

# Die asymmetrischen Täler des östlichen Weinviertels

Mit 2 Abb. im Text, 1 Faltafel und 4 Bildern

Von WALTER SCHLEGEL, Weingarten/Württ.

## Einleitung

### Das Untersuchungsgebiet

### Die Talformen des östlichen Weinviertels

### Zur Entstehung der Talasymmetrie des östlichen Weinviertels

- a) Die Möglichkeiten
- b) Der Löß und seine Ablagerungsbedingungen
- c) Spezielle Aufschlußstudien
- d) Statistische Auswertung von Hangwinkelmessungen
- e) Die primären Ursachen der Talasymmetrie

## Ergebnisse

Neben treppenartig angeordneten Verebnungen<sup>1</sup> weist das östliche Weinviertel in Niederösterreich an wesentlichen geomorphologischen Kennzeichen eine verbreitete Lößdecke in wechselnder Mächtigkeit und eine große Zahl asymmetrischer Täler auf. Seit bald 100 Jahren glauben Forscher einen Zusammenhang zwischen Talasymmetrie und Löß zu erkennen. E. SUESS [29] schrieb schon 1867: „... Auch weiter im N (Anm.: als der Bisamberg bei Wien) bis nach Mähren, bis an die Polauer Berge bei Nikolsburg, kann man die Erscheinung wahrnehmen, daß der Löß an den westlichen Gehängen der Berge nur spärlich auftritt, während er stellenweise an östlichen Abdachungen zu großer Mächtigkeit aufgeschüttet ist...“<sup>2</sup> E. TIETZE [31, S. 136] beobachtete, daß in meridional verlaufenden Tälern der Löß hauptsächlich auf der Westseite abgelagert ist, während auf der Ostseite das Grundgestein ansteht, und „... daß dabei die östliche Thalseite, wo die Aufschlüsse der älteren Gebilde auftreten, stets etwas steiler ist, als die andere vom Löß nivellierte Thalseite“<sup>3</sup>. Er folgerte daraus: „Es ist aber doch klar, daß dieses Verhältnis der ungleichen Gehängeneigungen durch die Art, wie der Löß sich absetzte, herbeigeführt wurde, nicht aber umgekehrt für die Art des Lößabsatzes bestimmend wurde“<sup>4</sup>. Seine Erklärung der Talasymmetrie blieb für den Bereich des Weinviertels 80 Jahre lang un widersprochen. Noch L. HELMER [16], R. GRILL [14] und J. FINK [10] folgten diesen Gedankengängen. L. HELMER führt aber in einem weiteren Erklärungsversuch die steilere Böschung der östlichen Talhänge auf Auswaschung durch Schlagregen zurück, und A. BECKER [1] glaubt an stärkere Winderosion an den östlichen Talhängen. Dieser Ansicht ist bereits H. RIEDL [24, 25] entgegengetreten.

<sup>1</sup> Sie werden beschrieben bei H. RIEDL [24, 25] und W. SCHLEGEL [27, 28].

<sup>2</sup> S. 341.

<sup>3</sup> E. TIETZE, der sich auf die zitierte Stelle von E. SUESS beruft, sah die asymmetrischen Täler des Weinviertels als Parallelfälle zu jenen Tälern in der Umgebung von Lemberg an, die er selbst eingehend untersucht hatte.

<sup>4</sup> S. 136.

Im Anschluß an die Arbeiten von J. BÜDEL [2] und C. TROLL [32] erschienen zahlreiche Studien über asymmetrische Täler in verschiedenen Teilen Mittel- und Westeuropas, in denen die geomorphologische Wirksamkeit des periglazialen Klimas im Pleistozän betont wurde. Hierbei wurde gelegentlich auch die Bedeutung des Lösses für die Entstehung der Talasymmetrie erwogen. Für das Studium dieser Zusammenhänge bot das östliche Weinviertel günstige Bedingungen. Ich habe im Frühjahr 1958 damit begonnen. In der benachbarten Waschbergzone (zentrales Weinviertel) standen zu jener Zeit Untersuchungen von H. RIEDL, welche dieselben Probleme berührten, kurz vor dem Abschluß.

Um der Gefahr zu begegnen, aus zu enger Fragestellung zu Fehlschlüssen zu kommen, wurde das Asymmetriephänomen in größerem geomorphologischem Rahmen betrachtet. Ein wesentlicher Gesichtspunkt war dabei, Anzeichen für Art und Ausmaß junger Tektonik festzustellen. Beobachtungen über junge Erosionsformen und ihre Entstehung rundeten das Bild ab.

Es ist mir ein Bedürfnis, für wertvolle Unterstützung zu danken. Herr Prof. Dr. H. SPREITZER (Wien) regte die Untersuchungen an und hat mich während der Ausführung in vielen Fällen beraten. Auf einer Exkursion unter Herrn Prof. Dr. H. BOBEK (Wien) konnte ich die ersten Eindrücke vom Untersuchungsgebiet sammeln. Wertvolle Anregungen und Hinweise erhielt ich bei Gesprächen mit den Herren Prof. Dr. J. FINK (Wien), Chefgeologen Dr. R. GRILL (Wien), Dr. H. BERGER (Wien) und Dr. H. RIEDL (jetzt Graz). Durch Vermittlung von Herrn Dr. R. GRILL konnte ich in der Geologischen Bundesanstalt in Wien Protokolle von Flachbohrungen der Rohölgewinnungs-AG aus dem Raum südlich von Zistersdorf einsehen und auswerten.

#### *Das Untersuchungsgebiet*

Der bearbeitete Raum umfaßt Teile des Wiener Beckens nördlich der Donau und des westlichen Randgebirges. Er reicht vom Nordrand des Marchfeldes, dem „Großen Wagram“, bis zur österreichisch-tschechischen Staatsgrenze zwischen Nikolsburg und Lundenburg und von der Brünner Straße bzw. im südlichen Teil vom Bisambergzug im W bis zur March im O. Er schließt damit östlich und südöstlich an das von H. RIEDL bearbeitete Gebiet an. Die größten Höhen liegen im W im Bereich des Bisambergzuges (361—374 m), wo der beskidische Flysch des Randgebirges des Wiener Beckens ansteht. Der tiefste Punkt befindet sich im SO bei Angern an der March (140 m).

Der *U n t e r g r u n d* besteht neben den Inoceramenmergeln (Oberkreide) und den glaukonitischen Sandsteinen (Eozän) des Flyschs aus miozänen und pliozänen Sedimenten. Über große Teile des Gebietes hin wechseln feinsandige und tegelige Ablagerungen miteinander ab. Am Steinberg bei Zistersdorf und im Tennauwald bei Herrnbaumgarten stehen tortonische Lithothamnienkalken (Leithakalke) an, und den zentralen Raum überzieht in unterschiedlicher Mächtigkeit eine Decke unterpannonischer Flußschotter (Mistelbacher Schotterkegel)<sup>5</sup>. Die oberpannonischen Tegelsande östlich des Steinbergbruchs, der Hoch- und Tiefscholle des Wiener Beckens trennt, sind entlang der March über weite Strecken von einem dünnen Paket pleistozäner Schotter bedeckt. Die genannten Sedimente sind größtenteils unter einem Lössmantel versteckt.

Das *O b e r f l ä c h e n b i l d* des östlichen Weinviertels wird geprägt durch eine Folge von treppenförmig gegen O bzw. SO absteigenden Abtragungs-

<sup>5</sup> Nach F. X. SCHAFFER und R. GRILL [26] wurden im W auch oberpannonische Anteile gefunden.

systemen. Die obersten 4 Systeme (A- und B-Niveaus) sind sehr weitflächig ausgebildet. Sie entstanden im Pliozän<sup>6</sup>. Das C-Niveau zeigt die Anfänge der Talbildung, die, entsprechend der Abdachung der obersten Abtragungssysteme, in der Hauptsache von W nach O bzw. von NW nach SO gerichtete, zunächst breite und flache Entwässerungsrinnen schuf (Rußbach, Weidenbach, Waidenbach, Zaya, Poibach, Mühlbach). Dieses an die Wende Pliozän/Pleistozän zu stellende System leitet in Form, Größe und räumlicher Anordnung über zu den streng talgebundenen, schmäleren und in den Haupttälern in die älteren Systeme zurückgreifenden pleistozänen D-Niveaus.

Bei der Kartierung der Abtragungssysteme mußte die Möglichkeit tektonischer Störungen im Auge behalten werden. Abgesehen von einer geringfügigen Hebung der südöstlichen Teile des Arbeitsgebietes im Matzner Wald und im Ebenthaler Wald um 10—15 m im Altpleistozän (nachgewiesen an einer Verbiegung der Erosionsterrassen des Weidenbachs) konnten hierfür jedoch im Gegensatz zum Marchfeld und zum südlichen Wiener Becken keine Hinweise gefunden werden. Der Steinbergbruch scheint seit dem Mittelpliozän inaktiv zu sein<sup>7</sup>. Es war möglich, die Abtragungssysteme des östlichen Weinviertels mit den Terrassen an Donau und March zu parallelisieren und dadurch die Datierung zu sichern.

In den Talzügen fällt auf, daß die Wasserläufe im Vergleich zur Breite der Talsohlen zu klein sind. Dies drängt zu dem Gedanken, daß die Talsohlen ebenfalls noch unter periglazialen Klimaverhältnissen entstanden seien. Auffallend ist ferner, daß in den meisten Tälern die mehrere Kilometer langen obersten Abschnitte keine perennierenden Abflüsse aufweisen und fast das ganze Jahr hindurch — von der Zeit der Schneeschmelze und wenigen starken sommerlichen Wolkenbrüchen abgesehen — trocken liegen.

Der folgende Abschnitt soll eine Bestandsaufnahme der im östlichen Weinviertel vorhandenen Talformen sein. Es sei mir gestattet, bei ihrer Beschreibung exemplarisch vorzugehen.

#### *Die Talformen des östlichen Weinviertels*

Südlich und südwestlich der Ortschaft Neubau (vgl. Faltafel) senken sich in das oberpliozäne, nur von einer dünnen Lößhaut überzogene Niveau B<sub>2</sub> mehrere langgestreckte, zunächst flache muldenförmige Dellen ein, die schnell tiefer werden. Aus ihnen gehen in NW-SO-Richtung verlaufende symmetrische Muldentäler hervor. Ihre Hänge sind in der oberen Hälfte konvex, gegen unten konkav. Sie sind von Löß bedeckt. Nur südöstlich von Streifing steht an dem gegen S exponierten Talhang ein unterpannonisches Schotterpaket an. Östlich Streifing vereinigen sich zwei dieser Dellen zu einem gleichfalls abflußlosen Muldental, dessen SW exponierter Hang nun etwas steiler als der Gegenhang wird. Es entsteht ein asymmetrisches Muldental. Ein Kilometer weiter südöstlich mündet von NNW ein weiteres Muldental ein. Gleichzeitig wendet unser Tal in die Richtung N—S um. Der gegen W exponierte Talhang versteilt sich zusehends; er erreicht bei Wolfpassing eine Böschung von 25°. Sarmatische Sande stehen an. Der nur 4—5° steile von Löß ganz bedeckte Gegenhang stößt bis südlich Bogenneusiedl direkt an den Steilhang

<sup>6</sup> Höhere Niveaus haben H. RIEDL [24, 25] in den Leiser Bergen und H. MIKULA [20] in den Pollauer Bergen festgestellt und als Praetorton bis Torton bzw. Torton bezeichnet.

<sup>7</sup> Die von R. JANOSCHEK [13, 18] beschriebene und ohne Fossilfunde ins Oberpliozän gestellte Rotlehmserie kann nicht als Gegenargument angeführt werden. Sie kommt bei Niedersulz beiderseits des Steinberg-Bruchsystems vor.

an. Ein Talboden ist in diesem Abschnitt nicht zu finden. Dies ist der Typus des Schlepptals. Erst vom nördlichen Ortsende von Wolfpassing an schiebt sich zwischen die beiden Talhänge eine zunächst schmale, bald aber auf 100—200 m Breite anwachsende ebene Talsohle ein. Die Böschungsunterschiede der beiden Talhänge gleichen sich nun mehr und mehr aus. Der Steilhang wird flacher, der Flachhang steiler. Trotzdem bleibt das Tal bis zur Einmündung in das Rußbachtal ein asymmetrisches Sohlental. Auch das größere Rußbachtal trägt diesen Charakter.

Diese Talbeschreibung soll als Beispiel gewertet werden für zahlreiche andere Täler des östlichen Weinviertels. Es konnte das Begriffsinventar verwendet werden, mit dem auch H. POSER und TH. MÜLLER [23] arbeiteten, und es ergab sich im wesentlichen dieselbe regelmäßige Abfolge von Talquerschnittsformen, wie sie die erwähnten Autoren im niederbayerischen Raum beobachtet hatten: Muldenförmige Delle — symmetrisches Muldental — asymmetrisches Muldental — Schlepptal — asymmetrisches Sohlen- oder Muldental. Anders als in Niederbayern konnte aber im östlichen Weinviertel nirgends in unteren Talabschnitten eine kastenartige Eintiefung in das asymmetrische Talsystem festgestellt werden. Vielmehr geht der Talboden der asymmetrischen oberen und mittleren Talabschnitte ohne Bruch in die Talsohle der unteren Talbereiche über. Ebenfalls abweichend vom niederbayerischen Raum treten häufig Tobel auf, hier auch als „Schluchten“ oder „Racheln“ bezeichnet, welche die obersten, meist noch muldenförmigen symmetrischen oder asymmetrischen Talstrecken zerschneiden. Solche Schluchten kommen nur in lockerem Gestein (Tertiär, Löß, Solifluktionsschutt) vor. Nur wenige werden ganzjährig von einem Gerinne durchflossen. Obwohl sie talabwärts wieder auf die Böden der Muldentäler auslaufen, muß in ihnen eine jüngere Talgeneration gesehen werden. Dafür spricht folgendes:

1. Ihre Formen sind noch jugendlich und heben sich scharf von den muldenförmigen Tälern ab, in die sie eingesenkt sind.
2. An mehreren Stellen konnte Wachstum und sogar Neuanlage von Schluchten nach heftigen sommerlichen Wolkenbrüchen beobachtet werden<sup>8</sup>.

Asymmetrische Täler sind im östlichen Weinviertel, abgesehen von den weiten pleistozänen Erosions- und Akkumulationsterrassenflächen am Poibach und an der March, überall vertreten. Wir finden sie im tortonischen Tegel und Leithakalk bei Drasenhofen, im Pannonschotter südlich und im pannonischen Sand nördlich Wilfersdorf, in sarmatischen Sanden und Tegeln bei Pyrawarth und Ulrichskirchen, in den oberpannonischen Tegelsanden des ganzen Gebiets östlich des Steinbergbruchs, im Flysch des Bisambergzugs und in dem vollständig von Löß überzogenen Raum um Sierndorf an der March. Die Verbreitung scheint nicht durch das Vorkommen bestimmter Gesteine begrenzt zu sein. Doch zeigen die Täler auf sandigem Grund eine eigenartige Ausbildung. Nordöstlich von Wilfersdorf (Bild 1) ist der gegen W schauende und in mittelpannonischen Sanden angelegte Steilhang des Tales von Erdberg durch zahlreiche kleine Tälchen und Dellen so stark gegliedert, daß er streckenweise kaum mehr als einheitlicher Talhang aufgefaßt werden kann. Der gegen O schauende Flachhang dagegen, von einer mächtigen Lößdecke überzogen, ist überraschend gleichmäßig ausgebildet und wird nur von wenigen größeren Seitentälern unterbrochen. Dieser Gegensatz zwischen lößbedecktem Flachhang und in Sanden

<sup>8</sup> Nähere Angaben dazu bei W. SCHLEGEL [27], S. 190—192.

angelegtem Steilhang ist außerdem noch nördlich von Großkrut und westlich von Altlichtenwarth zu beobachten (Steilhangauslage gegen S bzw. SW).

Außer der typischen Abfolge der Talquerprofile zeigen die Täler des östlichen Weinviertels weitere Regelmäßigkeiten. Die Steilhänge der asymmetrischen Täler schauen meistens gegen SW oder W. Sie sind oft von Löß frei, während die Flachhänge ein Lößkleid tragen. Recht einprägsam zeigt sich dies bei dem auf ungefähr 7 km Länge als mustergültiges Schleppental ausgebildeten Kettelsbachtal südlich von Wilfersdorf (Bild 2), bei den großen Sohlentälern des Rußbachs und des Weidenbachs mit ihren bis 70 m hohen Talflanken und bei dem großen Trockental südlich von Spannberg.

#### *Zur Entstehung der Talasymmetrie des östlichen Weinviertels*

In der Literatur<sup>9</sup> werden eine ganze Reihe möglicher Ursachen genannt. Davon kommen einige bei den Tälern des Untersuchungsgebietes nicht oder nur in Einzelfällen in Frage. Dies läßt sich leicht zeigen.

Das BAERSche Gesetz gilt nur dort, wo Flüsse mit reichlicher Wassermenge vorhanden sind und wo, unabhängig von der Exposition, nur die rechtsseitigen Talhänge unterschritten sind. Im östlichen Weinviertel kann es sich deshalb nur bei der Bildung des Steilabfalls der höheren Terrassen zur Marchniederung zwischen Lundenburg und Angern ausgewirkt haben. — Mit der HILBERSchen Regel<sup>10</sup> könnte man zwar die asymmetrischen Täler im östlichen Weinviertel erklären, soweit sie Steilhänge mit westlicher Exposition haben, doch lehrt bereits ein Blick ins westliche Weinviertel, wo keine W—O-Abdachung vorliegt, daß diese Erklärung nicht für alle Erscheinungen ausreicht, wenn nicht überhaupt für unser Gebiet unzutreffend ist. Denn im westlichen Weinviertel finden sich ebenfalls sehr schöne Beispiele von Talasymmetrie. — Der Gedanke an tektonische Beeinflussung ist nicht von der Hand zu weisen. Doch hat nach den Ergebnissen der Niveaustartierung (mit einer bereits genannten Ausnahme) die Tektonik das ganze östliche Weinviertel in gleicher Weise erfaßt. Sie hat die O-Abdachung geschaffen. — Einen Einzelfall stellt das Mühlbachtal südlich von Steinabrunn (Bild 3) dar. Hier wirkt sich die ungleichseitige Anordnung verschieden widerstandsfähigen Gesteins aus. Der Flachhang des asymmetrischen Sohlentals (9°), in östlicher Exposition, ist von Löß in unbekannter Mächtigkeit bedeckt. Unter dem Löß kann nach der „Geologischen Karte des unteren Thaya-landes 1 : 25.000“ von K. JÜTTNER Torton in tegeliger Fazies angenommen werden. An dem gegen W schauenden Steilhang von durchschnittlich 22° steht dagegen Leithakalk an und bildet in den obersten 5 m stellenweise fast senkrechte Wände.

Ein großer Teil der asymmetrischen Täler des östlichen Weinviertels ist in Ebenheiten eingetieft, die bereits als pleistozäne Abtragungssysteme erkannt wurden [27, 28]. Dies gibt einen Hinweis auf das Alter der Täler. Es liegt nahe, bei der Beurteilung ihrer Entstehung besonders an die geomorphologischen Auswirkungen des pleistozänen Periglazialklimas zu denken. Zunächst soll die Art der Lößablagerung untersucht werden.

In der diesem Aufsatz beigefügten Karte (Falttafel) wurde versucht, durch Einzeichnung maßstabgetreuer Schemata von Aufschlußprofilen eine Vorstellung von der Verbreitung und von den Ablagerungsbedingungen des Lößes zu geben.

<sup>9</sup> Eingehende Literaturberichte zum Problem der Talasymmetrie geben H. FISCHER [11] und W. THAUER [30].

<sup>10</sup> V. HILBER [17], S. 171—177.

Es ist zu beachten, daß

1. die tatsächliche Lößmächtigkeit nur soweit dargestellt werden kann, wie sie sich beim derzeitigen Zustand des Aufschlusses beurteilen läßt, und daß
2. die Häufigkeit der in einem bestimmten Raum eingezeichneten Profile außer von der tatsächlichen Bedeutung des Lößes in diesem Gebiet abhängig ist von der Zahl der vorhandenen Aufschlüsse.

Wird dies berücksichtigt, so lassen sich besonders große Lößvorkommen an der Westflanke des Rußbachtals, am Großen Wagram von Wolkersdorf bis Auersthal, südlich des mittleren Weidenbachtals, bei Stillfried an der March und auf der Zistersdorfer Ebene feststellen. Die Täler werden vom Löß bevorzugt, die Höhenzüge und Verebnungen weitgehend gemieden. Eine Ausnahme bildet die Zistersdorfer Ebene. Die Sohlen der großen Täler sind von Löß frei. Bei Ringelsdorf und Niederabsdorf scheint er aber bis zur Talsohle hinab vorzukommen.

Nördlich der Rochuskapelle (Kote 192) <sup>10a</sup> bei Stillfried wird ein zur March hinabziehendes Muldental von einer schroffen Schlucht zerschnitten. In dieser Schlucht ist bis zu ihrem tiefsten Punkt beim Gehöft Klein-Stillfried in rund 6 m über der March nur Löß aufgeschlossen. Fünfzig Meter weiter nördlich steht aber in 180 m Höhe beim neuen Ziegelwerk Stillfried Oberpannon an. Daraus ist zu ersehen, daß der Löß ein wahrscheinlich schon auf das heutige (142 m), vielleicht sogar auf ein tieferes Marchniveau eingestelltes Muldental fast vollständig wieder ausgefüllt hatte, ehe er bei der Bildung der Schlucht teilweise wieder ausgeräumt wurde. Dies ist kein Einzelfall. Der Löß wurde, wie sich an weiteren Beispielen zeigen ließe, allgemein in bereits früher bestehenden Tälern eingeweht, deren Böden den Talsohlen der größeren Täler entsprechen.

Er bevorzugte die gegen O und N schauenden Hänge. Hier treten die mächtigsten Aufschlüsse <sup>11</sup> auf (Nr. 1, 24, 36, 51, 116 in der Karte). Doch auch die gegen W und S schauenden Talflanken sind nicht selten von mächtigen Lößpaketen bedeckt. In südlicher Auslage konnten bis 10 m (Nr. 141, 206, 207), in südwestlicher Auslage bis 7 m tiefe (Nr. 47) Aufschlüsse festgestellt werden. Gelegentlich ist Löß sogar an den gegen W schauenden Hängen asymmetrischer Täler zu finden. Er wurde also offensichtlich in allen Expositionen abgelagert, und es ist nicht möglich, für seinen Transport nur westliche Winde verantwortlich zu machen.

Hier wird die Annahme E. TIETZES, die Talasymmetrie sei durch den einseitig in symmetrischen Tälern abgelagerten Löß entstanden, erstmals fraglich. Sie soll an eingehenden Aufschlußstudien weiter überprüft werden.

In der „Gemeineschlucht“ <sup>12</sup> nordwestlich von Münichsthal (Faltable) sind genügend Aufschlüsse vorhanden, um daraus ein Querprofil konstruieren zu können. Der kleine Bach, der die Gemeineschlucht durchfließt, entspringt ungefähr 1 km nördlich von Pföding in einer flachen Mulde im Flysch in 320 m Meereshöhe. Von der Quelle an fließt er in einer vom Muldenboden scharf abgesetzten Klinge. Diese Klinge erweitert und vertieft sich dort, wo der Bach nach 300 m ins Sarmat übertritt, das hier aus Sanden und kalkreichen Sandsteinen in strandnaher Fazies (mit Flysch- und Quarzgeröllen) besteht, zu einer 20—30 m breiten und mehr als 10 m tiefen Schlucht mit teilweise senkrechten Wänden. Nach 1 km Verlauf

<sup>10a</sup> Originalaufnahme 1 : 25.000, Blatt 4658/1.

<sup>11</sup> Kurze Profilbeschreibungen bei W. SCHLEGEL [27], S. 211—220.

<sup>12</sup> Diese Bezeichnung ist dem „Heimatsbuch des Verwaltungsbezirkes Mistelbach“ [15] entnommen.

in Richtung OSO biegt die Schlucht plötzlich nach S um und trennt jetzt einen Rücken im O mit Verebnung in 280 m Höhe vom Rücken des Flyschzuges im W (340—356 m), der sich mit einem lößbedeckten Hang von 8° Gefälle gegen die Schlucht abdacht. Der östliche Talhang, an dem Sarmat ansteht, fällt mit durchschnittlich 40° zur Schlucht ab, ist aber in seinem oberen Teil im Bereich einer Sandsteinschicht fast senkrecht geböschet.

Wir haben es hier mit einem *asymmetrischen Tal*, wahrscheinlich einem ehemaligen Schlepptal, zu tun, dessen Flachhang durch eine weitere Eintiefung der Schlucht vom Steilhang getrennt wurde (Bild 4). Ich habe versucht, ein Profil in Richtung W—O an der Stelle durch die Schlucht zu legen, wo ein Hohlweg aus ihr heraus auf den Flachhang hinaufführt (Abb. 1). Wenige Meter weiter südlich ist der Flachhang außerdem von zwei W—O verlaufenden kleinen Seitenschluchten angeschnitten.

Die Auflagerungsfläche des Lößes auf dem Sarmat läßt sich ermitteln: Beim Bach steht am Talboden sarmatischer Sand an. Der Talboden der Schlucht, der unter 9° gegen O einfällt, ist von Flysch- und Quarzgeröllen, mehr oder weniger gerundeten Flyschstücken und von lehmigem Material, vermutlich aus dem Löß stammend, bedeckt. Am unteren Anfang des Hohlweges liegt über sarmatischem Sand, der an sich grau ist, aber in den oberen Verwitterungszonen intensiv gelb erscheint, eine 20 cm mächtige Schicht, die sich aus wenig gerundeten Flyschstücken bis 10 cm Länge, aus sarmatischen Sandsteinstücken und aus sandigem und etwas lehmigem Bindemittel zusammensetzt. Sie geht nach oben in ein 7 m mächtiges Paket von leicht sandigem graugelbem Löß über, der viele Lößschnecken enthält und dessen Poren häufig von Kalk gefüllt sind. Ungefähr 240 m weiter westlich steht am Flachhang beim oberen Ende der nördlichen der beiden Seitenschluchten derselbe sarmatische Sandstein an, welcher in gleicher Höhe auch östlich der Schlucht am Steilhang zu sehen ist. Die Lößdecke ist an dieser Stelle höchstens 1 m mächtig. Diese Mächtigkeit dürfte sich auch weiter westlich nicht wesentlich ändern.

Zieht man eine Verbindungslinie zwischen dem Punkt A des Profils (oberes Ende der nördlichen Seitenschlucht) und dem Punkt B (unterer Anfang des Hohlweges), in deren Verlängerung auch der gegen O geneigte Boden der Schlucht mit dem Punkt C (am Bach) liegt, so dürfte diese Linie der *Auflagerungsfläche des Lößes auf dem Sarmat* entsprechen, wobei allerdings zwischen Löß und Sarmat durchgehend noch das oben erwähnte 20 cm mächtige Paket mit Flysch- und Sandsteinstücken zu denken ist. Die Konstruktion dieser Auflagerungsfläche erweist sich als richtig, wenn man in der südlichen Seitenschlucht (die nördliche ist nicht zugänglich) die Grenze zwischen Löß und Sarmat verfolgt.

Um das so konstruierte und verifizierte Profil genetisch auswerten zu können, muß zunächst das Wesen des dünnen Gesteinspaketes zwischen Sarmat und Löß geklärt werden. Es enthält Bestandteile der am Ort anstehenden Gesteine: Sarmat und Löß. Es enthält aber auch ortsfremden Flysch, der offensichtlich von dem mehr als 1 km weiter westlich und 50 m höher liegenden Flyschvorkommen im Bereich des Bisambergzuges hertransportiert worden ist. Die Flyschstücke sind wenig bzw. fast gar nicht gerundet. Transport durch fließendes Wasser und Herkunft aus dem Sarmat kommen daher nicht in Frage. Obwohl eine Einregelung der Gesteinsstücke nicht eindeutig beobachtet werden kann — die größeren scheinen ihre Längsachse quer zum Gefälle ausgerichtet zu

haben — muß das Gesteinspaket als *Wanderschuttmasse* bezeichnet werden. Es ist älter als der Löß, aber jünger als das Sarmat.

Der Löß in der Gemeindeschlucht zeigt keinerlei Gliederung durch fossile Böden, Humuszonen oder Fließerden. Für ihn darf mit großer Wahrscheinlichkeit würmeiszeitliches Alter angenommen werden. Folgen wir zunächst einmal den Gedanken J. BÜDELS in seinen älteren Arbeiten [3, 4], in denen er außer einer horizontalen und vertikalen Differenzierung der Periglazialgebiete in Frostschutt-Tundra, Löß-Tundra und Löß-Steppe auch eine zeitliche Differenzierung in eine feuchtkalte Fließerdeperiode zu Beginn und eine trockenkalte Lößperiode während des Hochstandes der pleistozänen Kaltzeiten, besonders des Würmglazials, durchführt und lassen wir seine neueren Überlegungen [9] noch unberücksichtigt. Wir müssen dann die Wanderschuttmasse auf Grund der Beobachtung, daß in ihr von unten nach oben die Anteile an Sarmat und Flysch abnehmen, der Lößanteil aber wächst, in enger zeitlicher Beziehung zur Lößablagerung sehen und als eine im Frühglazial entstandene *Solifluktionsschuttmasse* betrachten. Dieser Schluß ist berechtigt, da die enge Verbindung von Wanderschutt und darüberliegendem Löß nicht nur in der Gemeindeschlucht vorliegt, sondern im ganzen östlichen Weinviertel in zahlreichen Aufschlüssen beobachtet werden konnte<sup>13</sup>.

Doch nun zurück zum Profil (Abb. 1). Es sind in Wirklichkeit zwei übereinanderliegende asymmetrische Talformen zu erkennen, die einen gemeinsamen Steilhang, aber verschiedene Flachhänge haben. Der zum ersten Tal gehörige Flachhang wird von der Oberfläche des Sarmats bzw. des Solifluktionsschuttpakets, der zum zweiten Tal gehörige Flachhang von der Oberfläche des Lößes gebildet. Der erste Flachhang ist älter als der auf ihm abgelagerte Löß. Der Löß wurde in die bereits vorhandene asymmetrische Talform hineingeweht. Dieser Befund widerlegt die Erklärungen, die E. TIETZE, L. HELMER, R. GRILL und J. FINK für die Talasymmetrie im Weinviertel gegeben haben; zunächst allerdings nur in diesem einen Fall. Das Beispiel des Rußbachtals bei der Ziegelei Schleinbach zeigt jedoch, daß mehr als 30 m Löß an der westlichen Talflanke liegen müßten, um bei diesem 70 m eingetieften Sohllental mit 24° steilem östlichem Hang die Talasymmetrie hervorzurufen. Eine solche Mächtigkeit konnte ich aber bis jetzt im östlichen Weinviertel noch nicht beobachten. Es sei daher gestattet, zu verallgemeinern: Die Talasymmetrie im östlichen Weinviertel ist nicht durch die Akkumulation des Lößes geschaffen worden, sondern war schon vor dem Löß vorhanden. Auch das Solifluktionsschuttpaket kann das untere asymmetrische Profil in der Gemeindeschlucht nicht durch seine Auflagerung bewirkt haben. Dazu ist es viel zu dünn. Für andere asymmetrische Täler dürfte Ähnliches gelten; denn nirgends im ganzen Bearbeitungsgebiet konnte ein so mächtiges Schuttpaket gefunden werden, daß es sich auf die Talform wesentlich ausgewirkt hätte. Meistens blieb der Schutt unter 1 m Mächtigkeit.

Die asymmetrische Talform ist nicht durch Akkumulation, sei es von Solifluktionsschutt oder von Löß, sondern durch *erosive Vorgänge* geschaffen worden, die entweder am Steilhang oder am Flachhang oder an beiden Hängen Material entfernt haben. Das heißt, der Steilhang wurde unterschritten und versteilt, während der Flachhang verlängert und dabei abgeflacht wurde. Einen Hinweis auf die am Flachhang wirksame Kraft haben wir in der Wanderschuttmasse. Es ist die *periglaziale Hangsolifluktion*. Vermutlich hat diese auch am Steilhang gewirkt. Da jedoch kein Schutt mehr zu finden ist,

<sup>13</sup> Zum Beispiel in den Profilen 2, 18, 26, 40, 41, 42, 159, 161, 172, 179, 180, 181 der Karte.

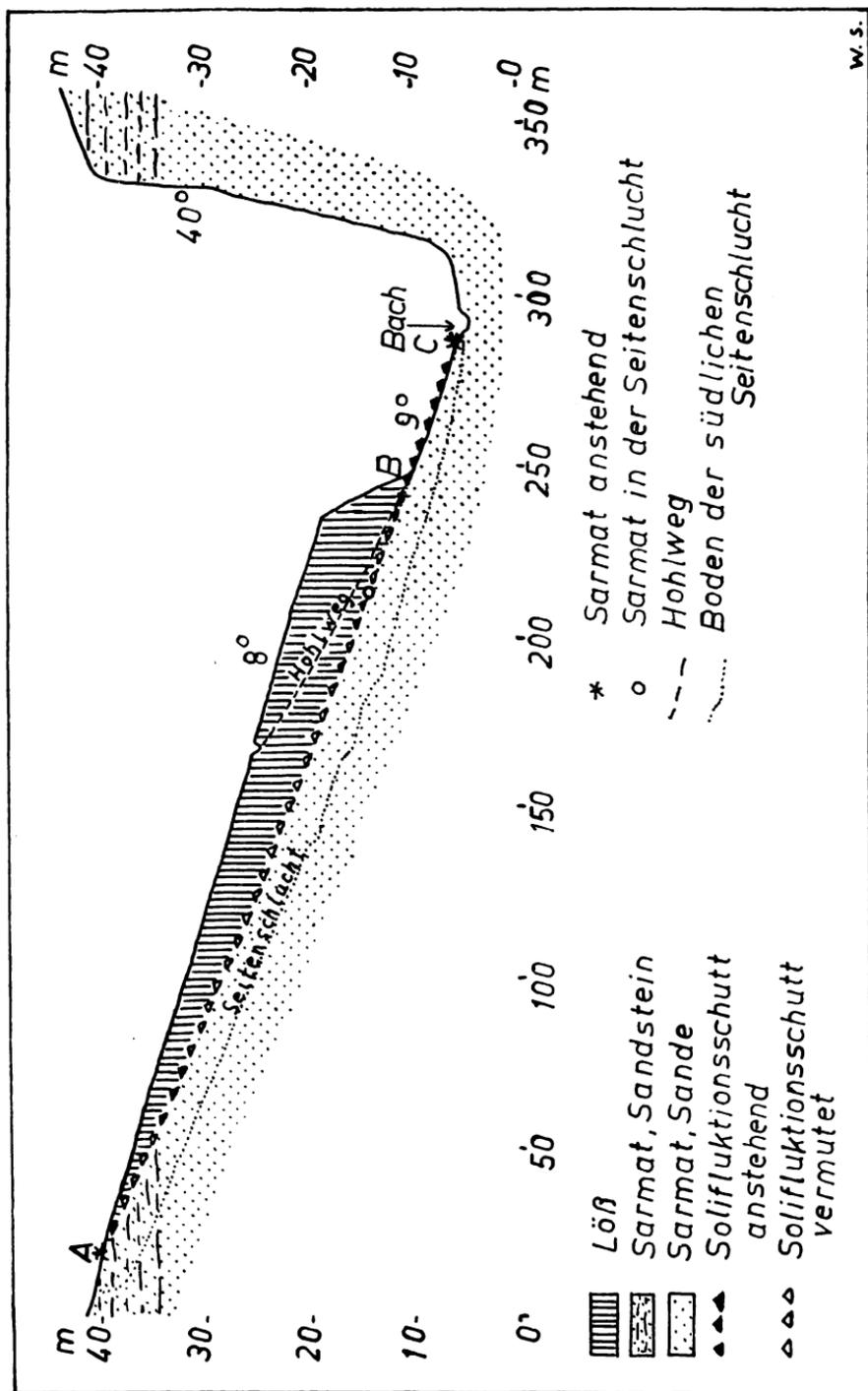


Abb. 1. Querprofil durch die Gemeindegesschlucht westlich von Münichsthal (dreifach überhöht). Erläuterungen im Text.

fehlt hierfür der Beweis. Es ist aber sicher, daß am Steilhang eine andere stärkere Kraft der Tendenz der Hangsolifluktion, die Böschung abzufachen, entgegengewirkt hat: die unterschneidende Kraft fließenden Wassers. Sie war es auch, die das von der Solifluktion von beiden Seiten ständig herangeschaffte Material aus dem Tal entfernte, sodaß sich der Schutt nie anhäufen und durch die fortlaufende Solifluktion ständig am Grundgestein korrodiert werden konnte. An Wasser dürfte es im periglazialen Klima zur Zeit der Schneeschmelze auch in kleinen, sonst trocken liegenden Tälern nicht gefehlt haben. Seine seitenerosive Wirkung war durch die starke Schuttlast besonders groß. So ist also das untere ältere asymmetrische Talprofil durch Vorgänge der Hangsolifluktion und der Seitenerosion im Frühglazial (vor der Lößablagerung) geschaffen worden.

Anders liegen die Verhältnisse beim oberen jüngeren asymmetrischen Profil. Es ist, wenigstens auf der Flachhangseite — über die am Steilhang wirkenden Kräfte läßt sich aus dem Profil heraus nichts aussagen — durch Vorgänge der Akkumulation (geringe Schutt-, mächtige Lößablagerung) entstanden. Der Löß hat den unteren Flachhang begraben, aber seine Oberfläche ist nur wenig flacher. Zeitlich gesehen fällt die Bildung des oberen asymmetrischen Tals mit der Lößablagerung zusammen, fand also im Hochglazial statt. Nach Abschluß der Lößablagerung wurde im oberen asymmetrischen Tal der Tobel angelegt. Er ist also noch jünger: spät- oder sogar postglazial.

Fassen wir zusammen: Das Beispiel der Gemeindeflucht zeigt, daß der Löß in eine bereits vorhandene asymmetrische Talform eingelagert worden ist. Die Talasymmetrie entstand durch erosive und korrodierende Wirkung von Hangsolifluktion und fließendem Wasser im Frühglazial, wahrscheinlich der Würmeiszeit. Sie wurde geringfügig verstärkt durch die Lößablagerung am Flachhang im Hochglazial. Als besonders wesentlich soll nochmals herausgestellt werden, daß der Lößablagerung eine Phase kräftiger Erosion vorausgegangen war.

Die nun folgende statistische Auswertung von Hangwinkelmessungen soll

1. die Ausweitung des Geltungsbereiches der eben gewonnenen Ergebnisse auf die asymmetrischen Täler des gesamten östlichen Weinviertels rechtfertigen und
2. zu den in diesem Gebiet hinter Solifluktion und Erosion wirkenden primären Ursachen hinführen.

Die Messungen wurden in einem Teil des östlichen Weinviertels systematisch durchgeführt, der im N durch die Zaya, im O durch die March begrenzt wird und im S und W die Einzugebiete von Waidenbach und Kettelsbach einschließt. Um eventuelle Auswirkungen von Verschiedenheiten der Höhenlage, des Grundgesteins, der Lößbedeckung und der Tektonik westlich und östlich des Steinbergs zahlenmäßig erfassen zu können, wurden neben dem gesamten Auswertungsgebiet vier Teilgebiete mit jeweils charakteristischen Zügen methodisch genau entsprechend bearbeitet. Die Ergebnisse hiervon sollen gelegentlich ergänzend herangezogen werden.

In der Methode der Auswertung lehnte ich mich an H. POSER und TH. MÜLLER [23] an. Dies hat den Vorteil, daß meine Ergebnisse mit denen dieser beiden Autoren und damit auch mit denen von H. RIEDL [24] verglichen werden können.

Von insgesamt 1603 Querprofilen, welche in durchschnittlichem Abstand von 300 m gemessen wurden, waren 1028 = 64% asymmetrisch, 575 = 36%

symmetrisch. Der Anteil der asymmetrischen Profile schwankt in den 4 Teilgebieten um nur  $\pm 5\%$ , ist also überraschend konstant.

Tabelle 1

Talrichtung	NW—SO	W—O	SW—NO	S—N
	SO—NW	O—W	NO—SW	N—S
%	44	20	16	20

Anteil der vier Talrichtungen an den asymmetrischen Talstrecken, in % ausgedrückt.

Die Tabelle 1 zeigt, daß der größte Anteil an asymmetrischen Talstrecken, nämlich 44%, auf NW—SO bzw. SO—NW gerichtete Talläufe entfällt. Aus Tabelle 2 ist aber ersichtlich, daß auch die symmetrischen Talstrecken in dieser Talrichtung ihre größte Häufigkeit aufweisen. Dies rührt daher, daß die Talrichtung NW—SO bzw. SO—NW die im Auswertungsgebiet überhaupt am häufigsten vorkommende Talrichtung (47%) ist. Das Verhältnis der asymmetrischen Werte zu den symmetrischen weist darauf hin, daß die Talasymmetrie eher die N—S-Richtung des Talverlaufs bevorzugt.

Genauere Aussagen werden möglich, wenn wir in Tabelle 3 die Häufigkeit untersuchen, mit der Steilhänge in den verschiedenen Expositionen vorkommen. Die meisten Steilhänge schauen gegen SW (32%). Ein sekundärer Gipfel der Häufigkeit liegt bei nordöstlicher Exposition (12%). Am kleinsten ist die Zahl der Steilhänge, die gegen SO schauen. Es ist leicht zu erkennen, daß sich auch

Tabelle 2

Talrichtung	NW—SO	W—O	SW—NO	S—N	Summe
	SO—NW	O—W	NO—SW	N—S	
Symmetrische Werte	19	7	5	5	36
Asymmetrische Werte	28	13	10	13	64
Summe	47	20	15	18	100
Verhältnis A./S.	1,5	1,9	2,0	2,3	1,8

Symmetrische und asymmetrische Talquerschnitte, geordnet nach vier Richtungen des Talverlaufs, in % aller vermessenen Talquerschnitte ausgedrückt.  
Gesamtzahl: 1603 Messungen = 100%.

Tabelle 3

Exposition	N	NO	O	SO	S	SW	W	NW
Anzahl	72	120	51	31	132	336	154	132
%	7	12	5	3	13	32	15	13

Häufigkeit des Steilhangs in %, nach 8 Expositionen geordnet.  
Gesamtzahl asymmetrischer Querprofile: 1028 = 100%.

in diesen Zahlen die absolute Häufigkeit der Talrichtung auswirkt. Die große Zahl der gegen SW (32%) und NO (12%) schauenden Steilhänge beruht darauf, daß, wie Tabelle 2 lehrt, die Talrichtungen NW—SO bzw. SO—NW vorherrschend sind (47%). Die Talrichtung kann aber von anderen Ursachen bestimmt sein als die Talasymmetrie. Deshalb darf vorläufig nur festgehalten werden, daß die Steilhänge in alle Richtungen exponiert sein können, anscheinend aber die Richtungen des westlichen Quadranten bevorzugen. Es dürften bei der Asymmetriebildung also Kräfte am Werk gewesen sein, die in allen Expositionen angreifen konnten, bei westlichen Expositionen aber besonders günstige Bedingungen vorfanden.

Ob diese Annahme richtig ist, wird sich zeigen, wenn wir mit Zahlen arbeiten, die

1. Mittelwerte sind, in denen also der Einfluß der Häufigkeit bestimmter Talrichtungen ausgeschaltet ist, und die
2. ein direktes Maß für die Stärke der Asymmetrie, das heißt für das Verhältnis der Böschungen von Steil- und Flachhang darstellen.

Diese Ansprüche erfüllt der *Asymmetriegrad*, gleichgültig, ob er als Winkelquotient (mittlerer Böschungswinkel des Steilhangs geteilt durch den mittleren Böschungswinkel des Flachhangs) oder als Winkeldifferenz (mittlerer Böschungswinkel des Steilhangs minus mittlerer Böschungswinkel des Flachhangs) definiert wird.

Es erhebt sich die Frage, ob es gestattet ist, Winkelquotient und -differenz gleichzeitig und gleichwertig zur Charakterisierung der Asymmetrie zu verwenden. H. RIEDL [24] lehnt dies ab. Stellt man die Werte der Tabelle 4 graphisch dar (Abb. 2), so zeigt sich jedoch, daß die Kurven von Winkelquotient und Winkeldifferenz überwiegend gleichsinnig verlaufen. Die wenigen Stellen, wo dies nicht der Fall ist, können für die Beurteilung des Asymmetriephänomens genau so von Vorteil sein wie die Tatsache, daß Quotient- und Differenzkurve verschieden kräftig ausschlagen. Erst durch die Beachtung beider Kurven werden wir nämlich auf wesentliche Erscheinungen aufmerksam. Hinter der Abweichung, die nach definitionsgemäßen Gesetzmäßigkeiten erfolgt, verbirgt sich — wie ich an Beispielen zeigen werde — die Wirkung geomorphologischer Faktoren.

Tabelle 4

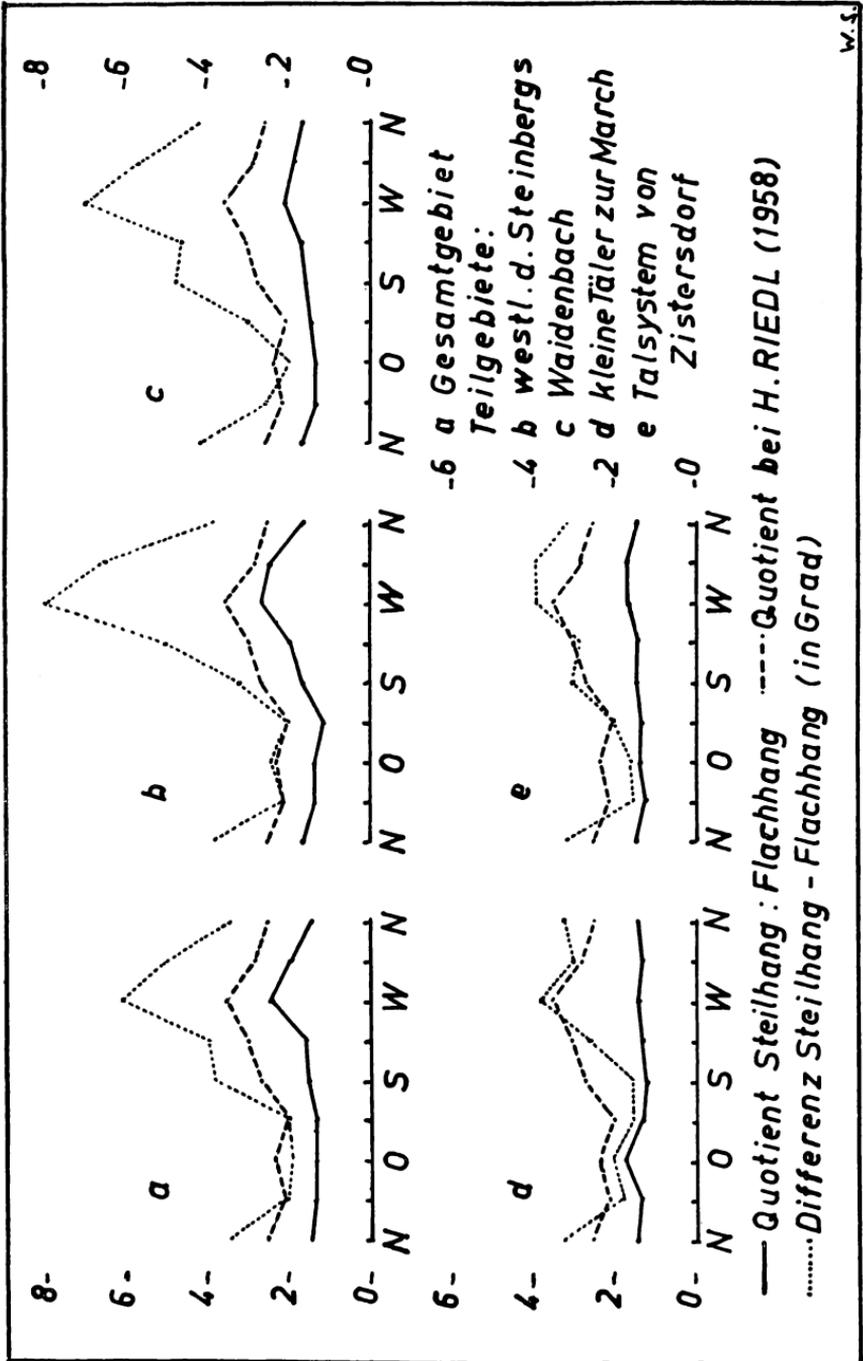
## a) Gesamtes Auswertungsgebiet

Exposition	N	NO	O	SO	S	SW	W	NW
Quot. St. /Flh.	1,4	1,3	1,3	1,3	1,5	1,6	2,4	1,9
Diff. St.-Flh.	3,4	2,0	1,9	2,0	3,8	4,0	6,1	5,0
b) Teilgebiet westlich des Steinbergs								
Quotient	1,6	1,3	1,3	1,1	1,6	1,9	2,6	2,4
Differenz	3,8	2,1	2,4	2,0	3,2	5,0	7,9	6,5
c) Teilgebiet Waidenbach								
Quotient	1,6	1,3	1,3	1,4	1,5	1,6	2,0	1,8
Differenz	4,1	2,5	1,9	2,9	4,7	4,6	6,9	5,6
d) Teilgebiet Seitentäler der March								
Quotient	1,4	1,3	1,7	1,3	1,2	1,3	1,4	1,3
Differenz	3,2	1,8	2,0	1,5	1,5	2,6	3,8	3,0
e) Teilgebiet Zistersdorfer und Eichhorner Täler								
Quotient	1,4	1,2	1,3	1,3	1,4	1,4	1,6	1,6
Differenz	3,1	1,5	1,6	2,0	3,0	2,8	3,9	3,9

Der mittlere Grad der Asymmetrie, nach der Exposition des Steilhangs geordnet.

Betrachten wir in Tabelle 4 zunächst die Zahlen des gesamten Auswertungsgebietes. Der Asymmetriegrad ist am größten bei Exposition W (2,4 bzw 6,1), am kleinsten in den östlichen Expositionen. Bei nordwestlicher Steilhangauslage ist er immer noch größer (1,9—5,0) als bei Exposition SW (1,6—4,0). Noch deutlicher werden diese Verhältnisse in den Teilgebieten b und c. Im Teilgebiet d zeigt in Exposition W der Quotient einen kaum auffälligen, die Differenz aber einen beträchtlichen Anstieg. In Exposition O dagegen weist der Quotient seinen für dieses Teilgebiet absolut größten, die Differenz aber einen nur verhältnismäßig niederen Wert auf. Was liegt hier Besonderes vor?

Entsprechend den Definitionen von Winkelquotient als  $Y_Q = \frac{a}{b}$  und Winkeldifferenz als  $Y_D = a - b$ , wobei a der mittlere Böschungswinkel des Steilhangs,



A b b. 2. Mittlerer Grad der Asymmetrie (Winkelquotient und Winkeldifferenz), nach acht verschiedenen Expositionen geordnet. Zum Vergleich sind die Werte von H. RIEDL [24] aus dem östlichen Vorland der Leiser Berge eingezeichnet (vgl. Tab. 4 u. 7).

b der mittlere Böschungswinkel des Flachhangs sind, ergibt sich die Möglichkeit, daß die Differenz hohe, der Quotient aber trotzdem relativ niedrige Werte aufweisen, wenn Steil- und Flachhang stark geböschet sind. Umgekehrt können der Quotient relativ groß und die Differenz klein sein in Tälern mit beidseitig schwach geböschten Hängen (Tabelle 4 d, Exposition O). Als das jeweils empfindlichere Meßinstrument erweisen sich damit in stark geböschten Tälern die Winkeldifferenz, in flachen Tälern der Quotient. Stark geböschet sind im östlichen Weinviertel in größeren Tälern die mittleren und unteren Talabschnitte. Sie haben ihren größten Asymmetriegrad durchwegs in westlicher Exposition. Schwach geböschet sind die kleinen Tälerchen und die obersten Talverzweigungen. Meßergebnisse von solchen Talabschnitten liegen nur aus dem Teilgebiet d, das die kleinen Trockentäler bei Jedenspeigen und Sierndorf umfaßt, in so reiner Form vor, daß ihre Eigentümlichkeit deutlich zum Ausdruck kommt: größter Asymmetriegrad (Quotient) bei östlicher Steilhangexposition. Aus diesen Ergebnissen darf abgeleitet werden, daß in kleineren Tälern ein anderer Mechanismus der Asymmetriebildung geherrscht hat als in mittleren und unteren Talabschnitten großer Täler. Lößablagerung im Lee westlicher Winde<sup>14</sup> kann diese Abweichung nicht erklären. Sie hätte gerade eine Abflachung der gegen O schauenden Hänge verursachen müssen.

Um die Wirkungsweise der asymmetriebildenden Kräfte noch genauer zu erfassen, betrachten wir Tabelle 5. Die größten Böschungswinkel liegen bei den Steilhängen in westlicher, bei den Flachhängen meistens in östlicher Exposition (O bis S). Die kleinsten Böschungswinkel zeigen keinerlei Gesetzmäßigkeit. Dies ist nicht verwunderlich; denn sowohl die Angaben über größte als über kleinste Böschungswinkel stellen Einzelwerte dar, die stark von irgendwelchen Zufälligkeiten beeinflußt sein können. Sie dürfen deshalb nicht übermäßig bewertet werden. Brauchbarere Aussagen lassen sich über die Expositionsabhängigkeit der mittleren Böschungswinkel machen, die beim Steilhang ihr Maximum in westlicher, ihr Minimum in östlicher Exposition haben. Die Flachhänge sind gegen W am schwächsten geböschet. Es ergibt sich hieraus, daß die asymmetriebildenden Kräfte in westlicher Exposition besonders flache Flachhänge und besonders steile Steilhänge schaffen. In östlicher Exposition sind weder Steilhänge noch Flachhänge sehr ausgeprägt.

Tabelle 5

Exposition	Steilhang								Differenz Max.-Min.
	N	NO	O	SO	S	SW	W	NW	
Mittl. Bösch.	12,3	9,7	8,6	10,1	12,5	11,7	13,6	13,1	5,0
Größt. Bösch.	25 <sup>15</sup>	20	17	20	25 <sup>15</sup>	30	32	25 <sup>15</sup>	15
Kleinst. Bösch.	3	4	3	4	4	4	3	4	1
Exposition	Flachhang								Differenz Max.-Min.
	N	NO	O	SO	S	SW	W	NW	
Mittl. Bösch.	8,7	7,7	7,5	8,1	8,9	7,7	6,7	8,1	2,2
Größt. Bösch.	17	15	17	17	18	15	12	18	6
Kleinst. Bösch.	3	2	2	3	2	3	2	3	1

Die Beziehung zwischen Böschungswinkel und Exposition.

<sup>14</sup> Die kleinen Täler bei Sierndorf sind vollständig von Löß ausgekleidet.

<sup>15</sup> Sicher durch den Menschen geschaffene außergewöhnliche steile Böschungen wurden nicht berücksichtigt.

Die Unterschiede in der Asymmetriebildung zwischen oberen und tieferen Talabschnitten — das bisher hervorstechendste Ergebnis der Statistik — sollen am Beispiel eines einzelnen südwestlich von Velm gelegenen Tales nochmals aufgezeigt werden (Tabelle 6). Es hat Muldenalcharakter bis zum Querprofil 6, auf der übrigen Talstrecke ist es ein Schlep-pental. Am Steilhang steht Oberpannon an; der Flachhang ist von Löß bedeckt.

Tabelle 6

Messung Nr.	Steilhang Exposition	Böschung in Grad	Flachhang in Grad	Quotient	Differenz
1	O	7	5	1,4	2
2	O	10	8	1,3	2
3	O	10	8	1,3	2
4	O	11	8	1,4	3
5	W	13	8	1,6	5
6	W	13	8	1,6	5
7	W	17	8	2,1	9
8	SW	20	9	2,2	11
9	W	23	7	3,3	16
10	NW	11	7	1,6	4
11	W	22	7	3,1	15

} Talknie!

Querprofilmessungen im Trockental südwestlich Velm.

Steil- und Flachhang, Quotient und Differenz wachsen talabwärts an<sup>16</sup>. Bei Profil 5 wird der Steilhang an die östliche Talflanke verlegt. Dies scheint auf eine Änderung der Wirksamkeit der asymmetriebildenden Kräfte hinzuweisen. Ist es aber gestattet, auf Grund des statistischen Materials asymmetriebildende Kräfte zu erschließen, ähnlich wie dies zuvor schon auf Grund von geologischen Beobachtungen geschehen ist?

Bei einem Vergleich der Quotientenwerte von H. RIEDL [24] mit den meinigen (Tabelle 7, Abb. 2) ergibt sich:

1. Der Asymmetriegrad in RIEDLS Gebiet ist in allen Expositionen wesentlich größer als in meinem Gebiet. Seine Steilhänge haben im Durchschnitt um 2—3° größere, seine Flachhänge um 2—3° kleinere mittlere Böschungswinkel.
2. Von meinen Teilgebieten kommt b mit seinen Werten denen von RIEDL am nächsten.
3. Auch bei RIEDL liegen die größten Asymmetriegrade bei westlicher Steilhangexposition. Ein sekundäres Maximum zeigt sich in Exposition O.

Damit ist, wie jetzt verallgemeinert werden darf, bei der Talasymmetrie des ganzen zentralen und östlichen Weinviertels eine deutliche Polarität W—O festzustellen gegenüber der Polarität SW—NO im Niederbayerischen Hügelland. Die Erklärung für die unter 1. und 2. angeführten Tatbestände ist in folgendem zu suchen: H. RIEDLS Arbeitsgebiet liegt durchschnittlich 100 m höher als das meinige. Es kommt meinem Teilgebiet b noch am nächsten. J. BÜDEL [5] weist darauf hin, daß mit zunehmender Meereshöhe die Solifluktion gegenüber der Lößablagerung überwogen habe. Es paßt zu dieser Feststellung, wenn H. RIEDL in der Waschbergzone nur noch wenig typischen Löß,

<sup>16</sup> Die Unstetigkeit im untersten Talabschnitt ab Querprofil 10 soll später erklärt werden.

dafür meist eine Art Schwemmlöß vorfindet, während im östlichen Weinviertel reiner Löß in einer Mächtigkeit bis zu 12 m und mehr aufgeschlossen ist, Schwemmlöß und Solifluktionshorizonte dagegen zurücktreten. Wenn nun in höheren Lagen die Talasymmetrie ausgeprägter ist als in tieferen, wenn zudem in höheren Lagen die Solifluktion, in tieferen Lagen der Löß überwiegen, so zwingt dies zu dem Schluß, daß Solifluktion die Bildung von asymmetrischen Tälern mehr begünstigt als Lößablagerung. Damit wäre auf Grund des statistischen Materials verifiziert, was ich bei Beobachtungen an den Aufschlüssen

Tabelle 7

Exposition	N	NO	O	SO	S	SW	W	NW
H. RIEDL	2,5	2,1	2,3	2,0	2,7	3,0	3,5	2,8
W. SCHLEGEL	1,4	1,3	1,3	1,3	1,5	1,6	2,4	1,9

Vergleich der Werte der Winkelquotienten von H. RIEDL mit denen des Verfassers.

der Gemeindeflucht von Münichsthal bereits vermutet und später verallgemeinernd für das ganze östliche Weinviertel als gültig darzustellen gewagt habe: Solifluktion ist eine asymmetriebildende Kraft.

Die Solifluktion führt — abgesehen von korrosiver Tieferlegung der Talböden — zur Abflachung der Talhänge. Als alleinige asymmetriebildende Kraft tritt sie in Tälern mit flachen Hangböschungen, also in kleinen Tälern und oberen Talstrecken, auf. Es wurde bereits erwähnt, daß in diesen Tälern Asymmetrie mit östlicher Steilhang-(westlicher Flachhang-)Exposition vorherrscht. Ein Musterbeispiel ist das Teilgebiet d mit kurzen Trockentälern. Die O-Asymmetrie entstand also infolge relativ stärkerer Abflachung der gegen W schauenden Talhänge durch Solifluktion gegenüber den gegen O schauenden Talhängen. Die Flachheit der Flachhänge kann als Maß für die Wirksamkeit der Solifluktion angesehen werden.

Im Gegensatz dazu kann die Asymmetrie steilgeböschter Täler, also großer Täler und unterer Talabschnitte, nicht oder zumindest nicht allein durch Solifluktion erklärt werden. Betrachten wir nochmals Tabelle 6. Die ersten vier Querprofile zeigen verhältnismäßig flachgeböschte Talhänge, einen niedrigen Asymmetriegrad und Ostasymmetrie. Diese Erscheinungen sind allein durch Solifluktion zu erklären. Für den plötzlichen Umschlag in die Westasymmetrie bei Querprofil 5, unter gleichzeitiger kräftiger Erhöhung des Asymmetriegrades und starker Änderung der Talböschungen (am W-exponierten Hang von 8° auf 13°, am O-exponierten Hang von 11° auf 8°) wurde bereits oben eine Änderung im Wirken der asymmetriebildenden Kräfte angenommen. Hier, 1,5 km unterhalb des Talanfangs, begann fließendes Wasser zu erodieren. Der gegen W exponierte Hang wurde von Profil 5 ab kräftig unterschritten und zum heutigen Steilhang gestaltet. Der nach O exponierte Talhang blieb im Gegensatz dazu verhältnismäßig flach. Später wurde er von Löß überdeckt, der durch eine 1 m mächtige blaßbraune Bodenbildung in zwei Stockwerke gegliedert ist, während der Steilhang lößfrei blieb oder ständig wieder freigelegt wurde. Zwei Beobachtungen in diesem und in anderen Trockentälern von ähnlichen Größenverhältnissen sollen diese Annahmen rechtfertigen:

1. Sonst das ganze Jahr über abflußlose Täler führen gelegentlich bei der Schneeschmelze und bei Wolkenbrüchen beträchtliche Wassermengen. Unter periglazialen Verhältnissen waren aber die Schmelzwässer wesentlich kräftiger, da im Frostboden kein Wasser versickern konnte.

2. Die jungen Erosionsformen im Weinviertel (Schluchten, Racheln) zeigen durch ihren sprunghaften Beginn in älteren muldenförmigen Hohlformen, daß fließendes Wasser erst erosiv wirksam werden kann, wenn es eine gewisse Menge erreicht hat<sup>17</sup>.

Hierdurch wird der plötzliche Einsatz der Erosion im asymmetrischen Tal erklärt. Der Unterschied zwischen jetzzeitlicher (Schlucht, Rachel) und vorzeitlicher Erosion (Unterschneidung des gegen W exponierten Talhanges) muß durch die veränderten klimatischen Verhältnisse bedingt sein.

Solifluktion und Seitenerosion des abfließenden Schmelzwassers erweisen sich damit als die beiden wesentlichsten Kräfte, welche die Talasymmetrie verursacht haben. Solifluktion wirkte sicher in den obersten, wahrscheinlich aber auch in den unteren, Seitenerosion nur in den tieferen Talabschnitten. Beide scheinen die gegen W exponierten Talhänge bevorzugt zu haben. Man kann deshalb in den beiden Asymmetriefformen des Weinviertels die von H. POSER [21, 22] erkannten Typen der „primären“ und „sekundären Asymmetrie“ sehen.

Wir wollen die statistische Bearbeitung jetzt abbrechen — ich halte die Methode nämlich an diesem Punkt in ihrer Aussagekraft für erschöpft — und zu der umstrittenen Frage nach der primären Ursache<sup>18</sup> der Talasymmetrie übergehen.

Es stehen sich zwei extreme Auffassungen gegenüber. J. BÜDEL [2] sieht die primäre Ursache im Wind. Vorherrschende westliche Winde häuften an der Westflanke N—S-gerichteter Täler Schnee und Löß an und förderten so indirekt an diesem Talhang die Solifluktion. Die abfließenden Schmelzwässer wurden durch die Fließerde an den östlichen Hang gedrängt und unterschritten dort<sup>19</sup>. — H. POSER und TH. MÜLLER [23] sehen in der Sonnenstrahlung die primäre Ursache. Sie erschließen aus einer Tabelle nach A. v. KERNER<sup>20</sup>, daß gegen SW exponierte Hänge am frühesten und am tiefsten aufgetaut seien und deshalb für den Angriff von Solifluktion und Erosion die günstigsten Voraussetzungen geboten hätten. So sei es zur SW-Asymmetrie im Niederbayerischen Hügelland gekommen.

Für BÜDELS Ansicht spricht das Vorherrschen der W-Asymmetrie und die vorwiegende, wenn auch nicht ausschließliche Lösablagerung an O- und Nschauenden Hängen. Dagegen spricht, daß nicht selten in obersten Talstücken mit muldenförmigem konkavem Querprofil auch die O-Asymmetrie vorkommt, die nur durch ein Überwiegen der Solifluktion am W-exponierten Hang erklärt werden kann. Dagegen spricht auch, daß die W-Asymmetrie mehr durch die Seitenerosion fließenden Wassers als durch die Tätigkeit der im östlichen Weinviertel verhältnismäßig schwachen Solifluktion gebildet zu sein scheint. Gegen die Sonnenstrahlung als primäre Ursache spricht zunächst, daß im ganzen östlichen Weinviertel Solifluktion und Erosion die westliche Exposition (nicht

<sup>17</sup> Die Entstehung von Schluchten oder Racheln hängt von 2 Faktoren, von der Größe der „Ursprungstalung“ [H. KELLERSOHN, 19] und von der Reliefenergie ab. Wenn eine der beiden Größen unter einem gewissen Schwellenwert bleibt, werden statt der schroffen Einrisse sanftere Erosionsformen geschaffen. Fehlt die Reliefenergie, entstehen im Muldenalboden 1—2 m tiefe flache mäandrierende Rinnen (westlich Eichhorn); ist die Ursprungshohlform und dadurch die Wassermenge zu klein, so wird der Muldenboden in eine unter 3—5° geböschte Kerbe umgestaltet (westlicher Abhang des Steinbergs bei Maustrenk).

<sup>18</sup> H. POSER und TH. MÜLLER [23, S. 23] sprechen von einer „Frage nach der primären Kraft der Asymmetriebildung“.

<sup>19</sup> J. BÜDEL selbst anerkennt jetzt zwar auch die Wirkung der Sonnenstrahlung [6, 7] und hat sich damit der Auffassung von C. TROLL [33] genähert. Der alte BÜDELSche Standpunkt wird aber neuerdings sehr heftig von W. THAUER [30] vertreten. Es ist deshalb notwendig, sich mit der ursprünglichen Ansicht BÜDELS auseinanderzusetzen.

<sup>20</sup> Wiedergegeben bei POSER und MÜLLER [23, S. 25].

SW oder S) bevorzugen. Das wichtigste Argument für die Sonnenstrahlung liefern aber gerade gewisse typische Unterschneidungsformen an W-exponierten Hängen. Scheint eine Erklärung in BÜDELS Sinn noch möglich zu sein für konvexe Steilhangformen in Schlepptälern, zum Beispiel südlich von Wilfersdorf im Kettelsbachtal<sup>21</sup>, so trifft dies nicht mehr zu, wenn solche Unterschneidungsformen auch in Sohltälern vorkommen (südlich Spannberg, nördlich Götzendorf, bei Eichhorn). Im asymmetrischen Tal südwestlich Velm (Tabelle 6) tritt bei Profil 9 in einer scharfen Wendung des Tales sogar eine Umkehr des Prallhang-Gleithang-Phänomens ein: Der äußere, gegen O schauende Hang bleibt flach, der innere gegen W schauende ist plötzlich stark versteilt. Hier wird deutlich, daß das abfließende Wasser trotz der durch die Zentrifugalkraft verstärkten Erosionstendenz nicht fähig war, den Prallhang anzugreifen; vielmehr unterschneidet es den Gleithang. Unmittelbar danach bei Querprofil 10 ist der Steilhang, jetzt in Exposition NW, wesentlich flacher. Obwohl er hier, nach der Prallhang-Gleithang-Regel zu urteilen, hätte stärker unterschneitten werden müssen, wurde nicht so stark erodiert wie bei Profil 9. Dies ist nur dadurch zu erklären, daß er aus irgend einem Grund nicht so leicht angreifbar war wie zuvor bei Profil 9 in westlicher Exposition. Auch bei Spannberg und im Kettelsbachtal konnte Ähnliches beobachtet werden. Schließlich kann in den Tälern nördlich von Waidendorf und Götzendorf eine extreme Ausbildung der Prallhänge festgestellt werden, soweit sie in Exposition W liegen. Sie sind jeweils um 200 bis 300 m gegen O ausgebuchtet. Von W her wurde dann in die entstandenen breiten Talsohlen Löß in großer Mächtigkeit eingeweht. Dieselbe Erscheinung fand ich auch im westlichen Weinviertel. Alle diese auffälligen Erosionsformen können in einem Klima mit Dauerfrostboden nur durch den Gegensatz zwischen temperaturbegünstigten und deshalb oberflächlich aufgetauten sowie wärmebenachteiligten Expositionen entstehen.

Wenn nun einerseits A. v. KERNER findet, daß in 80 cm Bodentiefe die SW-Exposition temperaturbegünstigt ist, und H. POSER und TH. MÜLLER in Niederbayern die durch diese Temperaturgunst verursachte SW-Asymmetrie vorfinden, andererseits im Weinviertel von H. RIEDL und vom Verfasser W-Asymmetrie angetroffen wird, die ebenfalls nur durch Temperaturbegünstigung erklärt werden kann, so scheint hier ein Widerspruch vorzuliegen. Ich will versuchen, ihn aufzuhellen.

Nicht die Temperaturverhältnisse in 80 cm Bodentiefe waren von Bedeutung für die gemeinsame Wirksamkeit von Solifluktion und Erosion, sondern die Temperaturverhältnisse in der obersten Bodenschicht von nur wenigen Zentimetern Mächtigkeit<sup>22</sup>. Im periglazialen Klima waren es nämlich vorwiegend die täglichen Temperaturschwankungen, der tägliche Wechsel von Frieren und Auftauen bis in die Sommermonate hinein, welche geomorphologische Prozesse begünstigten. Es wäre wünschenswert, passende Reihen von Temperaturmessungen aus den obersten Bodenschichten zu haben. Solche Meßreihen sind mir aber nicht bekannt geworden. Ersatzweise greife ich deshalb auf eine Untersuchung zurück, welche R. GEIGER<sup>23</sup> während des Sommers 1926 am Hohenkarpfen (Süd-

<sup>21</sup> W. THAUER [30] verwendete ähnliche Beispiele aus der mittleren Oberpfalz, um BÜDELS Ansicht zu stützen.

<sup>22</sup> J. BÜDEL [7] nimmt zwar für das periglaziale Mitteleuropa des Pleistozäns eine größere Tiefe des Auftaubodens an (im Extrem bis 4 m) — ich selbst konnte 2 m tief reichende Kryoturbationen finden — als im heutigen Polarraum [8], wo er in Spitzbergen im Durchschnitt nur 30 cm (20—67 cm) Auftauboden vorfand. Es ist aber zu beachten, daß die Auftauzone ihre größte Tiefe — die Tiefe, welche wir in den Aufschlüssen feststellen können — jeweils erst im Herbst erreicht hat, während im Frühjahr, zur Zeit der größten Erosionskraft der Schmelzwässer, schon wenige Zentimeter unter der Oberfläche der Boden noch gefroren war.

<sup>23</sup> [12], S. 109—110.

württemberg) durchgeführt hat. Er stellte fest, daß im Mittel von je 70 Tageshöchstwerten an zahlreichen Meßpunkten rings um den Bergkegel in 25 cm über dem Boden die W-Exposition gegenüber allen anderen begünstigt war, besonders bei Böschungen von 30°—10°. GEIGER erklärt dies damit, daß in südöstlicher bis südwestlicher Exposition wohl die direkte Sonneneinstrahlung am intensivsten sei, daß aber ein großer Teil der entwickelten Wärme zur Verdunstung des Taus verbraucht werde, während in westlicher Exposition spätnachmittags, zur Zeit der dortigen vollen Strahlungseinwirkung, die Wärme zur Gänze dem vom Tau abgetrockneten Boden zugeführt werden könne. Auf periglaziale Verhältnisse übertragen würde dies bedeuten, daß in südöstlicher bis südwestlicher Exposition die durch direkte Sonnenbestrahlung entwickelte Wärme allein dazu verbraucht wurde, den nachtsüber gefrorenen Boden oberflächlich aufzutauen, während in westlicher Exposition die Sonnenstrahlen eine durch die Konvektionswärme bereits aufgetaute Bodenoberfläche vorfanden und deshalb mehr in die Tiefe wirken konnten. Außerdem dürfte an Sonnentagen des kaltzeitlichen Frühsommers der Stoß der Schneeschmelzwässer erst am Spätnachmittag seine größte Kraft erreicht haben.

Warum herrscht aber dann im Niederbayerischen Hügelland die SW-Asymmetrie vor? In Niederbayern ist das Klima ozeanischer als im Wiener Raum. Insbesondere gibt es mehr Niederschläge. Auf periglaziale Verhältnisse bezogen bedeutet das, daß dort im Winter mehr Schnee fiel. Schnee schmilzt am schnellsten unter intensiver Sonnenbestrahlung. Deshalb werden in südlicher bis südwestlicher Exposition die Hänge zuerst schneefrei. So auch in der Eiszeit. So kam es, daß Solifluktion und Seitenerosion während einer längeren Zeit an den nach SW schauenden Hängen arbeiten konnten als an den gegen W exponierten. Das Klima des niederösterreichischen Weinviertels ist kontinentaler als das von Niederbayern. Vor allem fällt weniger Schnee. Ähnlich war es wahrscheinlich auch in der Eiszeit. Deshalb wirkte sich hier nicht die in S- bis SW-Exposition intensivste direkte Sonnenstrahlung bestimmend auf die Asymmetrie-Richtung aus, sondern die im Gesamtwärmehaushalt sich ergebende größte Begünstigung der Westhänge.

### *Ergebnisse*

Die Talasymmetrie des östlichen Weinviertels stellt eine kontinentale Variante der unter periglazialen Bedingungen im Pleistozän entstandenen Talasymmetrie der gemäßigten Breiten dar. Die wesentlichsten Kräfte ihrer Entstehung sind Solifluktion und Seitenerosion. Pleistozäne Tektonik, sofern überhaupt asymmetriebildend wirksam, hat das ganze Gebiet in gleicher Weise erfaßt. Die Teilgebiete in der statistischen Bearbeitung zeigen keinerlei Abweichungen voneinander, die durch verschiedene tektonische Einflüsse erklärt werden müßten. Dies entspricht den Ergebnissen der Niveauekartierung. Es wird eine Wölbung mit dem Scheitel in der Waschbergzone vermutet [27, 28]. Sie kann höchstens zur Verstärkung der W-Asymmetrie beigetragen haben.

Als primäre Ursache ergab sich die Sonnenstrahlung. Sie förderte Solifluktion und Seitenerosion an W-schauenden Hängen und ermöglichte die verschiedene Entwicklung in obersten und tieferen Talabschnitten zu den beiden Typen der primären und sekundären Asymmetrie hin.

Der Löß spielte — im Gegensatz zu bisherigen Anschauungen — bei der Asymmetriebildung im östlichen Weinviertel nur eine untergeordnete Rolle. Die

asymmetrischen Täler sind älter als der Löß. Durch ihn wurde der Asymmetriegrad nur geringfügig verstärkt.

Abschließend muß noch der Ansicht von J. BÜDEL widersprochen werden, daß „... auch in den sanftgeböschten Tertiärhügelländern an den Rändern der beiden ungarischen, des Wiener und des Mährischen Beckens mächtige Lößdecken sofort mit dem Eintritt des Eiszeitklimas im Frühglazial sehr weite Verbreitung...“ gefunden hätten und daß hier „... das Eiszeitklima gleich in einer starken trocken-kalten Variante eingezogen...“ sein müsse [9, S. 10]. Der Lößablagerung ging — das wurde gezeigt — auch im östlichen Weinviertel, welches zu den von J. BÜDEL genannten Gebieten gehört, eine Erosions- und Soliflukationsperiode voraus. Wenn auch nur selten mächtige Fließerdehorizonte aufgeschlossen sind (dies liegt wahrscheinlich an der verbreiteten und alles verhüllenden Lößdecke), so werden doch die Leistungsfähigkeit und wahrscheinlich auch lang anhaltende Wirksamkeit der frühglazialen Erosions- und Denudationsvorgänge und damit eine feucht-kalte Klimaphase erwiesen durch die Existenz des ausgeprägten Systems größtenteils asymmetrischer Täler.

### L i t e r a t u r

- [1] BECKER, A.: Das Viertel unter dem Manhartsberg. Heimatkunde von Niederösterreich. Wien 1925.
- [2] BÜDEL, J.: Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. Beiträge zur Geomorphologie der Klimazonen und Vorzeitklimata I. Geologische Rundschau 34, 1944.
- [3] —: Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas. Die Naturwissenschaften 36, 1949.
- [4] —: Die Klimaphasen der Würmeiszeit. Die Naturwissenschaften 37, 1950.
- [5] —: Die Klimazonen des Eiszeitalters. Eiszeitalter und Gegenwart 1, 1951.
- [6] —: Die „periglazial“-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. Erdkunde 7, 1953.
- [7] —: Periodische und episodische Solifluktion im Rahmen der klimatischen Solifluktionstypen. Erdkunde 13, 1959.
- [8] —: Die Frostschutt-Zone Südost-Spitzbergens. Colloquium Geographicum 6, 1960.
- [9] —: Die Gliederung der Würmkaltzeit. Würzburger geographische Arbeiten 8, 1960.
- [10] FINK, J.: Die fossilen Böden im österreichischen Löß. Quartär 6, 1954.
- [11] FISCHER, H.: Asymmetrische Täler im südwestdeutschen Schichtstufenland, ihre Verbreitung, Entstehung und Abhängigkeit vom eiszeitlichen Klima. Dissertation Tübingen 1956.
- [12] GEIGER, R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht. Braunschweig 1927.
- [13] GRILL, R.: Exkursionen in das Korneuburger und das nördliche Inneralpine Wiener Becken. Mit einem Beitrag von R. JANOSCHEK über die Umgebung von Zistersdorf. Verh. d. Geol. B.-A., Sonderheft A, Wien 1951.
- [14] —: Der Flysch, die Waschbergzone und das Jungtertiär um Ernstbrunn. Jahrbuch d. Geol. B.-A. Wien 96, 1953.
- [15] Heim at b u c h des Verwaltungsbezirkes Mistelbach I, Ortskunde. Herausgeber: Der Bezirkshauptmann und die Bürgermeister des Verwaltungsbezirkes Mistelbach. Wien (o. J.).
- [16] HELMER, L.: Das niederösterreichische Weinviertel östlich des Klippenzuges. Wien 1928.
- [17] HILBER, V.: Asymmetrische Täler. Pet. Mitt. 32, 1886.
- [18] JANOSCHEK, R.: Das Inneralpine Wiener Becken. In: Geologie von Österreich, Wien 1951.
- [19] KELLERSOHN, H.: Untersuchungen zur Morphologie der Talanfänge im mitteleuropäischen Raum. Kölner geogr. Arbeiten 1, 1952.
- [20] MIKULA, H.: Die Pollauer Berge als Landschaft. Mitteil. d. Geogr. Ges. Wien 70, 1927.
- [21] POSER, H.: Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würm-Eiszeit im nicht vereisten Mittel- und Westeuropa. Die Naturwissenschaften 34, 1947.
- [22] —: Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit. Erdkunde 2, 1948.
- [23] POSER, H. u. MÜLLER, TH.: Studien an asymmetrischen Tälern des Niederbayerischen Hügellandes. Nachrichten der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, math.-phys. Kl., biol.-phys.-chem. Abt. 1, 1951.
- [24] RIEDL, H.: Beiträge zur Morphologie des Gebietes der Waschbergzone. Dissertation Wien 1958.
- [25] —: Beiträge zur Morphologie des Gebietes der Leiser Berge und des Falkensteiner Höhenzuges. Mitt. Österr. Geogr. Ges. 102, Wien 1960.
- [26] SCHAFFER, F. X. u. GRILL, R.: Die Molassezone. In: Geologie von Österreich, Wien 1951.
- [27] SCHLEGEL, W.: Alte Abtragungssysteme und quartäre Formgebung im östlichen Weinviertel. Dissertation Wien 1960.
- [28] SCHLEGEL, W.: Alte Abtragungssysteme und Quartärterrassen im östlichen Weinviertel. Geogr. Jahresber. aus Österreich 28, 1959/1960.
- [29] SUESS, E.: Über den Löß. Schriften des Vereins zur Verbreitung naturwissensch. Kenntnisse in Wien 6, 1867.
- [30] THAUER, W.: Die asymmetrischen Täler als Phänomen periglazialer Abtragungsvorgänge erläutert an Beispielen aus der mittleren Oberpfalz. Mitt. d. Fränk. Geogr. Ges. 2, 1955.

- [31] TIETZE, E.: Die geognostischen Verhältnisse in der Gegend von Lemberg. Jahrbuch der k. k. Geol. Reichsanstalt Wien 32, 1882.
- [32] TROLL, C.: Strukturboden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. Geol. Rundschau 34 (Klimaheft I), 1944.
- [33] —: Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation. Erdkunde 2, 1948.

**Topographische Karten:**

1. Originalaufnahme 1 : 25 000  
Blatt 4457/Sektion 4  
Blatt 4557/Sektion 2, 3, 4

Blatt 4558/Sektion 1, 3  
Blatt 4656/Sektion 2  
Blatt 4657/Sektion 1, 2, 3, 4  
Blatt 4658/Sektion 1

2. Provisorische Ausgabe der österreichischen Karte 1 : 50 000  
Blätter 11, 24, 25, 26, 41, 42, 43

**Geologische Karten:**

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



Bild 1. Das Tal von Erdberg. Im Vordergrund der muldenförmige Talanfang. Beim Dorf Erdberg beginnt die Asymmetrie. Links der in mittelpannonischen Sanden angelegte, von Dellen gegliederte Steilhang (Exposition W). Rechts der von Löß bedeckte Flachhang.



Bild 2. Das Kettelsbachtal südlich Wilfersdorf, ein Schleppental. Links der lößbedeckte Flachhang. Rechts der konvexe Steilhang (Exposition W), in sarmatischen Sanden angelegt. Der Bach fließt am Fuß des Steilhangs.



Bild 3. Das Mühlbachtal südlich Steinabrunn, abwärts. Asymmetrisches Tal mit kleiner Sohle. Links der lößbedeckte Flachhang. Am Steilhang (rechts, Exposition W) steht Leithakalk an. Im Hintergrund die Pollauer Berge.



Bild 4. Gemeindeflucht westlich Münichsthal, aufwärts. Dem gegen W schauenden Steilhang im Sarmat (rechts) stehen zwei Flachhänge gegenüber. Der ältere Flachhang, der als Schluchtboden freiliegt (Bildmitte), ist links unter 7 m Löß begraben. Die Lößoberfläche bildet den jüngeren Flachhang.

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

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft](#)

Jahr/Year: 1961

Band/Volume: [103](#)

Autor(en)/Author(s): Schlegel Walter

Artikel/Article: [Die asymmetrischen Täler des östlichen Weinviertels 246-266](#)