeleise nach Nordwesten, so findet man Schiefergneis aufgeschlossen, ähnlich demjenigen vom Osthang des Pauliberger. Bald jedoch übersetzt die Bahn einen Graben, in dem sich tegeliger Sand findet. Dieser Graben gabelt sich in drei Äste, an deren Sohle wieder Basalt ansteht.

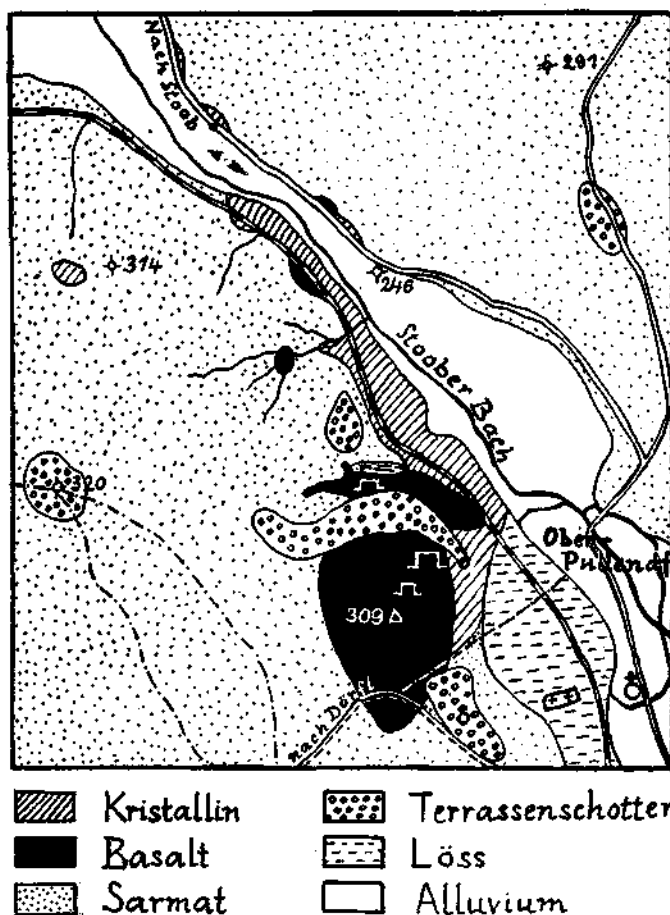


Fig. 2. Kärtchen des Oberpullendorfer Vulkanes. — Maßstab 1 : 25.000.

Noch weiter der Bahn entlang trifft man wieder Basalt, dessen Auflagerung bei km 36·9 gut aufgeschlossen ist; insbesondere fällt hier die kugelige, durch Verwitterung bedingte Absonderung auf. Nach kurzer Zeit gelangt man im Bahneinschnitt wieder zu Sand und Tegel, welcher überall in geringer Höhe über Basalt und Kristallin beginnt und die Höhen bildet.

Auf der östlichen Seite des Stoorerbaches kann man in dürrtigen Aufschlüssen aplitischen Gneis anstehen sehen, welcher an einer Stelle gegen das auflagernde Tertiär (vermutlich Sarmat) von geringen Verwerfungen begrenzt ist. Basalt findet sich nur in kleinem Ausmaß an einer Stelle aufgeschlossen,

und zwar gegenüber dem Aufschluß an der Bahn. Sonst werden die waldbedeckten Hänge über der Straße vom Tertiär gebildet. Es ist somit die Ausdehnung des Basaltes zwischen Stooß und Oberpullendorf, beiderseits des Stooßbaches, weit geringer als auf dem handkolorierten, von Roth v. Telegd aufgenommenen Spezialkartenblatt angegeben, ebenso auf Schmidt's Kärtchen.

Die besprochenen Aufschlüsse im Basalt lassen sich zwanglos zu einer Lavazunge von etwa 1 km Länge verbinden, welche dem Oberpullendorfer Vulkan nordwärts entfloßen ist und durch den einschneidenden Stooßbach zerteilt wurde.

Im Süden ist der Fuß des Oberpullendorfer Vulkanes von Tegel und Sand verhüllt; nur südlich der nach Dörfel führenden Straße reicht er bis in einen kleinen Graben hinunter.

Die Beobachtungen lassen keinen Zweifel, daß der Ausbruch des Vulkanes tatsächlich vor Ablagerung der Absätze stattgefunden hat, welche ihn heute bedecken. Infolge Fossilmangels ist jedoch nicht feststellbar, ob die Schichten so wie der ganze Westteil der Landseer Bucht dem Sarmat zugehören oder im Sinne der älteren Geologen bereits dem Pannon angehören. Mit dem Hinweis auf fehlende Funde von Versteinerungen schließt sich dieser letzten Meinung Jugovics an, welcher bereits die Auflagerung des Jungtertiärs erkannte. In einem späteren Abschnitt werden Gründe gebracht, daß das sarmatische Alter wahrscheinlicher ist. Es gehört somit der Oberpullendorfer Vulkan nicht demselben Gefolge an wie die übrigen Feuerberge des burgenländisch-steirisch-ungarischen Gebietes, sondern ist etwas älter. Er entstand in vorpontischer Zeit, vielleicht schon an der Wende vom Torton zum Sarmat; für diese Annahme spricht eine Gesamtbetrachtung der Landseer Bucht, welche später vorgenommen werden soll.

Dem Oberpullendorfer Vulkan ist in der Höhenlage von 280—290 m pliozäner Terrassenschotter aufgelagert. Im Norden des Berges findet er sich beiderseits des Grabens, in dem der Gemeindesteinbruch angelegt ist. Weiters trifft man ihn, bevor man den großen Steinbruch betritt, ferner auch an der nach Dörfel führenden Straße.

An der dem Ort Oberpullendorf zugewendeten Seite wird der Vulkan von Löß verhüllt, welcher eine Mächtigkeit von mehreren Metern hat. Durch Verwitterung der Tuffmassen des Vulkanes entsteht ein dunkelroter Boden, welcher von Schmidt treffend als Nyirok bezeichnet wird. Der Name Nyirok hat von Ungarn aus in die Bodenkunde Eingang gefunden; er stammt aus dem Tokaj-Hegyaljaer Gebirge und dient dort zur Bezeichnung eines bindigen, plastischen, meist roten Tonbodens, welcher aus Eruptivgesteinen hervorgeht (J. v. Szabo; vgl. R. Ballenegger). Von den bodenkundlichen Eigenschaften des verwitternden Tuffes erhält man einen Begriff bei einem Besuch bei Regenwetter.

Der Basalt von Oberpullendorf besteht (nach Schmidt und eigenen Beobachtungen) aus einer kristallinen Grundmasse von Plagioklas, Pyroxen, Nephelin und Erz mit Einsprenglingen von Olivin und Pyroxen; er ist demnach als Basanit zu bezeichnen. Im angewitterten Zustand hat das sonst dunkelgraue Gestein einen grünlichen Stich (besonders im Gemeindesteinbruch). Die Hohlräume und Schwundklüfte des Basaltes sind mit großen Aragonitkristallen erfüllt, die meist in radialstrahligen Gruppen stehen und manchmal eine



Länge von 10—15 cm erreichen; seltener sind tropfstein- und sinterartige Bildungen. Der Aragonit sitzt stets auf einem nierig-traubigen Überzug von hellgrünem Sphärosiderit, welcher manchmal zu Limonit zersetzt ist.

### 3. Die Landseer Bucht.

Zwischen dem Wiener Becken und der großen steirischen Bucht liegen zwei kleinere Einbruchsbecken: die Mattersburger und die Landseer Bucht. Diese letztere wird im Norden von den Höhen des Brennbirges, im Süden von dem Horst der Günsler Berge umrahmt.

#### Der Beckenrand.

Der Brennbirg ist eine kristalline Insel, die der alpinen Zentralzone im Osten vorgelagert ist und mit ihr durch einen Höhenrücken über den Brentenriegel zusammenhängt. Diese höher aufragenden Hügel bestehen aus Blockschotter und „Auwaldschotter“ (nach dem Auwald bei Rohrbach). Beide sind nach Janoschek helvetischen Alters und gehören nicht zur Füllung der Landseer Bucht. Sie sind Schutt des Alpengebirges, der indes aus einer Zeit stammt, da die Einbruchsbecken am Ostalpenrande noch nicht in ihrer heutigen Form gebildet waren.

Die Blockschotter entstammen der unmittelbaren Umgebung und sind demgemäß nur wenig gerundet. Die darunter liegenden Auwaldschotter führen reichlich Gesteine der Kalkalpen und des Grauwackengürtels. Janoschek faßt sie als marine Brandungsschotter auf, indem er F. E. Suess folgt. Als Beweis gelten ihm meerische Reste, darunter Schnecken und zahlreiche Korallen, welche sich an Kalkgeröllen vorfinden. Ich konnte mich jedoch zusammen mit Janoschek nachträglich überzeugen, daß diese Versteinerungen lediglich aus Geröllen von Eozänkalk ausgewittert sind; dieser stellt nämlich ein recht häufiges Gestein im Auwaldschotter vor. Auch Vendl (1933) erkannte richtig das Wesen solcher Fossilien, die er im Tale des Krebsenbaches gefunden hatte. Es entfällt somit jeder Anlaß, die Auwaldschotter für marin zu halten.

Der Nordrand der Landseer Bucht läuft in ost-westlicher Richtung. Bei Oberpetersdorf biegt er im Winkel nach Süden ab und wird von den bereits erwähnten kristallinen Schiefern des Paulibirges gebildet.

Erst bei Karl treten wieder mittelmiozäne Schichten an den Rand des Beckens. Gute Aufschlüsse darin finden sich nahe der Kirche von Karl sowie an der nach Kirchschlag führenden Straße. Die groben, schotterigen Ablagerungen erscheinen zunächst ungeschichtet. Doch liegen auch hier wechselnde Lagen übereinander von grobem ungerolltem Blockschotter mit Blöcken bis metergroß, ferner einigermaßen gerundeter Schotter geringerer Korngröße sowie Kies- und Sandlagen. Die Schottergerölle liegen in einer Grundmasse von Sand, Lehm und kleineren Steinen. Alle angeführten Umstände gestatten einen Vergleich mit dem von Janoschek geschilderten „Brennbirger Blockstrom“. Doch scheint mir zumindest in Karl die Ablagerung durch fließendes Wasser, offenbar einen Wildbach, geschaffen; namentlich die Schichtung spricht dafür, aber auch der Zusammenhang mit größeren Sand- und Lehm-massen (siehe unten). Der Blockschotter von Karl besteht durchwegs aus Kristallin; neben Gesteinen der Umgebung finden sich besonders häufig

solche, die heute erst in der Umgebung von Kirchschlag anstehen: Disthengenais, Eklogitamphibolit. An anderer Stelle (Schrifttum 1935a) habe ich die Zugehörigkeit dieser Gesteine („Serie basischer Gesteine“ bei Wieseneder) zum Koralpenkristallin nachgewiesen und im Gegensatz zu Wieseneder durch tektonische Fernverfrachtung erklärt.

Diese Blockmassen gehören zu jener Schichtgruppe, die Winkler (1933) im Anschluß an Mohr als Sinnersdorfer Serie bezeichnet und in ihrer weiten Verbreitung über den Nordostsporn der Zentralalpen dargestellt hat. Die Hauptmasse der mittelmiozänen Ablagerungen von Karl besteht aus Sand und Lehm, d. h. einem Verwitterungserzeugnis von Kristallin, das durch fließendes Wasser nur sehr unvollkommen nach der Korngröße aufbereitet worden ist. Die Grenzziehung gegen die benachbarten sarmatischen Tegelsande war begreiflicherweise mit Schwierigkeiten verknüpft. Als Einschaltung in den tieferen Teil der in Rede stehenden Schichten ist ein Kohlenflöz vorhanden, welches in dem Graben unter der Straße nach Kirchschlag zutage tritt (nahe der Schweineweide). Man sieht mehrfach Ausbisse von braunschwarzer, lignitähnlicher Kohle, welche seinerzeit beschürft wurden. Infolge mangelnder Aufschlüsse ist es nicht möglich, die Mächtigkeit zu ermitteln; nach Petrascheck soll sie 1 m betragen, während eine näher gegen Karl angesetzte Bohrung in 140 m Tiefe 60 cm Kohle traf. Nach Aussage der Einwohner werden bei heftigen Regengüssen Kohlenstücke in den Graben geschwemmt, welche man zu Heizzwecken sammelt. Über dem Flöz liegt mehrere Meter mächtiger blauer Süßwassertegel, welcher neben unbestimmbaren Schalen zahlreiche Stücke von *Brotia escheri* (Brong.) lieferte. Leider ist diese Art infolge ihrer langen Lebensdauer nicht zu einer Altersbestimmung verwendbar.

E. Hofmann erwähnt von Karl Blätter folgender Arten:

*Populus cf. euphratica*

*Serratopetalum haeringianum* Ett.

*Acer trilobatum* A. Braun.

Obwohl diese Abdrücke im Sandstein liegen, welcher derzeit nicht aufgeschlossen ist, kann man annehmen, daß die Funde von der beschriebenen Stelle stammen.

Nach Süden fortschreitend, sehen wir den Rand der Landseer Bucht bis an die Günser Berge von mittelmiozänen Schichten gebildet, Blockschotter nach Winkler-Hermaden. Breit schiebt sich dann die paläozoische Schiefermasse der Günser Berge vor und schließt die Bucht nach Süden ab.

### Die Beckenfüllung.

Nach den Ablagerungen, welche die Bucht erfüllen, zerfällt sie in zwei ganz verschiedene Teile. Der Nordrand wird nach der Schilderung Janoschek's begleitet von einem breiten Band tortoner Ablagerungen, unter denen die versteinerungsreichen „Ritzinger Sande“ die Hauptrolle spielen. Sie führen besonders nördlich von Neckenmarkt und bei Ritzing (Rabenkropf) reichliche Einlagerungen von Kalk, Sandstein und Schotter; seltener sind Tegellagen. Ganz gleiche Verhältnisse herrschen nach Vendl (1933, 1935) am Rande der kristallinen Masse des Brennerberges.

Von Kalkgruben an hört jedoch der Saum von tortonen Ablagerungen auf, den Rand der Landseer Bucht zu bedecken. Sarmat tritt an das kristalline Grundgebirge und überlagert es unmittelbar am West- und Südrand. In dem ganzen Innenteil der Bucht fehlen marine Ablagerungen völlig; ich nenne ihn das Draßmarkter Teilbecken. Daß sie nicht etwa in der Tiefe verborgen sind und nur durch randliches Übergreifen des Sarmats verdeckt sind, lehren die Verhältnisse an den kristallinen Inseln in diesem Beckenteil. Der Untergrund ragt vielfach empor, zum Teil in Form von Horsten: Nopplerberg bei Stob und der gegenüberliegende Todtenschlagberg; kristalline Unterlage des Oberpullendorfer Vulkans; Kogelberg in der Edlau (bei Draßmarkt); Kristallin des Rabnitz-Tales. An keiner dieser Stellen fanden sich jedoch meerische Ablagerungen. Beim Bad von Draßmarkt wurde durch den Bach das Kristallin in geringer Ausdehnung freigelegt; unmittelbar darüber liegt Tegelsand mit sarmatischen Versteinerungen (siehe S. 223), ein eindeutiger Beweis für das Fehlen des Tortons ebenso wie für die Seichtheit des Draßmarkter Teilbeckens. Wie später dargelegt wird (S. 226), sind für diese Verhältnisse tektonische Umstände bestimmend gewesen.

Die sarmatischen Ablagerungen des Draßmarkter Teilbeckens bestehen durchwegs aus Feinstoffen: feinsandiger Tegel und feiner, meist gelber oder hellweißer Sand. Schotter ist eine überaus seltene Einlagerung in diesen Schichten. Dies ist zurückzuführen auf den Mangel an einmündenden Flüssen und größeren Bächen, welche Schotterfächer vorgebaut und gröberes Material herbeigeführt hätten. Der Tegel findet sich bis an die ehemalige Küste und erreicht nord-nordwestlich von Weingraben eine Seehöhe von etwa 460 m. Dies stimmt überein mit der Höhenlage des sarmatischen Wasserspiegels; der Abtragungsrest von Sarmatkalk am Pauliberg (in etwa 500 m) stellt bereits eine strandnahe Bildung dar. Wenig tiefer (460 m) befindet sich nördlich von Weingraben, nahe  $\odot$  469 ein kleiner Rest von grauweißem, feinkörnigem, porös verwitterndem Kalkstein, welcher außer unbestimmbaren Foraminiferen keine Versteinerungen geboten hat. Die Zugehörigkeit zum Sarmat ist jedoch wahrscheinlich. Das weite Hinaufreichen sarmatischer Ablagerungen an verschiedenen Stellen des Beckenrandes zeigt an, daß an der Höhenlage des Sarmats am Pauliberg nicht Hebungen in Form von unregelmäßigen Schollenbewegungen die Schuld tragen. Es ist vielmehr im Draßmarkter Teilbecken das Sarmat in seiner ursprünglichen Lage erhalten, während es an anderen Stellen des Ostalpenrandes in tiefere Lage abgesenkt wurde. Es ist das Verdienst Hassinger's, auf die verschieden hohe Lage sarmatischer Strandbildungen hingewiesen und daraus tektonische Schlüsse gezogen zu haben. So fanden sich Seichtwasserablagerungen mit Schrägschichtung auf der Türkenschanze, bei Gersthof und Weinhaus in einer Höhe von 225—240 m. In derselben Lage befinden sich die Aufschlüsse, welche seinerzeit den „Atzgersdorfer Stein“ geliefert haben, eine als Ablagerung seichten Wassers leicht kenntliche Ablagerung mit groben Geröllen, Oolith usw. An anderer Stelle liegen dieselben Schichten weit höher: am Eichkogel bei Mödling in mehr als 300 m, am Marzerkogel (Marz, Burgenland) in 386 m, in den Hamburger Bergen bis über 400 m. In demselben Sinne ändert sich die Lage der marinen Strandlinie, wenn wir am Kalkalpenrand von Norden nach Süden fortschreiten. Diese verschiedene Höhenlage der ehemaligen

Strandlinien bringt Hassinger in treffender Weise mit einer negativen Bewegung des Verbindungsstückes zwischen Alpen und Karpathen in ursächlichen Zusammenhang. Allerdings vermutet er in den Hainburger Bergen eine nachträgliche Hebung, doch scheint mir diese Annahme nach den Erfahrungen in der Landseer Bucht nicht vonnöten.

Die meerischen Ablagerungen des Nordrandes der Bucht von Landsee werden von einem schmalen Saum von sarmatischem Tegel und Sand begleitet, welcher manchenorts versteinierungsführende Kalke enthält (Janoschek). Bei Kalkgruben breiten sich diese Schichten flächenartig aus und nehmen den ganzen Raum zwischen dem Stooberbach und dem Gebirgsrand ein.

In der Sandgrube westlich der Straße von Kobersdorf nach Oberpetersdorf, nahe  $\diamond$  379 ist die Transgression versteinungsleerer sarmatischer Sande auf dem Blockwerk des kristallinen Untergrundes aufgeschlossen (Janoschek). Der Tegel und der Sand von Lindgraben, die zur Ziegelerzeugung verwendet werden, enthielten keine Versteineringen. Hingegen fand Janoschek in den Ziegeleien bei St. Martin und östlich davon Abdrücke sarmatischer Muscheln.

Feinschichtiger, sandiger Tegel mit häufigen dünnen Toneisensteinlagen wird an verschiedenen Orten zu Ziegeln verarbeitet, so in den Ziegelöfen von Neuthal und Kaisersdorf. Ein aufgelassener Ziegelofen befindet sich südwestlich des Friedhofes von St. Martin.

An der Straße St. Martin—Kaisersdorf befindet sich eine Grube, in der eine Schotterlage bedeckt wird von feinem Sand und Tegel mit

*Solen subfragilis* Eichw.

*Ervilia podolica* Eichw.

Im Brunnen des Gemeindegasthauses von Kaisersdorf wurde unter Sand und sandigem Tegel in 7 m Tiefe eine Schicht von grobem eisenschüssigem Sand angetroffen, welche — eine Seltenheit in dem so fossilarmen Draßmarkter Teilbecken — eine reiche Fauna barg:<sup>1)</sup>

*Murex (Occenebra) sublavatus* Bast.

*Potamides pictum* (Bast.)

*Cerithium rubiginosum* Eichw.

*Trochus pictus* Eichw.

*Rissoa (Mohrensternia) inflata* Andr. (ungestreift)

*Rissoa (Mohrensternia) angulata* Eichw. (ungestreift)

*Cepaea eversa larteti* (Boissy)

*Theodoxus pictus* (Fér.)

*Limnocardium obsoletum* (Eichw.)

*Ervilia podolica* Eichw.

Das Gebiet zwischen Kaisersdorf und dem Nopplerberg besteht fast ausschließlich aus versteinierungsfreien feinen Sanden, meist von gelber Farbe. In den Aufschlüssen südlich von Kaisersdorf wechselt sandiger Tegel mit Sand ab.

<sup>1)</sup> Diese Funde wurden mir in liebenswürdiger Weise von Herrn Sekretär A. Zieser überlassen; Herrn Dr. W. Wenz danke ich für die Bestimmung der *Cepaea*.

Das bei der Badeanlage von Draßmarkt (nördlich des Ortes) anstehende kristalline Grundgebirge wird bedeckt von feinem Tegelsand mit Abdrücken folgender Versteinerungen:

*Modiola volhynica* Eichw.  
*Limnocardium obsoletum* (Eichw.)  
*Irus (Paphirus) gregarius* (Partsch)  
*Ervilia podolica* Eichw.

Weiter nach Osten bestehen die Talgehänge aus feinen Sanden.

In der an der Straße nach Unterrabnitz liegenden Ziegelei von Draßmarkt sind folgende Schichten entblößt:

0.5 m Tegel,  
 2 m Wechsel von Grobsand, Kies, Feinsand und Tegel,  
 1 m Kies,  
 2 m Tegel.

Große Aufschüsse bestehen unmittelbar südlich des Ortes Draßmarkt in einigen steil eingerissenen Gräben. Hier findet sich feiner Sand von gelber, seltener weißer Farbe, nach oben in Kies übergehend. Darüber liegt der Tegel, welcher in einem südlich des Ortes gelegenen Ziegelofen gebrannt wird. Er führt:

*Modiola* sp.  
*Limnocardium obsoletum* (Eichw.)  
*Limnocardium plicatum* (Eichw.)

Der Tegel wird wieder von Sand und Kies überlagert.

In der Ziegelei von Weingraben wird sandiger Tegel verarbeitet, darin Abdrücke von:

*Limnocardium* sp.  
*Ervilia podolica* Eichw.

Im Gebiet südlich von Weingraben und Draßmarkt herrscht der auch sonst verbreitete feine gelbe Sand vor, der manchmal in sandigen Tegel übergeht.

Pflanzenreste sind im Sarmat des Draßmarkter Teilbeckens eine häufige Erscheinung. Blattreste fanden sich in der Ziegelei östlich von St. Martin (Janoschek), am östlichen Uferhang des Stoober-(Schwarz-)baches und in dem grabenartigen Riß, welcher vom Süden von Kaisersdorf nach Nordost zieht. Frau Wohlmuth (Stoob) brachte mir vom Kuhriegel (zwischen Nopplerberg und Draßmarkt) einen wohl erhaltenen fossilen Nadelholzzapfen. Holzreste wurden beim Bau eines Brunnens im südlichen Teil von Weppersdorf gefunden. Im Brunnen des Hauses Nr. 22 in Kaisersdorf wurde in 8 m Tiefe unter Sand und Tegel ein Kohlenflöz getroffen und 40 cm tief durchsunken, dann wurde wegen Wasserzufluß die Arbeit eingestellt.

Ein Fundort von Pflanzen von sehr schöner Erhaltung und großem Reichtum liegt bei Weingraben, im Oberlauf des Dorfaubaches, oberhalb der Ziegelei. Hier steht feinblättriger Ton an, der infolge seiner Zusammensetzung aus feinen Ton- und Sandlagen an der Luft in dünne, pappendeckelartige Lagen zerfällt, welche biegsam sind und gelegentlich die mechanischen Eigenschaften von Papier haben, besonders im feuchten Zustand. In diesem sonderbaren Gestein liegen als dünne, inkohlte Häutchen zahlreiche Blattreste,

Koniferennadeln, Zweige, zahlreiche Früchte und Samen von Laub- und Nadelhölzern sowie Fischreste.

Etwa 500 m oberhalb der Ziegelei fanden sich im Graben im braunen sandigen Ton ebenfalls Pflanzenabdrücke und Fischreste. Letztere stammen von *Mullus* sp., wie Herr Reg. R. Dr. V. Pietschmann in freundlicher Weise feststellte, indem er die Schuppen und den Kiemendeckel mit *Mullus barbatus* (Meerbarbe) verglich.

In den sandig-tonigen Schichten des Draßmarkter Teilbeckens ist Schotter nur eine seltene Einlagerung. Außer an den erwähnten Stellen kommt er vor südlich von Kaisersdorf, südöstlich der Straße nach Weingraben; ferner westlich des Harlingwaldes, nahe Kaisersdorf. Wenn er auf Anhöhen auftritt, kann er zu Verwechslung mit pliozänen Terrassenschottern Anlaß geben.

Im Raume Oberpullendorf—Stoob—Edlau zeichnet die handkolorierte Karte der Geologischen Bundesanstalt (L. Roth v. Telegd) bereits „Pont“ ein. Es haben sich jedoch hier weder Versteinerungen noch Unterschiede in der Ausbildung der Schichten gefunden. Aus den folgenden Erwägungen scheint mir jedoch ein sarmatisches Alter dieser Schichten wahrscheinlicher. Es überlagert bei Draßmarkt das Sarmat nachweisbar das Kristallin unmittelbar. Bei Stoob, Oberpullendorf und in der Edlau tauchen noch große und kleinere kristalline Schollen auf, die vom Beckenrand weiter entfernt sind als Draßmarkt. Es ist deswegen nicht anzunehmen, daß hier das Pannon unmittelbar auf dem Grundgebirge liegen sollte.

In der Umgebung von Stoob tritt mehrerenorts Töpferton auf, welcher die Grundlage bildet für das einst blühende, aber auch heute noch eifrig betriebene Hafnergewerbe. An einem Hohlweg, welcher vom Südende des Ortes nach SW führt, wird gelblicher Ton in verzweigten, unterirdischen Stollen gewonnen. Er wird von feinem Sand überlagert, welcher demjenigen der Umgebung von Draßmarkt und Kaisersdorf gleicht. Eben solcher, meist weißer Sand bildet in Wechsellagerung mit sandigem Tegel die Höhen östlich von Stoob. Im Gemeindewald (mit  $\odot$  298) findet sich wieder Ton, welcher in einem Tagbau und in einer tiefen, unterirdischen Grube gewonnen wird (bei Punkt 278). Verfallene Stollen sind auf dem ganzen Rücken recht häufig. Eine weitere, gelegentlich in Arbeit stehende Grube liegt nahe  $\odot$  309, östlich von Stoob. Hier wurden einige Blattabdrücke gefunden, bisher die einzigen Reste aus dem Töpferton.

Nördlich von Oberpullendorf liegt die Lehmgrube eines ehemaligen Ziegelofens. Hier wechselt sandiger, unreiner Tegel mit Sand- und Kiesellagen. An der nach Großwarasdorf führenden Straße liegen Sandgruben, in denen grober Kies von Sand und Tegel überlagert wird. Es wurde schon (S. 216) auf die Ähnlichkeit dieses Sandes mit einer dünnen, zu Sandstein gebrannten Lage hingewiesen, welche sich zwischen dem Basalt und dem Tuff des großen Oberpullendorfer Steinbruches findet. In bräunlichen Lagen des Sandes der erwähnten Sandgruben finden sich häufig fossile Lebensspuren in Form dünner Röhren und Gänge, von ähnlichem Sand erfüllt. Sie haben Bleistift- bis Fingerdicke und sind offenbar tierischer Entstehung.

Bereits mehrfach war von der feinen Schichtung des sarmatischen Tegels des Draßmarkter Teilbeckens die Rede. Sie wird durch einen Wechsel des Tones mit feinen Sandlagen hervorgerufen. Am deutlichsten läßt sich

die Erscheinung an dem Blättertön von Weingraben beobachten, in dem sich die Pflanzenabdrücke befinden. Aber auch in den sandigen Begleitschichten des Stoober Töpfertones findet sie sich, nicht aber im reinen, sandfreien Ton sowie im Sand. Ähnliche Feinschichtung, wenn auch stellenweise weniger ausgeprägt, wurde auch in den Ziegeleien von Kaisersdorf, St. Martin und anderswo gefunden. Es macht den Eindruck, daß sich diese dünnen Schichten abgelagert haben unter dem Wechsel jahreszeitlicher Schwankungen der Wassermenge jener fließenden Gewässer, welche die Absatzstoffe herbeigeschafft haben. Es widerspiegelt sich so die Folge von regenreichen und trockeneren Jahreszeiten im Sarmat. Diese Schichten sind vergleichbar den Varven der glazialen Bändertone oder den feingeschichteten Silurschiefern (Bannisdale Slates) im Lake District von England (Marr). Die Einzelschichten haben eine Dicke von 1 mm oder weniger. Es sind oft nur Teile eines aufgeschlossenen Querschnittes so deutlich ausgebildet, daß eine Zählung versucht werden könnte, um zu einer Vorstellung über die Ablagerungsgeschwindigkeit zu kommen; ebenso wie die reinen Tonlagen entbehren auch die Sandlagen der Schichtung. Auch sind die Schichten sehr oft untergeteilt, so daß man im Zweifel ist, ob man einfach oder mehrfach zu zählen hat.

R. Mayer hat in gänzlicher Verkennung der Tatsachen und unter Mißachtung der alten, handkolorierten Karte (Roth v. Telegd) den sarmatischen Tegel östlich von St. Martin als Walbersdorfer Schlier bezeichnet, den Sand aber als Ritzinger Sand. Ebenso abwegig ist es, den Tegel der Ziegelei von St. Martin zu den Süßwasserschichten des Unter-miozäns zu zählen; Janoschek fand hier sarmatische Versteinerungen.

### Tektonik.

Um eine Übersicht der Tektonik der Landseer Bucht zu schaffen, sollen hier die am Nordrand bekanntgewordenen Tatsachen angeführt werden und die neuen Erkenntnisse angeschlossen werden.

Am längsten bekannt ist die Nord—Süd verlaufende Verwerfung bei Siegraben. Sie wurde unter dem Namen „Siegrabener Bruch“ von Winkler beschrieben und von Janoschek weiter verfolgt. Nördlich des Siegrabener Straßensattels trennt sie die Auwaldschotter vom Grundgebirge und besitzt eine Sprunghöhe von mehreren hundert Metern. Das Tal des Auwiesenbaches entspricht einer Querverwerfung in NW—SO-Richtung, welche an der Böschung der alten Straße unmittelbar aufgeschlossen ist und sich auch an den zahlreichen, tektonisch zerrissenen Kalkgeröllen der Auwaldschotter bemerkbar macht. Sie bewirkt, daß der linke Talhang des Auwiesenbaches aus kristallinen Schiefen besteht, während am rechten die Auwaldschotter weiter talein reichen. Sie werden ihrerseits begrenzt durch einen Bruch, der mit dem Siegrabener gleichläuft und in den Fuß des Siegrabener Kogels einschneidet. Nördlich des Straßensattels wird der geradlinige Verlauf des Siegrabener Bruches gestört durch zwei kleine Querverwerfungen, welche das Grundgebirge etwas weiter nach Osten vortreten lassen.

An den Hängen des Siegrabener Kogels überlagern die Auwaldschotter das Grundgebirge; der Siegrabener Bruch trennt hier nur mehr den Blockschotter von den liegenden Auwaldschottern. Janoschek vermutet deshalb hier eine geringere Sprunghöhe. Südlich der Oberger Mühle ist er nicht mehr nachweisbar.

Soweit bisher besprochen, liegt der Bruch in den ältermiozänen Schottermassen, welche noch zum Rand der Landseer Bucht zu rechnen sind (Jano-

scek). Verlängert man ihn in die Bucht hinein, so erhält man die Grenze gegen das Draßmarkter Teilbecken, in welchem das Sarmat unmittelbar auf dem Kristallin liegt, während sich östlich davon (Kalkgruben—Ritzing—Neckenmarkt) ein breiter Streifen meerischer Ablagerungen zwischenschaltet (siehe Janoschek's Karte). Bei dem unvermittelten Aufhören dieses Gürtels bei Kalkgruben ist diese Verschiedenheit des Buchtrandes zu erklären durch späteren Nachbruch. An der Wende des Torton zum Sarmat wurde durch Bruchbildung ein Teil des alten Buchtrandes versenkt und dem sarmatischen Brackmeer das weitere Vordringen bis an den heutigen Gebirgsrand ermöglicht. Eine wesentliche Bedeutung kommt hierbei dem Sieggrabener Bruch zu. Sein Ostflügel, aus Blockschotter bestehend, ist bei Sieggraben gegen das Kristallin um wenige hundert Meter abgesenkt. Nach Süden wird die Sprunghöhe geringer, schließlich kehrt sich der Bewegungssinn um, so daß der Teil westlich der Bruchzone niedergebogen ist. Der hiedurch gewonnene Gebietszuwachs der Landseer Bucht ist oben als Draßmarkter Teilbecken bezeichnet worden. Er bildet einen seichten, nur von sarmatischen Bildungen erfüllten Anhang der Landseer Bucht. Es soll hier jedoch nicht behauptet werden, daß die derzeitige Grenze von Sarmat und Torton (von Kalkgruben nach SO) unmittelbar der Bruchlinie entspreche. Es kann das Sarmat die Bruchlinie übergreifen, besonders bei randlicher Abbiegung der stehengebliebenen Scholle.

Aus dem Sarmatkalk westlich von Kalkgruben meldet Janoschek einige N—S streichende, unbedeutende Verwerfer. Sie stellen die letzten, ausklingenden Bewegungen am Süden des Sieggrabener Bruches dar, der (dem Vorstehenden zufolge) älter als das Sarmat ist.

Im Torton mag die Bruchlinie von Oberpullendorf etwa der Strandlinie des Meeres entsprochen haben. Einerseits zeigen dies die Verhältnisse des Nordrandes der Bucht; anderseits liegen an der genannten Linie die letzten kristallinen Aufbrüche. Erst östlich davon beginnt das tiefe, schon zum Pannonischen Becken gehörige Senkungsgebiet.

Eine weitere Gruppe von Bruchlinien wurde vom Verfasser bereits früher teilweise beschrieben (Schrifttum 1935). Bei Oberpetersdorf läuft das Tal des Schwarzbaches auf einer Strecke von 2 km geradlinig von NW nach SO und bildet die Grenze zwischen dem Grundgebirge und dem mittelmiozänen Blockschotter. Aller Wahrscheinlichkeit nach ist hier ein Bruchrand anzunehmen. Bei Schwarzenbach springt die Bruchlinie ein in eine N—S verlaufende Schubfläche im Kristallin. Diese trennt zwei Teilstücke der Sieggrabener Deckscholle, welche verschiedener Herkunft sind (Koralpen- und Glinalpenanteil; vgl. Schrifttum 1935a). An dieser Linie liegen drei kleine Vorkommen von Tertiär, welche mit den Brennberger Süßwasserschichten (Janoschek) gleichzusetzen sind. Das nördlichste, bei ⬠ 481, Eckerbuch<sup>1)</sup>, gelegen, führt Kohlenspure, welche von zwei Versuchsstollen angetroffen wurden. Diese werden von Kies und Blockschotter bedeckt und teilweise (im Stollen) von Verwerfungen begrenzt. Etwa  $\frac{3}{4}$  km südlich, im Kaswasser, an der Talbiegung liegt ein kleiner Fleck von Lehm, Sand und Schotter. Östlich von ⬠ 542, Königsbügel, ist der Talhang in geringer Ausdehnung von feinem Sand bedeckt. Diese drei Tertiärreste sind sicherlich durch Absenkung in

<sup>1)</sup> Auf der Spezialkarte fälschlich Äckerbug.



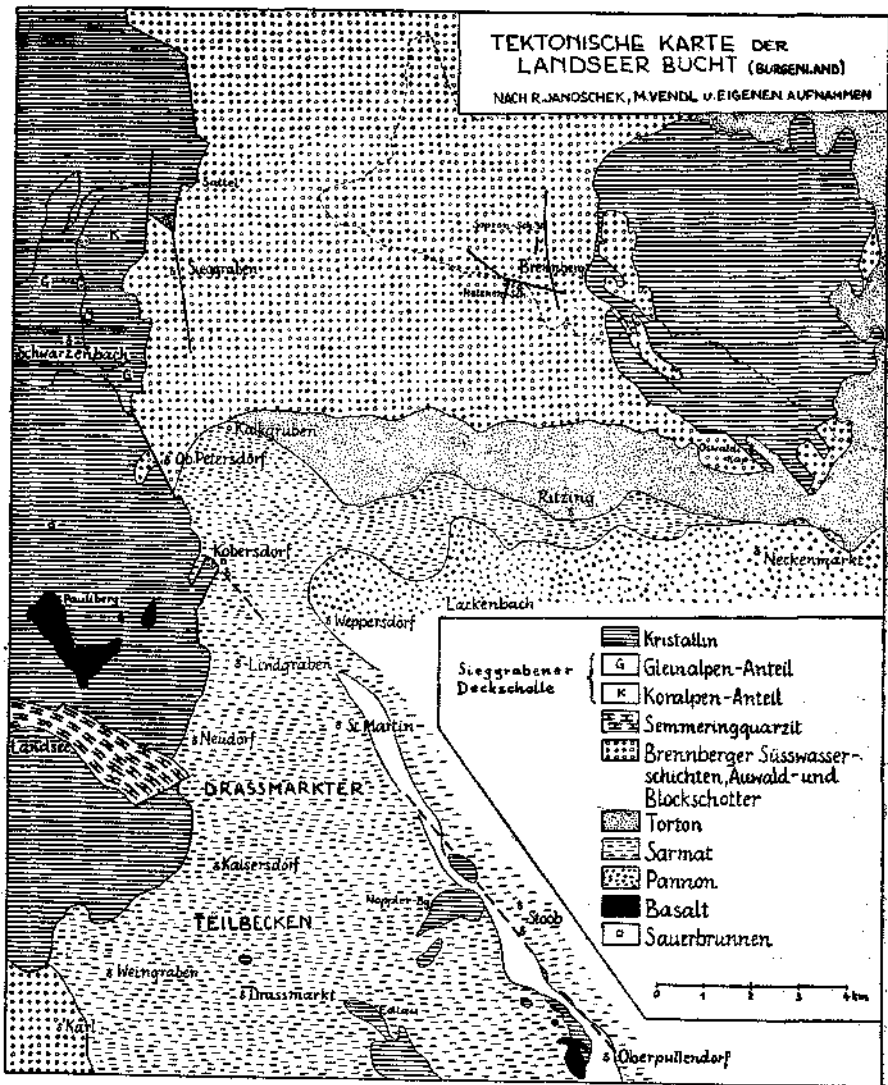


Fig. 3.

ihre Tiefenlage am heutigen Talboden gelangt. Das beweisen die Absätze, die mit den heutigen Talverhältnissen nicht in Einklang stehen. Ihre nachträgliche Verstellung bedeutet eine auffällige Wiederbelebung einer alten tektonischen Linie.

Nördlich von Koberndorf wird der geradlinige Verlauf des Gebirgsrandes abgeschnitten durch einen Riegel aus Gneis und Glimmerschiefer, welcher den Punkt 379 trägt. Der Schwarzbach durchschneidet den Vorsprung in einem Durchbruchstal, welches so eng ist, daß es nicht einmal der Straße den Durchtritt erlaubt. Zur Erklärung dieses auffälligen Engtales ist ein Vortreten des Kristallins an einem Querbruch und epigenetisches Einschneiden

anzunehmen. Keinesfalls braucht man mit R. Mayer auf eine nachträgliche Aufwölbung des so kurzen Verbindungsstückes schließen.

Südwestlich von Kobersdorf greifen sarmatische Ablagerungen in Form einer schmalen Bucht in das Grundgebirge ein. Offenbar läuft auch hier ein Bruch in der NNO—SSW-Richtung, welcher die Schwelle mit  $\ominus$  370 vom Gebirgsrand abschneidet. Nahe der Verlängerung dieser Linie liegt die nord-östliche, einzelstehende Basaltausbruchsstelle (Abb. 1). Wo diese Störung den Quarzitzug von Landsee trifft, bewirkt sie infolge einer geringen Absenkung des südlichen Flügels ein Vorspringen der Grenze des Quarzites. Dieser Teil wird von dem steil eingeschnittenen Tessenbach abgetrennt.

Der Südostrand des niedrigen Rückens bei Kobersdorf, welcher den Punkt 370 und die Kirche trägt, ist abermals ein Bruch. Wo diese Linie das Tal des Schwarzbaches quert, dringt der Sauerbrunn von Kobersdorf auf. Aus einem Brunnen wird hier ein stark kohlensäurehaltiges Wasser geschöpft, welches ein im Orte beliebtes Tischgetränk bildet.

Im Tal des Mühlbaches, beim Jägerhaus, nahe der burgenländisch-nieder-österreichischen Grenze, fließt eine zweite, wasserreiche Sauerquelle. Sie ist reich an Eisen, wie der abgesetzte Eisenocker zeigt, der sich an der Quelle und noch weit bachabwärts im Mühlbach findet. Herr Prof. Dr. J. Stiny bestimmte in freundlicher Weise die Härte des Quellwassers und fand 42·8 deutsche Härtegrade, davon 35 d. H. vorübergehende Härte. Diese Quelle ist nicht wie der Kobersdorfer Brunnen an eine Verwerfung geknüpft. Beide Sauerwässer sind Folgewirkungen des pliozänen Vulkanismus des Pauliberges.

Bei Neudorf schneidet ein Bruch (Richtung NO—SW) den Landseer Quarzitzug ab und bringt ihn in Berührung mit dem Glimmerschiefer seines Hangenden. Der Richtung nach weicht diese Linie etwas von den Kobersdorfer Brüchen ab.

Das Tal des Schwarzbaches (der nach seiner Vereinigung mit dem Siegrabener Bach den Namen Stooberbach hat) bildet auch in seinem weiteren Verlauf eine Bruch- oder Abbiegungslinie. An ihr liegen die östlichsten horstartigen Aufragungen von Grundgebirge: der Nopplerberg bei Stooß, von dem das epigenetische Tal den Todtenschlag-Berg abtrennt; ferner die kristalline Unterlage des Oberpullendorfer Vulkans. Diese Linie zielt in ihrer Verlängerung nach Südosten genau auf den Zacken des Günser Horstes, welcher nach Osten an das Rabnitz-Tal vortritt.

Die Lage des Oberpullendorfer Vulkans an der besprochenen Nachbruchslinie beweist, daß beide Erscheinungen in ursächlichem Zusammenhang stehen. Aus der Lagerung des Sarmats unmittelbar auf dem Grundgebirge wurde geschlossen auf ein Absinken des Draßmarkter Teilbeckens an der Wende vom Torton zum Sarmat. Der Vulkan liegt unmittelbar auf kristallinen Schiefen und wird bereits von den Ablagerungen seiner Umgebung verschüttet, denen wahrscheinlich sarmatisches Alter zukommt. Es treffen sich hier beide Schlußketten. Der mehrfache Ausbruch des Vulkans ist ein begleitender Vorgang des Absinkens des Draßmarkter Teilbeckens. Die Ausbrüche setzten ein zu einer Zeit, als der Untergrund noch festes Land war; sodann begann infolge des Niedertauchens die Bedeckung mit (vermutlich sarmatischen) Ablagerungen, während welcher als Abschluß seiner Tätigkeit der Tuffausbruch erfolgte. Es ist somit gelungen,

den Vulkan von Oberpullendorf in den Bau der Landseer Bucht einzuordnen.

Bei der Beschreibung des Pauliberges ist ausführlich gesagt worden, daß dort eine Mehrzahl von Ausbruchsstellen anzunehmen ist. Das Kartenbild ergibt, daß diese in einer geraden Linie liegen, welche NNW—SSO läuft und somit der Richtung nach übereinstimmt mit dem Randbruch von Oberpetersdorf, welcher sich in die Vulkanlinie von Oberpullendorf fortsetzt. Da dem Pauliberg ein pannonisches (nachsarmatisches) Alter zuzusprechen ist, bedeutet sein Ausbruch ein neuerliches Aufleben der Tektonik. Den beiden Feuerbergen kommt — gewiß ein auffälliges Ergebnis — verschiedenes Alter zu. Der Oberpullendorfer Vulkan ist älter als die übrigen des burgenländisch-steirischen Vulkanfeldes, zu denen auch der Pauliberg gehört.

Nördlich von Neckenmarkt, bei der Oswaldikapelle, greift in die Grundgebirgsscholle des Brennberges ein schmaler Streifen von Sand ein mit einem schwachen Kohlenflöz am Grunde. Diese Ablagerung gehört nach Petraschek zu den Brennberger Süßwasserschichten, nach Janoschek zu den Ritzinger Sanden. Dieser Streifen findet seine Fortsetzung in einer seichten Mulde, erfüllt von glimmerreichem Sand, der zu den Süßwasserschichten gehört. Die Mulde überschreitet nahe dem Gruberkreuz die ungarische Grenze. Sie ist ebenso wie der schmale Streifen bei der Oswaldikapelle tektonischer Entstehung und stimmt in ihrer Richtung mit der Oberpullendorfer Vulkanlinie überein. Die Südwestgrenze des Brennberger Kristallins springt nach Janoschek winkelig aus und ein; sie setzt sich aus Teilstrecken zusammen, die abwechselnd O—W und NW—SO laufen.

Der Arbeit Vendl's (1933) sind die folgenden Angaben über die Hauptverwerfungen im Brennberger Kohlengbiet entnommen.

a) Eine schwach bogenförmige, N—S streichende Verwerfung versenkt ihren W-Flügel mindestens um 140 m; sie zieht etwa 160 m östlich vom Barbaraschacht<sup>1)</sup> vorbei. Von dieser Verwerfung zweigt SW des Sopronschachtes mit einem Streichen von N 15° O (1 h) eine kleinere ab, welche sich NW vom Barbaraschacht mit der ersten wieder vereinigt und ebenfalls nach Westen um 35 m verwirft.

b) 360 m südlich vom Barbaraschacht läuft eine größere Verwerfung in der Richtung S 75° O (7 h), deren Südteil um 105 m gesenkt ist. Dieselbe Verwerfung weist unmittelbar westlich der Kreuzung mit der des Sopronschachtes nur mehr eine Sprunghöhe von 50 m auf, jedoch wieder 95 m beim neuen Hermeschacht<sup>2)</sup>

c) Der Grund für die ungleiche Sprunghöhe des vorigen Bruches ist, daß etwa in der halben Entfernung zwischen dem Helenen- und dem neuen Hermeschacht eine Verwerfung mit der Streichrichtung N 15° O (1 h) zieht; sie senkt nämlich den W-Flügel um 100 m ab, aber nur südlich der unter b) genannten Verwerfung.

Daß die Verwerfungsflächen im Brennberger Gebiet durchaus nicht senkrecht stehen, sondern meist stark geneigt sind, geht hervor aus den Profilen von Boda (bei Janoschek, S. 43) und Vendl (1933, S. 21).

Die unter a) genannte Verwerfung hat ungefähr dieselbe Richtung wie der nördlichste Teil des Sieggrabener Bruches 7 km weiter westlich. Auffällig ist das Umbiegen der Verwerfung b nach NW; sie hat dann nämlich dieselbe Richtung wie die Bruchzone bei der Oswaldikapelle auf österreichischem Gebiet. Denkt man sich diese Zone weiter verlängert, so trifft sie den zusammenhängenden Alpenkörper südlich von Forchtenau. Gerade dort wird

<sup>1)</sup> Der Barbaraschacht liegt etwa 200 m SW des Wetterschachtes.

<sup>2)</sup> Nahe der österreichischen Grenze, etwa 500 m östlich von Punkt 558.

der Sieggrabener Bruch abgelöst von einer Bruchlinie dieser Richtung<sup>1)</sup>. Allerdings ist der abgesenkte Flügel hier der nordöstliche, was an den Verlauf des Sieggrabener Bruches erinnert (vgl. S. 226). Auch nördlich des Sieggrabener Straßensattels bestehen einige Verwerfungen in der Richtung NW—SO (siehe S. 225).

### Die pliozänen Terrassenschotter.

Es ist anzunehmen, daß so wie in der äußeren Landseer Bucht (Janoschek) auch im Draßmarkter Teilbecken einst pannonische Schichten vorhanden waren. Sie sind indes der Abtragung verfallen.

Der sinkende Seespiegel hat in der Landseer Bucht ebenso wie in den übrigen Randsenken der Alpen Spuren seines jeweiligen Standes hinterlassen in Form von Schotterflächen. Eine Betrachtung dieser Schotterreste ist in verschiedener Hinsicht reizvoll. Erstens sind infolge der besonderen Natur der Landseer Bucht einige Einblicke zu gewinnen in die Bildungsweise und die Ablagerungsbedingungen solcher Schotter. Weiters sind im Draßmarkter Teilbecken wegen des Fehlens meerischer Ablagerungen die geländekundlichen Verhältnisse nicht so verwickelt, so daß die Lösung mancher Fragen hier minder schwierig erscheint.

Die Schotter im Nordteil der Landseer Bucht hat bereits Janoschek auf seiner Karte dargestellt. An dieses Gebiet kann jedoch vorläufig nicht der Anschluß gefunden werden, da die Terrassenschotter in übertriebener Ausdehnung eingetragen wurden, offenbar in Mitberücksichtigung der durch Pflug und Hangabspülung vertragenen Gerölle.

Bei der folgenden Aufzählung der Flächen können selbstverständlich nur solche berücksichtigt werden, die in kristalline Schiefer eingeschnitten sind oder durch eine Schotterbedeckung ihre Natur dartun. Auch Formen, welche in die vortortonen Schotter eingeschnitten sind, sind oft recht deutlich erhalten; nicht aber besitzen die leicht verwitternden Tegelsande der Beckenfüllung die Fähigkeit, Ebenheiten zu bewahren.

Den Ausgangspunkt der Schilderung bildet die Brandungsfläche des Pauliberges, welcher schon früher gedacht worden ist. Sie liegt an dessen Osthang in etwas über 500 *m*, die zugehörigen Schotter reichen am Hang bis etwa 550 *m* hinauf. Flächenreste in ähnlicher Lage besitzen in der Landseer Bucht weite Verbreitung. Es scheint, daß sie sich zwei verschiedenen Höhenlagen zuordnen lassen, entsprechend den Flächen XII und XI von Hassinger, die auch von Janoschek im Nordteil der Bucht angenommen wurden. Infolge der bereits vorgeschrittenen Zerstörung ist dieses Ergebnis nicht völlig zwingend.

Südlich des Sauerbrunnens, am Hotterberg, ist eine wohlausgebildete Ebenheit vorhanden, über die sich der Punkt 535 nur wenig erhebt. Von dieser waldfreien Stelle aus ist ersichtlich, daß die Hanglinie des östlich liegenden Rückens (Nordhang des Pauliberges) in derselben Höhe eine deutliche Kerbe aufweist. Sie ist ebenso auch am Blätterriegel vorhanden. Die Fläche, auf der die Häusergruppe Schön (Gemeinde Schwarzenbach) liegt, entspricht der beim Sauerbrunnen. Tiefer, wenig über 500 *m*, befindet sich die Vernebnung im Leitengrabenwald (westlich von Oberpetersdorf) und im Schönwald.

<sup>1)</sup> Wie ich mich zusammen mit Herrn Dr. R. Janoschek überzeugen konnte.

Hier liegt (nahe  $\odot$  515 der Aufnahme-sektion) ein am Wegrand schlecht aufgeschlossener kleiner Schotterrest. Die bis apfelgroßen Gerölle sind gut gerundet und bestehen aus Gesteinen der Umgebung, dazu viele Quarzite aus dem Landseer Quarzitzug. Aus diesen Verhältnissen könnte man, wie schon gesagt, eine Zweiteilung dieser Verebnung herauslesen.

Südlich des Landseer Quarzitzuges gehört hieher die Fläche des Triftwaldes mit Punkt 549 und ein kleiner Rest derselben Höhe im Traga-Wald (westlich vom Steinernen Stückel). Etwas tiefer liegt die Fläche nördlich des Karlonger Kogels mit den Punkten 515 und 517.

Die Flächen, die Janoschek von der ungarischen Grenze erwähnt, sind in die vortortonen Blockschotter eingeschnitten. Die Fläche der Großen Schußstatt (östlich Sieggaben, nördlich Tschurndorf) wird von den Punkten 537, 549 und 545 (Aufnahme-sektion) nur wenig überragt. Die Ebenheiten beim Herrentisch, S und SO der Drei Säulen und S des Wegbereiterkreuzes liegen alle in etwa 520 m und gehören nach Janoschek bereits der nächsttieferen Fläche an.

Aus der engen Verknüpfung von Sarmatkalk und Schotter am Pauliberg wurde (1935b) der Eindruck gewonnen, daß auch der Schotter (damit die ganze Terrasse) dem Sarmat zugehöre. Die höchstgelegenen Verebnungen der Landseer Bucht, darunter die Schotterfläche des Pauliberges, stimmen jedoch mit Hassingers Niveau XII und XI überein, welche im Wiener Becken als pannonisch gelten. Auf diese Schwierigkeit soll hier hingewiesen werden, ohne daß angegeben werden könnte, in welcher Richtung eine Lösung zu suchen ist.

Die mächtige Schottermasse des Kerča<sup>1)</sup> genannten Berghanges bei Kaisersdorf trägt oben eine Verebnung mit Punkt 469 (Aufnahme-sektion). Sie entspricht also der Fläche IX Hassingers; ebenso die Schotterfläche mit Punkt 469, SW davon, und ein kleiner Rest nahe dem Karlonger Kogel. Die Schotter der Kerča hängen unmittelbar zusammen mit einer tieferen Fläche mit Punkt 431 (Aufnahme-sektion). Ihr entspricht ein Gehängeabsatz in der Schotterfläche südwestlich davon. Zugehörig ist auch ein kleiner Schotterfleck am Bruchrand des Landseer Quarzites sowie kleine Schotterflecken auf der Höhe östlich von Karl (Terrasse VIII).

Weit verbreitet ist die Fläche VI in 380—390 m: südwestlich von Kaisersdorf (Kerča) sowie NW und W davon; Gemeindewald südlich von Neudorf; östlich von Neudorf.

Nordwestlich von Kaisersdorf, nahe der Schweineweide, sind in diese Schotter einige kleine, aber steilwandige Gräben eingeschnitten, in denen unter dem Schotter der Glimmerschiefer ansteht. Er ist von einer mächtigen Schicht von Verwitterungsroterde bedeckt, die allmählich in das gewachsene Gestein übergeht. Im allgemeinen sind zwar Roterde-Böden nicht geeignet, darauf Klima-Schlüsse aufzubauen, besonders wenn sie aus Kalk hervorgehen. Jedoch geht aus dem Glimmerschiefer, welcher die Roterde lieferte, unter dem heutigen Klima normaler Humus-Waldboden hervor. Es ist deshalb diese Roterde-Bildung ein Hinweis auf ein entsprechend wärmeres Klima der Pliozänzeit.

Die Terrasse V, in 360 m gelegen, ist stellenweise mit dem Gebirgsrand verbunden, so bei Lindgraben und bei Neudorf (in beiden Fällen mit VI ver-

<sup>1)</sup> Kaisersdorf und Weingraben sind kroatische Siedlungen.

schmolzen). An anderen Stellen bildet sie Schotterkappen auf dem sarmatischen Tegel, so SO Neudorf (Gemeindewald); am Scheibenriegel; NO und S Kaisersdorf, S Draßmarkt; zwischen Edlau und Nopplerberg.

In dieser Schotterfläche, und zwar nördlich von Neudorf, gegen Lindgraben, fanden sich Gerölle vom Basalt und Dolerit des Pauliberges (vgl. auch Janoschek). In den höheren Flächen fehlen sie; es scheint daher der Ausbruch in die Zeit der Schotterfläche V oder wenig vorher zu fallen.

In 340 m liegt die Fläche IV: zwischen Neudorf und St. Martin; bei der Florianikapelle von St. Martin (hier Basalt vom Pauliberg); südlich des Scheibenriegels (am anderen Hang); SO Harlingwald; W Edlau; Kirchberg (westlich Oberpullendorf).

Hassingers Terrasse III ist in dem besprochenen Gebiet in zwei Flächen zerlegt. In 320 m liegen die Schotterflächen O Scheibenriegel; bei der Florianikapelle S Neuthal; NO Todtenschlagberg; westlich des Oberpullendorfer Vulkans. Schotterflecken geringen Ausmaßes in der Höhenlage 300 m liegen SSW, NO und SO von Stooß und im Gemeindewald von Stooß.

In 280 m, der Fläche II zugehörig, bedecken Schotter im Norden und Süden den Oberpullendorfer Vulkan. Ein kleiner Schotterrest in 290 m befindet sich N Oberpullendorf, an der Straße nach Großwarasdorf.

Die Schotter der pliozänen Terrassen bestehen neben kleineren Geröllen zu einem guten Teil aus größeren, nur wenig abgerollten Blöcken. Sie sind mit einer kennzeichnenden, rostbraunen Verwitterungsfarbe überdeckt. Der Lage nach wäre es denkbar, daß die höheren, unmittelbar auf dem Grundgebirge liegenden Schotterflächen ihre Gerölle direkt aus dem Anstehenden bezogen hätten, so daß sie als reine Brandungsschotter aufzufassen wären. Dem widerspricht jedoch die weite Verbreitung des Landseer Quarzites; diese wird nur erklärlich, wenn man annimmt, die Blöcke seien durch die Wasserläufe herbeigeschafft und in der Nähe des Wasserspiegels abgelagert worden. Auch eine Verschleppung durch Trift wird zu bedenken sein. Diesen Schlüssen entgeht man noch weniger, wenn man die auf sarmatischem Untergrund lagernden Schotter betrachtet. Bei den tieferen Schotterflächen hat sicherlich auch eine mehrfache Umlagerung aus älteren Terrassen eine Rolle gespielt.

Der Abrollungsgrad der pliozänen Terrassenschotter übertrifft durchwegs denjenigen der Gerölle heutiger Bäche. Dies führt darauf, die Brandung verantwortlich zu machen für die Abrollung. Wir nehmen an, daß der Wogenschlag die Strandgerölle in Bewegung erhielt, so daß die groben Bachschotter hier erst zu Geröllen gerundet wurden.

Im innersten Teil der Landseer Bucht (dem Draßmarkter Teilbecken) fehlen infolge des erst später erfolgten Einbruches die meerischen Ablagerungen, damit auch alle von Meeresbrandung geschaffenen Formen. Hier ist somit Gelegenheit, die Wirkungen des pliozänen Seespiegels für sich zu untersuchen, ohne hiebei von marinen Brandungsflächen gestört zu werden.

Es zeigt sich, daß die Verebnungen und Schotterflächen des Draßmarkter Teilbeckens gut in die von Hassinger aufgestellte Folge einzuordnen sind. Ein gesetzmäßiges Abweichen davon, das Janoschek vom Nordteil der Bucht anführt, konnte im untersuchten Gebiet nicht beobachtet werden. G. Roth-Fuchs hat Hassingers Strandmarken auch im Leithagebirge festgestellt. Sie gibt ihnen allerdings eine zum Teil andere Altersdeutung, indem sie die ober-

halb von 380 m liegenden Flächen als torton ansieht. Im Draßmarkter Becken fehlen tортone Terrassen; es treten aber dieselben Ebenheiten auf wie im Wiener Becken und im Leithagebirge, ein deutlicher Beweis, daß sie alle jüngeren Alters sind. Dieser Schluß ist im hier besprochenen Gebiet in zwingender Form zu ziehen. Es ist daher zu erwarten, daß die Landseer Bucht in der formenkundlichen Erforschung des Ostalpenrandes noch eine gewisse Rolle spielen wird.

Infolge falscher Altersdeutung der pliozänen Terrassenschotter und ihres Liegenden glaubt R. Mayer von SW, W und NW in die Landseer Bucht reichende sarmatische Schotterkegel annehmen zu müssen. Einen Teil der Terrassenschotter (Lindgraben, St. Martin) stellt er gar zu den helvetischen Blockschottern.

### Zusammenfassung.

1. Der Pauliberg besteht aus mehreren miteinander verschmolzenen Quellkuppen, die in einer Linie angeordnet sind. Von der östlichsten hat sich ein breiter Lavastrom (Lindberg-Strom) den W-Hang hinab ergossen. Weiters sind gegen Kobersdorf zwei vereinzelt stehende kleine Ausbruchsstellen vorhanden, von deren einer ein Lavastrom in einen steilen Graben geflossen ist. Grobkörniger Dolerit, ehemals als Schlotfüllung gedeutet, bildet Schlieren im Basalt der nördlichen Quellkuppe.

Der Untergrund des Pauliberges besteht aus Glimmerschiefer, welcher in Schiefergneis übergeht, ferner Aplitegneis, Gabbro und Amphibolit. Der Quarzitzug von Landsee deutet eine südfallende Überschiebungslinie an.

Der Ausbruch des Pauliberges erfolgte nach dem Sarmat, wie aus der Lagerung des Basaltes über dem fossilreichen Sarmatkalk beim Dachsbründl hervorgeht.

2. Der Oberpullendorfer Vulkan ist aufgebaut aus zwei übereinander liegenden Lavaströmen, die nachträglich noch von einer Tuffexplosion durchbrochen wurden. Der Vulkan ist älter als die vermutlich sarmatischen Schichten seiner Umgebung. Der Basalt läßt sich in einzelnen Aufschlüssen, die aus der Sedimentbedeckung auftauchen, in der Richtung gegen Stoob weiterverfolgen, nimmt aber weit geringeren Raum ein, als auf den alten Karten angegeben.

3. Die Beckenumrahmung der Landseer Bucht wird kurz referierend geschildert und dabei die Unhaltbarkeit der Annahme erwiesen, die Auwaldschotter seien mariner Entstehung. Die Süßwasserschichten und Blockschotter von Karl werden genauer beschrieben.

Der innerste Teil der Landseer Bucht (Draßmarkter Teilbecken) besteht ausschließlich aus fossilarmen sarmatischen Schichten, die unmittelbar auf dem Grundgebirge liegen.

Der Bau der Landseer Bucht wird beherrscht von zwei Brüchen in der Richtung NW—SO. Der Sieggrabener Bruch reicht aus dem Mattersburger Becken bis in die Landseer Bucht. Er verwirft bei Sieggraben die vortortonen Auwaldschotter gegen das Kristallin. Bei Kalkgruben kehrt er seinen Bewegungssinn um und versenkt die Fortsetzung der tortonischen Ablagerungen von Ritzing, so das weitere Vordringen des Sarmats ermöglichend. Der Bruch von Oberpetersdorf bildet die Grenze von Kristallin und Blockschotter. Bei Kobersdorf wird er von einigen Querverwerfungen unterbrochen, deren eine dem Säuerling von Kobersdorf das Aufdringen ermöglicht.

Die Vulkanlinie von Oberpullendorf bildet die Fortsetzung des Bruches von Oberpetersdorf. Sie bildet die Grenze der Landseer Bucht gegen das Draßmarkter Teilbecken, welches einen jüngeren Nachbruch (Wende Torton-Sarmat) vorstellt; bei diesem Nachbruch bildete sich der Vulkan. Dieser Beckenteil besitzt nur eine geringe Tiefe, wie die Aufbrüche und Horste von Grundgebirge zeigen.

Die Verwerfungen am Südende der kristallinen Masse des Brennberges haben dieselbe Richtung wie die beiden Hauptbruchlinien der Bucht. Ebenso die Reihe der Querkuppen des Pauliberges, deren Entstehung jedoch ins Pannon fällt. Der Landseer Quarzitzug wird abgeschnitten von einer Verwerfung in der Richtung NO—SW.

Die Verfolgung der pliozänen Schotterterrassen ergab eine bemerkenswerte Übereinstimmung mit dem Wiener Becken und dem Leithagebirge.

#### Schrifttum.

- Ballenegger R.: Über den Nyirokboden des Tokay-Hegyaljaer Gebirges. — Földtani Közlöny 47, Budapest 1917.
- Dana J. D.: History of the changes in the Mt. Loa Craters. Part I, Kilauea. — Americ. Journ. Science 34, 1887.
- Friedlaender I.: Über den Usu in Hokkaido und über einige andere Vulkane mit Querkuppenbildung. — Petermann's geogr. Mitt. 58, 1. Gotha 1912.
- Hofmann E.: Tertiäre Pflanzenreste von verschiedenen österreichischen Lagerstätten. — Mitt. geolog. Gesellsch. Wien 25, 1932.
- Hofmann K., Stürzenbaum J. u. Inkey B. v.: Verhandl. geolog. Reichsanst. Wien 1878 (Aufnahmebericht).
- Inkey B. v.: Über zwei ungarische Doleritvorkommen. (Auszug aus Földtani Közlöny VIII.) — Verhandl. geolog. Reichsanst. Wien 1879.
- Janoschek R.: Die Geschichte des Nordrandes der Landseer Bucht im Jungtertiär. — Mitt. geolog. Gesellsch. Wien 24, 1931.
- Jugovics L.: Die am Fuße der östlichen Endigung der Alpen auftauchenden Basalte und Basalttuffe. — Jahresber. ungar. geolog. Reichsanst., Budapest 1915.
- Knebel W. v.: Island. Herausgegeben von H. Reck. — Stuttgart 1912.
- Köhler A.: Einige Beobachtungen am Basalt von Neuhaus (Burgenland). — Verh. geolog. Bundesanst. Wien 1932.
- Kümel F.: Geologische Beobachtungen in der Nähe des Hvítárvatn in Island. — Centralbl. Mineralog., Geol., Paläontol. Abt. B, Stuttgart 1930.
- Kümel F.: Die Siegrabener Deckscholle im Rosaliengebirge (Niederösterreich—Burgenland). — Mineralog.-petrograph. Mitt. 47, Leipzig 1935. — 1935 a.
- Kümel F.: Aufnahmebericht über Blatt Ödenburg. — Verhandl. Geol. Bundesanst. Wien. 1935. Kristalliner Anteil S. 58; Tertiäranteil S. 78. — 1935 b.
- Marr J. E.: A possible chronometrie scale for the graptolite bearing strata. — Palaeobiologica 1, Wien-Leipzig 1928.
- Mohr H.: Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostspornes der Zentralalpen. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. 88, 1912.
- Petraschek W.: Kohlengologie der österreichischen Teilstaaten. — VI. Braunkohlenlager der österreichischen Alpen. — Berg- u. Hüttenmänn. Jb. 73, Leoben 1924.
- Rosenbusch H.: Elemente der Gesteinslehre. 4. Aufl., herausgeg. von O. Osann. — Stuttgart 1923.
- Schmidt E. R.: Die Eruptivgebiete bei Felsőpulya (Oberpullendorf) und Pálhegy (Pauliberg). — Acta litt. ac scient. universitatis, sect. chem., mineralog. et phys. 1, Szeged 1929.
- Schneider K.: Die vulkanischen Erscheinungen der Erde. — Berlin 1911.
- Sueß F. E.: Grundsätzliches zur Entstehung der Landschaft um Wien. — Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 81, Stuttgart 1929.
- Vendl M.: Die Geologie der Umgebung von Sopron. II. Die Sedimentgesteine des Neogen und des Quartär. — Erdészeti Kísérletek 82, Ödenburg 1930.



Vendl M.: Daten zur Geologie von Brennbürg und Sopron. — Mitt. berg. u. hüttenmänn. Abt. Hochschule Sopron **5**, Ödenburg 1933.

Vendl M.: Sopron Környékének Földtani térképe. (Geologische Karte der Umgebung von Ödenburg.) 1 : 25.000. — Ödenburg 1935.

Wieseneder H.: Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpenost-landes. — Mineralog.-petrograph. Mitt. **42**, Leipzig 1931.

Wieseneder H.: Die Plagioklase im Trachydolerit des Pauliberges (Burgenland). — Mineralog.-petrograph. Mitt. **44**, Leipzig 1933.

Winkler A.: Das Eruptivgebiet von Gleichenberg. — Jb. Geolog. Reichsanst. Wien **63**, 1913.

Winkler A.: Der Basalt am Pauliberg bei Landsee im Komitat Ödenburg. — Verhandl. Geol. Reichsanst. 1913.

Winkler A.: Die tertiären Eruptiva am Ostrande der Alpen, ihre Magmabeschaffenheit und ihre Beziehungen zu tektonischen Vorgängen. — Z. Vulkanolog. **1**, Berlin 1914.

Winkler A.: Der jungtertiäre Vulkanismus im steirischen Becken. — Z. Vulkanolog. **11**, Berlin 1927.

Winkler-Hermaden A.: Die jungtertiären Ablagerungen am Nordostsporn der Zentralalpen und seines Südsauces. — Sitz.-Ber. Akad. Wissensch. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **142**, 1933.

Wolff F. v.: Der Vulkanismus. I. Band: Allgemeiner Teil. — Stuttgart 1914.

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1936

Band/Volume: [86](#)

Autor(en)/Author(s): Kümel Friedrich

Artikel/Article: [Vulkanismus und Tektonik der Landseer Bucht im Burgenland 203-235](#)