

Zur Morphologie des mittleren Westrichs

V o r w o r t

Die Anregung zur vorliegenden Arbeit ging aus von meinem hochverehrten Lehrer Herrn Professor Dr. Dr. h. c. J. Schmid. Stets nahm er am Fortgang der Arbeit reges Interesse, förderte durch viele Gedanken und Hinweise ihr Gelingen und gab anlässlich einer Geländebegehung manchen wertvollen Ratschlag, so daß ich ihm zu tiefstem Dank verpflichtet bin.

Großen Dank schulde ich ferner Herrn Dr. Spuhler, Bad Dürkheim, für die längere Überlassung der geologischen Spezialkarten, Herrn Dr. van Hoorn vom Wetteramt in Trier für die freundliche Genehmigung der Durchsicht des einschlägigen klimatischen Zahlenmaterials und den zuständigen Forstbehörden für die Erlaubnis zur Installation von Meßgeräten.

Mein besonderer Dank gilt der Pollichia, dem Pfälzischen Verein für Naturkunde und Naturschutz, der die Drucklegung der Arbeit in großzügiger Weise ermöglichte.

Den vielen Anderen, die durch ihre Hilfe zum Gelingen der Arbeit beitrugen, sei auf diesem Wege ebenfalls gedankt.

Waldmohr/Pfalz, März 1962

Hans Schupp

Inhaltsverzeichnis

A. Abgrenzung und erstes Bild der Landschaft	S. 76
B. Bisherige Untersuchungen und gestellte Aufgabe	S. 76
C. Geologische Geschichte des Raumes bis zum Tertiär	S. 78
D. Grundzüge der Stratigraphie	
Der Buntsandstein	S. 79
Der Muschelkalk	S. 86
E. Die regionale Verbreitung der einzelnen Schichten	S. 87
F. Tektonik	S. 88
G. Morphologie des Schichtstufenlandes	S. 90
H. Hydrographie des Schichtstufenlandes	S. 108
I. Die Moorniederung und ihre Hydrographie	S. 120
K. Klimatologische und edaphische Untersuchungen	S. 142
L. Die Rückwanderung der Stufen	S. 148
M. Grundzüge und Probleme des Westricher Stufenlandes	S. 183
Literaturverzeichnis	S. 195

A. Abgrenzung und erstes Bild der Landschaft

Obwohl allerseits genaue Grenzen fehlen, darf man unter dem „Westrich“ den Westteil der Pfalz und den äußersten Ostzipfel des Saargebietes verstehen, also etwa jene Landschaft, die sich zwischen den Orten Kusel, Kaiserslautern, Pirmasens und Neunkirchen ausbreitet. Sie ist von solch großer geologischer und morphologischer Heterogenität, daß eine Beschränkung auf ihren mittleren Teil notwendig erschien.

Auch dieser umgreift dem Scheine nach noch völlig verschiedene Einzelräume. Zunächst gehört ihm das Westricher Gebrüch (auch Landstuhler Bruch, Westpfälzer Moorniederung genannt) an, ein grundwasserreicher Niedergürtel, der sich morphologisch deutlich ausgeprägt von Homburg nach Kaiserslautern, also über 40 km, in NE- bzw. ENE-Richtung hinzieht. Früher vollständig vermoort, ist er heute größtenteils entwässert und zu Wiesen- und Weideland geworden. In ihm liegen Waldinseln, die sich nach N und NE zu größeren Decken zusammenschließen. Zur Abgrenzung bot sich im W die Blies an, im E jener Quergürtel, der beim Kaiserslauterner Vorort Vogelweh das eigentliche Bruch vom Kaiserslauterner Becken trennt. Mit Absicht wurde im N über das Bruch hinausgegriffen und der Buntsandsteinrand als Grenze verwendet.

Weiterhin war die Sickinger Höhe Untersuchungsgebiet. Sie wird im W von der Blies begrenzt, im S von deren Nebenfluß, dem Schwarz- oder Erbach. Dessen Nebenfluß hinwieder, der Queidersbach, bildet die Ostgrenze. Dazwischen erhebt sich ein einprägsames, flaches, waldloses Hochplateau, das rund 200 m über dem Bruchniveau liegt und sich nach W und S fast unmerklich senkt. Tief darin eingeschnitten sind steilwandige, flankenbewaldete Täler, die im Gegensatz zur Hochfläche wasserreich sind und fruchtbare Wiesen in sich bergen. Es sei hier gleich angefügt, daß Verf. sich im Laufe der Arbeit absichtlich mehr auf den nördlichen Teil der Höhe beschränkt hat. Alles Typische und für die Fragestellungen Wichtige ließ sich infolge der großen Gleichförmigkeit der Landschaft bereits hier untersuchen.

Im N treten Sickinger Höhe und Niederung auf breiter Front zusammen. Der vermittelnde SW-NE-Streifen ist ziemlich steil und trotz seiner Schmalheit von mannigfaltiger morphologischer Gliederung. Dem flüchtigen Blick vom Bruch her erscheint er jedoch als geschlossener, bewaldeter Wall.

Die damit gegebene Dreiteilung mag zunächst den Eindruck erwecken, einen morphologisch vielfältig bestimmten Raum vor sich zu haben. Aber das genauere Studium wies überzeugend auf eine morphologische Einheit hin; eine Tatsache, die in früheren Arbeiten nicht immer gebührend beachtet wurde.

B. Bisherige Untersuchungen und gestellte Aufgabe

Einigermaßen exakte morphologische Forschungen waren erst möglich, nachdem AMMON und REIS (2) um die Jahrhundertwende die geologischen Grundlagen erarbeitet hatten. Aus der Zeit vorher ist nur die Studie LEPPLA'S (18) über das Gebrüch erwähnenswert. Für ihn ist die Niederung samt ihrem südlichen Steilrand das Werk eines mächtigen, 8—9 km breiten, pleistozänen Stromes, dessen allmähliches Versiegen im Verein mit junger

Tektonik die heutigen Verhältnisse herbeigeführt hat. Anlässlich seiner geologischen Kartierungen im Westrich knüpfte REIS (28) an diese Arbeit an. Er widerlegt die Theorie einer pleistozänen Hochflut, glaubt aber doch auch aus vielen Anzeichen in der Niederung einen westöstlich gerichteten ehemaligen Flußlauf zu erkennen. Im einzelnen zerlegt er die Geschichte des Bruchs in 5 tektonisch und hydrographisch verschiedene Stadien, die er zwar genau, aber doch sehr hypothetisch beschreibt.

Stand so bis dahin eigentlich nur das Gebrüch im wissenschaftlichen Interesse, so packte E. LÖFFLER (19) dieses Problem durchaus richtig im Zusammenhang mit dem von ihr beschriebenen pfälzischen Schichtstufenland an. Ihr gehört das Verdienst, den steilen Südrand als zwei dicht aufeinanderfolgende Stufen erkannt zu haben. Die Niederung und die Sickingener Höhe stellen sich somit, wenngleich damals auch noch nicht klar erkannt, als Basis- bzw. lokale Dachlandterrasse dar. Indem LÖFFLER aber auch die Vermoorung als Schotterstau völlig aus den Gesetzen der Schichtstufenlandschaft und ohne jede Tektonik erklären wollte, ging sie ihrerseits zu weit.

Auch der Versuch HERCHENRÖTHER'S (12), die verschiedenen Schichtterrassen des Westrichs mit den nördlich anschließenden Rumpfflächen des Pfälzer Berglandes zeitlich zu parallelisieren und daraus Rückschlüsse über das Ausmaß der Stufenrückwanderung im Tertiär und Pleistozän zu ziehen, muß — wenigstens im Untersuchungsraum — als gescheitert gelten, da er ohne jede Berücksichtigung späterer tektonischer Verstellungen arbeitete (ganz davon abgesehen, daß auch bei ungestörter Lage dieser Versuch sehr problematisch ist).

Dagegen erkannte BUCH (4) durch die genaue Betrachtung der Gefällsverhältnisse der Flüsse sowie der Inharmonie von Tälern und Flüssen u. dgl. m., daß bis zur Gegenwart tektonische Beanspruchungen vorliegen. Er glaubte sagen zu können, daß erst durch die Hebung und leichte Kippung der Stufenlandschaft die Vermoorung im Winkel vor der ersten Stufe eingesetzt hat. Weiterhin stellte BUCH fest, konnte es aber nur andeuten, daß hier im mittleren Westrich durch verschiedene, noch zu erläuternde Gründe in stratigraphischer, tektonischer und somit auch in morphologischer Hinsicht besondere Verhältnisse herrschen, die ihm im Rahmen der Pfälzer Schichtstufenlandschaft einen eigenen Platz zuweisen.

Hier möchte diese Arbeit anknüpfen. Zunächst einmal soll ein möglichst vollständiges Bild des Westricher Stufenlandes gezeichnet werden, ein Bild, in dem auch alle jene Züge enthalten sein sollen, die ihren Ursprung in Besonderheiten der Tektonik und der Hydrographie haben. Struktur- und Skulpturelemente sollen gleichermaßen zu Wort kommen, nachdem in früheren Studien meist die einen zugunsten der anderen vernachlässigt wurden. Ihr Zusammenspiel macht zu einem nicht unwesentlichen Teil die Eigenart des mittleren Westrichs aus. Diese gilt es anschließend herauszustellen.

In einem zweiten Teil soll dann versucht werden, mit Hilfe der von J. SCHMID (34) entwickelten analytischen Morphogenese für unsern Raum Klarheit zu schaffen über ein Problem, das sich im ersten Teil zwangsläufig ergibt und überhaupt in der modernen Morphologie sehr oft diskutiert wird:

die Rückwanderung der Stufen. Keineswegs soll damit in den Streit um die verschiedenen Theorien der Entstehung und Weiterentwicklung der Schichtstufenlandschaften eingegriffen oder gar eine neue hinzugefügt werden. Dazu reicht die Betrachtung eines einzigen Modells bei weitem nicht aus. Die Zeit zur Aufstellung einer allgemeinen Theorie ist m. E. überhaupt erst dann gekommen, wenn Schichtstufenländer unter den verschiedensten Bedingungen (Klima, Gestein, Boden, Tektonik, Alter) in allen Teilen der Erde studiert worden sind; m. a. W. es müssen überall bereitgestelltes Material, angreifende Kraft und auftretende Form beobachtet und analysiert werden. Zu diesem einstigen Mosaik soll diese Arbeit einen Stein beitragen.

Allerdings schließt dies nicht aus, daß von den durch die Messungen und Beobachtungen gewonnenen Erkenntnissen her kritisch zu einzelnen Behauptungen verschiedener Theorien Stellung genommen werden soll.

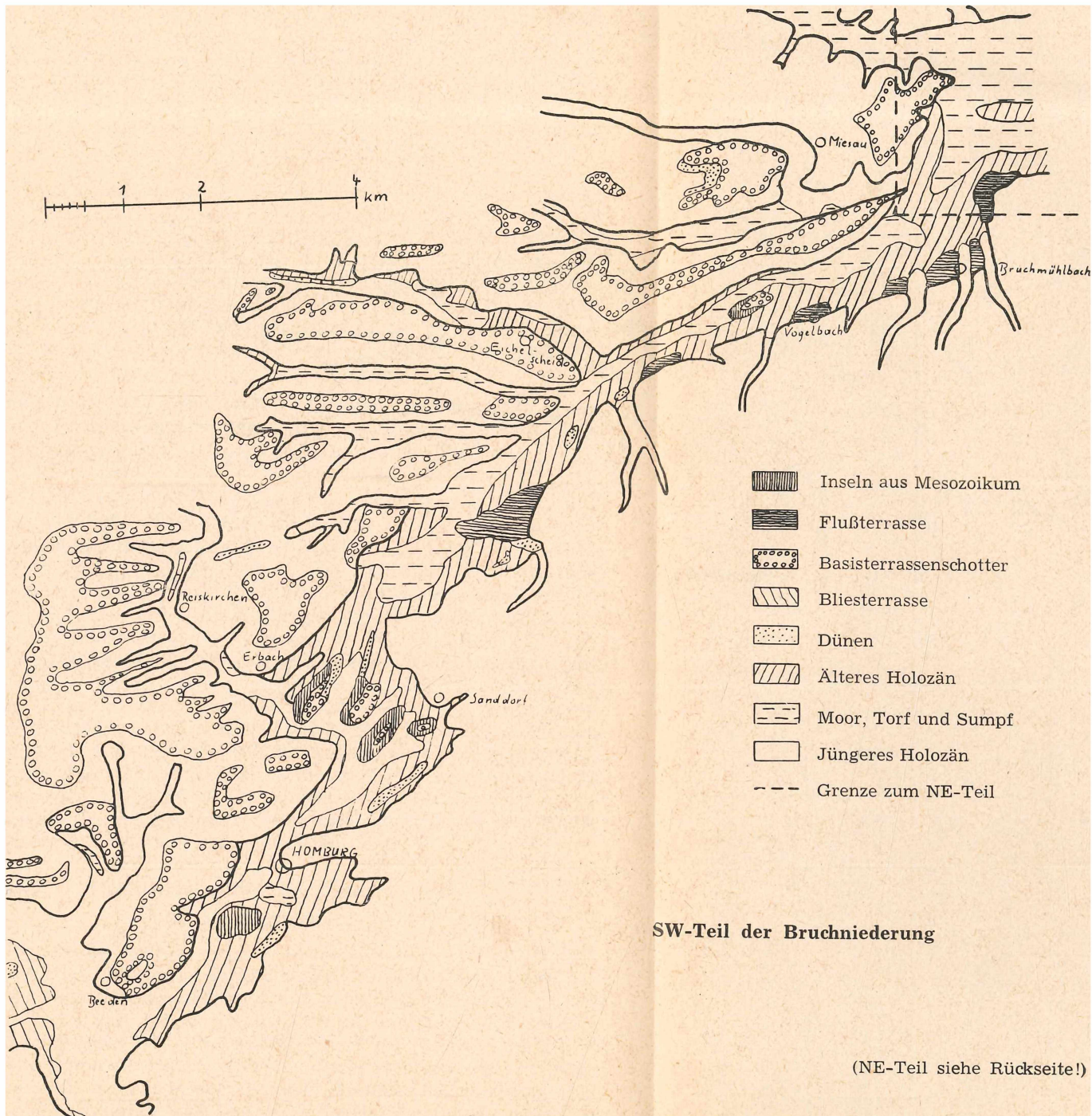
C. Geologische Geschichte des Raumes bis zum Tertiär

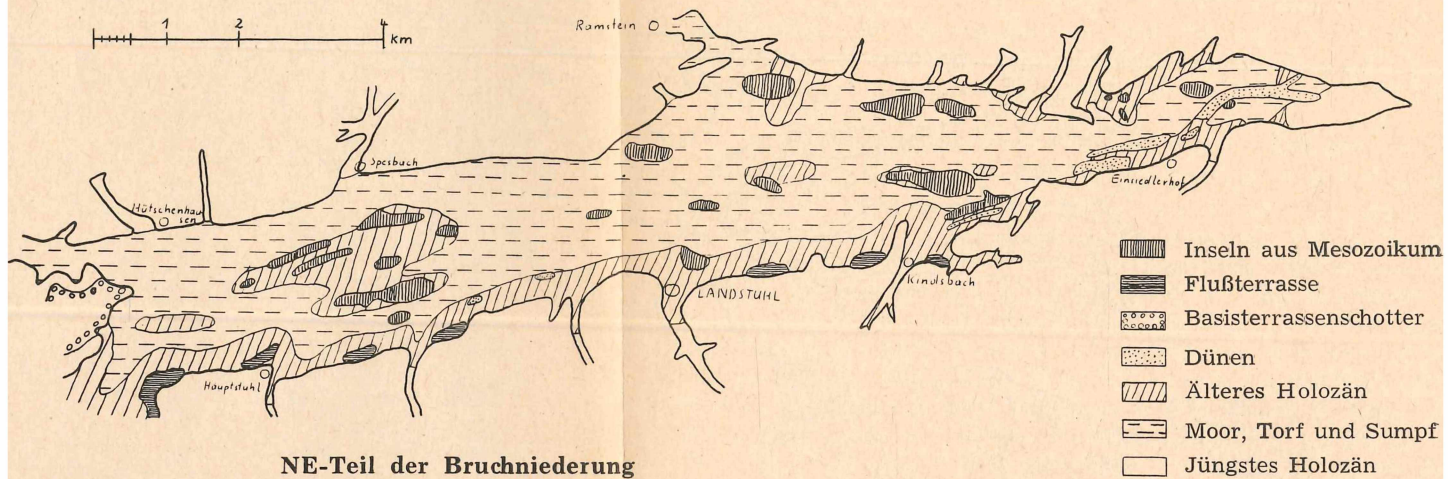
Bekanntlich gehören große Teile der Pfalz, mit ihnen der Westrich, zu dem seit Mitte Oberkarbon im variskischen Festland stetig eintiefenden Saar-Nahe-Becken, einem Teiltrog der Saar-Saale-Senke. In dieser Rücktiefe zwischen gefaltetem Vorland (Rheinische Masse) und kristallinem Rückland (Mitteldeutsche Schwelle) lagern sich die mächtigen, flözreichen Saarbrücker Schichten (2200 m) und die kohleärmeren Ottweiler Schichten (1700 m) ab. Sie gehören dem Westfal C+D bzw. dem Stephan an. Die Senkungsbewegung setzt sich im Pfälzer Raum bei gleichzeitiger, beträchtlicher Transgression fort, so daß im Hangenden ohne Bruch die rund 1000 m mächtigen, tonig-sandigen und konglomeratischen Schichten des Unterrotliegenden folgen. Dann aber wird die bisher fast stetige Sedimentation empfindlich gestört. Die saalische Phase der variskischen Gebirgsbildung bewirkt zweierlei. Einmal wird das Innere des Beckens von einer großräumigen Faltung erfaßt, die die von der asturischen Phase am Ende des Oberkarbons ganz im SW geschaffenen Verhältnisse nun auch nach NE fortsetzt. Aus dem Sedimentationstrog erhebt sich der (im einzelnen ziemlich kompliziert gebaute) Pfälzer Sattel, so daß nördlich davon die Nahe-Prims-Mulde und südlich die Pfälzer oder Vorhardt-Mulde verbleiben. Alle drei Elemente, wie auch das Becken, aus dem sie hervorgingen, streichen erzgebirgisch.

Zum andern war die Bewegung keine reine Faltung, sondern wurde begleitet von zahlreichen Brüchen und ausgedehnten magmatischen Förderungen in Form von Intrusionen, Gängen und Effusionen.

In der Folgezeit beginnt sich der Sattel-Muldenbau morphologisch zu verwischen. Der Sattel unterliegt weitgehend der Abtragung, während in den Mulden die 500 m mächtigen Serien des Oberrotliegenden zur Ablagerung kommen. Man darf wohl sagen, daß zu Beginn der Trias das Gebiet des ehemaligen Beckens weitgehend eingeebnet war und ein Stück der großen permokarbonen Rumpffläche Mitteleuropas bildete. Daran vermag eine kleine Bewegung an der Wende Rotliegend-Buntsandstein¹⁾, die pfälzische Phase, nur wenig zu ändern. Jedenfalls konnten die Buntsandsteinschichten in unserem Raum auf breiter Front zur Ablagerung kommen. Es entstanden, vorwiegend terrestrische bis limnische, zuweilen marine, tonige,

¹⁾ Das Zechsteinmeer hat den Westrich nicht mehr erreicht.





NE-Teil der Bruchniederung

sandige und konglomeratische Sedimente. Ihr Material entstammt vorwiegend der gallischen Schwelle im W und einer großen vorgelagerten Insel, dem Rest des nur randlich überfluteten Rheinischen Schiefergebirges, teilweise aber auch dem Bereich des Pfälzer Sattels. Es wurde in breiten Schuttfächern in den Ablagerungsraum hineingeschoben. Da die Buntsandsteinschichten wegen ihrer elementaren Wichtigkeit für das Stufenland einer eingehenderen stratigraphischen Prüfung unterzogen werden mußten, soll ihre nähere Behandlung in einem eigenen Kapitel erfolgen.

Unter wesentlich veränderten Bedingungen erfolgen die Ablagerungen der nächsten Epoche. Zuerst durch die oberschlesische, später durch die burgundische Pforte dringt Meerwasser aus der Thetys in das Binnenbecken ein. Darin kommt es nun infolge starker Verdunstung und nachlassender Zufuhr klastischen Materials zur Ausscheidung karbonatischer Sedimente, der Sedimente des Muschelkalks. Seine unterste Serie ist im mittl. Westrich noch vorhanden und soll in dem erwähnten Kapitel ebenfalls näher untersucht werden. Ob Schichten des Keuper in unserem Raum noch abgelagert wurden, läßt sich mit Sicherheit nicht mehr entscheiden.

Im Dogger nämlich beginnt die Heraushebung der Mitteldeutschen Hauptschwelle zwischen Rheinischem Schiefergebirge und böhmischer Masse. Für SW-Deutschland ist besonders ein Teil dieser Schwelle, der Rheinische Schild, von Wichtigkeit. Die Schichten weichen in der Folgezeit wegen der starken Abtragung beiderseits des rückenförmigen Zentrums dieses Schildes wellenförmig nach W und E zurück. Dabei drückt sich im W im Verlaufe der Heraushebung — nach AMMON-REIS (2) und v. WERVEKE (42) spätestens ab dem Gault — der alte Sattel- und Muldenbau des Saar-Nahe-Raums wieder durch. Die gegensätzliche Weiterentwicklung der alten Bauelemente wird sich nun auch bei jeder folgenden tektonischen Beanspruchung zeigen und vertiefen. Eine Ausnahme bildet lediglich der NE-Abschnitt der Nahe-Prims-Mulde, der mit dem Pfälzer Sattel bis heute eine Einheit bildet. Beide Gebiete werden gegenüber der Südmulde angehoben. Dadurch kommt es zu einem schnellen Zurückweichen der mesozoischen Deckschichten in Sattel und Nordmulde und relativ langsamer Abtragung in der Pfälzer Mulde. Dem gänzlich entblößten Sattel (dem Pfälzer Bergland) steht heute im S das von LÖFFLER (19) beschriebene Pfälzer Stufenland als spornartige Ausweitung des lothringisch-französischen Stufenlandes gegenüber. Vorliegende Untersuchungen befassen sich mit dem Teil des Pfälzer Mesozoikums, der der SE-Flanke des Sattels aufliegt.

D. Grundzüge der Stratigraphie

Der Buntsandstein

Der mineralogische Aufbau des Buntsandsteins ist recht einfach. Als meist psammitisches Trümmersediment besteht er ganz überwiegend aus kleinen, harten Quarzkörnern. Nur ganz vereinzelt und auch dann nur teilweise ist der Quarz von seinen Abarten Quarzit und Karneol verdrängt. Eine größere Variabilität besteht eigentlich nur in der Struktur des Bindemittels, das die Trümmer zusammenhält und ihnen mehr oder minder große Festigkeit verleiht. Es kann vorherrschend kieselig, kalkig, tonig oder eisenstämmig sein, mitunter auch fast völlig fehlen. Fast immer enthält es

jedoch Eisen(III)-oxyd, das trotz seiner geringen Menge dem Buntsandstein seine rote Farbe aufprägt.

Als terrestrisch-fluviatile Ablagerungen oder randliche Einschüttungen in einen seichten Binnensee bei Wüstenklima mit zeitweiligen, starken Regenfällen zeigen die Schichten des Buntsandstein eine verwirrende Vielfalt in ihrer Abfolge. Sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Richtung ändern sie fortwährend ihr Gesicht. Geröllführende Schichten, massige Gebilde, leicht geschieferte Lagen, Konglomerate, tonige, sandige, mürbe und feste Partien lösen einander in kurzen Abständen ab und die vielen, für den Buntsandstein so typischen Kreuzschichtungen größeren und kleineren Ausmaßes gestalten das Bild vollends verwirrend. Bedenkt man weiter, daß seiner Natur nach der Buntsandstein fast völlig ohne Fossilien ist, so wird verständlich, daß der genauen Unterteilung des (hier in der Pfalz) rund 450 m mächtigen Schichtenpaketes ganz erhebliche Schwierigkeiten gegenüberstehen. Vieles ist bis heute ungeklärt und bedarf in jedem Teilgebiet der Buntsandsteinablagerung einer eigenen Lösung.

Allerdings ist dem Pfälzer Buntsandstein wie überall in dessen germanischer Ausbildung eigen, daß man eine Dreiteilung durchführen kann, indem die mittlere Stufe sandiger ist als das sandig-tonige Liegende und Hangende. Während man aber etwa im Schwarzwald die Grenzlinien an Hand des Eckchen und des Hauptkonglomerates relativ leicht ziehen kann, ist dies im Bereich der Pfalz und insbesondere im Westrich ungleich schwerer.

Hier stehen wir nämlich in einer Randzone des Buntsandsteinbeckens; denn der Pfälzer Sattel und die Nahe-Prims-Mulde bildeten damals eine leichte Schwelle oder doch zumindest ein sublimnische Barre. Jedenfalls schied sich im Westrich eine Randfazies aus. Der Sandstein ist im allgemeinen viel grobklastischer und der stratigraphische Aufbau noch abwechslungsreicher als im Beckeninnern. In allen Zonen finden sich Konglomerate und geröllführende Horizonte.

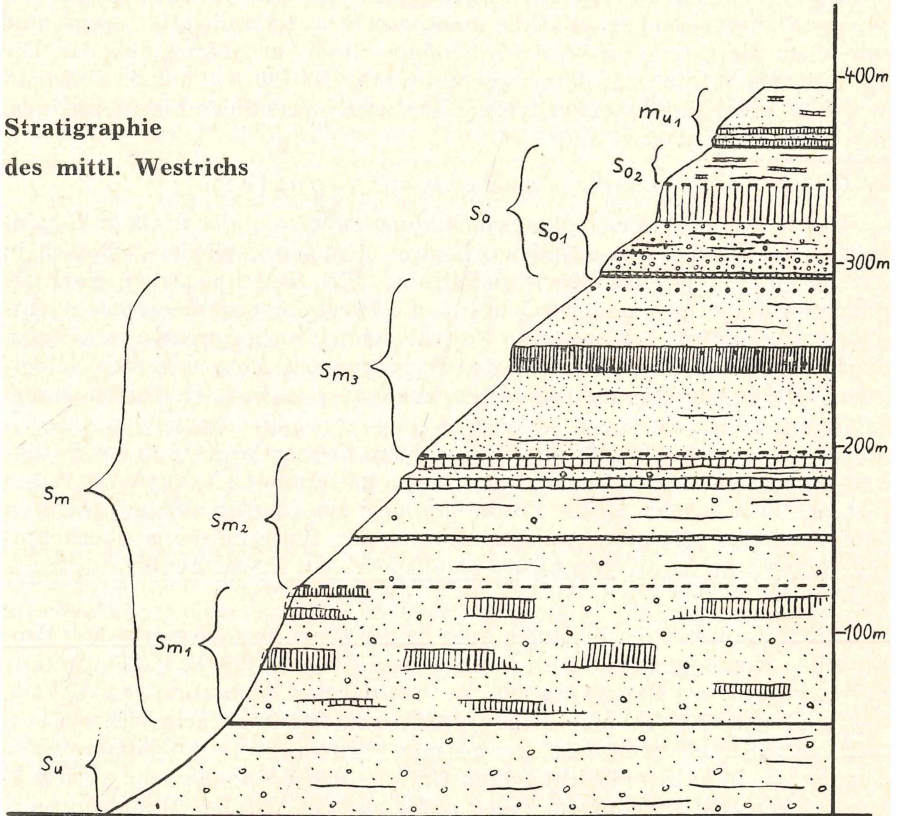
Diese Unterschiede treten schon innerhalb des Pfälzer Raumes auf. L. SPÜHLER (39, S. 162) hat darauf aufmerksam gemacht, ohne allen Differenzierungen ins kleinste nachgehen zu können. W. BUCH (4, S. 10) bemerkte schon früher große Unterschiede in den Mächtigkeiten der Schichten unmittelbar südlich des Landstuhler Bruchs und denen in südlichen und östlichen Gegenden der Pfalz. Verf. durfte sich deshalb nicht ohne weiteres auf bisherige geologische Untersuchungen stützen, sondern mußte sie immer wieder durch eigene Beobachtungen ergänzen und berichtigen, umso mehr, als die genaue Beschreibung der Schichten in einem Schichtstufenland für dessen Morphologie von grundsätzlicher Wichtigkeit ist. Gute Dienste tat indessen die zwar schon alte, aber doch brauchbare Kartierung von AMMON und REIS (2).

1) Der untere Buntsandstein

Wir dürfen annehmen, daß das Zechsteinmeer den Westrich nicht mehr erreicht hat. Dagegen ist in jener Zeit ein anderes Ereignis von Bedeutung, nämlich die pfälzische Phase, eine Nachphase der saalischen Phase. Sie bewirkte eine (im ganzen geringfügige) Heraushebung von Nordmulde und Sattel und klang erst im S des Untersuchungsgebietes aus. So kommt es, daß

im N der Buntsandstein diskordant dem Oberrotliegenden aufliegt und auch ohnedies durch seinen gröberen und sehr brekziösen Einschlag von diesem leichter zu trennen ist als im S, wo die beiden Formationen konkordant aufeinander folgen und sich oft täuschend ähnlich sind. Man ist daher versucht, anzunehmen, daß das von E nach W sich ausdehnende Buntsandsteinbecken den S unseres Raumes bevorzugt hat und erst von da aus den N eroberte. Dies würde auch die unterschiedliche Schichtmächtigkeit (im S 60—70 m, im N 50 m) erklären. Des weiteren ist festzustellen, daß die Diskordanz im N von W nach E abklingt. AMMON-REIS (2, S. 136—139) und SPÜHLER (39, S. 165) haben beobachtet, daß der untere Buntsandstein (zuweilen auch „Staufer“ Schichten nach dem Orte Stauf benannt) eine starke Abhängigkeit von seiner Unterlage zeigt, was in einer Basalschicht ja auch eigentlich zu erwarten ist. Mithin muß er im Verlaufe seiner E-W-Erstreckung ganz verschiedene Profile zeigen. Hier im NW seiner Verbreitung bietet sich deutlich eine Gliederung in eine untere, brekziös-konglomeratische Gruppe, die

Stratigraphie des mittl. Westrichs



Su = unterer Buntsandstein
 Sm = mittlerer Buntsandstein
 (Hauptbuntsandstein)
 Sm₁ = Trifelsschichten
 Sm₂ = Rehbergsschichten

Sm₃ = Karlstalschichten
 So = oberer Buntsandstein
 So₁ = Zwischenschichten
 So₂ = Voltziensandstein
 mu₁ = Muschelsandstein

„Staufer Konglomerate“, und eine vergleichsweise schmale Schicht feinkörnigen Sandsteins an.

Die erstgenannte Gruppe hat eine für sie typische tiefdunkelrote Farbe. Sie besteht aus locker gebundenen Quarzen und Quarziten mit Geröllen hauptsächlich aus Felsitporphyren und Melaphyren. Diese sind wenig abgerundet und lassen einen kurzen Transportweg vermuten. Es ist daher anzunehmen, daß im Westrich die heutige und die Ablagerungsgrenze des unteren Buntsandsteins ziemlich nahe beieinanderliegen, umso mehr, als hier seine Entfernung zum Sattelscheitel am geringsten ist. In morphologischer Hinsicht ist wichtig, daß diese Gruppe keine große Festigkeit hat, weil das einen Unterschied in der Formengebung gegenüber anderen pfälzischen Gegenden bedingt.

Die höhere, schmalere Schicht ist feinkörniger, tonig-lettig und wirkt daher wasserabdichtend. Zahlreiche, kennzeichnende Einlagerungen beweisen uns, daß damals ein seichtes Meer den gesamten Ablagerungsraum überdeckt haben muß. Gemeint sind hauptsächlich die vielen Karbonate, das weniger häufige Bariumsulfat, die mancherorts auftretenden Hornsteine und vor allem die gerade im Westrich häufigen Eisen- und Manganbänder. Die Eisenbänder waren z. T. derart hochprozentig (20—30 %), daß sie abgebaut wurden. Außer in Bändern tritt das Eisen noch in knolligen Eisenerzsteinen, den „Schwartenmagen“ auf.

2) Der mittlere oder Hauptbuntsandstein

Dieser 250—300 m mächtige Schichtkomplex wird in der Pfalz im Gegensatz zu manchen Nachbargebieten in drei Gruppen gegliedert, nämlich in Trifels-, Rehberg- und Karlstalschichten. Ein Vorschlag, den Karlstalschichten die beiden andern Gruppen als Pseudomorphosensandstein entgegenzustellen, hat sich bei deren Verschiedenheit nicht durchsetzen können. Auch AHNERTS (1, S. 21) Versuch, den Hauptbuntsandstein nach morphologischen Gesichtspunkten zu unterteilen, kann Verf. nicht unterstützen, zumal er die alten Bezeichnungen weiterverwendet und damit Doppeldeutigkeiten schafft. Jede solche Gliederung hätte bei dem raschen Wechsel in der Festigkeit der einzelnen Schichten doch nur für kleine Räume Geltung und ist daher fast wertlos. Dagegen ist die Forderung nach einer neuen stratigraphischen Einteilung des Hauptbuntsandsteins (und des Buntsandsteins überhaupt) sehr berechtigt, da die gegenwärtig übliche vielen Erscheinungen nicht gerecht wird.

Die *Trifelsschichten* beginnen auch in der Pfalz normalerweise mit dem Eckschen Konglomerat. Jedoch fehlt es nach SPUHLER (39, S. 174) in unmittelbarer Nähe des Pfälzer Sattels. Auf Grund der Beobachtungen d. Verf. läßt sich diese Ansicht nur bedingt vertreten. Die Zone hebt sich deshalb nicht deutlich ab, weil fast die gesamte Trifelsschicht konglomeratische Züge trägt. In keiner Schicht fehlen Gerölle, meist sind sie sehr zahlreich. Diese Eigenschaft scheint ein Beleg dafür zu sein, daß das Buntsandsteinbecken auch jetzt noch nicht viel weiter nach N zum Sattelfirst vorgedrungen war, sondern mit seinem Rand festlag. Auch SPUHLER (39, S. 175) ist dieser Ansicht, begründet sie jedoch damit, daß die Trifelsgerölle im Westrich scharfe, windgeschliffene Kanten zeigen, was auf trockene Lagerung schließen läßt.

Der Trifelssand ist sehr rein und meist kieselig gebunden. Die Masse des Bindemittels und damit die Festigkeit des Gesteins schwankt in Sattelnähe erheblich. Man darf sagen, daß sie im Westrich nach W hin abnimmt, allerdings nicht so stark, daß sie nicht doch ihr Liegendes überall an Widerstandsfähigkeit überträfe. Die außerordentliche Festigkeit der südpfälzischen Trifelsschichten (z. B. im Dahner Felsenland) wird jedoch nirgends erreicht. Es fehlen daher auch die dort so typischen Kleinverwitterungsformen.

Die Trifelsschicht erreicht in der Gegend des Landstuhler Bruchs eine Mächtigkeit von 75—80 m und weicht damit im Gegensatz zu den meisten anderen Gruppen wenig von den sonstigen Pfälzer Verhältnissen ab. Sie hat eine blaßrosa Farbe und ist massig bis fein geschichtet. Vielfach finden sich Butzen lockerer Materials, die den von ihr gebildeten Oberflächen durch Herauswittern ein löcheriges Aussehen verleihen. Von ihnen hat das Gestein seinen zweiten Namen „Pseudomorphosen“ sandstein. Er ist aber zumindest im Westrich eigentlich nicht berechtigt; denn eine echte Ausfüllungspseudomorphose, d. h. Auflösung eingebetteter Mineralien und Ausfüllung der Hohlräume durch eine neue Mineralart, hat nicht stattgefunden.

Durch seine nicht allzu große Härte eignet sich der Trifelssandstein vorzüglich als Bausandstein. Heute jedoch, wo nur noch selten Natursteine zum Bau verwendet werden, liegen die zahlreichen Steinbrüche am Nordrand der Niederung alle still.

Im Hangenden folgen die *Rehbergsschichten*. In der gesamten Pfalz, besonders aber auch hier im NW, ist es schwierig, zwischen ihnen und den Trifelsschichten eine einigermaßen scharfe Grenze zu ziehen. Dabei fällt es nicht einmal schwer, Unterschiede zwischen beiden Gruppen zu finden. Die Rehbergsschichten sind etwas tonreicher (geben daher auch bessere Böden), enthalten viel weniger Geröll und haben eine andere, nämlich braun- bis ziegelrote Farbe. Im Westrich kommt hinzu, daß sie sehr viel lockerer gebunden sind. Die zahlreichen harten Felsbänke im S, die „Tischfelsbänke“, reduzieren sich hier auf ein schmales Band in der Mitte der Gruppe und zwei harte, aber dünnmächtige Bänke an ihrem Kopf. Ein weiterer Unterschied zum S: Die Rehbergsschichten sind vergleichsweise geringmächtig (60—80 m gegenüber 90—130 m).

Die verschiedenen Eigenschaften der Trifels- und Rehbergsschichten stehen sich aber nie abrupt gegenüber, sondern wandeln sich allmählich ineinander um. Die AMMON-REISSCHE Kartierung ist diesen Schwierigkeiten nicht immer gerecht geworden. Manche der im Bruch auftretenden Gesteinsinseln sind offensichtlich falsch kartiert.

Der Hauptbuntsandstein wird abgeschlossen durch die *Karlstalschichten* (einige, vor allem ältere Autoren gebrauchen auch den Namen „Trippstadt-schichten“). Die Grenzziehung zu den Rehbergsschichten ist nicht sehr schwierig. Selbst in einem so kleinen Raum wie dem mittleren Westrich zeigen die Karlstalschichten bemerkenswerte Unterschiede, denen genau nachgespürt werden mußte, da gerade diese Gruppe einen großen und wesentlichen Einfluß auf die Ausgestaltung der Landschaft nimmt.

In den Tälern der nördlichen Sickinger Höhe kommen meist nur ihre oberen Zonen zum Vorschein. Hier trägt der Buntsandstein ausnahmsweise

einmal seinen Namen zu Recht. Leuchtend bunt gebändert, bildet er in den Aufschlüssen einen wirkungsvollen Kontrast zu dem Grün der Talwiesen. Die Sande sind hier gänzlich tonarm und sehr locker gebunden. Prächtig anzusehen sind die häufigen Kreuzschichtungen, die meist ebenfalls einen Farbwechsel mit sich bringen. Harte, waagrechte, dünne Raseneisensteinbänder lassen ehemalige Grundwasserstände vermuten. Feste Bänke sind sehr selten und ziehen nie durch. Man kann sie in größeren Steinbrüchen meist bald wieder auskeilen sehen. Nur der Queidersbach schneidet bei seinem Lauf nach S eine Felsbank an, die im ganzen Westrich in der Mitte der Karlstalschichten durchzieht und eine große morphologische Bedeutung hat. Ihre hier im S vergleichsweise geringe Mächtigkeit (2—3 m) steigert sich rasch in nördlicher Richtung und erreicht am Südrand der Bruchniederung stellenweise 15 m.

Das Material der Bank, feinkörniger Quarz mit vereinzelt Gerölleinlagen, ist kieselig gebunden und von einer Festigkeit, die die der Trifelschichten bei weitem übertrifft. Dabei kann die Härte sich in vertikaler Richtung um etliche Grade ändern, da die Felszone beileibe nicht von einheitlich massiger Beschaffenheit ist. Gewöhnlich sind es zwei bis drei Bänke, die durch dünne, weichere Schichten von meist schiefriem Aussehen getrennt werden. Dagegen ist die Härte konstant bei horizontalem Verfolgen der Felschicht entlang dem Steilrand der Bruchniederung. Die Bank ist am Schelmenkopf bei Sanddorf noch ebenso hart wie bei Kindsbach. Nur die Mächtigkeit wird in E-W-Richtung etwas geringer. Damit ordnet sie sich aber nur einem allgemeinen Zug unter. Alle Buntsandsteinschichten verlieren vom östlichen Rande des Untersuchungsraumes bis zur Linie Waldmohr-Bruchhof etwas an Mächtigkeit, um dann entweder wie die unteren Abteilungen gleichstark zu bleiben oder wie die oberen Formationen wieder zuzunehmen. Ein Blick auf die geologische Karte läßt erkennen, daß die Schichtdicke offenbar eine Funktion der Entfernung der Schicht vom Pfälzer Sattel ist, eine Tatsache, die dessen Rolle zur Ablagerungszeit aufs Neue bestätigt. Halten sich diese Unterschiede in den bisher besprochenen Schichtgliedern noch in kleinen Grenzen, so nehmen sie hingegen bei der Karlstalgruppe ein starkes Ausmaß an. Deren Gesamtmächtigkeit schwankt, wie auch schon W. BUCH (4, S. 75) erkannte, zwischen 80 und 140 m.

Auch am Südrand des Gebrüchs sind die Karlstalschichten mit Ausnahme der „Karlstalfelszone“ durchweg locker sandig. Gegenüber dem Liegenden zeigen sie fast kein Geröll. Außerdem haben sie in Abweichung von allen anderen Schichten nur wenige tonig-lettige Zwischenlagen. Es ist im ganzen Verband wohl die sandigste Schicht. Typisch ist auch ein völliger Glimmermangel.

Es wird in der Literatur immer wieder, zuletzt von SPÜHLER (39, S. 184 bis 185) auf die Schwierigkeiten bei der Abgrenzung zwischen mittlerem und oberem Buntsandstein hingewiesen. Doch im Westrich fällt sie eigentlich nicht schwer. Zwar fehlt das Hauptkonglomerat völlig; aber dadurch setzt sich die einheitliche Beschaffenheit der lockeren Karlstalsande bis zum Karneolhorizont fort, der so gewissermaßen zum Ersatz wird für die sonst klassische Grenze des Hauptkonglomerates.

Nahe der oberen Grenze erleiden die Karlstalsande eine kleine Unterbrechung durch eine allerdings geringmächtige und ebenfalls lockere Kugel-

felszone, die das Pendant bildet zu einer hauptsächlich in der Hardt auftretenden zweiten harten Felsbank, die dort im Gegensatz zum Westricher Kugelfels auch morphologisch in Erscheinung tritt.

3) Der obere Buntsandstein

Der obere Buntsandstein wird in der Pfalz gegliedert in Zwischenschichten und Voltziensandstein. Beide weichen in ihrer Ausgestaltung im Westrich wieder beträchtlich von sonstigen pfälzischen Profilen ab.

Die *Zwischenschichten* beginnen mit einer zwar nur 0,5—2 m dicken, aber sehr auffallenden Bank, der Karneoldolomitbank. Man darf sie sich nach SPÜHLER (39, S. 185) so entstanden denken, daß der zunächst aufgetretene Dolomit anschließend oder auch synsedimentär verkieselt wurde. Die Bank ist demzufolge äußerst hart. Nach S geht sie in die viel weichere Karneolbank über, die lettig oder mürb sandig ist und Karneoleinsprenglinge zeigt. Doch liegt die Grenze beider Faziesbereiche schon außerhalb des Untersuchungsraumes.

Darüber folgt das Karneolkonglomerat, das durchschnittlich 8 m Mächtigkeit hat, allerdings im Beckeninnern auf 18 m anschwellen kann. Es ist ein grober Sandstein, dessen Gerölleinlagerung ihm den Namen gab. Erst im S findet man statt des Sandsteins ein reines Geröllpaket. Das Karneolkonglomerat ist nicht so fest, wie es E. LÖFFLER (19, S. 20) unter Bezug auf REIS beschrieb, sondern weist im Vergleich zu anderen Buntsandsteinschichten nur eine mittlere Widerstandsfähigkeit auf. Südlich des Untersuchungsraumes ist es ausgesprochen locker und bildete nach AMMON-REIS (2, S. 144—145) ein viel verwertetes Kieslager.

Zwischen dieser Schicht und einer nächsten auffälligen Zone, der Dolomitbröckelbank, liegt eine knapp 20 m mächtige Serie, die eine für sie typische blaß blaurote bis blaßrote Farbe hat und reich an Glimmer und Mangan ist. Die feinerdigen Mangannerter sind wie schon bei den Trifelschichten bevorzugte Ansatzpunkte der Verwitterung. Die Geröllführung dieser Serie nimmt nach oben zu, so auch die Dolomitbröckchen. Sie bilden schließlich über dem Schichtentop eine geschlossene, 0,5—1 m dicke Bank, die „Dolomitbröckelbank“.

Die letzte Zone der Zwischenschichten ist morphologisch wiederum recht bedeutsam. Es ist ein vollkommen geröllfreier, feinkörniger, roter Sandstein von rund 18 m Mächtigkeit. Er ist fest gebunden und wird weiter im S als Bausandstein verwandt. Leider ist es fast unmöglich, am Südrand der Moorniederung geeignete Aufschlüsse zu finden. Darauf mögen wohl bisherige Irrtümer in den Beschreibungen beruhen. Wenn er auch nicht ansteht, so trifft man diesen festen, massigen Sandstein doch allenthalben in oft ziemlich großen Bruchstücken zusammengelesen und aufgestapelt an den Ackerrainen auf der Sickinger Höhe. Außer durch seine Farbe unterscheidet er sich von seinem Liegenden durch Tonarmut und etwas weniger Glimmer.

Über die Zwischenschichten legt sich der *Voltziensandstein*, der die Schichtenfolge des Buntsandsteins abschließt. Obwohl auch er nicht einheitlich aufgebaut ist, hebt er sich deutlich von ihnen ab. Leider gelang es nicht, ihn genauer zu untergliedern, da im mittl. Westrich geeignete Aufschlüsse fehlen. Das berühmte Profil von Zweibrücken-Bubenhausen, das in so ein-

zigartiger Weise den oberen Buntsandstein und das untere Wellengebirge freilegt, läßt sich hier im N sicher nicht mehr anwenden. Immerhin kann man sagen, daß der Voltziensandstein ein violetter, zuweilen grünlicher oder grün-gelblich gefleckter, feinkörniger und nicht allzu fester Sandstein ist. Zum Schwarzbach hin nimmt die Feinkörnigkeit zu. L. SPUHLER (39, S. 189) spricht daher von einer Randfazies im Untersuchungsraum und schließt daraus auf eine naheliegende ehemalige Ablagerungsgrenze. Seiner Ansicht nach verträgt sich dies durchaus mit der Tatsache, daß hier im N der Voltziensandstein etwas tonreicher wird. Das und eingestreute schiefrige Lagen bewirken, daß er seine südliche Härte — er diente den Zweibrücker Herzögen als Bausandstein — im mittleren Westrich verloren hat.

Der Voltziensandstein führt als einzige Gruppe des Buntsandsteins Fossilien und hat nach einem von ihnen (der Konifere *Voltzia heterophylla*) auch seinen Namen. Der Gesamtcharakter dieses 20 m mächtigen Schichtpaketes zeigt Züge, die zum Muschelkalk überleiten.

Der obere Buntsandstein umfaßt so eine Anzahl recht verschiedener Schichten. Gegenüber dem Hauptbuntsandstein darf man ihn vor allem tonreicher, aber auch glimmer- und manganreicher nennen. Die Grenze zum Muschelkalk bildet eine dünnmächtige Lettenregion, der „Grenzletten“.

Der Muschelkalk

Muschelkalk ist im mittl. Westrich nur noch mit der untersten Gruppe des Wellengebirges, dem *Muschelsandstein*, vertreten. Diese Bezeichnung wurde von manchen Autoren, z. B. A. SCHAD (31, S. 10), abgelehnt und ist im Bereich der inneren Pfälzer Mulde wohl auch nicht zu vertreten. Doch hier am Sattelrand soll sie aus zweierlei Gründen weiter beibehalten werden. Einmal nämlich drückt das Wort gut die Überleitungsfunktion des etwa 40 m mächtigen Komplexes zwischen Buntsandstein und Muschelkalk aus und zum andern sind die Schichten hier in der Tat zu einem großen Teil sandig ausgebildet. Wie im Voltziensandstein stehen sich auch im Muschelsandstein von N nach S Rand- und Beckenfazies gegenüber, wenn auch ohne scharfe Trennlinie. Wiederum fällt es außerordentlich schwer, Aufschlüsse zu finden, die eine genaue Gliederung erlauben. Verf. muß sich deshalb eine solche auch versagen. Weiterhin ist eine Beschränkung auf eigene Beobachtungen notwendig, da hier die Gliederung an Hand der Aufschlüsse im Zweibrücker Raum (2, S. 146—147) keine Gültigkeit mehr hat.

Der Muschelsandstein hebt sich im Gelände deutlich durch seine graue Bodenfarbe vom Buntsandstein ab. Das Gestein ist gelb-grau und wechselt in seinem Aufbau zwischen dolomitischen Sanden, sandigen Dolomiten, reinen Dolomiten und tonigen Sanden. Nach E und S nimmt der Tongehalt zu, desgleichen auch die eingelagerten Fossilien. Morphologisch von Wichtigkeit sind die reinen kristallinen Dolomite. Nahe der Basis des Muschelsandsteins bilden sie 2 oder 3 harte Bänke von 2—3 m Mächtigkeit. Zu beobachten waren nie mehr als 2 Bänke übereinander, doch läßt das Antreffen in verschiedenen Höhen deren 3 vermuten. Zum Schwarzbach hin nehmen die Dolomitbänke an Anzahl und Dicke ab und haben als Äquivalent im Bubenhausener Aufschluß nur noch eine einzige Bank von 0,5 m Mächtigkeit. Die Dolomite haben eine grau-gelb-braune Farbe und umschließen schöne Calcit-Drusen, sekundäre Auskristallisationen in organogenen Hohlräumen.

E. Die regionale Verbreitung der einzelnen Schichten

(Vgl. dazu die geol. Grundkarte auf S. 94)

Die Lagerung der mesozoischen Schichten im gesamten Bereich der Pfalz wurde durch ihre Hebung, verbunden mit einer leichten, variskisch-posthunen Wellung, empfindlich gestört. Es ist eine Grundregel der exogenen Dynamik, daß dabei die gehobenen Schichten vom — in unserm Fall rückenförmigen — Zentrum der Hebung aus nach beiden Seiten so zurückfliehen, daß vom Sattel zu den Randgebieten die Schichten vom Liegenden zum Hangenden hintereinander offen liegen.

Im Untersuchungsraum begegnen sich die Einflüsse zweier Hebungscentren, nämlich des Pfälzer Sattels und des mittl. Rheinischen Schildes. Der Einfluß des Pfälzer Sattels als des in unmittelbarer Nähe liegenden Gebietes ist dabei natürlich bei weitem dominierend. Sein SW-NE-Streichen überträgt sich in großen Zügen auf die oberflächlichen Ausstreichgürtel der mesozoischen Schichten, die man also, es sei noch einmal wiederholt, bei einer NW-SE-Wanderung alle durchquert. Sie liegen dicht beieinander in großer Nähe des Sattels. An der engsten Stelle (entlang der Linie Gries-Martins-höhe) ist der Muschelsandstein nur 8 km vom Grundgebirge des Sattels entfernt, sonst im Durchschnitt 10—12 km. Geht man vom Rheingrabenrand nach W, so liegen die einzelnen Formationen sehr viel weiter auseinander. Hier haben wir bei einem Minimum von 22 km (Gräfenhausen-Clausen) einen Durchmesser von 30—35 km Entfernung zwischen den entsprechenden Schichten. Im NE des Pfälzer Mesozoikums kommen sich die beiden Centren am nächsten. Das bedeutet, daß sich dort ihre Wirkungen summieren. Dort geschieht das Umbiegen der Streichlinien aus variskischer in rheinische Richtung und dort sind sie am weitesten voneinander entfernt (38 km als Vergleichszahl). Dieses Umbiegen macht sich in der östlichen Hälfte des mittl. Westrichs bereits bemerkbar. Den erwähnten 8 Kilometern steht ein Maximum von 14 km (Reichenbach-Oberarnbach) gegenüber. Die Streichlinien laufen nach ENE leicht auseinander.

Die angegebene engste Stelle liegt nicht etwa am westlichen Ende des Westrichs, wie man denken könnte, sondern fast in der Mitte. Daß von hier aus die Streichlinien sich nach SW wieder etwas verbreitern, hat lokale tektonische und hydrographische Gründe, von denen später die Rede sein wird.

Vom Sattel aus erreichen wir als erste Schicht den unteren Buntsandstein. Infolge der vortriadischen Bewegungen des Sattels legt sich diese Formation verschiedenen Abteilungen auf, wobei von SW nach NE die Schichtlücke geringer wird. Die Grenze Grundgebirge-Trias erscheint in großen Zügen ziemlich geradlinig. Bei genauerer Prüfung jedoch zeigt sich, daß sie durch Flußnetz und örtliche Tektonik reich gegliedert ist. Zwischen Gries und Schwanden liegen der eigentlichen Grenzlinie zahlreiche Inseln vor, die Zeugnisse ihrer Zurückverlegung sind. Dagegen konnte Verf. die beiden vor dem Orte Steinbach von REIS (2) kartierten Inseln unteren Buntsandsteins als solche nicht ausmachen und bestreitet (wie auch Herr Dr. SPUHLER nach Mitt.) deren Existenz.

Die südöstlich folgenden Trifels- und Rehbergsschichten haben zusammen einen ziemlich regelmäßigen, 4—6 km breiten, variskisch ausgerichteten und dabei leicht gebogenen Ausstreichstreifen. Darin nehmen die Trifelsschichten

am SW- und NE-Ende, die Rehbergsschichten in der Mitte den größeren Raum ein. Die Rehbergdecke ist im Gegensatz zu ihrem Liegenden bereits starken Veränderungen unterworfen worden. Im westlichen Abschnitt wurde sie von den der Niederung zueilenden Bächen zerschnitten und konnte sich nur noch auf den dazwischenliegenden Riedeln halten. Im E blieb sie zwar geschlossen, wurde aber von den jungen Ablagerungen der Moorniederung so weitgehend überdeckt, daß sie, abgesehen von einigen Inseln im Gebrüch, nur noch als schmales Band vor dessen Südrand auftritt. Unterer Buntsandstein, Trifels- und Rehbergsschichten bilden gemeinsam den Untergrund der Moorniederung und den sanften, allmählichen Anstieg von ihr zu den Höhen des Pfälzer Sattels.

Die Karlstalgruppe baut den ersten, mächtigen Aufstieg aus der Niederung zu der Sickinger Höhe auf. Auch die zwischen diesem und dem zweiten Wall vermittelnde Ebenheit wird noch durch sie gebildet. Ihre Austrittsbreite ist gering. Der Streifen zieht sich in leichtem, nach SE geöffneten Bogen von Schwarzenbach an der Blies über Homburg, Landstuhl nach Kaiserslautern. Erwähnt wurde schon das Auftauchen der Karlstalschichten an den Flanken der Sickinger Fließchen.

Der zweite Teil des Anstieges und ein großer Teil des Hochplateaus der Sickinger Höhe wird vom oberen Buntsandstein gebildet, der damit von allen Schichten flächenmäßig den größten Anteil am mittl. Westrich hat. Der Muschelsandstein ist dagegen bereits stark aufgelöst. Nur inselartig liegt er noch auf einigen sanften Kuppen. Allerdings nimmt er nach S und SW stark zu (Muldenlage).

Weitere mesozoische und tertiäre Gebilde fehlen. Zum Teil sind sie nicht abgelagert worden, zum Teil wurden sie bereits wieder vollständig abgetragen. Dafür erlangen hier Pleistozän und Holozän eine weit wichtigere Bedeutung, als es sonst in nichtvergletscherten deutschen Mittelgebirgen der Fall ist. In diesen Zeiten wurde nicht nur das gegenwärtige Flußnetz und seine Morphologie, sondern auch der Charakter des Gebrüchs als der einer Moorniederung geprägt. Die mannigfaltigen Ablagerungen dieser Epoche sollen zusammen mit der Hydrographie untersucht werden.

F. Tektonik

Die Bewegungen des Pfälzer Sattels in Kreide, Tertiär und Pleistozän verursachten, wie wir sahen, die Schrägstellung seiner Deckschichten. Sie fallen vom Sattel in breiter Front zur Vorhardtmulde, also in ungefähr südöstlicher Richtung ein. Dieses Einfallen geschieht nicht gleichmäßig, sondern nimmt vom sattelnahen NW-Rand der Schichten (4° — 3°) zum Schwarzenbach hin ab (1° — 0°). Das Hebungszentrum im E hat ebenfalls auf die Lagerung der Schichten eingewirkt, allerdings infolge seiner größeren Entfernung (70—90 km gegenüber 5—20 km) in schwächerem Maße. Entlang der Muldenachse ergibt sich ein Einfallen nach SW um $0,5^{\circ}$.

Man sollte annehmen, daß das Gebiet der Deckschichten zwischen Sattel und Mulde infolge der mehrfachen Anhebung von zahlreichen tektonischen Linien durchsetzt ist. Die AMMON-REISSche Kartierung zeigt indessen nur wenige Verwerfungen. Dagegen sind in dem (etwas kleineren) Spiegelbild

des mittl. Westrichs, nämlich dem Anstieg von der Pfälzer Mulde zum Dahner Sattel, zahlreiche Störungen eingezeichnet (als Beispiel seien die Verwerfungsnetze von Trulben und Pirmasens erwähnt), obwohl dort die Schichten weniger angehoben worden sind (Fallen höchstens 1°). Es gibt weiterhin zu denken, daß schon BUCH (4, S. 74) durch Beobachten und Analysieren bestimmter morphologischer Erscheinungen sowie durch Herstellung und Auswertung von Streichkurvenkarten zu dem Ergebnis kam: „Am Landstuhler Bruch sind junge Krustenbewegungen vorhanden.“

Es galt also hier einem offensichtlichen Mangel der geologischen Karten abzuhelpfen, zumal viele Erscheinungen in der Schichtstufenlandschaft sonst schlechterdings nicht zu erklären wären. Da eine genaue geologische Kartierung den Rahmen der vorliegenden, geographisch orientierten Arbeit gesprengt hätte, mußten andere Methoden gefunden werden, die einen Einblick in den tektonischen Bau des mittl. Westrichs gestatteten.

Die AMMON-REISSchen 1:25 000-Blätter sind stratigraphisch gut brauchbar. Zusammen mit den maßstabgleichen topographischen Karten wurden sie deshalb benutzt, um geologische Schnitte herzustellen. Selbstverständlich ist dies keine sichere Methode. Es können sich Fehler einschleichen durch Ungenauigkeiten der beiden Kartenwerke, Ungenauigkeiten beim Übertragen, unterschiedliche Schichtendicke usw. Dem mußte begegnet werden durch das Konstruieren von Scharen paralleler, unmittelbar benachbarter Schnitte. Zu jeder Schar wurde dann ein repräsentativer Schnitt hergestellt, der Gemeinsames aufwies und Zufälligkeiten vernachlässigte.

In einem Schichtstufenland bietet sich ein weiteres, sehr nützliches Verfahren zur Feststellung von Störungen an: Das genaue Durchverfolgen der Stufen in der Natur. Senkrecht dazu verlaufende Verwerfungen werden als Unterbrechungen der annähernd gleichen oder sich doch nur langsam ändernden Höhenlage der Stufenstirn gefunden, parallele Linien zeichnen sich als Unstetigkeiten im typischen Stufen-Terrassen-Profil ab. Verwerfungen anderer Richtung müßten theoretisch eine Kombination beider Erscheinungen zeigen, treten jedoch nicht auf (s. u.). Es ist von Vorteil, daß an der harten Stufenstirn die Verwerfungen morphologisch erhalten bleiben bzw. denudativ herausgearbeitet werden; im Gegensatz zu den Terrassen, wo tektonische Unebenheiten von der Denudation überwältigt werden können. Weiter hat man die Gewähr, daß nicht erfaßte Störungen in jedem Falle morphologisch unbedeutend sind. Beim Vergleich der beiden Methoden, deren Ergebnisse sich ja teilweise überdecken, zeigten sich derart viele Übereinstimmungen, daß nachträglich beider Verwendbarkeit noch einmal bestätigt wurde.

Ein Blick auf die beigegebene geologische Karte lehrt, daß unter den tektonischen Linien zwei Richtungen dominieren, die mulden- und sattelparallele erzgebirgische und die dazu senkrechte herzynische. Das ist nicht weiter verwunderlich, würde man doch schon theoretisch die Spannungslinien bei der Natur der Hebungen in diese Richtung legen. Ihre Dominanz setzt sich fort bis hin zu den Talanlagen, Talausweitungen und feinsten Klüftungen des Gesteins. Rheinische Verwerfungen konnten nirgends festgestellt werden. Sie nehmen vom Rheingraben aus nach W beständig an Zahl ab und hören bereits auf der Höhe von Kaiserslautern völlig auf.

Wichtige herzynische Linien sind:

1) die *Waldmohr-Bruchhofer Störung*. An ihr ist schon im Grenzlager der Melaphyr des Häupels bei Waldmohr aufgedrungen. Ihr nachtriadisches Wiederaufklingen hat bei Waldmohr und Bruchhof morphologische Bedeutung erlangt. In der dazwischenliegenden Niederung macht sie sich nicht bemerkbar.

2) die *Miesenbach-Kindsbacher Verwerfung*. Auch sie zieht unter dem Bruch durch und ist dort nicht unmittelbar erkennbar.

3) die *Erzenhausen-Rodenbacher Verwerfung* begrenzt den mittleren Westrich im NE und hat großen Einfluß auf die Ausbreitung des Buntsandsteins.

Zwischen diesen liegen noch zahlreiche andere, allerdings kleinere herzynische Verwerfungen. Sie alle riefen schwache Versetzungen der Stufentrauf hervor und gaben meist Ansatzlinien für obsequente Flübchen (s. u.).

Wichtige variskische Linien sind:

1) die *Lambsbachverwerfung*. Sie gab Anlaß zur Entstehung des Lambsbaches und ist der Grund für dessen NE-SW-Lauf, der nicht in das sonst regelmäßige Flußgeäder hineinpaßt.

2) die *Landstuhler Verwerfung*. Sie ist der Karlstalstufe ungefähr parallel. Da eine genaue Beschreibung wegen ihrer Bedeutung für das Landschaftsbild unerlässlich ist, wird sie im Zusammenhang mit der Stufenanalysierung durchgeführt werden.

3) die *Hütschenhausener Verwerfung* am Nordrand des Gebrüchs ist aufs engste mit dessen Geschichte verknüpft. 2) und 3) schließen nämlich das eigentliche Bruch ein, das zudem noch von der Kindsbacher Störung und einer kurzen, aber kräftigen herzynischen Verwerfung am Glanknie bei Hütschenhausen begrenzt wird.

Über das Alter der Störungen ist zu sagen, daß sie wohl alle in Zeiten der Sattelhebung oder kurz darauf entstanden sein müssen. Da Hebungen bis weit ins Pleistozän hinein nachzuweisen sind, darf man also auch spätpleistozäne, vielleicht sogar holozäne Linien erwarten. Die Sprunghöhen aller Störungen halten sich trotz ihrer landschaftlichen Bedeutung in niedrigen Grenzen. 40 m werden nie überschritten, 20 m ist der Durchschnitt.

Es fällt auf, daß sich die Verwerfungen in der Mitte zwischen Sattel und Mulde häufen. Auch zwischen Mulde und Dahner Sattel liegen die Verhältnisse ähnlich. Danach sind in beiden Fällen die Stellen stärkster Krümmung in der leicht gebogenen Aufrichtung der Schichten auch die Stellen stärkster tektonischer Beanspruchung und damit der Häufung der Verwerfungen. Dagegen kommen posthume Wirkungen des südlichen Hauptsprungs des Kohlengebirges, wie JAQUOT (14) meinte, nicht in Frage, da diese Linie außerhalb des Buntsandsteins verläuft.

G. Morphologie des Schichtstufenlandes

(Vgl. dazu die beigegebene morphol. Karte des mittl. Westrichs auf S. 94)

Aus einem geneigten Schichtenpaket, das hinreichend mächtige Schichten verschiedener morphologischer Widerstandsfähigkeit enthält, bildet sich i. a. ein Schichtstufenland heraus, sobald den exogenen Kräften ein genügend

langer Zeitraum des Einwirkens gestattet wird. So umstritten die Einzelheiten dieses Prozesses, insbesondere seine Anfangsstadien, auch sind, so überzeugend ist das Ergebnis. Auch der mittl. Westrich bildet in dieser Hinsicht keine Ausnahme, sind doch alle Voraussetzungen gegeben. Die triadischen Schichten fallen vom Pfälzer Sattel zur Vorhardtmulde ein (mit gleichzeitigem geringen Einfallen nach SW), sie bilden Komplex von knapp 400 m Mächtigkeit und enthalten in sich alle Festigkeitsgrade zwischen weichen, mürben, tonigen Sanden und härtesten Sandsteinfelsen. Nicht alle, aber doch zahlreiche dieser Partien haben genügende Dicke, um morphologisch zur Geltung zu kommen.

Es werden in diesem Kapitel zunächst die einzelnen Stufen, Schwellen und Terrassen in ihrem Aussehen und Aufbau verfolgt und ihre Abhängigkeit von Fazies, Tektonik, Mächtigkeit und Härte der Schichten, Sattelnähe u. dgl. m. festgestellt. Dem hydrologischen Einfluß ist ob seiner Vielfalt und Wichtigkeit ein eigenes Kapitel gewidmet. Die Nomenklatur und die wichtigsten Grundregeln der morphologischen Gestaltung im Schichtstufenland, wie sie etwa SCHMITTHENNER (37) zusammengestellt hat, müssen als bekannt vorausgesetzt werden. Dann soll versucht werden, allgemeine Prinzipien und auch Eigentümlichkeiten herauszuarbeiten, sollen Bau- und Formenelemente herausgestellt werden, die einerseits das Untersuchungsgebiet in den Rahmen des Pfälzer Stufenlandes hineinstellen, andererseits ihm aber darin einen besonderen Platz zuweisen.

Eine der Besonderheiten muß allerdings jetzt schon erwähnt werden, weil sie der Grund ist für eine zunächst vielleicht merkwürdig anmutende Gliederungsmethode. Es ist nämlich im Westrich nicht möglich, vom Sattel ausgehend die Terrassen und Stufen in ihrer Aufeinanderfolge zu besprechen und so die Gesamtlandschaft zu erfassen, wie das sonst mit gutem Grund in Schichtstufenländern getan wird. Das Gebiet entzieht sich einer solchen Gliederung, weil in ihm noch andere Bauelemente stecken, die unabhängig vom Rhythmus Stufe-Terrasse sind.

1. Der Abfall vom Pfälzer Bergland zum Westricher Gebrüch

Von dem durchschnittlich 500 m hohen First des Pfälzer Sattels (morphologisch ausgedrückt von den höchsten Erhebungen des Pfälzer Berglandes) fällt das Gelände allmählich, aber stetig zum Gebrüch hin ab, das in rund 230 m Meereshöhe liegt. Die Buntsandsteinschichten haben nur am unteren, flacheren Abschnitt dieses Abfalls Anteil. Ihre NW-Grenze liegt im SW bei Waldmohr in 330 m Höhe und fällt gegen NE auf etwa 300 m. Im allgemeinen tritt sie morphologisch nicht hervor. Der untere Buntsandstein schmiegt sich dem Sattel an. Ursache dafür ist seine weiche, lockere Beschaffenheit. Dort, wo er sich den harten, vulkanischen Massen des Grenzlagers nach S bzw. SE anschließt, bildet er in der Gefällelinie sogar eine leichte Ausmüldung. Es scheint hier (z. B. bei Fockenberg-Kollweiler) nicht ausgeschlossen, daß durch die heutige, selektive Denudation die Küstenverhältnisse zur Zeit des unteren Buntsandsteins (Grenzlagerklippen als vorübergehender oder auch endgültiger Halt des Ablagerungsbeckens) wiederaufgedeckt werden.

Eine Stufe tritt im unteren Buntsandstein nicht auf. Die 50 m hohe „Stauer Stufe“ im NE der Pfalz beruht auf der dort viel härteren Bindung

des Basalkonglomerates und erlischt mit dessen Faziesänderung nach SW, bevor sie den Westrich erreicht hat.

Das Bild belebt sich indessen beim Erreichen der Austrittszone der Trifelsschichten. In ihrem NE erhebt sich, fast mit der Grenze zum unteren Buntsandstein, eine deutliche Stufe. Sie beginnt im E bei Weilerbach am Hardthübel (273 m), zieht dann entlang der Weilerbach-Mackenbacher Straße nach Mackenbach, wo sie vorübergehend aussetzt, um dann am Dansenberg zwischen Mackenbach und Miesenbach 295 m Höhe zu erreichen. Durch die Kindsbach-Miesenbacher Verwerfung wird sie um 1 km nach SE zurückgeworfen. Sie erhält sich dort nur noch bis zum Mohrbach und überschreitet 250 m Höhe nicht.

Verf. hat die Stufe **Dansenbergstufe** genannt, weil sie an der gleichnamigen Erhebung besonders deutlich zu erkennen ist. Gleichwohl ist sie aber von Weilerbach bis Ramstein so klar ausgeprägt, daß es verwundern muß, sie nirgends in der Literatur angegeben zu finden. Die Stufe hat die Deutlichkeit nicht so sehr ihrer relativen Höhe zu verdanken — denn diese schwankt um 20 m und übertrifft 30 m (Dansenberg) nicht — als vielmehr ihrem deutlichen Stufenfuß, wo sich aus fast horizontalem Gelände unvermittelt die Stufenwand erhebt. Der Stufenbildner ist eine 3—5 m mächtige, harte Felsbank, stratigraphisch 30 m über der unteren Trifelsschichtgrenze gelegen, und konnte am Hardthübel gut studiert werden. Besser noch ist er am Mohrbach bei Ramstein zu sehen. Hier wurde die harte Schicht fluvial durchsägt und steht zu beiden Seiten des Baches an.

Jenseits des Mohrbaches beginnt die Dansenbergstufe zu verblassen. Der Gefällswnick und damit auch der Stufenfuß sind nicht mehr so deutlich oder verschwinden ganz. Die harte Bank macht sich nur noch dadurch bemerkbar, daß in ihrem Bereich das Gelände eine leichte Schwelle hat. Für diese Erscheinung sei der Ausdruck „Schichtschwelle“ vorgeschlagen. Das Bild „Stufe“ ist nicht mehr gerechtfertigt, der Einfluß der Bank ist aber noch vorhanden und muß zum Ausdruck gebracht werden.

Die Dansbergschwelle ist zunächst noch gut erkennbar. Sie zieht vom Brenntaler Hübel (266 m) bei Ramstein über den Pfaffenberg (290) bei Katzenbach zum Lerchesberg (282 m) nördlich Hütschenhausen. Von dort aus verliert sich ihre Spur, wahrscheinlich nicht deshalb, weil die Bank auskeilt, sondern weil die Linie, die sie einhält, gegen SW hin allzu oft von Bächen zerschnitten wird. Nur zwischen Kübelberg und der Hengstwalder Ziegelhütte tritt noch einmal eine leichte Schwelle auf, bei Kübelberg sogar mit ziemlich steiler Stirn, da dort vor ihr ein Nebenflüßchen des Ohmbaches Ausräumungsarbeit geleistet hat. Dansenbergstufe und -schwelle sind wahrscheinlich nichts anderes als morphologische Auswirkungen einer kleinen Härteänderung des Stufenbildners. Darauf deuten jedenfalls die wenigen Aufschlüsse im Schwellenbezirk hin.

Es sei noch erwähnt, daß Dansenbergstufe und -schwelle keine eigene Landterrasse nach sich zu ziehen vermögen.

Die Trifelsschichten sind sehr heterogener Zusammensetzung. Überall und in jeder Höhe tauchen, wenn auch meist lokal beschränkt, Felspartien auf. So ist es nicht verwunderlich, daß sie Anlaß geben zu einer weiteren, sehr bedeutenden Stufe, der **Leiterbergstufe**.

Gehört der Dansenbergstufenbildner noch den unteren Regionen der Trifelszone an, so liegt diese zweite harte Bank bereits nahe ihrer oberen Grenze. Sie besteht aus einem 5—7 m mächtigen, grobkörnige, verkieselten, harten Sandstein, von dem einzelne Brocken über den gesamten Steilabfall verstreut sind, eine Erscheinung, die wir bei der ersten Stufe vermissen. Die wie bei allen Westricher Stufen nach N-NW gerichtete Stirn ist ein auffallender Steilhang, der mit 50—70 m Differenz zwischen Trauf und Stufenfuß die Dansenbergstufe an Höhe weit übertrifft. Am deutlichsten ausgeprägt ist sie im NE unseres Untersuchungsgebietes an den Heidenköpfen (307 m) bei Rodenbach, weil dort ihre Höhe (80 m) durch die Ausräumung des davor liegenden Seitenbaches des Rodenbachs betont wird. Nach einer leichten Eindellung im Gebiet des Rothohls erreicht die Stufe im Leiterberg noch einmal 282 m Meereshöhe, bevor sie am Jagdhaus Pfaffenkreuz ihr Ende nimmt.

Insgesamt ist die Leiterbergstufe also nur etwa 8 km lang. Trotzdem hebt sie sich im Landschaftsbild wegen ihres steilen Anstieges und ihrer Geschlossenheit — dies hat sie mit der Dansenbergstufe gemein — deutlich hervor.

In der LÖFFLERSchen Karte des Pfälzer Stufenlandes (19, Tf. 1) hört die Leiterbergstufe nicht etwa am Pfaffenkreuz auf, sondern zieht nach NW zu der erwähnten Stufe bei Ramstein weiter. Hierzu lassen sich manche Gegenargumente finden. Die genaue stratigraphische Untersuchung der Ramsteiner Stufe, insbesondere ihres Stufenbildner, weist sie ganz eindeutig der Dansenbergstufe zu. Von einem Verbindungszug Leiterberg-Ramsteiner Berg ist im Gelände nichts zu sehen. Weiterhin hat nach E. LÖFFLER (19, S. 28) die Leiterbergstufe ihre Existenz der Lage in einer kleinen tektonischen Senke zu verdanken. Der Ramsteiner Berg liegt aber außerhalb derselben. Und schließlich verstößt die LÖFFLERSche Karte an dieser Stelle gegen eine Regel der Schichtstufenlandschaft, indem auf ihr in einem tektonisch abgesenkten Teil (Miesenbach-Kindsbacher Verwerfung) die Stufe sattelferner liegt als im höheren Abschnitt.

Es erscheint merkwürdig, daß eine derart deutliche Stufe nach der Seite hin plötzlich verschwindet, ohne eine gewisse Fortsetzung, etwa in Form einer Schwelle, zu haben. Der Grund dafür liegt darin, daß eine ohnehin schon scharfe Faziesänderung des Stufenbildners zusammenfällt mit der geschützten Lage der Stufe in dem Graben zwischen der Miesenbach-Kindsbacher und der Erzenhausen-Rodenbacher Verwerfung.

Nach LÖFFLER (19, S. 19) ist die Leiterbergstufe das nordwestliche Äquivalent der im pfälzischen SE zwischen Lauter und Queich landschaftsformenden Trifelsstufe und daher von ihr mit demselben Namen belegt worden. Nach der Feststellung von zwei Trifelsstufen ziehe ich die Bezeichnung Dansenberg- bzw. Leiterbergstufe vor.

Im Vergleich zur Dansenbergstufe besitzt die Leiterbergstufe eine weit ausgeprägtere Terrasse. Ihr Niveau liegt bis zur nächsten Stufe bei Kindsbach etwas über der gedachten Sattelabdachungslinie. Die Art ihrer Angleichung an diese im W läßt sich nicht mehr feststellen, da in diesem Bereich viele tektonische und hydrographische Züge das Profil komplizieren. Innerhalb der Terrasse kann man eine Beobachtung treffen, die sich bei allen

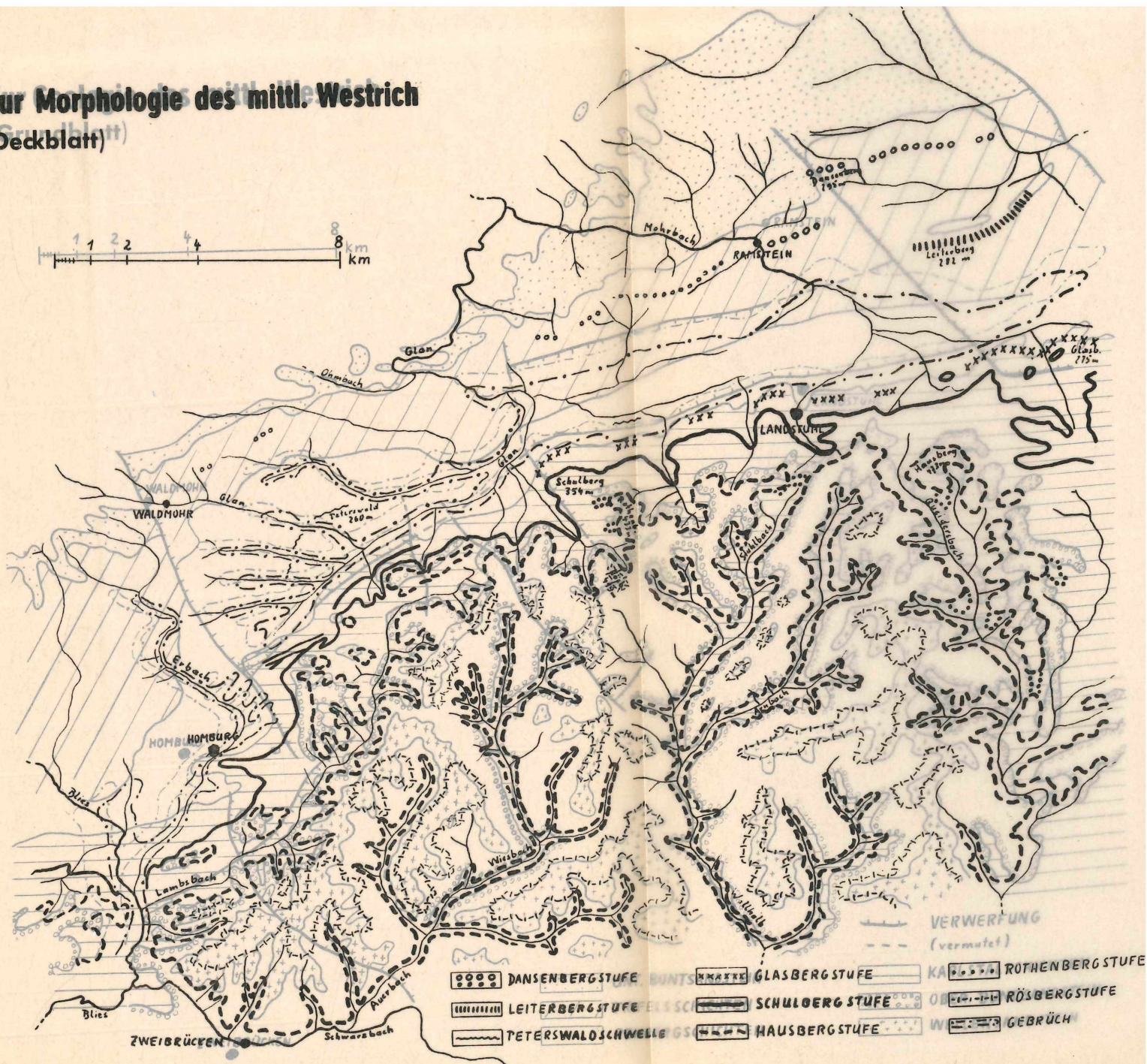
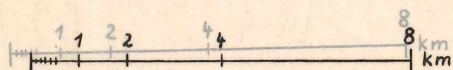
späteren Terrassen wiederholen wird und als geradezu typisch für das Westlicher Schichtstufenland gelten kann: Entgegen der gültigen Regel baut der Stufenbildner nicht auch einen gewissen, vorderen Teil der folgenden Terrasse auf, sondern wird bereits an der Trauf von Schichten des Hangenden überdeckt. An der Leiterbergstufe ist dies besonders deutlich. Sowohl der Leiterberg als auch die Heidenköpfe werden nicht etwa von der harten Trifelsbank gekrönt, sondern von den weichen, untersten Rehbergsschichten. Daß diese zum Bruch hin wieder verschwinden und die Trifelschichten wieder zur Oberfläche gelangen, hat noch zu erwähnende hydrographische Gründe.

Da westlich der Linie Ramstein — Kindsbach die beiden bisher besprochenen Stufen nicht mehr auftreten, kann sich dort der Abfall vom Sattel fast ungestört und ziemlich gleichmäßig bis ins Gebrüch entwickeln. Ein bemerkenswerter Unterschied ist allerdings auch innerhalb dieses Bereiches feststellbar: Zwischen Ramstein und Hütschenhausen endet der Abfall in einem deutlichen Knick an der Hütschenhausener Verwerfungslinie. Von ihr bis zur nächsten Stufe erstreckt sich das Gebrüch mit fast völlig waagrechter Oberfläche. Erst mit dem Erlöschen dieser Linie (genau da, wo heute der Glan die Niederung verläßt) ändert sich das Bild. Nun fällt die Oberfläche des vergleichbaren Raumes in immer flacher werdender Kurve bis zur Talau des Glanz bzw. der anderen kleinen, vor der nächsten Stufe liegenden Fließchen (kleiner Schwarzbach, Erbach) schwingt also erst wenige hundert Meter vor dieser aus. Wir werden sehen, daß diese westliche Ausbildung die normale und dem Schichtstufenland gemäße ist und sich bis vor kurzer geologischer Zeit auch auf den Ostteil erstreckte. Dessen heutige Verhältnisse entstanden durch tektonische und hydrographische Faktoren.

Eine Folge dieser Ost-West-Differenzierung ist, daß sich zwischen Hütschenhausen und Homburg auch noch die unteren und mittleren Rehbergsschichten am südlichen Teil des Abfalls beteiligen, während sie weiter östlich im Gebrüch liegen. In diesen Schichten liegt eine kleine Schwelle. Sie zieht vom Spiegelwald über den Harraswald beim Eichelscheiderhof zum Peterswald und hat von diesem ihren Namen. Im Landstuhler Bruch taucht sie aus bestimmten Gründen unterhalb von Spesbach noch einmal auf. Infolge der Zerschneidung durch Spiegel-, Glan- und Kohlbachtal hat die nicht sehr mächtige Bank jedoch keine große morphologische Bedeutung erlangt. Nur dem suchenden Auge fällt die Schwelle auf.

Faßt man das bisher Beobachtete zusammen, so läßt sich sagen, daß die Schichten des Buntsandsteins bis zu den oberen Rehbergzonen eine flach geneigte Platte bilden. Die beiden randlich liegenden Stufen und die wenigen Schwellen können dieses Bild nicht wesentlich stören. Man kann nicht, wie LÖFFLER (19, S. 15) meinte, die Ebenheit als die zur Leiterbergstufe gehörende Terrasse deuten. Die Stufe erstreckt sich nur über 8 km, die Platte jedoch über nahezu 40 km. Man ist versucht, sie als Denudationsterrasse und zwar als Basislandterrasse (im SCHMITTHENNERSCHEN Sinne) des Westlicher Stufenlandes anzusehen. Dieser Deutung stellt sich zunächst die scheinbare Schwierigkeit in den Weg, die nach N bzw. nach NW zunehmende Aufbiegung der Terrassenoberfläche erklären zu müssen. Doch geschieht dies auf einfache Weise: Vor dem Pleistozän hatte sich an Stelle der heutigen eine annähernd waagrechte, vielleicht im äußersten N schwach gebogene Terrasse

Zur Morphologie des mittl. Westrich (Deckblatt)



- | | | | | | |
|--|--------------------|--|----------------|--|-----------------|
| | DANSENBERGSTUFE | | GLASBERGSTUFE | | ROTHENBERGSTUFE |
| | LEITERBERGSTUFE | | SCHULBERGSTUFE | | RÖSBERGSTUFE |
| | PETERSWALDSCHWELLE | | HAUSBERGSTUFE | | GEBÜCH |
- VERWERFUNG (vermutet)



herausgebildet. In ihr waren sicher schon die oben erwähnten Stufen und Schwellen vorhanden, ohne aber auch damals das Gesamtbild stören zu können. Erst durch die (erneute) Hebung des Pfälzer Sattels im Pleistozän wurde die Basisterrasse in Mitleidenschaft gezogen, d. h. sie wurde zum Sattel hin aufgebogen. In der kurzen Zeit bis zur Gegenwart haben es die denudativen Kräfte nicht vermocht, die Oberfläche wieder annähernd horizontal zu gestalten, obwohl sicherlich bereits eine Abschwächung der Krümmung gelungen ist. Ganz anders, nämlich mit Erosion, reagierten die Flüsse innerhalb der Terrasse. Man sieht, auch die heutige Zerschneidung darf uns nicht hindern, das bisher besprochene Gebiet als (zumindest ehemalige) Basisterrasse des Westrichs aufzufassen.

2. Der Südrand des Pfälzer Gebrüchs

Blickt man von N her, etwa vom Häupel bei Waldmohr, auf die Bruchniederung, so erhebt sich hinter ihr, und zwar in ihrer ganzen Erstreckung, mit plötzlichem und imposanten Anstieg ein steiler, größtenteils bewaldeter Südrand. Dies und seine große relative Höhe (über 200 m) haben einst A. LEPLA (18, S. 141) bewogen, ihn als Erosionsrand eines ehemals die Niederung durchfließenden, großen Stromes anzusehen. Dabei kann dem aufmerksamen Beobachter nicht verborgen bleiben, daß der aus der Entfernung gewonnene Eindruck der Geschlossenheit täuscht. In Wahrheit ist die Mauer nämlich ein Nacheinander von einzelnen Stufen und Landterrassen, die es nun zu studieren gilt.

Zunächst einmal sieht man aus der Nähe, daß der Fuß der Steilwand nicht überall so markant ist, als es von Weitem den Anschein hatte. Zwischen Bruchniveau und steilem Anstieg vermitteln vielerorts kleine, aber doch deutliche Übergänge. Das hat zweierlei Gründe. Der erste ist fluviatiler Art. Vor dem Südrand zieht eine etwa 10 m hohe Flußterrasse entlang. Ihre Herkunft wird später erläutert werden. Wichtiger (innerhalb des Rahmens des Schichtstufenlandes) ist die zweite Verebnung. Sie legt ganz im E 20—25 m über der Niederung und ist gut von der Flußterrasse zu unterscheiden, zumal diese dort nur selten ausgebildet ist. Da die beiden Verebnungen auch der Struktur nach gänzlich verschieden sind, ist eine Verwechslung nicht gut möglich. Dies hilft uns auch zur Unterscheidung weiter im SW, in welcher Richtung die beiden Flächen konvergieren.

Die zweite Terrasse gehört zu einer kleinen Stufe, die von den Felsbänken an der oberen Grenze der Rehbergsschichten gebildet wird. Verf. hat sie **Glasbergstufe** genannt nach dem im mittl. Westrich typischsten Auftreten am Glasberg beim Einsiedlerhof. Die LÖFFLERSche Bezeichnung „Rehbergstufe“ birgt die Gefahr in sich, sie der im NE-Abschnitt der Pfälzer Mulde so weitverbreiteten, wenn auch vergleichsweise schwach ausgebildeten Stufe gleichen Namens zuzuordnen. Diese wird aber dort von Felsen gebildet, die in der Mitte der Rehbergsschichten liegen und damit ihr äußerst schwaches Gegenstück im Westrich in der Peterswaldschwelle haben. Die Glasbergstufe findet sich wieder in den Tischfelsbänken des südpfälzischen, speziell des Dahner Raumes.

Hinsichtlich ihrer Verbreitung und der Art ihres Auftretens läßt sich folgende Regel aufstellen: Von ENE nach WSW schwächt sich die Stufe in

ihrer Profiliertheit, Geschlossenheit, Höhe und zugehöriger Terrassenbreite immer mehr ab. Bei Kaiserslautern noch ziemlich stark ausgeprägt, ziehen sich ihre Streichlinien bis zum Einsiedlerhof schon stark zusammen. Von da an bildet sich nur noch eine schmale, wenige Meter breite Fußstufe vor dem Steilanstieg. Immerhin ist sie bis kurz vor Kindsbach (Föhrenbühl und Kandeltal) ziemlich geschlossen. Jenseits der Kindsbach-Miesenbacher Verwerfung tritt sie jedoch nur noch inselförmig in einzelnen „Stufenzeugen“ auf. Zwei solche Zeugen bilden die Unterlage des westlichen und des östlichen Teils von Landstuhl, ein anderer ist zwischen Hauptstuhl und Bruchmühlbach von zwei Steinbrüchen angeschnitten und zeigt sehr deutlich die beiden stufenbildenden Felszonen mit ihrem weichen Liegenden. Die Terrassenbreite beträgt bei Bruchmühlbach nur noch 5—10 m und die Stufe hebt sich fast kaum mehr ab.

Westlich dieses Ortes tritt sie dann nicht mehr auf. Die Felszonen sind unter das Niveau der Niederung bzw. der vorhin erwähnten Flußterrasse getreten, d. h. sie werden von jüngeren, quartären Formationen überdeckt. Während nämlich die Triasschichten leicht nach SW einfallen, steigt das Gebrüch in der gleichen Richtung (wenigstens bis zur Linie Waldmohr-Bruchhof) etwas an. Dies ist eine der Ursachen, die zur Überdeckung führen. Eine weitere ist die Landstuhler Verwerfung. Sie zieht durch große Teile der einst etwas breiteren Glasbergterrasse hindurch und hat deren vordere Hälfte soweit abgesenkt, daß sie jetzt unter Bruchniveau liegt. Die heutige Stufe ist somit erst tektonisch aufgeschlossen worden und nur ein Rudiment ihrer Vorgängerin mit breiter Terrasse. Und schließlich schnitten sich die Stufenflüßchen der nächsthöheren Stufen so tief in diese nicht allzufeste Fußstufe ein, daß gegenwärtig von ihr nur noch Reste vorhanden sind. Der letzterwähnte Vorgang betrifft natürlich auch die noch leichter zerstörbare Flußterrasse.

Die nächste Stufe ist bei weitem die wichtigste und markanteste des ganzen Westtrichs, sowohl nach Höhe, Steilheit und Verbreitung als auch nach der Übersichtlichkeit des Aufbaus. Bis auf wenige Ausnahmen — wir werden sie kennenlernen — bildet sie den Hauptteil des südlichen Bruchsteilufers. Von allen Stufen des Raumes wurde sie als erste erkannt und nach dem sie aufbauenden Schichtenverband sowie nach ihrem Stufenbildner Karlstalstufe genannt. Auch hier sei eine Namensänderung erlaubt. Einmal ist die alte Nomenklatur für den ortsunkundigen Morphologen irreführend (Talstufe!) und zum andern soll jetzt und im folgenden die Methode beibehalten werden, Stufen nach markanten Erhebungen, die von ihnen gebildet werden, zu benennen. Statt Karlstalstufe schlägt Verf. daher die Bezeichnung **Schulbergstufe** nach dem Schulberg bei Bruchmühlbach vor. Vor der unerläßlichen, genauen Beschreibung der sehr verschiedenartigen Teilabschnitte dieser Stufe einige Worte zu ihrer Gesamterstreckung. Die Schulbergstufe zieht sich quer durch den gesamten mittl. Westtrich von der Blies im SW bis zum Einsiedlerhof im NE, ohne natürlich an beiden Punkten ihr Ende zu finden. Dabei streicht sie im W zunächst SW—NE und geht dann allmählich im Ostteil in eine W-E-Richtung (Landstuhl-Kindsbach) über. Ihr leicht gebogener Verlauf gibt damit deutlich das erwähnte Stärkeverhältnis der beiden Hebungscentren wieder.

- a) Die Stufe zwischen dem Ostrand des Untersuchungsgebietes und der Kindsbach-Miesenbacher Verwerfung.

In diesem Abschnitt ist die weiter westlich liegende Landstuhler Verwerfung bereits abgeklungen. Die Stufe (vgl. NW-SE-Profile im Westrich nach S. 98) ist also nicht tektonisch beeinflusst. Der Stufenfuß liegt gegenüber der nicht sehr deutlichen, in diesem Abschnitt jedoch überall ausgebildeten Glasbergterrasse gut ausgeprägt in etwa 290 m Höhe. Er kann hier, vom eingetieften, stufenparallelen Kandeltal einmal abgesehen, der stratigraphischen Grenze Rehberg-Karlstalschichten gleichgesetzt werden. Der Steilanstieg aus der Niederung wird aus wohlbestimmten Gründen allein von der Schulbergstufe bestritten und beträgt im ganzen Abschnitt ungefähr 80 m. Der Grad der Steilheit ist dabei wesentlich stärker als bei den vorangegangenen Stufen. Die unteren 65 m werden von den weichen, lockeren Karlstalsanden eingenommen. Darüber liegen die rund 15 m mächtigen Karlstalfelsen als Stufenbildner. Im Gegensatz zu den bisherigen Stufen tritt die Felsbank häufig unmittelbar an die Oberfläche, zwar noch nicht in geschlossener Front wie weiter westlich, aber in vielen lokalen Streifen, an denen sie gut studiert werden kann. Ihre Zerfallsprodukte in Gestalt von Felsblöcken aller Formen und Größen sind über den Hang gestreut und geben ihm das so charakteristische wilde Aussehen.

Der eigentlichen Stufe sind in diesem Abschnitt zwei Zeugenberge vorgelagert. Der Große Berg (392 m) südlich des Einsiedlerhofes hat noch seine schützende, harte Decke aus Karlstalfelsen und unterscheidet sich höhenmäßig nicht vom geschlossenen Verband. Dagegen ist der Föhrenbühl (295) östlich Kindsbach schon beträchtliche Zeit ohne Stufenbildner und fast gänzlich abgetragen, so daß er nur noch wenig über die Glasbergterrasse hinausragt.

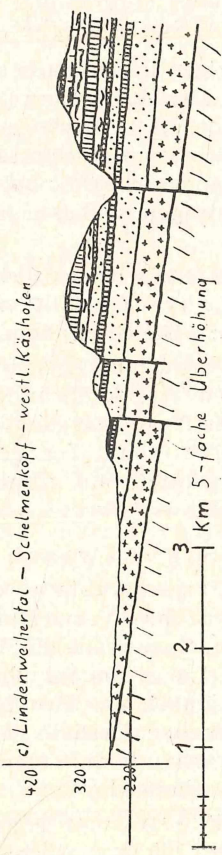
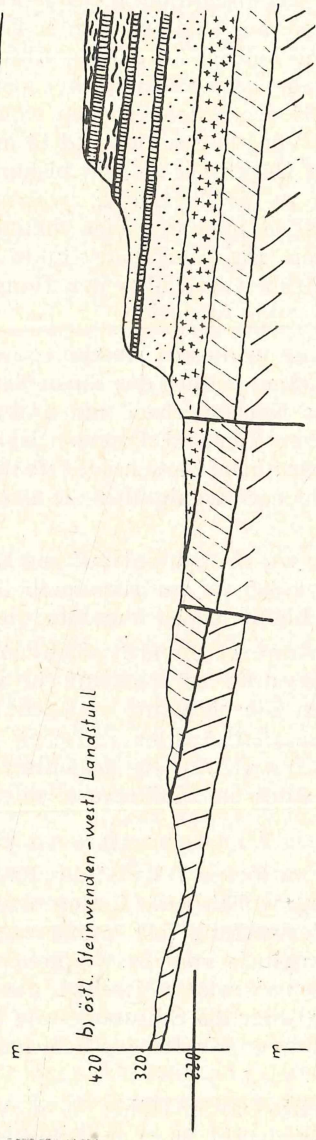
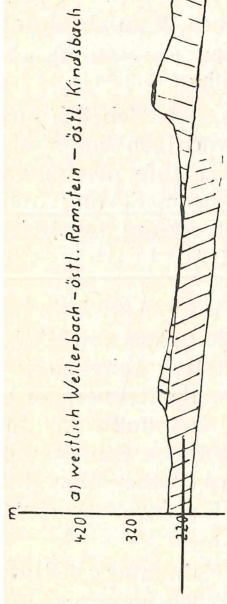
Schon jetzt wird deutlich, wie die Stufentrauf von E nach W an absoluter Höhe verliert. Sie fällt von 380 m am Hirschnabelhang auf 360 m bei Kindsbach. Die Stufenhöhe bleibt jedoch ungefähr dieselbe.








Vor einem möglichen Irrtum sei gewarnt: Sieht man vom Gebrüch aus auf diesen Teil der Schulbergstufe, so erscheint sie beträchtlich höher als 80 m. Das Auge faßt nämlich Glasbergstufe und Schulbergstufe zusammen und erblickt somit den gesamten Anstieg zwischen Bruchniederung und Schulbergstufentrauf. Ähnliches gilt für die gesamte Erstreckung des Steilabfalls; nur wird weiter westlich die Flußterrasse miterfaßt.

- b) Die Stufe zwischen Kindsbach und Bruchmühlbach

Das Hauptcharakteristikum dieses Teils ist das Parallelgehen von Stufe und Landstuhler Verwerfung, wobei beide Linien unmittelbar nebeneinanderliegen. Zwar geht die Verwerfung fast immer durch die Rehbergzone, doch wird auch die Schulbergstufe von ihr weitgehend beeinflusst. An ihr wurde nämlich das Bruchgebiet relativ gesenkt, das südliche Stufenland herausgehoben. Deshalb liegt hier die Schulbergstufe heute höher über der Basisterrasse, als die denudativen Kräfte des Schichtstufenlandes sie einst herausgearbeitet hatten.

Die Stufe gewinnt gegenüber a) an Höhe: 90 m am Kahlenberg östlich Landstuhl, 100 m westlich Landstuhl, 90 m am Schulberg. Ein weiterer Un-



-  Unterer Buntsandstein
-  Triefelsschichten
-  Rehbergsschichten
-  Karlstalschichten
-  Oberer Buntsandstein
-  Muschelsandstein
-  Stufenbildner

NW-SE-Profile im mittl. Westrich

terschied zum östlichen Abschnitt: Die Stufe ist weitaus häufiger und stärker von Stufenflüßchen zerschnitten und daher unruhiger in ihrer Streichlinie. Denkt man sich die fluviatilen Kerben jedoch weg, so bleibt ein überraschend geradliniger Verlauf der Stufe.

Die Stufe ist weiterhin äußerst steil und noch viel mehr als im ersten Abschnitt von Blöcken des Stufenbildners übersät. Man beobachtet, daß die Karlstalfelsen von Kindsbach aus nach W immer häufiger unmittelbar an die Oberfläche treten und schließlich zwischen Landstuhl und Hauptstuhl auf breiter Front die Stufenstirn krönen. Der ohnehin schon schroffe Hang wird durch eine völlig senkrechte Felswand abgeschlossen. Es fällt auf, daß diese geschlossene Front fast genau mit der Zone größter Stufenhöhe (100 m) zusammenfällt. Am Schulberg enthält der Stufenbildner eine 2 m mächtige, seitlich allerdings bald auskeilende weiche, tonig-schiefrige Schicht, die dort eine Verdoppelung der Stufentrauf mit einer dazwischenliegenden 10—20 m breiten Verebnung erzwungen hat.

Die zahlreichen kleinen, herzynischen Störungen verhindern zwar das allmähliche und stetige Absinken der Stufentrauf, nicht jedoch ihr Niedrigerwerden überhaupt (Kindsbach (Kindsberg) 360 m, Bruchmühlbach (Schulberg) 345 m). Die Trauf fügt sich also auch in diesem Abschnitt in das generelle Eintauchen nach SW ein. Dies ermöglicht die Aussage, daß die tatsächliche Bewegung an der Landstuhler Verwerfung eine Absenkung des nördlichen Teils war.

c) Die Stufe zwischen Bruchmühlbach und Vogelbach

Hier springt sie um 500—600 m bogenförmig zurück. Besonders deutlich ist dies unmittelbar westlich des Schulberges, der ja deshalb so markant ist. Dort hat eine kleine Verwerfung (10—15 m Sprunghöhe) den höheren Flügel zurückweichen lassen. Zweifellos haben aber auch die hier konvergierenden Stufenflüßchen, von denen der Belzmühlenbach genau der Störung folgt, an der Zurückversetzung der Stufe gearbeitet.

Jedenfalls wurde sie in diesem Bereich dem Einfluß der Landstuhler Verwerfung entzogen. Hier ist sie wieder eine reine Denudationsstufe und grenzt deutlich gegen die gutausgebildete Flußterrasse ab. Ihre Höhe ist entsprechend gering: etwa 70 m, also 10 m weniger im Vergleich zu der ebenfalls ungestörten Stufe im ersten Abschnitt.

d) Die Stufe zwischen Vogelbach und Bruchhof

Am Westende von Vogelbach stößt man auf eine herzynische Störung, die die Schulbergstufe rechtwinklig schneidet und eine wichtige Grenze bildet. Hier endet die erwähnte Bucht, da der tieferliegende westliche Verwerfungsflügel wieder nach NW vorspringt. Damit rückt er aber in den Bereich der Landstuhler Verwerfung, die so die Möglichkeit hat, die Schulbergterrasse in einen südöstlichen und einen nordwestlichen Teil zu zerlegen. Da der Stufenbildner an der Störungslinie angeschnitten und zur Oberfläche gebracht wurde, konnte sich die zunächst rein tektonische Stufe auch morphologisch halten und darf als Schichtstufe angesehen werden. Im Gegensatz zur Glasbergstufe ist aber der abgesunkene Stufenteil ebenfalls noch deutlich zu sehen, da die Sprunghöhe der Verwerfung geringer ist als die Schulbergstufenhöhe. Es tritt also eine Verdoppelung der Stufe ein.

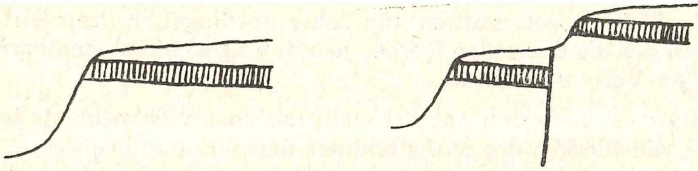


Fig. 1: Ungestörte und durch Störung gedoppelte Schichtstufe.

Damit ist das für diesen Abschnitt Typische ausgesprochen. Die Höhen der beiden Stufen werden natürlich durch das Ausmaß der Störung bestimmt.

Sehr instruktiv ist eine kurze Wanderung, die die Kaiserstraße unmittelbar vor Vogelbach als Ausgangspunkt hat. Man besteigt zunächst die untere, etwa 35 m hohe Stufe und steht auf der ersten Schulbergterrasse. Auf ihr liegt der Vogelbacher Sportplatz. Überquert man nun den ausgebauten Waldweg, der von Vogelbach nach Lambsborn führt, so steht man nach etwa 300 m vor der zweiten Schulbergstufe, die eine Höhe von 20—25 m hat und ihrerseits durch eine schwache Terrasse von der nächsten Stufe getrennt ist.

Ähnliches gilt, wenn auch häufig weniger deutlich ausgeprägt, bis zu jener Stelle, an der die Straße Eichelscheiderhof—Bechhofen die Stufe(n) schneidet. Stets sind zwei Stufen ausgebildet, wobei die Höhe der ersten zwischen 35 und 55 m, die der zweiten zwischen 15 und 25 m und die Breite der dazwischenliegenden Terrasse zwischen wenigen Metern und 300 m (Ausnahmen! Nur am beschriebenen Ort und nördlich des Störzenbühls!) schwankt. Damit weicht der Steilanstieg des NE einem etwas sanfteren Hang. Hinzu kommt, daß die Buntsandsteinschichten und damit die Trauf der oberen Stufe in diesem Abschnitt weiterhin leicht nach SW einfallen (300, 290, 285 m sind die Höhenzahlen der Trauf in NE, Mitte und SW). Die Schulbergstufe hat ihre Schroffheit bereits weitgehend verloren.

Dieser Eindruck verstärkt sich gegen Bruchhof hin. Hier spreizt sich nämlich die Landstuhler Verwerfung fingerförmig auf. Da dies immer noch im Bereich der ehemaligen Schulbergterrasse geschieht, gilt dasselbe für die Stufe. Will man etwa vom Gut Bruchhof auf den Kleinen Kehrberg steigen, so hat man auf dieser 600 m langen Strecke nicht weniger als fünf Stufen zu überschreiten (wobei die letzte allerdings nicht mehr den Karlstalschichten angehört). Sie sind natürlich nun nicht mehr so ausgeprägt, sondern liegen als kleine, 4—6 m hohe, wenig steile Hänge zwischen den sanft ansteigenden Terrassen. Insgesamt wirkt die ehemalige Schulbergstufe durch den starken tektonischen Eingriff im Bruchhofer Gebiet (Schelmenkopf) nur noch als mählicher Anstieg von der Niederung zur nächsten Stufe

Es muß hier auf einen Irrtum in der älteren Literatur hingewiesen werden. In ihr wird als Grund für das Matterwerden der Stufe neben dem leichten Schichteinfallen nach SW hauptsächlich eine Faziesänderung der Karlstalfelsen angegeben. Der Stufenbildner kann am Schelmenkopf, wo er von mehreren kleinen Bächen angeschnitten ist, an zahlreichen Stellen untersucht werden. Überall ist er als harter Fels zu finden. Die vielen Klüfte sind auf die starke tektonische Inanspruchnahme zurückzuführen. Sie ist, wie wir sahen, die eigentliche Ursache für das allmähliche Verschwinden

der Stufenform. Einen weiteren Beleg dafür bringt der nächste und letzte Abschnitt der Stufe.

e) Die Stufe zwischen Bruchhof und der Blies

Westlich des Schelmenkopfes werden die Stufenverzweigungen jäh abgeschnitten durch die Waldmohr-Bruchhofer Verwerfung. Die Stufe wird um 1—1,5 km zurückgeworfen, so daß eine rechtwinklige Bucht entsteht. Die Verwerfung geht nicht durch den Schnittpunkt der Winkelschenkel, sondern liegt etwas südwestlich davon. Die Stufe zieht von Sanddorf aus zunächst noch 600—700 m nach S, hat eine Höhe von 20 m und fällt im Landschaftsbild nicht besonders auf. Erst westlich der Störung erreicht sie 50 m Höhe und verdient ihren Namen wieder zu Recht. Durch die Zurückverlegung ist die Stufe dem Eingriff der Landstuhler Verwerfung entzogen und tritt als reine Denudationsform auf. Die Verwerfung streicht hier entweder unter der Niederung dahin oder ist ausgeklungen, wofür nach ihrem Sich-Aufspreizen die größere Wahrscheinlichkeit spricht.

Mit der Höhe der Stufe hat auch ihre Steilheit wieder zugenommen. Beide Faktoren verstärken sich fortwährend bis zum Karlsberg bei Homburg (335 m), der 80 m über Bruchniveau liegt und mit seinen schroffen Flanken die Stadt überragt. An seinem Fuße treten stellenweise sogar noch einmal die Rehbergsschichten auf, ohne allerdings morphologisch wirksam zu werden. Ursache all dieser Erscheinungen ist u. a. das starke Gefälle des Homburger Teils der Niederung zur Blies hin.

Westlich des Karlsberges tritt nun tatsächlich eine Faziesänderung der Karlstalfelsen ein. Das Material wird weicher und kann keine steile und hohe Stufe mehr erzwingen. Am Aufstieg von der Niederung zum Webersberg (346 m), der bereits der nächsthöheren Stufe angehört, deutet nur noch eine kleine Verebnung den Bereich des Schulbergstufenbildners an. Weiterhin biegt die Stufe allmählich immer mehr nach S ab. Das bedeutet, daß sie auch an absoluter Höhe rasch verliert (Roter Hübel 292 m, Hundshecke 282 m, und schließlich Kaninchesberg an der Blies 265 m). Wenige Kilometer westlich der Blies glättet sich die Stufe schließlich völlig und tritt im Saargebiet dann nicht mehr auf.

Es sei rückblickend noch einmal hervorgehoben, wie sehr die Schulbergstufe als einst reine Denudationsform heute in Struktur und Erscheinung von der Tektonik abhängig ist. Sie kann, wie wir gesehen haben, die ursprüngliche Stufenform sowohl verstärken als auch abschwächen. erinnert man sich der Verhältnisse in den ungestörten Teilstücken, so darf man sich die Stufe vor dem Eingriff der Landstuhler Verwerfung als langsam nach SW eintauchend vorstellen.

Der Formenschatz der Schulbergterrasse wird durch zweierlei wesentlich beeinflusst: I) Durch den sehr geringen Horizontalabstand der beiden sie begrenzenden Stufen. II) Durch die hohe Lage gegenüber der ihr unmittelbar benachbarten lokalen Erosionsbasis der Bruchniederung. Die zweite Eigenart wird innerhalb des hydrographischen Kapitels näher erläutert werden. Die erste hat folgende Auswirkungen: Im allgemeinen senkt sich im Stufenland die Schnittfläche einer jeden Terrasse von der Trauf der vorderen Stufe gegen den Fuß der folgenden oder liegt doch zumindest waag-

recht. Erst kurz vor dem Fuß hebt sich die Terrasse gleichsam als Überleitung zur Steilwand langsam an. Die Schulbergterrasse tut dies jedoch in ihrer ganzen Erstreckung und zwar in sehr beträchtlichem Maße. Mathematisch ausgedrückt: Die typische Terrassenprofilkurve wird bei nahe beieinanderliegenden Stufen nicht etwa in verkleinertem Maßstab beibehalten, sondern es bildet sich nur das dem Stufenfuß benachbarte Stück ab (Fig. 2).

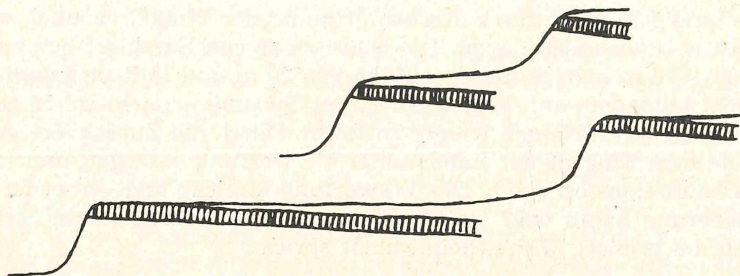


Fig. 2: Normale und für die Schulbergterrasse des Westrichs typische Profilkurve. Dies gilt mehr noch als für die ungestörte Schulbergterrasse für den Bereich ihrer tektonischen Durchteilung. Dort, wo die Stufen nur wenig Zehner von Metern voneinander entfernt sind, sind die Terrassen derart eingeschrägt, daß sich die Stufen nur mehr undeutlich herausheben (Fig. 3). Das anstei-

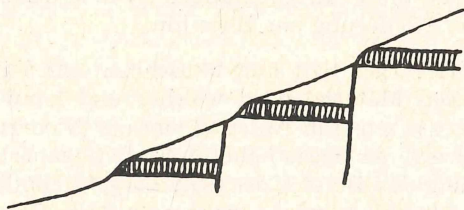


Fig. 3: Stufenprofil bei starker tektonischer Durchteilung.

gende Profil hat die schon erwähnte Erscheinung zur Folge, daß der Stufenbildner bereits an der Trauf von Hangendem, in diesem Falle von den oberen Karlstalschichten, überdeckt wird. Ob diese Erklärung auch für die Leitbergstufe gilt, läßt sich nicht mit Bestimmtheit sagen.

Die Schulbergterrasse ist zwar nirgends sehr weiträumig, ihre Breite unterliegt aber selbst innerhalb dieser Grenzen starken Schwankungen. Das Maximum liegt im NE, wo die folgende Stufe stark zurückweicht, das Minimum bei Vogelbach, wo die Terrasse aus tektonisch-hydrographischen Gründen ganz verschwindet. Dabei läßt sich die Regel aufstellen, daß der Anstieg der Terrasse umso stärker ist, je geringer ihre Breite ist.

Über ihr erhebt sich die nächste, ebenfalls sehr bedeutende Schichtstufe, die den zweiten, höheren Teil des südlichen Bruchsteilrandes ausmacht. Es ist die von E. LÖFFLER (19, S. 20) in die Literatur eingeführte „Karneolstufe“, so benannt, weil das Karneolkonglomerat des oberen Buntsandsteins von ihr als Stufenbildner angesehen wurde. Aber sowohl die sehr zahlreich angefertigten geologischen Profile als auch das Studium der allerdings ganz vereinzelt Aufschlüsse weisen eindeutig und übereinstimmend die harten Sandsteine der obersten Zwischenschichten als stufenbildend aus. Die Kar-

neolzone liegt in der Mitte oder auch am Fuß des Stufenhangs. Ihre morphologische Bedeutung ist also auf diese Teile beschränkt. Nur so erklärt sich auch die vielerorts auftretende, merkwürdige Erscheinung von Waldbewuchs oder höchstens dürftigem Grasland auf der relativ flachen Schulbergterrasse, während am anschließenden Hang, also in tonigerem Material, Äcker liegen. Die Stufe wurde nach dem Hausberg bei Bann **Hausbergstufe** genannt.

Hausberg- und Schulbergstufe unterscheiden sich in vielem. Die Schulbergstufe wechselt in ihrer Höhe zwischen 100 und ganz wenigen Metern, die Hausbergstufe behält ihre 60—70 m in ihrer ganzen NE-SW-Erstreckung bei. Entsprechend ist auch die Hangneigung der Hausbergstufe weitaus



Bild 1: Schulbergstufe und (im Hintergrund) Hausbergstufe bei Landstuhl. Blick nach ENE.

gleichmäßiger, ja ungefähr konstant. Im Gegensatz zur Schulbergstufe ist ihr Stufenbildner nirgends unmittelbar an der Oberfläche zu sehen, womit zusammenhängt, daß ihre Trauf weit weniger markant ist. Die Streichlinie der Schulbergstufe ist, von kleinen Kerben der Schulbergstufenflüßchen abgesehen, ziemlich gerade, die Hausbergstufe dagegen ist gebuchtet und verästelt. In dieses Bild paßt hinein, daß die Hausbergstufe zahlreiche große und kleine Zeugenberge (mit und ohne Stufenbildner) besitzt. Und schließlich wird die ihr zugehörige Terrasse in so reichem Maße fluviatil zerschnitten, daß sich in den Talflanken neue Stufen entwickeln können, die zur völligen Auflösung dieses ganzen Schichtenpaketes führen.

Besonders stark ist die Sägewirkung der Flüsse an der Ostgrenze des Untersuchungsraumes, die ja teilweise mit der Grenze des oberen Buntsandsteins zusammenfällt. Dort haben sich unter ihrem Einfluß zahlreiche Zeugenberge gebildet. Erwähnt seien der ganz im NE liegende Hausberg, mit 473 m die höchste Erhebung des gesamten Schichtstufenlandes, ferner der Dieselberg (452 m) und die Wasserstein-Berggruppe, die in ihrem Umriß sehr deutlich die fluviatile Aufschließung zeigt. Erst westlich des Queidersbaches und seiner Nebenflüsse nimmt die Hausbergstufe geschlossene Formen an. Östlich dieser Flußlinie wird deshalb, wie schon erwähnt, der Anstieg vom Bruch her im wesentlichen von der Schulbergstufe allein gebildet.

Stellen wir die im Rücken der Stufe wirkende fluviatile Zerschneidung zunächst zurück und beschränken uns auf die Vorderstufe. Stufenerstreckung und Lage der Stufenflüßchen hängen hier aufs engste miteinander zusammen. Haben diese zwar an der Schulbergstufe scharfe Einschnitte verursacht, an ihrer Großform jedoch nichts ändern können, so verursachen sie an der Hausbergstufe alle ihre Wülste und Einbuchtungen. Fingerförmige Vorstöße wechseln ab mit ebenfalls fingerförmigen Einschnitten, den Quellmulden der Stufenflüsse. Zur Abtrennung von Ausliegern kam es jedoch bisher nicht. Dazu fehlen stufenparallele Bäche. Die absolute Höhe der Stufe hält sich in normalen Bahnen, fällt sie doch leicht nach SW ein (Hausberg 473 m, Langensteiner Gewanne 448 m, Kühnhunter Kopf 426 m, Rothenberg als Nordsporn 433 m und Blauberg 425 m).

Nur im SW-Teil der Stufe herrschen andere Verhältnisse. Dort befindet sich mit dem Lambsbach ein stufenparalleler und dazu noch relativ mächtiger Fluß. Seine Auswirkung auf die Stufenlage ist beträchtlich. Zusammen mit seinen Nebenbächen hat er eine ganze Reihe von Zeugenbergen abgetrennt; so den Roßberg bei Kirrberg (345 m), den mächtigen Schloßberg (362 m), den Großen und den Kleinen Kehrberg (356 bzw. 334 m), und die langgestreckte Kuppe zwischen Vogelbach und Lambsborn (393, 407, 403 m). Da durch die sammelnde Kraft des Lambsbaches die stufenqueren Flüßchen bei weitem nicht mehr so stark sind wie im NE-Abschnitt, liegen die Zeugenberge ziemlich nahe an der Schulbergstufe. Eine trennende Terrasse ist mancherorts (Schloßberg) fast kaum mehr zu sehen. Unter den Zeugenbergen sind einige, die die schützende Deckplatte bereits verloren haben und deshalb nicht nur niedriger, sondern auch weniger steil im Anstieg sind. Besonders deutlich beobachtet man diesen Unterschied in der Ausbildung am Beispiel des Großen und des Kleinen Kehrbergs. Südöstlich des Lambsbaches liegt die geschlossene Stufe. Im Gegensatz zum NE-Abschnitt ist sie weniger in Wellen gelegt. Auch diese Erscheinung hat ihren Grund in der abgeschwächten Kraft der stufenqueren Bäche. Die Traufhöhe fällt weiterhin nach SW ab. Beim Erreichen der Blies liegt sie in 350 m, d. h. 40 m tiefer als die Oberkante der Schulbergstufe im äußersten NE.

Es wird bei der Beschreibung der Hausbergstufe aufgefallen sein, daß dabei im Gegensatz zu den bisher besprochenen Stufen nicht auf die Einflüsse der Bäche verzichtet werden konnte, ja daß es geradezu unmöglich war, die Stufenlage ohne die fluviatilen Faktoren zu diskutieren. Die Hausbergstufe ist in ihrer Verbreitung wie keine andere vom Flußnetz abhängig. Es gilt dies noch mehr für ihre Schichtterrasse. Der Grund für diese Tatsache ist die hohe Lage über den benachbarten Erosionsniveaus (Bruchgebiet, Blies, Schwarzbach).

Doch wäre es falsch, tektonische Einflüsse auf die Stufe zu leugnen. Zwar fehlt ein Äquivalent der Landstuhler Verwerfung, die an der Schulbergstufe so große Unterschiede verursachte. Aber die herzynischen Linien, die wir dort bemerkten, setzten sich größtenteils auch in den Bereich der höheren Stufe fort und haben da ebenfalls morphologische Auswirkungen. Studieren wir einmal die Gestalt des bereits erwähnten Höhenzuges zwischen Vogelbach und Lambsborn. Mitten durch diesen Zeugenberg zieht die Vogelbacher Verwerfung. Ihre Durchtrittslinie ist die Linie kleinster Breite. Der westliche Flügel liegt im abgesenkten Teil und ist darum breiter als der östliche.

Oder: Die Westgrenze des Schloßberges fällt mit der Waldmohr-Bruchhofer Verwerfung zusammen. Ein größerer Zeugenberg konnte sich also nur im östlichen, tiefen Flügel dieser Störung halten. Ihm gegenüber liegt lediglich die kleine Erhebung des Stumpfen Gipfels (341 m) als fast verschwundenes Zeugenbergrudiment. Andere, vielleicht weniger auffällige morphologische Unregelmäßigkeiten treten allenthalben auf. Schließlich ist auch der Lambsbach in seiner Bahn tektonisch vorgezeichnet.

m	Schichten	Charakter	Stufen	Terrassen	Besch. d. Stufen
400	Muschel-sandstein	Dolom. Sande u. Tone, Dolomite.	Rösbergst.	Rösbergst.	Höhe 20 m, sanft, nicht immer deutlich.
	Oberer Buntsandstein	Sande, Tone, feinkörnige Fels- und Geröllbänke	Hausbergst.	Hausbergst.	Höhe 60—70 m, gleichmäßig steil.
300			Rothenbergst.	Schulbergst.	Sekundärstufe.
	Karlstal-schichten	lockere Sande mit harter Felsbank	Schulbergst.		Höhe bis 100 m, mächtig, steil, aber starke Schwankungen d. tekt. Beanspr.
200			Glasbergst.		Fußstufe, nicht sehr hervortret.
	Rehberg-schichten	sehr locker, sandig, tonig, dünne harte Bänke	Peterwald-schwelle	B a s i s t e r s t e r s s e	unbedeutend
100	Trifels-schichten	Sande, Konglomerate, Felsbänke	Leiterbergst.		Höhe 50 m, auffall. Steilhang.
			Dansenbergst.		Höhe 20 m, nicht sehr markant, in unbed. Schwelle auslaufend.
	Unterer Buntsandstein	sandig, tonig, konglomeratisch, locker			

Tab. 1. Geologisch-morphologische Tabelle des Westricher Schichtstufenlandes. (Zusammengestellt vom Verf. unter Verwertung der Arbeiten von AMMON-REIS, LÖFFLER und SPUHLER)

Wenn auch das Karneolkonglomerat nicht als Stufenbildner der Hausbergstufe gelten kann, so ist es doch morphologisch nicht völlig bedeutungs-

los. Zusammen mit der in seinem Liegenden auftretenden Karneolbank bildet es mancherorts am Steilhang der Hausbergstufe im unteren oder mittleren Teil eine „Sekundärstufe“, d. h. eine Schwelle innerhalb des sonst sehr gleichmäßigen Hanggefälles. Das Gestein einer solchen Sekundärstufe hat im allgemeinen nicht die hinreichende Widerstandsfähigkeit (wie in unserm Falle) oder Mächtigkeit, eine eigene Stufe mit größerer Terrasse zu bilden, sondern ist nur am Stufensteilhang, wo der Stufenbildner der Hauptstufe eine feinere Modellierung des Hangs erlaubt, morphologisch wirksam. Nur an ganz wenigen Stellen vermögen die Karneolschichten eine Stufe mit einer kleineren Terrasse nach sich zu ziehen, derart, daß dort das Hausbergstufenprofil wie aus zwei Stufen bestehend erscheint. Nach einem solchen Ort im NW des Rothenberges bei Bruchmühlbach hat Verf. die Sekundärstufe **Rothenbergstufe** genannt (Der Rothenberg selbst gehört natürlich der Hausbergstufe an). Weitere, gut erkennbare Auftrittsstellen sind der gesamte Hausberg, besonders aber sein Südende, der Heidelbeerkopf (mit gutem Aufschluß), der Südsporn des Hörnchenberges an der Straße Landstuhl-Mittelbrunn, die Wassersteingruppe und vor allem der Gabelsbacher Wald am Zuckerhof zwischen Queidersbach und Linden. Dort wird nämlich der Karneolhorizont so hart, daß er mit seinen Felsblöcken an die Oberfläche tritt und seine Verwitterungsblöcke über den Hang streut. Die angeführten Stellen des deutlichen Auftretens der Rothenbergstufe verraten schon ihre Beschränkung auf den NE-Raum der Hausbergstufe. Nach S und W verliert die Karneolzone an Härte und dementsprechend glättet sich ihre kleine Stufe.

Es wäre wünschenswert, einmal im übrigen Pfälzer Stufenland nachzuforschen, ob auch dort die Felsbank in den Zwischenschichten der Stufenbildner der „Karneolzone“ ist. Es kann sehr wohl sein, daß sie in manchen Teilräumen ihren Namen zu Recht trägt. Wechsel der Stufenbildner im Streichen einer Stufe sind nichts Seltenes. So wird z. B. die Fortsetzung der Hausbergstufe ins Saargebiet hinein vom Voltziensandstein gebildet, der im Westrich völlig in der Hausbergterrasse liegt.

3. Die Sickinger Höhe

Hat man vom Bruch kommend die beiden Schichtstufen erstiegen, so blickt man nach S und SW, soweit das Auge reicht, über eine weite, und, wie es scheint, tischebene Fläche. Die nächste größere Stufe, die Enkrinitenstufe des oberen Muschelkalkes, liegt erst fern im SW. Bis zum Schwarzbach trägt diese Hochfläche den Namen „Sickinger Höhe“.

D. HÄBERLE (9, S. 3—4) hat sie als klassischen Fall einer Fastebene herausgestellt. E. LÖFFLER (19, S. 20—21) dagegen faßte den weiten Raum zwischen Hausberg- und Enkrinitenstufe als typische Schichtterrasse auf.

Die Ebenheit der Sickinger Höhe ist nun aber nicht so ausgeprägt wie es zunächst den Anschein hat. Schmale, aber tiefeingesenkte Täler durchfurchen in fast regelmäßiger Weise das Hochplateau und beherbergen Flüsse, die dem Schwarzbach zueilen. Die zwischen ihnen liegenden Hochebenenteile erniedrigen sich überall dort um einige Meter, wo sie von sich entgegenarbeitenden Nebenbächen der ungefähr N-S gerichteten Hauptflüsse gewissermaßen „in die Zange genommen werden“. Schon dadurch erlangt also die Hochfläche eine gewisse vertikale Gliederung.

Sie erfährt eine solche aber auch durch Faktoren der Schichtstufenlandschaft. Die Dolomitbänke im unteren Muschelsandstein bilden nämlich vielerorts eine zwar wenig hohe und sanfte, aber dennoch deutliche Stufe. Nach ihrer einprägsamsten Ausbildung am Rösberg bei Martinshöhe (431 m) sei die **Rösbergstufe** genannt. Sie erreicht eine Höhe von 20—30 m, erscheint aber meist viel niedriger, da ihr Anstieg sehr gering ist. Der Stufenbildner tritt nicht an die Oberfläche.

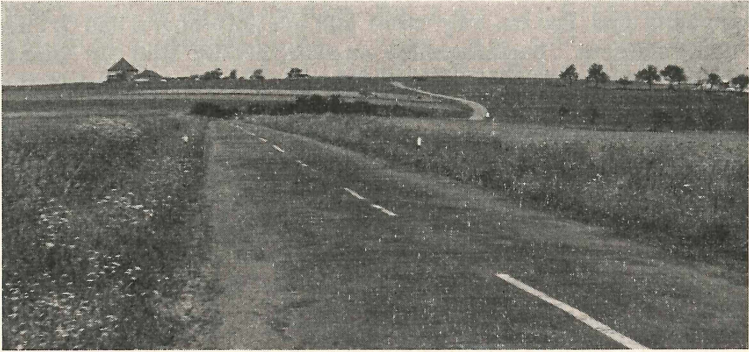


Bild 2: Rösbergstufe am Rösberg bei Martinshöhe. Blick nach NNW.

Für das Aufsuchen der kleinen Stufe im Gelände ist es eine große Hilfe, daß mit ihr die Bodenfarbe von Rot zu Grau wechselt. Sie führt nämlich, wo sie auftritt, in den Muschelkalk über. Allerdings darf man nicht mit jedem Farbwechsel eine Stufe erwarten, da die Dolomitbänke ja nicht genau an der Grenze Buntsandstein-Muschelkalk liegen. Wo also, wie es oft im N der Sickinger Höhe der Fall ist, nur die alleruntersten Muschelkalkschichten auftreten, fehlt sie. Sie ist weiterhin sehr undeutlich gegen die Steilflanken der Täler hin, weil sie dort in den allgemeinen Abfall mit einbezogen wird. Relativ scharf ist sie nur auf der Hochfläche. Damit hängt die eigenartige Tatsache zusammen, daß die Rösbergstufe dort am besten auszumachen ist, wo sie wie im N (Rösberg) inselförmig auftritt und nicht wie im S die ganzen Hochflächenriedel überdeckt.

Man kann also nicht mit LÖFFLER von einer einzigen Terrasse sprechen, sondern muß zwischen Hausberg- und Rösbergterrasse unterscheiden, die durch die Rösbergstufe getrennt werden. Mit dieser ist nun auch im pfälzischen Raum ein wenn auch recht schwaches Äquivalent gefunden zu der sonst überall in Süddeutschland auftretenden Stufe des unteren Muschelkalks (Wellengebirge).

An der Hausbergterrasse beteiligen sich die allerobersten Zwischenschichten, der Voltziensandstein und der unterste Muschelsandstein. Der Voltziensandstein bildet entgegen der Ansicht früherer Autoren (HERCHENRÖTHER, BUCH) nicht die geringste Stufe oder Schwelle. Seine Fazies läßt dies auch nicht erwarten. Die Rösbergterrasse wird vom unteren und im S vom mittleren Muschelkalk gebildet. Beide Terrassen fallen leicht zum Schwarzbach als der geologischen Muldenmitte hin ein, desgleichen nach SW zur Blies.

Der trotz aller Gliederung im ganzen nicht zu leugnende Plateaucharakter der Sickinger Höhe wird, das sei im Gegensatz zu HÄBERLE ausdrücklich be-

tont, nicht etwa von dem viel zu schwachen Rösbergstufenbildner, sondern von der Felspartie der Zwischenschichten bewirkt.

H. Hydrographie des Schichtstufenlandes

1. Die Grundwasserhorizonte

Es gilt im Schichtstufenland als eine Regel, daß die harten Stufenbildner wasserdurchlässig und die darunterliegenden Schichten undurchlässig, also wasserstauend sind. Daraus folgt dann, daß am Stufenhang das Grundwasser unter den Felsen in Überfallquellen austritt. Jedoch sind die tatsächlichen Verhältnisse meist etwas komplizierter, zumal bei den vielen morphologischen Besonderheiten des Westricher Schichtstufenlandes. Als Beispiel sei erwähnt, daß die vielen Klüfte im Buntsandstein dem Grundwasser nicht selten ein unregelmäßiges Zirkulieren und Austreten gestatten. Die im folgenden aufgezählten, wichtigsten Grundwasserhorizonte sind daher nicht alle mit Untergrenzen von Stufenbildnern identisch. Es sind dies:

- a) Die Grenze Buntsandstein-Rotliegend in Sattelnähe, da die obersten Schichten des Oberrotliegenden tonig-letting sind. Zum Muldeninneren tritt an ihre Stelle der dort toniger werdende untere Buntsandstein.
- b) Der gesamte Hauptbuntsandstein wegen des Vorhandenseins poröser Schichten und der großen Durchklüftung (7, S. 16).
- c) Der Untersaum des Hausbergstufenbildners.
- d) Der Obersaum der Grenzletten (7, S. 13).
- e) Der Voltziensandstein auf Grund seiner Tonbänke (7, S. 16).
d) und e) liegen jedoch im Untersuchungsbereich zu hoch und ihr Einzugsbereich ist zu gering, als daß sie bedeutend sein könnten.
- f) Das Gebrüch ist ein großes, mächtiges Grundwasserbecken. Die zahlreichen Quellen haben oft artesischen Charakter (17, S. 26).

Das Karneolkonglomerat enthält keinen Grundwasserhorizont. Es mag sein, daß frühere Autoren (R. DRUMM (7, S. 13)) einem Beobachtungsfehler erlegen sind. Zwar treten manche Quellen in Höhe des Karneolkonglomerates, also im unteren Teil der Hausbergstufe, aus, doch sind dies durch den Hangschutt abgeleitete Quellen und das Wasser stammt von c).

Insgesamt darf gesagt werden, daß die Linien des Flußnetzes nicht wesentlich durch diese Horizonte beeinflußt werden. Für ihre Anlage waren, wie wir sehen werden, hauptsächlich die allgemeinen Gefällsverhältnisse, vereinzelt auch tektonische Linien maßgebend. Lediglich auf die Ausgestaltung der Täler haben die Grundwasserhorizonte wesentlichen Einfluß.

2. Das Flußnetz

Man hat mit Recht die Einteilung der Schichtstufenflüsse in konsequente, subsequente, obsequente und reksequente = resequente Läufe verworfen, da dieses Schema der meist viel mannigfacheren Wirklichkeit selten gerecht wird. Im mittleren Westrich jedoch läßt es sich ohne größere Schwierigkeiten anwenden. Insbesondere gilt dies für das miozän-frühpliozäne Flußsystem, das geradezu als Modellfall der DAVISSchen Nomenklatur dienen könnte. Die seitherigen Veränderungen haben dem — und das wird einer genauen Beschreibung bedürfen — einige neue Züge hinzugefügt.

a) Die konsequenten Flüsse

Es wurde bereits mehrfach erwähnt, daß das Westricher Schichtstufenland der NW-Flanke der Pfälzer Mulde angehört. Ebenfalls ist bekannt, daß diese Mulde schwach nach SW einfällt. Diesem Gefälle folgt im südlichen Westrich, ungefähr in Muldenmitte, der Schwarzbach, der vom Pfälzer Wald kommt und bei Einöd in die Blies mündet. Diese tritt hier gewissermaßen an seine Stelle, indem sie in ungefährer Muldenmitte weiterfließt. Die leichte Ausbuchtung nach N im Zweibrücker Raum ist nach E. LÖFFLER (19, S. 42) durch eine Störung bedingt.

Dem Schwarzbach fließen von beiden Seiten die Flankenflüsse zu. Bei den nördlichen sind es von E nach W der Queidersbach (bzw. die Moosalb, in die er einmündet), die Wallhalb mit Stuhlbach und Arnbach und der Wiesbach, im Unterlauf Auerbach benannt. Auch sie zeigen noch den Einfluß des leichten SW-Einfallens der Mulde, eilen sie doch dem Schwarzbach nicht senkrecht zu, sondern schwenken in ihrem Verlauf ein wenig in dessen Fließrichtung ein. Da sie so genau dem größten Schichtfallen nachstreben, darf man sie guten Gewissens als konsequente Flüsse bezeichnen.

Sie alle sind tief in die Hochfläche der Sickinger Höhe eingeschnitten, obwohl sie mit Ausnahme des Queidersbaches deren Nordrand, m. a. W. die Hausbergstufe, nicht erreichen. Aber bereits kurz hinter ihr setzen sie mit ihren Quelltrichtern an und zerlegen nach S hin das ursprünglich wohl einheitliche Plateau in eine Reihe von ungefähr nord-südlich ziehenden Riedeln, die weiter natürlich von den Nebenflüssen an den Längsfronten angegriffen werden, so daß sich schließlich jener so charakteristische Wechsel von sargdeckelförmigen Hochflächen und Tälern ergibt, der diesem Landstrich Buntheit und Lebendigkeit verschafft und den Eindruck einer für das Auge öden Ebenheit, den man aus der Ferne gewinnen könnte, eindeutig widerlegt.

Der durchschnittliche Höhenunterschied zwischen Plateau und Tal beträgt 120—130 m; er wächst von N nach S, da das Flußgefälle das Plateaufälle ein wenig übertrifft, und von W nach E infolge der stärkeren Heraushebung der Schichten und der daraus resultierenden verschärften Flußerosion in dieser Richtung. Trotzdem sind die Täler schmal mit kastenförmigem Querschnitt. Durch das Einschneiden wurden nämlich der Hausbergstufengebilde und sein Liegendes freigelegt und ihm die Möglichkeit gegeben, an den Talflanken schichtstufenförmige Verhältnisse zu erzwingen. M. a. W. es kommt im Rücken der eigentlichen Hausbergstufe zur Bildung von neuen, den sog. Achterstufen (MORTENSEN (26)). Selbst die Talenden ordnen sich dieser Regel unter und haben Stufenform. Die Folge davon ist das Fehlen eines eigentlichen, abgegrenzten Oberlaufs. An seine Stelle tritt ein unvermittelter, zirkusförmiger Schluß. Solche Talanfänge ohne Ursprungstalung gibt es also entgegen einer SCHMITTHENNERSchen Behauptung (35, S. 45) nicht nur in obsequenten Tälern. Einen anderen Oberlauf hat aus wohlbestimmten Gründen der Queidersbach.

Die Felsregion der Zwischenschichten ist es also, der die Sickinger Täler ihre Steilheit verdanken. Auch die relativ breiten Talauen haben petrographische Gründe: In den weichen, oberen Karlstalsanden ist die Seitenerosion der Bäche trotz gleichzeitiger Tiefenerosion ziemlich groß.

Die steilen Talflanken zeigen bei eingehendem Studium eine leichte Terrassierung. Günstigenfalls können drei Terrassen übereinander auftreten.

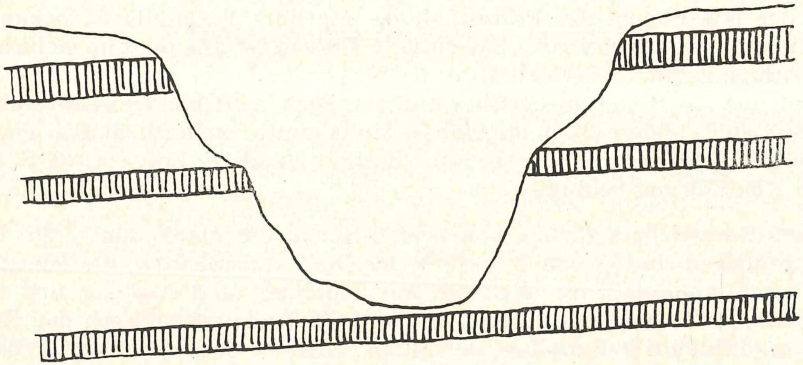


Fig. 4: Charakteristisches Querprofil durch ein Sickinger Tälchen

Die oberste liegt etwa in der Mitte des Talhangs, 60 m über der Aue. Es ist eine Schichtterrasse und gehört zur Rothenbergstufe. Diese Sekundärstufe mußte sich logischerweise auch an den Achterstufen herausbilden. Da dies zu einem Zeitpunkt geschah (und geschieht), wo der Fluß bereits tiefer lag und sie nicht mehr angreifen konnte, ist sie die verbreitetste von allen dreien. Sie zieht überall in den Sickinger Tälern durch und ist auch nicht abhängig von der Exposition.

Wesentlich schwächer und vereinzelter ist das Auftreten der beiden anderen Terrassen, die im Queidersbachtal, wo sie noch am besten erhalten sind, etwa 30 und 15 m über der Talsohle liegen. Beide sind Flußterrassen. Die untere, auch schon von AMMON-REIS kartierte, trägt eine pleistozäne Schotterdecke und ist deshalb nicht schwer zu verfolgen. Dagegen ist die ältere 30-m-Terrasse nur noch an einer leichten Hangverflachung kenntlich. Ihre Schotter sind abgetragen. Da im Schwarzbachtal Terrassen in 40 m Höhe pleistozäne Schotter zeigen, darf man sie wohl ebenfalls noch ins Quartär stellen. Höchstwahrscheinlich dürfte es noch ältere Flußterrassen gegeben haben, doch halten sich fluviatil geschaffene morphologische Differenzierungen an den steilen Flanken mit ihrem weichen, sandig-tonigen Material nicht lange. Insbesondere arbeiten die in tonigen Bereichen nicht seltenen Rutschungen, am Hang als Wellungen erkennbar, an ihrer Auslöschung.

Im Pliozän-Altpleistozän war jedenfalls die Sickinger Höhe bei weitem nicht so tief zerschnitten wie heute. Es drängt sich der Schluß auf, daß sie seither, vielleicht bis zur Gegenwart, eine Zeit der Hebung durchgemacht hat.

Es fällt auf, daß die wenigen Flußterrassenrudimente allermeist an den Hängen mit Ostexposition liegen. Das ist kein Zufall. Die Sickinger Täler sind Isoklinaltäler (s. Fig. 4). An ihren Flanken fallen die Schichten verschieden ein, so daß sich eine größere Wasserbegünstigung der Ostflanken ergibt. Zusammen mit der stärkeren Regelation (Westexposition) bedeutet das für sie ein vermehrtes Schuttwandern. Deshalb können an ihnen die Gefällsunterschiede schneller ausgeglichen werden.

Fast keinem konsequenten Fluß ist es bisher gelungen, die Karlstalfelsen zu unterscheiden. Die Bäche fließen, vom obersten Teilstück abgesehen, meist

unmittelbar darüber hin und sind offensichtlich durch sie in ihrem weiteren Einschneiden etwas gehemmt. Eine Ausnahme macht auch hier der östlichste und damit tiefsteingeschnittene Bach, der Queidersbach. Seine Durchbruchsstelle liegt zwischen Linden und Hornbach und ist leicht daran kenntlich, daß sich das Tal und mit ihm die Aue auffällig verengen.

Nur noch bedingt zu den konsequenten Flüssen darf man den Lambsbach zählen. Zwar zieht auch er zur Blies, aber seine Richtung wird nicht durch die Schichtneigung, sondern durch eine Verwerfung geschaffen. Statt N—S fließt er NE—SW. Wo er genau der Störung folgt, hat sie es ihm ermöglicht, sich unter den gehobenen Teil der Karlstalfelsen einzuschneiden, so daß an seinem rechten Ufer die Karlstalschichten anstehen, während links die Karneolzone die Aue begrenzt. Die Bedeutung des Lambsbaches für die Verbreitung der Stufen kam bereits zum Ausdruck. Erst südlich-südöstlich seiner Linie beginnt der Anstieg zum Hochplateau, zweifellos begünstigt durch die etwas abgesenkte Lage.

Da der Fuß der Talstufen nur wenige Meter über der Aue liegt, haben die Achterstufen eine größere Höhe als die Vorderstufe. Gemäß dem Einschneiden der Flüsse verstärkt sich dies noch nach S. Da aber die Felsbank in der gleichen Richtung einfällt und am Hange langsam nach unten gleitet, wird gleichzeitig der im N so schroffe Übergang Höhe-Tal abgemildert und der Eindruck einer Stufe verwischt sich allmählich.

b) Die obsequenten Flüsse.

Die obsequenten, also die dem Schichtfallen entgegengesetzten Flüsse beschränken sich im mittl. Westrich auf den Bereich der Schulberg- und der Hausbergstufe, d. h. auf den Steilabfall der Sickinger Höhe zum Bruch hin. Die anderen Stufen sind zu geringmächtig und zu wenig ausgedehnt, um eigene Stufenflüßchen zu haben. Von überragender hydrographischer und morphologischer Bedeutung ist dabei im östlichen und mittleren Teil des Bruchsteilrandes, daß sich die beiden Stufen hinsichtlich des Flußnetzes wie eine einzige verhalten. Infolge der Nähe und der großen Höhe der beiden Stufen sowie des Nordgefälles der dazwischenliegenden Terrasse konnte sich auf dieser kein subsequenter Fluß ausbilden (oder jedenfalls sich nicht halten), der die Hausbergstufenflüßchen wie auch kleine, resequente Terrassenflüßchen an sich gezogen hätte. So entspringen die Stufenflüßchen am Hang der Hausbergstufe, durchheilen auf kürzestem Wege die Schulbergterrasse und stürzen sich über die Schulbergstufe zu ihrer Erosionsbasis, der Bruchniederung, hinunter.

Im W dagegen darf der eigentlich konsequente Lambsbach hinsichtlich seiner Lage zu den beiden Stufen, die hier stark nach SW zurückweichen, als subsequent gelten. Jede Stufe hat hier ihre eigenen, natürlich kleineren und darum nicht so wirkungsvollen Flüßchen; die Schulbergterrasse entwässert größtenteils zum Lambsbach.

Sehr häufig wird die Anlage der Stufenflüßchen durch die Tektonik bestimmt. Herzynische Störungen, meist nicht einmal starken Ausmaßes, haben zu ihrer Bildung beigetragen.

Obwohl alle obsequenten Flüsse ihrer Natur nach sehr klein sind, haben sie bei der Ausgestaltung des Steilabfalles eine große Rolle gespielt. Das erweist die genauere Betrachtung.

I. Nordöstlicher und mittlerer Abschnitt.

Die Ursprungsformen der obsequenten Flüsse an der Hausbergstufe gleichen denen der konsequenten. Auch hier herrscht der zirkusförmige Schluß (wie im S ohne Ausweitung) und fehlt der Oberlauf. Die Bedeutung dieser Quellmulden für den Verlauf der Hausbergstufe wurde bereits erwähnt.

Über die Lage der größeren Stufenflüßchen bezüglich der beiden Stufen und ihrer verbindenden Terrasse unterrichtet Fig. 5, auf der als Beispiel

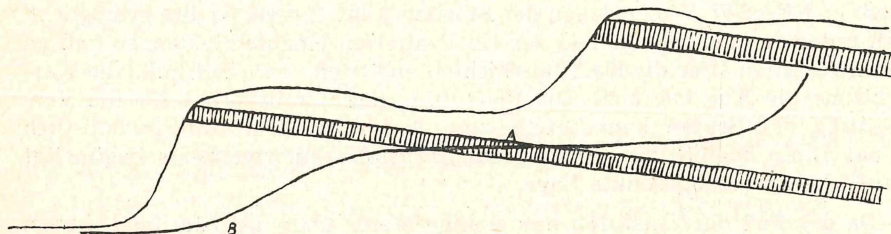


Fig. 5: Zur Lage der obsequenten Flößchen im Schichten- und Stufenverband, das Lochweiherflößchen bei Hauptstuhl aufgezeichnet ist. Zunächst fällt dabei auf, wie tief der Bach sich in den Schichtenkomplex eingeschnitten hat. Selbst die Terrasse hat er um mindestens 30 m untergraben. Steht man etwa bei A, so erscheint der Anstieg zur Terrasse wie eine Stufe. Sehr oft ist er nicht gleichmäßig, sondern trägt auf halber Höhe eine kleine Flußterrasse (besonders gut am Schulbergflößchen bei Langwieden zu sehen! Dort deutet sich die Terrasse sogar noch im anschließenden Kerbtal an!). Auch hier drängen die Beobachtungen wie schon in den Sickinger Tälern zur Annahme einer jungen, phasenhaften Hebung. Zwar werden sich die obsequenten Flößchen gewiß auch ohne Hebung einschneiden, da sie die durch die Schulbergstufe verursachte Störung in ihrem Gefälle durch bevorzugte Arbeit an dieser Stelle auszugleichen suchen, doch dürfte dabei kaum ein solches Ausmaß der Erosion zustandekommen. Übrigens gibt die Figur an, wie wenig dem Bach ein Gefälleausgleich gelungen ist; die Schulbergstufe spiegelt sich doch noch deutlich wieder.

Daneben weisen auch die kleineren Stufenflößchen Anzeichen einer Hebung auf, nämlich durch die auffällige Disharmonie von Talform und Wasserführung. Viele Quellmulden an der Hausbergstufe und Tälchen im Terrassenbereich sind sogar ohne ständige Wasserführung, andere Flößchen erlahmen bei ihrem Eintritt in die Niederung und haben nicht die Kraft, einen größeren Saumfluß zu erreichen. Grund dafür ist die stärkere Steilstellung der Schichten bei der jüngsten Anhebung, die für den N eine Dezimierung des Grundwassers zur Folge hatte.

Durch das Einschneiden sind beide Stufen lokal erheblich zurückverlegt worden. Ausmaß und Eigenart sind dabei jedoch verschieden. Bei der Hausbergstufe geschieht die Zurückverlegung in den rundlichen Quellmulden in der Hauptsache durch die Quellerosion und ist durch die Nähe der Wasserscheide nicht allzu stark. An der vorderen Stufe sägt sich indessen bereits das Flößchen selbst durch den Fels. Hat das Einschneiden dort erst einmal einen gewissen Grad erreicht, so erwächst ihm noch von anderer Seite Verstärkung. Die Schichten, die die Schulbergstufe aufbauen, und damit die in

ihnen enthaltenen Grundwasserstockwerke fallen von der Stufe weg. Durch die Zurückverlegung werden deshalb Grundwasserstellen freigelegt, die tiefer liegen als die Überfallquellen an den Bergnasen. Mit der Zeit wird sich also der Quellaustritt aus der Schulbergstufe größtenteils auf deren Schnittpunkte mit den Hausbergstufenflüßchen beschränken und die Erosionskraft dieser vergrößern helfen. SCHMITTHENNER (35, S. 12) stellt solche Quellen als Überlaufquellen den Überfallquellen vorn an der Stufe entgegen und betont ausdrücklich deren vergleichsweise größere morphologische Kraft (S. 28). Die „zweistufige“ Obsequenz der Flüßchen und der geringe Abstand ihrer Aufeinanderfolge bringen es sogar mit sich, daß Überfallquellen an der Schulbergstufe überhaupt nicht mehr auftreten. Nicht ein einziger größerer Einschnitt wird von einem reinen Schulbergstufenfluß geschaffen.

Erinnert man sich noch, daß die obsequenten Flüßchen meist an tektonischen Störungen liegen, wo der Gesteinsverband etwas gelockert ist, so überrascht es nach all dem nicht, daß ihre Furchen weit, tief und schmal in die Schulbergstufe eingreifen. Man könnte meinen, es habe eine Riesenaxt Kerben in sie eingehauen.

Die obsequenten Täler haben an den Stellen größten Gefälles V-förmigen Querschnitt. Davor und danach weiten sie sich etwas.

II. Südwestlicher Abschnitt

Hier sind überall dort die Verhältnisse den beschriebenen ähnlich, wo Zeugenberge an die Stelle der dortigen geschlossenen Hausbergstufe treten. So hat z. B. im N des zwischen Lamsborn und Vogelbach liegenden Zeugenberges ein kleines Stufenflüßchen die untere der hier sehr benachbarten Stufen so weit zurückzulegen vermocht, daß das Auge nur noch eine einzige erfaßt.

Sonst aber fehlen die großen Kerben. Die Überlaufquellen treten nur alternierend und schwach auf, so daß sie die Schulbergstufe nicht sehr zu schwächen vermögen. Der weitaus größte Teil des Terrassengrundwassers wird gemäß dem Schichtfallen dem Lambsbach zugeführt. Dieser sammelt außerdem die Hausbergstufenflüsse, die an ihrem Quellhang die schon erwähnten Formen schaffen. Auch hier sind alle Flüsse in die Terrasse eingesenkt und deuten auf junge Hebung, doch sind im einzelnen die Verhältnisse recht kompliziert.

Größtes Gefälle und Anlage auf herzynischen Linien drängen den obsequenten Bächen und ihren Talungen im allgemeinen eine zu den Stufen senkrechte Richtung auf. Deshalb überrascht die Beobachtung, daß bei sehr vielen eine leichte Umbiegung in die NE-Richtung eintritt, sobald sie die Niederung erreicht haben. Beispiele sind der Frohnbach bei Bruchmühlbach, das Lochweiherflüßchen und der Bach des Fleischackerlochs. Das hat zur Folge, daß die Bäche meist an der Rechtsflanke des von ihnen geschaffenen Trichters fließen und an dessen steilen Hang arbeiten, während zur westlichen Stufe ein sanfter, zuweilen leicht terrasserter Aufstieg hinüberführt. Auf solche Weise ist es einigen Bächen gelungen, auch der Kerbe selbst die Biegung aufzuprägen (Bärenlochtrichter, Hembachtrichter). Diese Erscheinung wird noch einer Erklärung bedürfen.

Wohl hat noch kein einziges Stufenflüßchen eine auch nur einigermaßen reife Gefällekurve, doch zeigt sich eine größere oder kleinere Abhängigkeit vom Stufenrelief je nach der Wasserführung. Bei den kleinen Bächen ist der Übergang vom Stufenabschnitt zum Terrassenabschnitt noch ebenso ausgeprägt wie zwischen Stufe und Terrasse selber. Ja, er ist an der Schulbergstufe sogar noch etwas krasser, da alle, auch die kleinsten Flüßchen die Kraft haben, die Glasberg- und die Flußterrasse zu durchbrechen und schon unmittelbar vor der Stufe Bruchniveau erreichen.

c) Der Kampf der konsequenten und obsequenten Flüsse um die Wasserscheide

Die konsequenten und die obsequenten Flüsse arbeiten sich mit ihren Talenden einander entgegen. Die trennende Barre besteht gegenwärtig nur noch aus einem gebuchten Streifen Hochfläche, der Hausbergstufe und ihrem nördlichsten Terrassenteil, auf dem die Wasserscheide liegt und dem die N-S-Plateauzüge gewissermaßen angehängt sind. Sie ist auch weiterhin Angriffspunkt der Abtragung, die dabei charakteristischen Regeln folgt.

Es ist bekannt, daß für das Zurückweichen der Talenden die Quellerosion und damit die Grundwasserverhältnisse von ausschlaggebender Wichtigkeit sind. Da nun durch den erwähnten Prozeß die trennende Hausbergstufe mit ihrem Grundwasserkissen immer kleiner wird, verlangsamt sich gleichzeitig die Rückwanderingeschwindigkeit. Die gegenwärtige, nach hinten greifende Abtragung in den Quellmulden ist bereits sehr gering und es wäre entgegen dem Augenschein verfehlt, zu sagen, die Hausbergstufe stünde kur vor ihrer völligen Auflösung. Immerhin läßt sich trotz dieser Einschränkung ein bemerkenswerter Unterschied zwischen den kon- und obsequenten Talenden feststellen. Das Schichtfallen hat im S absteigende, im N Überlaufquellen zur Folge. Diese fließen oft nur zeitweilig (können bei Trockenheit lange aussetzen) und sind jedenfalls schwächer als die Südquellen, die außerdem auf plötzliche und ergiebige Regenfälle viel schneller reagieren. Die Quellerosion ist also im N wesentlich geringer. Die Anhebung und Versteilung der Schichten hat naturgemäß diese Unterschiede noch verstärkt. Auch hinsichtlich des Grundwassers ist der S bevorzugt, so daß die Kräfte der Denudation (Bodenkriechen, Frostwandern, Rutschungen in tonigen Lagen usw.) dort ebenfalls stärker sind. Des weiteren dominiert die Regelation mit ihren wichtigen morphologischen Folgeerscheinungen an den südexponierten Hängen. (Mit dieser Erscheinung hängt übrigens zusammen, daß die Zeugenberge im mitteleuropäischen Raum ihre sanfteste Böschung an der Südseite haben. Diese Tatsache kann an den Zeugen der Hausbergstufe, besonders gut am Großen Kehrberg, verfolgt werden.) Schließlich erkannte schon O. M. REIS (28, S. 6), daß die konsequenten Flüsse bei ihrer Tieferlegung Schichten durchschneiden und damit deren Wasser an sich ziehen, die ihren Quellauslauf vorher im N hatten.

Aus all dem ergibt sich, daß auch heute noch die Hausbergstufe, und zwar besonders von S her, angegriffen wird. Wenn trotzdem der Schluß berechtigt ist, daß ihre Auflösung noch einige Zeit auf sich warten läßt, so ist neben den oben schon erwähnten Verhältnissen die Tatsache schuld, daß sich allermeist die Talenden nicht geradlinig entgegenarbeiten, sondern aufspalten und sich mit ihren Teilen verzahnen. Auch hierfür sind nach H. KELLERSOHN

(15, S. 68—69) die Grundwasserverhältnisse in der Nähe einer Wasserscheide verantwortlich zu machen.

Die Verzahnungen verursachen den gewundenen Verlauf des Trennrückens. Er hat bereits einige Schwächestellen, an denen einmal die Durchbrüche liegen werden. Infolge des schwachen Einfallens der Schichten nach SW sind sie durchschnittlich in ihrer Entwicklung umso weiter, je nordöstlicher sie liegen, so daß man also bei ihrem Abschreiten in dieser Richtung ihre Geschichte verfolgen kann.

Haben sich zwei Talenden in eine gewisse Nähe gebracht, so reagiert die zwischen ihnen liegende Hochfläche mit einem denudativen Sich-Tiefer-Legen, das mit wachsender Annäherung immer größere Ausmaße annimmt. Meist geschieht dieser Prozeß in Form kleiner, nach den Quellen hin offener Handgellchen (die die zirkusförmige Großform natürlich nicht zu stören vermögen). Die Denudation ist weiterhin abhängig vom jeweils oberflächenbildenden Material. Insbesondere setzen ihr die Stufenbildner großen Widerstand entgegen. Deshalb treten längs des Wasserscheidengürtels auch in Streichrichtung die bekannten Stufen hervor.

Beginnen wir mit der Betrachtung im SW. Hier ist bis etwa gegen Martinshöhe noch der Muschelsandsteindolomit erhalten geblieben. Von dort bis zum Stuhlbach wird der Hausbergstufenbildner in Angriff genommen. Erfolgreich abgeschlossen ist er jedoch erst im Falle der Wasserscheide zwischen Stuhlbach und Hembach (Fig. 6), wo nur noch das Karneolkonglomerat als schützende Decke die Trennbarre vor dem völligen Verschwinden

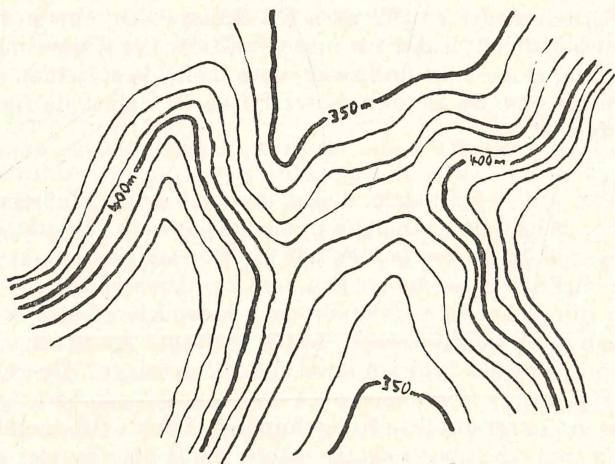


Fig. 6: Der Verlauf der Isohypsen an der Wasserscheide zwischen Stuhlbach und Hembach. (Auszug aus dem 1:25 000-Blatt Hermersberg)

bewahrt. (Die REISSche Kartierung zeigt an dieser Stelle Karlstalschichten an. Doch ist dies sicher nicht richtig. Die Straße Landstuhl-Mittelbrunn durchschneidet nämlich die Wasserscheide und legt die Karneolzone frei.) Der zuständige Grundwasserbereich ist hier so klein, daß weder im N noch im S perennierende Quellflüßchen liegen. Man beachte, wie die Talenden aneinander vorbeigreifen.

Schließlich erblicken wir am Oberlauf des Queidersbaches auch den vorläufigen Endzustand, den vollständig gelungenen Durchbruch. Im W und E liegen die Stufen des Kahlenberges und des inselhaft abgetrennten Hausberges, während dazwischen der Queidersbach weit auf die Schulbergterrasse vorgreifen kann. Er tut dies in einer Form, die uns bisher an den konsequenten Tälern und überhaupt im Westricher Stufenland unbekannt war, nämlich mit mehreren, flachliegenden, 10—20 m eingetieften Dellen (Gewanne Steigerhof). Sein bachloser und flacher Oberlauf ist deutlich abgegliedert vom Mittellauf, der erst unmittelbar nördlich von Bann in einem kurzen Abschnitt größeren Gefälles mit der eigentlichen Quelle beginnt. Mit KELLERSOHN (15, S. 21) kann man diese Ausbildung als Talanfang mit Ursprungstalung (Dellen), Ursprungsschlucht und Bachkerbe den anderen Enden der konsequenten Täler (Talanfänge ohne Ursprungstalung) gegenüberstellen.

d) Die resequenten Flüsse

Wir dürfen unter ihnen die wenigen nördlichen Zuflüsse des Lambsbaches, die keinerlei morphologische Bedeutung haben, vernachlässigen und uns ganz auf den Raum der Basisterrasse beschränken. Die kleinen Stufen und Schwellen in ihr stören nicht, da sie fast keinen Einfluß auf die Ausbildung des Gewässernetzes hatten.

Der Abdachung von den Höhen des Pfälzer Berglandes zur Gebrüchsniederung folgen zahlreiche Bäche. Da die Basisterrasse nur den unteren Teil dieser Schiefebene bildet, entspringen sie zumeist außerhalb des Untersuchungsgebietes, nämlich nahe dem (morphologischen) Sattelfirst. Die charakteristischsten sind vom SW nach NE Spiegelbach, oberster Glan (bis zum Gestüt Eichelscheid), Kohlbach und Ohmbach. Die Täler sind allesamt in ihre Umgebung eingesenkt und zwar umso mehr, je sattelnäher ihre einzelnen Abschnitte sind. Im Bereich dieser Flüsse ist daher die Basisterrasse in Riedeln aufgelöst.

Das Eingraben der Flüsse geschah in den unteren Abschnitten erst im Pleistozän, denn auf den Riedeln liegen noch diluviale Flußschotter. Ihre unterschiedliche Mächtigkeit und das immerfort sowohl horizontal als auch vertikal wechselnde Lagerungsgefüge (die vielen Sandgruben aus Anlaß des Autobahnbaus ließen ein genaueres Studium zu) verraten für die altpleistozäne Zeit ein unregelmäßiges Pendeln und Mäandrieren der resequenten Flüsse. Der von der amerikanischen Schule geprägte Ausdruck „Penepplain of accumulation“ gibt das Bild am anschaulichsten wieder. Den besonderen fluviatilen Verhältnissen verdanken auch die mancherorts mächtigen Lehme (Hütschenhausen, Ramstein) ihre Entstehung. A. LEPPLA (18, S. 162) schreibt von ihnen: „Es sind scheinbar ungeschichtete, mehr oder minder fette, stets sandige, eisenreiche Tone ohne Kalk, dagegen stets mit kleinen, bohnerartigen Eisenhydroxydkonkretionen.“

Es ist also nicht notwendig, zur Erklärung der quartären Ablagerungen im Nordteil der Niederung, wie es LEPPLA (18, S. 165—166) tat, einen riesigen, 8—9 km breiten, pleistozänen Strom anzunehmen, der die Niederung völlig ausfüllte.

Man darf im Bereich der Basisterrasse nicht erwarten, daß das hier geringfügige Einschneiden der resequenten Flüsse zur Herausbildung von

Flußterrassen führte. Jedoch finden sich solche außerhalb der Trias in Sattelnähe, z. B. am Glan oberhalb von Waldmohr und lassen sich nach Zahl und Höhe durchaus in das bisherige Bild der Flußterrassen im Raum der Sickinger Höhe einfügen. Zugleich beweist die festzustellende Divergenz der Terrassen in Richtung auf den Sattelfirst und damit auf das Quellgebiet, daß im Westrich hauptsächlich tektonische und nicht klimatische Gründe für ihre Herausbildung maßgebend waren.

Bei Betrachtung der topographischen Karten fällt auf, daß die resequenten Bäche auf den Raum zwischen Bruchhof und Hütschenhausen beschränkt sind, obwohl sie auf der gesamten Nordflanke der Niederung zu erwarten wären. Es wird sich zeigen, daß dies auch tatsächlich der Fall war und erst spätere Einwirkungen die heutigen Verhältnisse schufen.

Im SW ist augenfällig, daß westlich des Glanoberlaufes die resequenten Flüsse kürzer werden, während der dadurch freiwerdende Raum vom Erbach, einem Nebenflüßchen der Blies, eingenommen wird. Dieser schließt sich aus mehreren kleinen Quellflüßchen zusammen, die allesamt genau in der Richtung der Resequenzflüsse liegen. Die Vermutung, daß der Erbach, von S her kommend, in sie eingegriffen und ihrer Oberläufe beraubt hat, liegt auf der Hand. Das Köpfchen ist aber jedenfalls noch vor der quartären Hebung erfolgt, da die Anzapfstellen samt allen Bächen heute etwas eingetieft sind; die ehemals vereinten resequenten Talstücke sind gegenwärtig durch schotterbedeckte Buckel voneinander getrennt. Auch jenseits der Bruchhofer Wasserscheide, wo keine resequenten Flüsse mehr liegen, zeigen die Oberläufe vieler Bliesnebenflüsse (Wiebelskirchen, Oberbexbach) und auch Abschnitte der Blies selbst (Neunkirchen, Wellesweiler) NW-SE-Richtung. Ganz offensichtlich bestand hier eine Talanlage, die der beschriebenen zwischen Bruchhof und Hütschenhausen glich.

Östlich Hütschenhausen fehlen resequente Flüsse mit Ausnahme eines kleinen Baches bei Katzenbach-Spesbach völlig. Die Entwässerung geschieht nicht zur Niederung hin, sondern diese entwässert eigenartigerweise zum Sattel. Die dabei auftretenden Talstrecken des Glans, des Mohrbachs und der schon außerhalb des mittl. Westrichs liegenden Lauter haben im Bereich der einstigen Basisterrasse NW-SE-Richtung und erinnern in ihrem morphologischen Charakter an die Täler des SW-Abschnitts. Nur der Grad des Einschneidens verstärkt sich etwas gegen NE. Es drängt sich der Verdacht auf, daß es resequente Täler sind, die heute gegensinnig durchflossen werden. Am Glanabschnitt zwischen Hütschenhausen und Elschbach verdichtet sich dies zu einer beweisbaren Tatsache. Linkerhand zieht sich hier eine Terrasse entlang, die zwei bemerkenswerte Eigenschaften hat: I. Das Terrassengefälle in der Streichrichtung weist eindeutig zum Bruch hin. II. Beim Verfolgen der Terrasse gefälleaufwärts gelangt man über Elschbach zum Elschbacher Bahnhof, also ins Tal des Ohmbaches, der heute in den Glan fließt. Aus beiden Tatsachen läßt sich der Schluß ziehen, daß der Ohmbach bis vor ganz kurzer Zeit, jedenfalls noch zur Zeit der Hebung, ein regulär resequenter Fluß war, der bei Hütschenhausen in die Niederung eintrat.

Ähnliches gilt, wie wir sehen werden, für Mohrbach und Lauter. Auch hier hat der Glan mit seinen Nebenflüssen in die ursprünglich resequente Entwässerung eingegriffen und eine Gegensinnigkeit der Wasserläufe her-

vorgerufen. Die Zapfstellen sind jedoch nicht mehr auszumachen, da sie sehr viel älter sind als die Elschbacher Köpfung.

e) Die subsequenten Flüsse

Gewöhnlich liegt im Stufenland vor jeder einigermaßen mächtigen Stufe ein größerer subsequenter Fluß, ein Saumfluß (oder auch mehrere Saumflüsse). Im mittleren Westrich stellt sich dieser Regel manches Hindernis entgegen. Einige Stufen sind zu unbedeutend, um irgendwelche Einflüsse auf die Hydrographie zu haben. Zwischen Schulberg- und Hausbergstufe ist die Terrassenfläche zu schmal für einen stufenparallelen Fluß und vor der Schulbergstufe ließ die Entwicklung der jüngsten Zeit nur noch Relikte einer einst gut ausgebildeten subsequenten Entwässerung übrig.

Von der Bruchhofer Wasserscheide nach NW wird die schulbergstufenparallele Niederung von einem kleinen Bach durchzogen, der beim Eichel-scheiderhof vom Glan abgelöst wird. Dieser zieht dann bis Hütschenhausen durch die Niederung. Von da ab bis Kindsbach, also in der eigentlichen Moorniederung, liegen zahlreiche, wenn auch kleine, stufenparallele Bäche, die entweder nach SW zur Glanpforte oder nach NE zur Mohrbachpforte ziehen. Einige von ihnen sind künstlich angelegte Entwässerungskanäle.

Der Leiterbergstufe ist ein kleiner, subsequenter Bach vorgelagert, der, ohne daß sich sein Tal tiefenmäßig sehr von seiner Umgebung abhebt, morphologische Bedeutung erlangt hat. Der Bach ist, insbesondere in seinen Endverzweigungen, versumpft. E. LÖFFLER (20) bezeichnete deshalb die schmale Niederung als „Bruch en miniature“ und betrachtete sie u. a. als Beweis für ihre Ansicht, die Sumpf- und Moorerscheinungen im Westrich seien ganz ohne Tektonik (später ließ sie allgemeine Hebung zu), nur durch die Schichtenstufenverhältnisse erklärbar. Als stellenweise versumpfte Tal-aue läßt sich das Rodenbacher Fließchen jedoch höchstens mit dem Glanabschnitt zwischen Eichelscheid und Hütschenhausen vergleichen. Das eigentliche Gebrüch hat ganz andere genetische Gesetzmäßigkeiten.

f) Die Blies

Die Blies erscheint dem Betrachter heute als relativ mächtiger, etwa N-S fließender Fluß, der, vom Kohlengebirge kommend, das Niederungsband bei Beeden kreuzt und als einziger Fluß im Westrich die beiden Hauptstufen der Sickinger Höhe bei Schwarzenbach zu durchbrechen vermag. Gleich dem Gebrüch erregte sie das Interesse vieler Autoren und ähnlich wie bei diesem existieren die widersprechendsten Aussagen über die Gründe ihres Verlaufs, besonders aber über ihren Durchbruch. Nach Meinung der jüngeren, saarländischen Autoren (23, S. 16) ist er epigenetischer Art; d. h. eine tertiäre Ur-Blies floß bereits vom Sattel zur Mulde, als die Schichtstufen sich noch nicht herauspräpariert hatten. Dem stehen jedoch gewichtige Bedenken entgegen.

Nimmt man eine Ur-Blies, dann ist klar, daß dieser Fluß von Anfang an eine starke erosive Tätigkeit entfaltet haben muß. Diese wurde bei jeder tektonischen Phase noch gesteigert, da der Sattel ja stärker gehoben wurde als die Mulde. So wird die heutige Blies im Bereich der Niederung von einer ausgeprägten 20 m hohen Terrasse begleitet, wie sie bei andern Niederungsflüssen in dieser Höhe und Stärke nirgends mehr auftritt. Bedenkt man weiter, daß bei Erreichen des Niederungsgürtels die Blies schon weit größer

und wasserreicher ist als alle anderen Gebrüchsflüsse, dann muß er verwundern, daß ihre Nebenflüsse Erbach im E und Mutterbach im W nicht längst schon den gesamten Raum der unteren Basisterrasse mit seinem minimalen Gefälle beherrschen. Die Blies müßte notwendigerweise der hydrographische Mittelpunkt des gesamten Westtrichs sein. Statt dessen ist ihr seitlicher Einzugsbereich sehr klein, eine Tatsache, die auch schon LEPLA (18, S. 13—14) auffiel und ihn zu einer unbefriedigenden tektonischen Begründung veranlaßte. Nimmt man gar, wie verschiedentlich geschah, an, daß die Niederung bis in geologisch junge Zeit zur Blies entwässerte, dann werden die heutigen hydrographischen Verhältnisse völlig unerklärlich. Weitere Gegenargumente zur Theorie des epigenetischen Bliestals werden sich bei genauerer Betrachtung des Gebrüchs zeigen.

Man muß also einen Durchbruch durch die bereits bestehenden Stufen annehmen. Wahrscheinlich vollzog er sich durch das Entgegenschneiden zweier kleiner Bäche, nämlich eines Nebenflüßchens des Lambsbaches, das bei Schwarzenacker in diesen einmündete, und eines obsequenten Flüßchens, das zur Niederung gerichtet war. (Siehe die beigegebene Karte zur Flußgeschichte des mittl. Westtrichs (I) auf S. 132) Ob dieser Vorgang durch eine Verwerfung begünstigt wurde, läßt sich nicht mit Sicherheit sagen. Man vergegenwärtige sich jedoch, daß die trennende Barre äußerst klein war.

Wenn man überhaupt von einer Ur-Blies sprechen darf, so entsprang sie jedenfalls im Pfälzer Wald und floß dann bis zu ihrer Einmündung in die Saar entlang der in gleicher Richtung einfallenden Mitte der Saargemünd-Zweibrücker (=Pfälzer) Mulde. Schwarzbach und Blies in der heutigen Benennung bilden also das Gegenstück zur Prims in der Nordmulde.

Allerdings ist der Durchbruch nicht so jung, wie LEPLA (18, S. 168) annahm, der ihn ins Pleistozän legt. Die erwähnte 20m-Terrasse zieht mit der Blies quer durch die ganze Niederung in die Durchbruchspforte hinein und verschwindet nur auf der Höhe der Lambsbacheinmündung, wo die Bliesufer nahe zusammentreten. Wenn LEPLA dort die Durchbruchstelle annahm (leider begründete er seine Auffassung nicht näher), so übersah er, daß der Fluß an dieser Stelle die Karlstalfelsen durchquert, weshalb analog zu ähnlichen Fällen in der Schichtstufenlandschaft (Ramstein, Linden-Hornbach) schon von vornherein keine Terrasse erwartet werden darf. Der Wechsel im Talquerschnittsprofil ist hier an der Blies deshalb so besonders schroff, weil die harten Felsen nicht allmählich das Flußsohlniveau erreichen, sondern durch die Lambsbachverwerfung plötzlich um 30 m tiefer gelegt werden. Die Durchbruchsstelle muß weiter nördlich gelegen haben. Die Verbindung zum Gebrüch muß bereits längere Zeit vor Einsetzen der pleistozänen Hebung hergestellt gewesen sein, da die buchtförmige Ausräumung an der Nordpforte des Durchbruchtales älter ist als die Flußterrasse.

Es führt zu großen Schwierigkeiten, die Flußterrasse des mittleren Westtrichs datieren zu wollen, da man kein Eigenkriterium zur Verfügung hat und auf Vergleiche mit Tälern größerer Flüsse der Randgebiete angewiesen ist. Vielleicht darf man die 15-m-Terrasse der konsequenten Flüsse und die 20-m-Terrasse der Blies der unteren Mittelterrasse, die 30-m-Terrasse der konsequenten Flüsse der oberen Mittelterrasse zurechnen. Doch wirkt die unterschiedliche tektonische Beanspruchung als Unsicherheitsfaktor.

I. Die Moorniederung und ihre Hydrographie

1. Lage, Konturen, Zusammensetzung

Unmittelbar vor der Schulbergstufe — die Glasbergstufe dürfen wir in diesem Zusammenhang vernachlässigen — zieht sich von der Blies bis nach Vogelweh als südlichster und tiefster Teil der ehemaligen Basisterrasse eine rund 40 km lange Niederung hin, die hinsichtlich ihrer Morphologie wie auch ihrer Genese eine der merkwürdigsten Landschaften SW-Deutschlands darstellt. Schon sehr früh, lange vor der Betrachtung des Schichtstufenlandes, weckte sie das geologische Interesse (siehe SPUHLER (39, S. 15 ff.)).

Das Gebrüch wird durch eine Linie, die vom Schulberg zum Westende von Hütschenhausen zieht, in zwei Hälften getrennt. Sie sind in quartärstratigraphischer, tektonischer und morphologischer Hinsicht völlig verschieden. Im SW wird die Schulbergstufe von einem 400-700 m breiten Saumtal begleitet, zu dem die Basisterrasse allmählich einfällt und in das sie ihre Bäche schickt. Diese Verhältnisse haben sich, wie bereits erwähnt, vor dem Eingriff der Blies bis zum Westrand des mittl. Westrichs ausgedehnt. Die Morphologie dieses SW-Teils wurde also überwiegend von fluviatilen Kräften geschaffen. Das Saumtal ist nur wenig in die Basisterrasse eingesenkt; seine Aue wird von einem 5—6 m hohen Hochufer eingefafßt, das zur Schulbergstufe hin manchmal deutlich werden kann (Bruchmühlbach), insgesamt aber landschaftlich nur dadurch hervortritt, daß es gleichzeitig die Waldgrenze trägt. Tektonische Linien haben zwar Einfluß auf die Ausgestaltung der Schulbergstufe (s. o.), nicht dagegen in der Niederung.

Anders indessen der NW. Hier liegt das eigentliche Gebrüch, d. h. der Teil der Westpfälzer Niederung, der allein, im Gegensatz zur historischen Nomenklatur, diesen Namen verdient. Es ist ein rund 11 km langer und 2—3 km breiter tektonischer Graben, der von vier ziemlich geradlinigen Störungen, der Hütschenhausener Verwerfung im N, der Landstuhler Verwerfung im S, der Kindsbach-Miesenbacher Verwerfung im E und der Schulbergverwerfung im W, begrenzt wird. Dadurch hat er die Form eines schmalen Trapezes mit schwacher, nach N weisender Verjüngung erhalten. Sein Streichen ist gegenüber der SW—NE-Richtung des Saumtales WSW—



Bild 3: Gebrüch bei Hütschenhausen mit tektonischer Stufe (Hütschenhausener Verwerfung) als Nordbegrenzung. Die Häuser des Ortes ziehen sich auf der Stufe dahin.

ENE. An der Trennlinie findet als auch ein leichtes Abbiegen der Niederung statt.

Damit verbunden ist ein Wechsel im Formenschatz. Aus dem schmalen Saumtal ist eine relativ breite, ebene Senke geworden, die sich nicht nur gegen den südlichen Steilrand, sondern auch gegen die nördliche Basisterasse mit einer deutlichen Stufe abhebt, die von Ramstein nach Hütchenhausen noch an Höhe und Markantheit gewinnt und dort 30 m Höhe erreicht. Die Übergänge nach W und E sind fließender und haben keine Stufe; m. a. W. die begrenzenden Störungen kommen innerhalb der Niederung morphologisch nicht zum Ausdruck. Zudem besteht der NE-Teil des Gebrüchs nicht nur aus der tektonischen Senke, sondern schickt darüber hinaus nach ENE einen sich verschmälernden, 6 km langen Sporn mit der Spitze bei Vogelweh. Auch die beiden Einzugstrichter des Mohrbachs und des Glans liegen nördlich bzw. nordöstlich der Hütchenhausener Verwerfung und damit außerhalb der Senke.

Noch deutlicher als der gegenwärtige ist der paläogeographische Unterschied der beiden Teile. Die tektonische Senke mußte naturgemäß zu einer Sedimentationswanne, insbesondere auch für den südwestlichen Niederring, werden. Ihre Füllung ruft also eine nur ihr eigene Stratigraphie hervor. Und schließlich sind auch die jüngsten Bildungen, denen das Gebrüch seinen Namen verdankt, in beiden Abschnitten von qualitativer und quantitativer Verschiedenheit. Den versumpften Flußläufen des SW steht (oder besser stand) ein großflächiges Niederringmoor im NE entgegen.

Die detaillierte Betrachtung dieser Differenzen und vor allem die zeitliche Anordnung ihrer Herausbildung muß einem eigenen Abschnitt vorbehalten werden.

2. Die gegenwärtigen hydrographischen Verhältnisse und daraus resultierende Konsequenzen

In starkem Gegensatz zu dem klaren hydrographischen Bild in der sonstigen Stufenlandschaft stehen die oft wirren Verhältnisse in der Bruchniederung. Man sollte annehmen, daß der schmale Tieflandsgürtel der Länge nach entwässert wird und zudem das hydrographische Zentrum für die angrenzenden Hochgebiete bildet. Doch ist dies keineswegs der Fall. Vier Flüsse entwässern das Gebrüch nach aussen, die Blies nach S zur Muldenmitte, Glan, Mohrbach und Lauter nach N zum und durch den Pfälzer Sattel. Im Bruchgebiet hat dies zur Herausbildung dreier Wasserscheiden geführt, die es querteilen, aber nicht merklich aus seinem Niveau hervortreten.

Die Blies-Glan-Wasserscheide, gleichbedeutend mit der Mosel-Rhein-Wasserscheide, zieht vom Schelmenkopf bei Bruchhof quer zur Niederung nach NW. Mit 244 m erhebt sie sich kaum aus ihr und das Auge registriert sie nur durch den Waldbewuchs, der die Wiesen zu beiden Seiten trennt. Während zum Glan nur ein kleines, künstlich angelegtes Flößchen durch das Königsbruch zieht, hat die Blies mehrere, subsequente Bäche zur Wasserscheide ausgeschickt. Die Nähe der erosiven Blies hat dazu geführt, daß sie allesamt ein wenig in die Homburger Niederung eingetieft sind und deren Oberfläche sanft gewellt haben. Es entsteht der Eindruck, daß sie sich auf Kosten des Glanzflusses rückverlegen und damit die Wasserscheide nach E verschieben. Ihre augenblickliche Lage in der Nähe der Waldmohr-Bruch-

hofer Verwerfung ist deshalb nur zufällig und darf nicht in kausalem Zusammenhang gesehen werden (wie es REIS (28, S. 13—14)) tat. Weiterhin ist interessant, daß am Westrand des Schelmenkopfes, wo die aufgefingerte Landstuhler Verwerfung liegt, auf jedem Fingerende ein kleiner, zur Blies weisender Bach beginnt, so daß dort der Schelmenkopf auch morphologisch zerlegt ist.

Die Glan-Mohrbach-Wasserscheide liegt mitten im Gebrüch (Gebrüch im engeren, oben angedeuteten Sinne), etwa auf der Linie Landstuhl-Ramstein. Sie wird von der Straße und der Bahnlinie zwischen diesen beiden Orten benutzt. Auch diese Wasserscheide tritt morphologisch sowie auch vegetationsmäßig nicht im geringsten hervor. Ja sie ist stellenweise sogar von Menschenhand angelegt, nachdem sie vorher nicht eindeutig festlag und nach starken Regengüssen und Überschwemmungen ihre Position oft änderte.

Am besten zu erkennen ist die 243 m hohe Mohrbach-Lauter-Wasserscheide ganz im E unseres Raumes. Sie konnte so zu dessen Abgrenzung dienen.

Infolge der Wasserscheiden hat die Niederung kein einheitliches Gefälle. Es wurden Talabschnitte geschaffen, die sich bezüglich ihrer Höhe bis um 20 m unterscheiden können. Diese Unterschiede wirken sich morphologisch aus. So in der Höhe der einzelnen Stufenabschnitte, indem der Stufenfuß (nun im landschaftlichen Sinne, nicht in seinem streng morphologischen Begriff) eine unterschiedliche Tieferlegung erfuhr. Zwei Beispiele mögen das verdeutlichen: Die ohnehin schon sehr aufgelöste Schulbergstufe am Schelmenkopf hat mit der Glan-Blies-Wasserscheide den höchsten Punkt der ganzen Niederung vor sich, während sie am scharf umrissenen Schulberg südlich des Glanaustritts aus dem Bruch, also an dessen tiefster Stelle (223 m) liegt.

Alle Autoren sind sich mit Recht einig, daß das heutige Flußsystem im Gebrüch und seiner nächsten Umgebung noch sehr jung ist. In der Tat sprechen viele Anzeichen für teilweise oder auch völlig andersgeartete ältere hydrographische Verhältnisse. Nur die wichtigsten seien herausgegriffen.

a) Auf der Mohrbach-Lauter-Wasserscheide liegen (allerdings nur noch ganz vereinzelte) Reste tertiärer Schotter, deren Zusammensetzung (Quarze, Karneole, Gesteine aus der Grenzlagergruppe, harte Rotliegendesandsteine usw.) eindeutig die Herkunft aus dem Pfälzer Sattel erweisen. Auch die Glan-Blies-Wasserscheide trägt Schotter, allerdings quartärer Natur und dementsprechend in größerer Häufigkeit.

b) Die im Zuge des Autobahnbaus gewonnenen Bohrungen und Aufschlüsse enthalten ebenfalls an ihrem Kopf viele Gerölle, deren Material (kristalline Quarze, Karbon-, Rotliegend-, und Buntsandsteingerölle), Einregelung, Größe und Beanspruchung sich nicht durch das heutige Flußnetz erklären lassen, sondern eher an die Verhältnisse im SW-Teil erinnern (s. R. DRUMM (7, S. 60)).

c) Es ist bereits bekannt, daß der Bliesdurchbruch im dortigen Raum eine völlig andere Entwässerung schuf.

d) Ebenfalls wissen wir, daß das Glantalstück zwischen Hütschenhausen und Elsbach früher gegensinnig durchflossen wurde.

e) Nimmt man dasselbe für Mohrbach und Lauter an, was man mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit tun darf, so ergibt sich eine interessante Tatsache: Sämtliche (heute noch und früher gewesenen) resequenten Fließchen eilen dem zutiefst gelegenen Niederungsband nicht senkrecht zu, sondern bilden mit ihm einen nach NE weisenden, spitzen Winkel. Dies gilt unter Ausschluß der zeitlich späteren Vorgänge von der Blies bis zur Lauter, also entlang der gesamten Bruchniederung. Zusammen mit der oben geschilderten Verschleppung der obsequenten Süduferfließchen ergibt sich damit das Bild eines nach NE gerichteten, fischgrätförmigen Hineinfließens der Randbäche in den Gebrüchsgürtel.

Man halte sich vor Augen, daß entsprechend dem leichten Einfallen der gesamten mesozoischen Schichten nach SW eher eine Umbiegung (vor allem der resequenten Flüsse) in dieser Richtung hätte erwartet werden können. Die herrschenden Verhältnisse lassen den Schluß zu, daß die gesamte Nie-

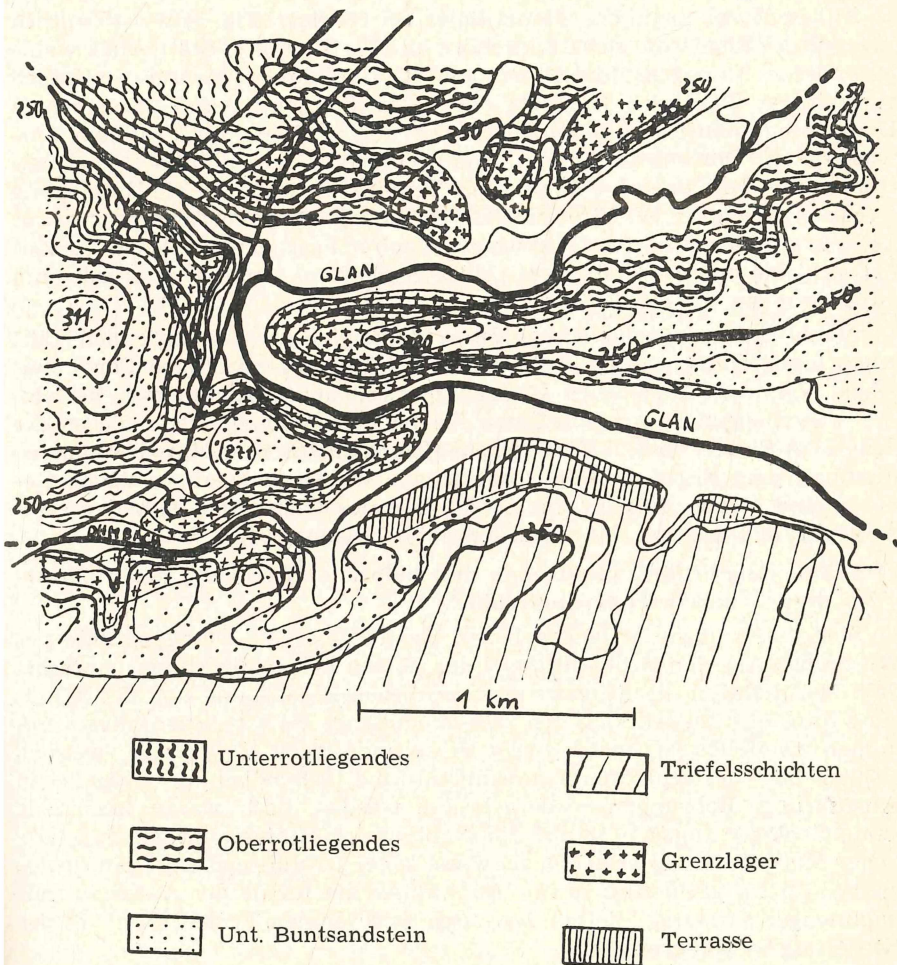


Fig. 7: Zur Morphologie des Glantalknies bei Gries. (unter Verwendung der AMON-REISSCHEN Kartierung (2))

derung von der Blies bis zur Lauter früher ein NE-Gefälle hatte, das nicht denudativ im Zuge der Basisterrasse entstanden war, sondern durch einen zur Lauter hin strömenden Fluß verursacht werden mußte, der die Randbäche in sich aufnahm und dabei gleichzeitig ihre Verschleppung stromabwärts herbeiführte.

f) In dieselbe Richtung weist auch die Untersuchung der Geröllgrößen, die durch zahlreiche Aufschlüsse begünstigt wurde und im ganzen das Bild bestätigte, das schon REIS (28, S. 21—22) und LEPLA (18, S. 159) angaben: Die Geröllgröße nimmt generell von Homburg nach Kaiserslautern hin ab.

g) Die Untersuchung aller damals vorliegenden Bohrungspofile durch R. DRUMM (7, S. 61) führte zu der den älteren Autoren entgegengesetzten Erkenntnis, daß der Unterbau der Senke im NE-Teil der Niederung stark reliefiert ist und durch viele Einzelheiten zu dem Schluß zwingt, daß die Alluvionen der gesamten Niederung einem diluvialen Talnetz aufliegen.

h) Die Morphologie des Glantalknies bei Gries (s. Fig. 7) weist deutlich jugendliche Züge auf (siehe auch LÖFFLER (19, S. 50)): I. Statt eines wohlgerundeten Talbogens findet man ein Hintereinander mehrerer ziemlich geradliniger Talstücke. II. Trotz des tiefen Einschnitts und der scharfen Umbiegung konnte sich keine Differenzierung in Gleit- und Prallhang entwickeln. III. Obwohl das Glantal unmittelbar vor dem Flußknie eine pleistozäne und kurz danach eine pliozäne Terrasse aufweist, ist die Umbiegung selbst terrassenfrei. IV. Nicht zuletzt verwundert auch die Tatsache, daß das Talknie gerade im harten Grenzlagermelaphyr liegt. Einen solchen Verlauf hat sich der heutige Glan nicht selbst geschaffen, sondern er wurde ihm aufgezwungen.

i) Schließlich, und damit mag diese vorgängige Aufzählung enden, fällt schon topographisch auf, daß der Glan in seiner gegenwärtigen Form zwischen Waldmohr und Gries aus ganz verschiedenen Abschnitten besteht, die seinen eigenartig gewundenen Verlauf bestimmen. Diese Teilstücke (Quelle(n)-Eichelscheid, Eichelscheid-Hütschenhausen, Hütschenhausen-Elschbach und Elschbach-Gries) haben, wie wir sehen werden, eigene Genesen und eigene Formen. Im Gefällebild des Glans hebt sich der erste Abschnitt deutlich und mit einem Knick ab (SPUHLER (39, S. 381)).

3. Die jungtertiäre, pleistozäne und holozäne Geschichte der Moorniederung und ihrer Hydrographie

Siehe dazu auch die beigegebenen Karten über die Flußgeschichte des Westrichs.) Aus den Beobachtungen der letzten beiden Abschnitte erwächst dem Morphologen die Aufgabe ihrer zeitlichen Einordnung und der Erklärung ihres eventuellen kausalen Zusammenhangs. So interessant dieses Bemühen zweifellos ist, so schwierig ist es andererseits. Zwar sind zweimal, 1939 im Zuge des geplanten Autobahnbaus und 1958-59 bei der tatsächlichen Ausführung, Bohrungen niedergebracht worden, doch waren beidemal keine Geologen zugegen, so daß die verbliebenen Hinweise in wissenschaftlicher Hinsicht wenig ergiebig, teilweise sogar irreführend sind. An geologischen Hilfen verbleiben so nur Aufschlüsse am Rande der Autobahn mit ungünstiger Streuung, die bei den rasch wechselnden Verhältnissen in der Niederung wenig aussagen.

Ein weiteres Hindernis war die Tatsache, daß manche für das Gebrüch wichtigen, hydrographischen Probleme nur außerhalb des eigentlichen Un-

tersuchungsgebietes gelöst werden können. Dies konnte aus Zeitgründen nicht immer so sorgfältig geschehen, wie es für eine völlig eindeutige Analyse notwendig gewesen wäre. Insbesondere erschwerte auch das Fehlen tertiärer Sedimente, die im NE und E der Pfalz wichtige zeitliche Vergleiche zulassen, die genauere Verfolgung der Flußgeschichte. Endlich hat auch die fast 200 Jahre lange Kolonisation die ursprüngliche Bruchlandschaft vieler und oft wichtiger Züge beraubt. Der Mensch hat durch seine Arbeit im Gebrüch dessen natürliche Entwicklung unterbrochen und dabei manches Merkmal entfernt oder unkenntlich gemacht. Hierzu verweise ich auf die aufschlußreiche Arbeit von E. LÖFFLER „Landbau und Wirtschaftsplanung im Pfälzer Gebrüch“, Westmärk. Abhandl. z. Landes- und Volksforschung, 4. Bd., 1940, S. 306—327.

Es darf darum nicht verschwiegen werden, daß in der folgenden Darstellung der Entwicklungsgeschichte der hydrographischen Verhältnisse nicht jede Angabe als gesicherte Tatsache erwiesen werden kann. Doch spricht auch bei verbleibenden Zweifeln noch immer eine große Wahrscheinlichkeit für die Richtigkeit der vorgetragenen Deutung.

a) Das jung tertiäre Bild des Gewässernetzes

Das heute teilweise verschwundene, fischgrättförmige Flußnetz ist älter als die pleistozänen Hebungphasen; denn es hat sich, wo es erhalten blieb, in die Basisterrasse eingetieft. Tatsächlich nahm es aber einen weitaus größeren Raum ein.

Bekanntlich ist die Homburg-Kaiserslauterner Senke nur ein Teilstück eines langgestreckten Niederungszuges, der von Saarbrücken über St. Ingbert, Homburg, Kaiserslautern, Enkenbach, Göllheim nach Worms zieht. Es ist der ausgeprägteste Abschnitt, während weiter im SW und NE das Band an Deutlichkeit verliert. Für die Deutung dieser 1—4 km breiten Niederung ist von großer Wichtigkeit, daß sie keinesfalls nur als Parallelstreifen vor der ersten bedeutenden Stufe des Saarpfälzer Mesozoikums, nämlich der Schulbergstufe im Westrich und der Hausbergstufe im Saargebiet (die dort in ihrer morphologischen Wirkung die Schulbergstufe ablöst) auftritt, sondern auch östlich Kaiserslautern ihre ungefähre SW—NE-Richtung bis zum Rheingraben beibehält, obwohl sie damit mitten durch das nordostpfälzische Stufenland hindurch zieht. Die Möglichkeit, sie als eine Landterrasse (oder doch als deren tiefster, südlichster Teil) zu erklären, woran man bei alleiniger Betrachtung des mittl. Westrichs vielleicht hätte denken können, fällt damit weg. Damit bleibt, da auch keinerlei tektonische Gründe für ihren Gesamtverlauf — wohl für einzelne Abschnitte — verantwortlich zu machen sind, nur die Beurteilung der Senke als ehemaliges Flußtal. Die schon erwähnten Beobachtungen im Westricher Teil weisen den Fluß als Tributärfluß des Rheingrabens aus. Natürlich sind die ursprünglichen Gefälleverhältnisse in seinem Tal nicht mehr durchgängig erhalten. Nachfolgende unterschiedliche Tektonik sowie die Benutzung einzelner Abschnitte durch jüngere Flüsse verschiedenster Richtung haben an ihrer Zerstörung gearbeitet.

Mit der Bestimmung der Fließrichtung ist dem Fluß eine allerdings grobe zeitliche Schranke gesetzt. Erst mußte der nördliche Rheintalgraben eingebrochen sein, bevor er Flüsse an sich ziehen konnte. Hält man sich weiter vor Augen, wie groß das Einzugsgebiet des besagten Flusses war, so

erscheint die Aussage berechtigt, daß er sich im späten Oligozän, wenn nicht erst im Miozän, herausgebildet hat.

Es verträgt sich mit dem Gesagten durchaus, daß der tertiäre Fluß im Westrich die denudativ bereitgestellte Basisterrasse, allerdings entgegen deren leichtem Gefälle, benutzte. Ob zuvor, wie REIS (2, S. 155) meinte, ein anderer subsequenter Fluß dieser Neigung folgte und damit Anlaß gab zu einer südwestlich gerichteten Entwässerung, die erst durch den rückwärts erodierenden NE-Fluß umgelenkt wurde, läßt sich nicht mehr belegen.

Auch LEPLA (18) und REIS (28) sprechen von einem die Westricher Niederung in nordwestlicher Richtung durchheulenden Strom; aber es muß darauf hingewiesen werden, daß ihre Ansichten über seine Mächtigkeit, Breite, Lage und die Morphologie seines Tales in vielen Punkten wesentlich von den Tatsachen abweichen. Der REISSche Fluß ist zudem lediglich pleistozänen Alters. Weiterhin schränken beide Autoren seinen Verlauf auf den Westrich ein und sehen sich deshalb dem für sie unlösbaren Problem gegenüber, Eintritts- und Austrittspforte des (wie LEPLA meinte) riesigen Stromes suchen zu müssen. Nach LEPLA (18, S. 162 u. 166) trat der Fluß wie heute die Blies bei Wellesweiler in die Niederung ein und verließ sie in Form einer dreifachen Stromverzweigung(!). REIS (28, S. 21) ist bezüglich der Eintrittsstelle derselben Meinung, muß aber, da er den Bliesdurchbruch bei Schwarzenbach bereits entstanden denkt (S. 14), im Durchbruchstal einen zweiten Strom annehmen, der dem ersten entgegenwirkte und ihn in die Niederung abdrängte(!). Wir werden sehen, daß solche und ähnliche Probleme der älteren Autoren sich relativ einfach lösen lassen, wenn man den beschriebenen tertiären Fluß annimmt und die heutigen hydrographischen Verhältnisse, insbesondere die des mittl. Westrichs, aus der schrittweisen Zerstörung seines Systems erklärt.

Das tertiäre Flußnetz im Bereich der langgestreckten Senke darf als sehr regelmäßig gelten. Auf breiter Front strömten dem Hauptfluß stromabwärts weisende Nebenflüsse zu, die wenig eingetieft waren und deshalb oft ihren Lauf veränderten. Im Westrich bildete die Hausbergstufe damals schon die Grenze zweier völlig verschiedener Entwässerungssysteme, nämlich des NE-gerichteten am Abfall des Pfälzer Sattels und der Basisterrasse und des nach SW weisenden der inneren Pfälzer Mulde. Dieses hat, wenn man einmal von seiner größeren Eintiefung absieht, bis heute sein Aussehen nicht verändert und braucht deshalb in der Flußgeschichte nicht weiter beachtet zu werden.

Der Versuch einer morphologischen Schilderung der damaligen Niederung fällt nicht leicht. Insbesondere lassen sich die ehemaligen Flußufer nicht mehr mit Sicherheit festlegen. Die Schotter bieten nur selten Einsicht und zeigen dann noch starke Verzahnungen mit den Geröllen der Nebenflüsse. Die Flußbette lagen also nicht eindeutig fest; eine einleuchtende Tatsache, wenn man bedenkt, daß vor den Hebungsphasen die Flüsse sich noch nicht in den südlichen Teil der Basisterrasse eingetieft hatten.

Immerhin ergeben sich einige wichtige Merkmale. Der gegenwärtig so hervorstechende Unterschied zwischen SW- und NE-Teil des Gebrüchs bestand damals noch nicht. Vor der gesamten Erstreckung der Schulbergstufe lag das Saumtal als Rückgrat der Entwässerung, wie auch schon L. SPÜHLER (39, S. 375) vermutete. Ohmbach, Mohrbach und Lauter eilten ihm zu. Ob-

wohl der Strom nie die von LEPPLA (18) vertretene Breite hatte, lag sein Strich etwas nördlicher als der des jetzt im SW eingetieften subsequenten Flusses; denn einmal war er doch vergleichsweise etwas breiter und zum anderen muß auch das seither erfolgte Rückwandern der südlichen Begrenzungsstufe mit in Rechnung gezogen werden. Unter der „Begrenzungsstufe“ ist nicht nur die Schulbergstufe, sondern im NE auch die Glasbergstufe zu verstehen. Obwohl vielleicht erst durch den Fluß aufgeschlossen, konnte sie sich vor ihrer tektonischen Verstümmelung zwischen diesen und die Schulbergstufe legen.

b) Der Eingriff des Glans

Es scheint, als hätten die soeben geschilderten, sehr regelmäßigen hydrographischen Verhältnisse nicht lange vorgeherrscht. Vielleicht erlitt der Unterlauf des Stromes bereits die ersten Eingriffe, als er im Westrich eben Fuß zu fassen suchte.

Träger der meisten Änderungen war ein Nebenfluß der Nahe, der Glan. Nach L. HERCHENRÖTHER (12, S. 59) zeigt er bei Gries, also mitten im Westrich, bereits eine pliozäne Terrasse. Man darf daher annehmen, daß im Miozän die größten Teile seines heutigen Laufs (wohlverstanden von der Mündung bis Gries) feststanden. Auch SPUHLER (39, S. 375) ist dieser Ansicht. Zwischen des Glans südlichen und des geschilderten Stromes nördlichen Nebenflüssen mußte zwangsläufig ein Kampf um die Wasserscheide entbrennen. Doch nicht so sehr dieser als die verschiedenen dabei auftretenden Anzapfungen veränderten das Flußbild. Gelang es einem Nebenfluß des Glans als des tiefer liegenden Flusses erst einmal in einen Südtributärfluß einzudringen, so vermochte er ihn auch bald ganz zu erobern und zum Südstrom vorzustoßen, so daß dieser durch das Zwischenstück, das ja zu einem guten Teil aus seinem ehemaligen Nebenfluß bestand, zum Glan umgelenkt wurde. Das Gefälle des Niederungsflusses war sehr gering. Er mußte gegen das Schichtfallen fließen und auch weiterhin gegen die Aufwölbung des Schichtenpaketes ankämpfen. Zudem war das Rheintal damals noch nicht so morphologisch ausgeprägt wie heute. Die Ablenkung durch den vergleichsweise steilen, jungen Nebenfluß des Glans, vielleicht mit einem bifurkalen Zwischenstadium, war deshalb unvermeidlich.

Dieser Vorgang wiederholte sich mehrmals und wanderte dabei von E nach W. Der südliche Hauptstrom wurde dadurch Stück um Stück verkleinert. Den verlorengegangenen Raum östlich der ersten Anzapfung nahm wohl der Vorläufer der heutigen Pfrimm ein. Die verschiedenen Zwischenstücke sind heute z. T. über das ehemalige Hauptteil nach S und SE vorgezogen und verwischen damit die früher SW-NE gerichtete Entwässerung.

Die die Anzapfung vermittelnden Zwischenstücke sind von E nach W, was auch der zeitlichen Abfolge ihrer Funktion entspricht: Alsenz, Lauter, Mohrbach und Glan zwischen Hütschenhausen und Elschbach. Da Glan und ehemaliger südlicher Hauptstrom sich gegen SW hin nähern, verringert sich in derselben Richtung ihre Länge: Der Alsenz mit 40 km steht der nur 3 km lange Glanabschnitt gegenüber.

Alsenz und Lauter liegen außerhalb des Untersuchungsraumes und sollen deshalb nur in summarischer Kürze zur Sprache kommen. Als älteste Umleitungen verbergen sie ihre ehemalige Funktion am besten. Jedoch fiel

schon F. BAYBERGER (3) in seiner Arbeit über das Lautertal auf, daß der heutige Fluß das bemerkenswert große, weite Tal nicht geschaffen haben kann. Indem er aber eine zur Niederung hin gerichtete, mächtige Urlauter annahm, irrte er. Ähnliches wie für die Lauter gilt auch für die Alsenz. Man beachte, daß beide Flüsse zwei verschieden gerichtete Abschnitte mit ungleicher Genese haben. Der nördliche Teil weist S—N und gibt sich damit als ehemaligen Nebenfluß des Glans zu erkennen, während das südliche Stück mit NW—SE-Richtung den Zufluß nach S verrät. Im übrigen sind jedoch die früheren hydrographischen Verhältnisse weitgehend verwischt. Insbesondere sind die Nebenflüsse von Alsenz und Lauter heute in beiden Abschnitten zum Glan hin ausgerichtet. Beide Anzapfungen sind präpleistozän (keine quartären Schotter auf den entstandenen Wasserscheiden), sehr wahrscheinlich pliozänen Alters.

Auch SPUHLER (39, S. 375) vermutet Ähnliches, ohne allerdings seine Ansichten im einzelnen zu begründen: „Der Glan hatte zu jener Zeit wahrscheinlich noch keine Verbindung zur Moorniederung. Diese wurde von einem Saumfluß nach E zu entwässert. Die Stufenlandschaft bestand bereits . . . Als die Pfalz sich nach dem Oligozän in ihrer Gesamtheit hob, verstärkte sich damit das Gefälle des alten Glans, er erodierte stark nach S und zapfte das Saumtal an, in der gleichen Weise, wie dies Lauter und Alsenz tun mußten. Diese Anzapfung kann jedoch nicht vor dem Pliozän geschehen sein, denn zu dieser Zeit mußte das Gewässer des Saumtals noch die Klebsande bei Eisenberg abgelagert haben.“

Da auch auf der Lauter-Mohrbach-Wasserscheide keine diluvialen, dagegen ältere Schotter liegen, gehört die Anzapfung des Mohrbachs durch den Glan noch ins Pliozän. Sie bewirkt, daß der nun schon nicht mehr sehr mächtige Basisterrassenfluß durch das Mohrbachtal zum Glan ging. Austrittsstelle aus der Niederung war die trichterförmige Pforte bei Ramstein, die sich bis heute erhalten konnte, weil sie jenseits der Senke liegt. Eigentlich ist es kein Trichter, sondern eine Gabel, zwischen deren Ästen ein Stück erhöhten Landes zum Vorschein kommt. Der östliche Ast bezog (und bezieht heute wieder) den Zufluß von der neugeschaffenen Wasserscheide her, der westliche und breitere Ast stellt den Durchfluß des Hauptstromes dar. Man

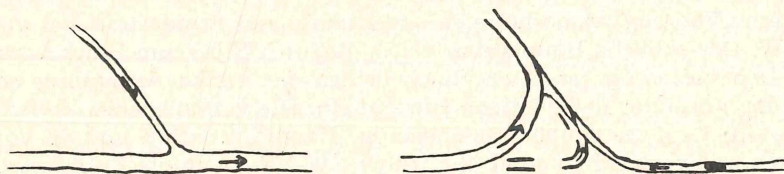


Fig. 8: Die Flußverhältnisse vor und nach der Mohrbachanzapfung an der Stelle des heutigen Mohrbachtrichters (südlich Ramstein).

muß sich die damalige Gabel etwas größer vorstellen als die heutige, weil ihr vorderer Teil durch die Hütschenhausener Verwerfung abgeschnitten wurde und untergetaucht ist. Der Hauptfluß schuf sich diese Abbiegung, um die zunächst entstandene scharfe Ecke zu umgehen.

Gleich hinter der Gabel weist der Mohrbach eine kurze Talstrecke auf, die durch ihre große Enge überrascht, besonders wenn man an den Durchgang des einst breiteren Flusses denkt. Doch hat sie eine sehr einfache Er-

klärung. Auf dieser Höhe wird der Mohrbach vom Dansenbergstufenbildner gequert und darauf reagiert der Fluß wie überall im Schichtstufenland mit einer Talverengung.¹⁾

Bei Alsenz und Lauter war es unmöglich, den genauen Ort der einstmaligen Anzapfung herauszufinden. Auch beim Mohrbach bereitet das Suchen der Anzapfstellen Schwierigkeiten. Vermutlich hat jedoch das hier in schmalen Band SW—NE streichende Grenzlager mit seinem harten Melaphyr lange Zeit die trennende Barre zwischen Glan- und Niederungsentwässerung gebildet (in Analogie zu der späteren Ohmbachanzapfung). Dort liegt zudem auch der kennzeichnende Knick in der Talrichtung.

Im Gegensatz zu Alsenz und Lauter lassen die Nebenflüsse des Mohrbachs dessen frühere Gegensinnigkeit teilweise noch recht deutlich erkennen. Vielfach sind nur ihre untersten Partien in die neue Richtung umgebogen (s. morphologische Karte).

Doch nicht nur im Gebiet des Mohrbaches und seiner Nebenflüsse, auch im Bereich des südlichen Steilrandes machen sich die Anzeichen eines durch Anzapfung entscheidend veränderten Gewässernetzes bemerkbar. Den in Richtung des Hauptflusses nach NE umgebogenen Stufenflüßchen und -tälichen zwischen Landstuhl und Einsiedlerhof stand nun eine Westentwässerung in der Niederung gegenüber. Natürlich suchten sich die obsequenten Flüsse dieser neuen Situation anzupassen. Zweien ist dies in aller Deutlichkeit gelungen.

Der Föhrenbühl bei Kindsbach ist als Zeugenberg vom geschlossenen Stufenverband durch das Kandeltal getrennt. Dieses entpuppt sich bei näherem Zusehen als zweiflügelig. Der Talboden des rechten Flügels liegt höher, ist älter und führt heute kein Wasser mehr. Es ist das Tälchen des alten obsequenten Flusses zum Niederungsstrom hin, als dieser noch durch die Lauter abfloß. Der linke Flügel stellt die jetzige, nach W eingebogene und damit den neuen Verhältnissen in der Niederung angepaßte Entwässerung dar. Das junge Tal breitet sich auf Kosten des alten nach rückwärts aus. Wie der Durchbruch im Detail vor sich ging, läßt sich allerdings nicht mehr feststellen.

In kleinerem Ausmaß wiederholen sich diese Verhältnisse am Galgenfeld westlich Kindsbach. Auch dort hat sich das Stufenflüßchen ein älteres, nach NE gebogenes und heute hochliegendes Tälchen und einen jüngeren Lauf mit der jetzigen Entwässerung geschaffen. Dazwischen liegt der kleine Buckel des Galgenfeldes.

Die Eingriffe des Glans in das anfänglich so regelmäßige Flußnetz sind damit keineswegs beendet. Doch treten nun zunächst Ereignisse ein, die zwar dasselbe Resultat, nämlich Zerstörung der ursprünglichen hydrographischen Verhältnisse, aber andere Ursachen haben.

c) Der Eingriff der Blies

Als nächster einschneidender Prozeß in der Niederung erfolgte der bereits näher beschriebene Bliesdurchbruch. Er ist jedenfalls noch tertiären Alters, wie die genauere Betrachtung des Durchbruchtals ergab. Andererseits darf man den Durchbruch sicher zeitlich hinter die Herausbildung der

¹⁾ Ramstein verdankt diesem bequemen Mohrbachübergang seine Entstehung. Hier überquerte eine wichtige Heerstraße den Fluß.

Mohrbach-Lauter-Wasserscheide stellen. Dafür spricht nämlich die Morphologie der beiden Trennschwellen. Die östliche hebt sich viel stärker aus der Niederung heraus und erreicht mit 243 m fast die Höhe der westlichen (244 m). Nimmt man eine umgekehrte zeitliche Reihenfolge, also den Bliesdurchbruch vor der Mohrbachanzapfung an, dann müßte der Höhenunterschied bedeutender sein.

Die Auswirkung des Bliesdurchbruches ist im SW-Teil der heutigen Niederung recht beträchtlich. West- und Ostteil des Saumtales werden hydrographisch getrennt. Der Oberlauf des südlichen Hauptstromes samt seinem resequenten Nebenfluß, dem heutigen Nordabschnitt der Blies, werden durch die Schichtstufen hindurch zum Muldeninneren abgelenkt. (Wie weit sich dieser Oberlauf des Saumflusses erstreckte und ob er später von SW noch einmal verkürzt wurde, muß einstweilen unerforscht bleiben, ist jedoch für den mittl. Westrich unbedeutend.) Das neugeschaffene Bliessystem breitete sich auf Kosten des alten Netzes ziemlich rasch aus. Als zur Muldenmitte fließendes und damit der Sattelabdachung folgendes Geäder ist es nämlich dem trägen Saumfluß stark überlegen. Seine Fließchen und Nebenbäche griffen insbesondere auch die andern resequenten Flüsse an und ließen sie entweder verschwinden oder die kennzeichnende Abbiegung zur Blies hin vollziehen. Dieses Stadium hält auch gegenwärtig noch an. Vergleicht man das aggressive Verhalten des Bliessystems und seinen relativ kleinen Einzugsbereich, so wird man erneut zur Ablehnung der Theorie eines epigenetischen Bliesdurchbruches gedrängt.

Von beiden Flanken her werden also der alten Niederungsentwässerung Stücke abgebrochen, die im E nach N, im W nach S Verbindung haben. Es verbleibt einstweilen ein Reststück zwischen Glan-Blies-Wasserscheide und Mohrbachtrichter.

d) Die Neubelebung der Tektonik im Pleistozän

Bekanntlich bildete sich in SW-Deutschland trotz der vorausgegangenen, randlichen Alpenphasen im Altpliozän bereits wieder eine weitgespannte Rumpffläche heraus. Ihr darf wohl ohne Bedenken auch unsere Basisterrasse zugerechnet werden. Noch immer hatten sich in ihrem Bereich die Flüsse kaum eingeschnitten. Eine Ausnahme bildete lediglich die Blies infolge des Durchbruchs, der eine plötzliche Gefällezunahme mit sich brachte. Doch dieses Gesamtbild ändert sich nun rasch durch die höchstwahrscheinlich noch im spätesten Plio- oder Pleistozän einsetzende Hebung, die bis weit ins Pleistozän hinein anhielt. Leider kann ihre genaue Charakterisierung, insbesondere eine Gliederung in einzelne Phasen (wie etwa am Rheingraben die wallachische und bakinische Phase), nicht gegeben werden. Dazu sind die vorliegenden Flüsse viel zu klein und ihre Entfernung zu größeren Strömen (Rhein, Mosel, Saar), die sich vielleicht zum Vergleich anböten, zu groß.

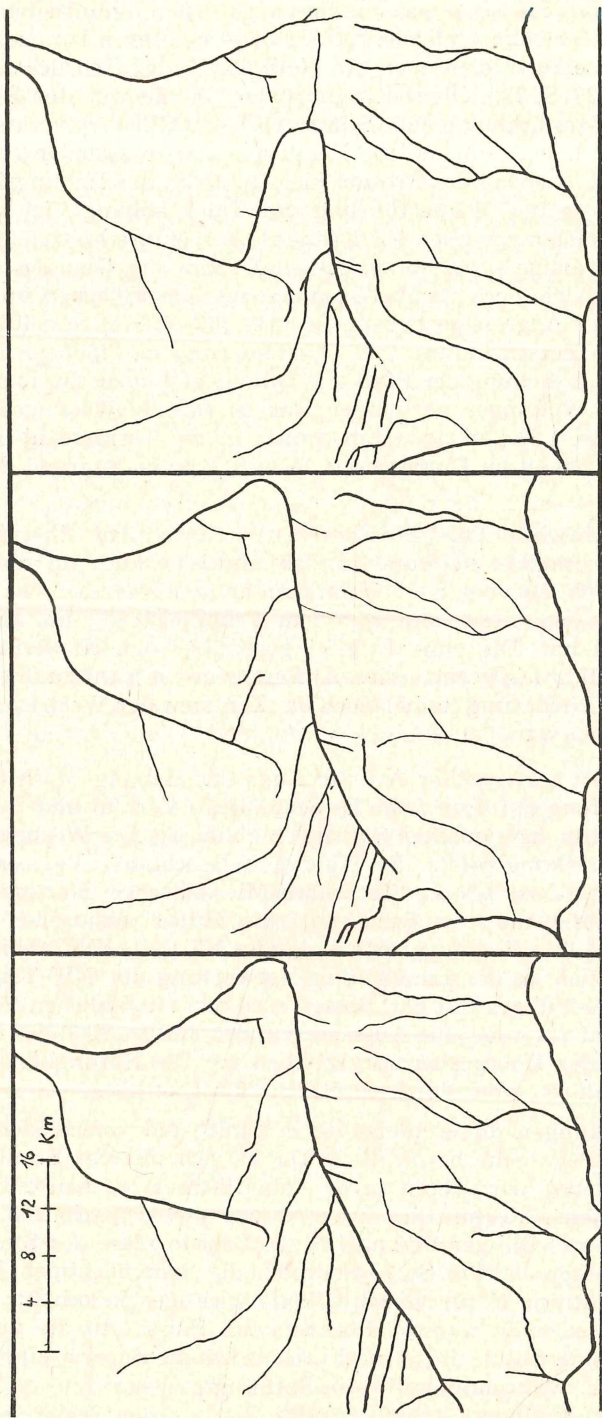
Immerhin läßt sich folgendes sagen: Der Westrich wurde von dieser Hebung nicht gleichmäßig betroffen. Wieder drückt sich der alte Sattel- und Muldenbau durch, indem die Hebung von der Mitte der Pfälzer Mulde zum Pfälzer Sattel hin ständig zunimmt. Entsprechend variiert das Einschneiden der Flüsse; es ist im Sattel am stärksten (bis zu 140 m) und hat dort zur Herausbildung von kleinen Terrassen geführt (HERCHENRÖTHER (12, Tab. III)). Sie sind jedoch allesamt sehr schwach und verlieren sich zur Niederung hin. Aber auch dort schneiden sich jetzt die resequenten Flüsse und das Rest-

stück des tertiären Flusses etwas ein. So entsteht u. a. unmittelbar vor dem Südsteilrand die erwähnte pleistozäne Terrasse mit ihren kennzeichnenden Schottern und Lehmen, die denen des Nordrandes des Gebrüchs sehr ähnlich sind (REIS (28, S. 22)). Gleichzeitig arbeiten die obsequenten Flüsse verstärkt an der Zerstückelung von Schulberg- und Glasbergterrasse weiter, ja auch die gerade erst entstandene Flußterrasse wird schon in Angriff genommen. Da das Ausmaß der Erosion nicht nur von der Hebungintensität, sondern auch von der Wasserführung des Tales abhängt, ist heute der Mohrbach am tiefsten von allen Niederungsflüssen eingeschnitten (30—40 m). (Man vergegenwärtige sich, daß aus diesem Grunde der Glan sich viel stärker einschnitt als die noch verbliebenen resequenten Fließchen und deshalb neue Impulse zur Aggression bekam. SPUHLER (39, S. 375) schreibt darüber: „Die endgültige Zerschneidung und Durchquerung der Moorniederung ist der starken Heraushebung der Pfalz zur Diluvialzeit zuzuschreiben, die mit weitgespannten Wellungen verbunden war, so daß die Wasserscheide weit nach S wanderte.“) Die übrigen Einschnitte in die Terrasse überschreiten 15 m nicht und haben im Durchschnitt 10 m Stärke (s. Südrand der Niederung).

Das vergleichsweise tiefe Einschneiden in Sattelnähe überrascht also nicht. Wohl aber muß es verwundern, daß Ähnliches auch für die Muldenmitte gilt. Nach W. BUCH (4, S. 16) kann man an den Terrassen des Schwarzbaches ablesen, daß dieser sich seit dem Frühpleistozän um mindestens 40 m eingetieft hat. Die ohne Zweifel gegenüber den Niederungsflüssen größere Wasserführung vermag diese Differenz allein nicht zu erklären, zumal ja auch die Niederung immer noch ein Zentrum der Westricher Hydrographie geblieben war.

Der Grund ist tektonischer Art. Im Zuge der Hebung brach die Landstuhler Verwerfung auf. Ihre Lage ist bekannt. In Verlauf und Begrenzung ist sie von anderen, herzynischen Störungen abhängig. Die Westgrenze ihrer sichtbaren Erstreckung bildet die Waldmohr-Bruchhofer Verwerfung, die tatsächliche Ostgrenze ist die Kindsbach-Miesenbacher Störung. An der herzynischen Linie, die vom Schulberg zum Hütschenhausener Glanknie führt, ändert sie ihre Richtung, indem sie von NE nach ENE abbiegt. Ganz allgemein gilt, daß an der Landstuhler Verwerfung der NW-Teil sich gegenüber dem SE-Teil gesenkt hat. Besser, weil den tatsächlichen Verhältnissen entsprechend, ist jedoch die Aussage, daß der südliche Teil des nordwestlichen Raumes der Hebung zurückgeblieben ist. Die Sprunghöhe ist nicht überall gleich, dürfte aber durchschnittlich 30 m betragen.

Die Auswirkungen dieser pleistozänen Linie sind verschiedenartig, jedoch in jedem Falle sehr beträchtlich. Da sie sich mit der Schulbergstufe mehrmals schneidet, wird deren zuvor einheitliches Aussehen entscheidend verändert und jenes abschnittlich so verschiedene Bild geschaffen, das oben beschrieben wurde. Die gerade angehobene Basisterrasse des Stufenlandes erfährt eine weitere leichte Schrägstellung, die dem flüchtigen Beschauer heute ihre eigentliche Natur verhüllt. Weit wichtiger jedoch für die Morphologie der Niederung war die Reaktion der Flüsse auf die verschieden starke Hebungintensität, die ja praktisch in ihrem Bereich eine Senkung mit sich brachte. Während nämlich im Sattel und in der inneren Mulde die Flußerosion unvermindert anhielt, stockte sie vor der Schulbergstufe. Es

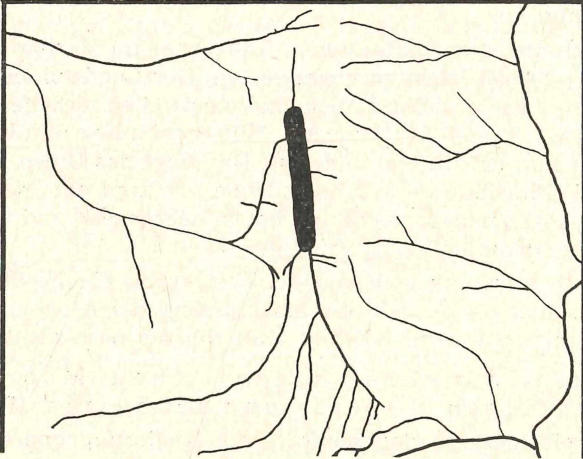


a) Mittelpliozän

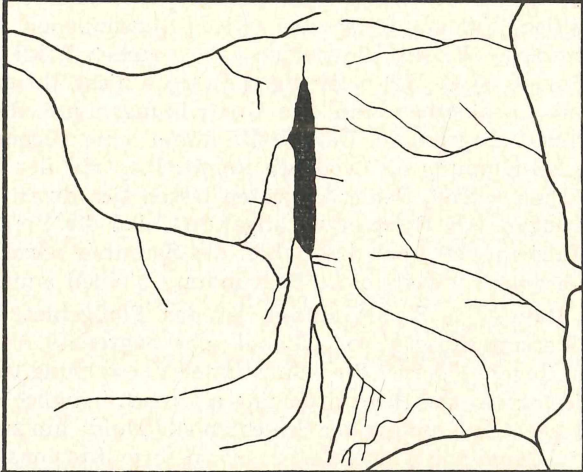
b) Bliesdurchbruch

c) Mohrbachanzapflung

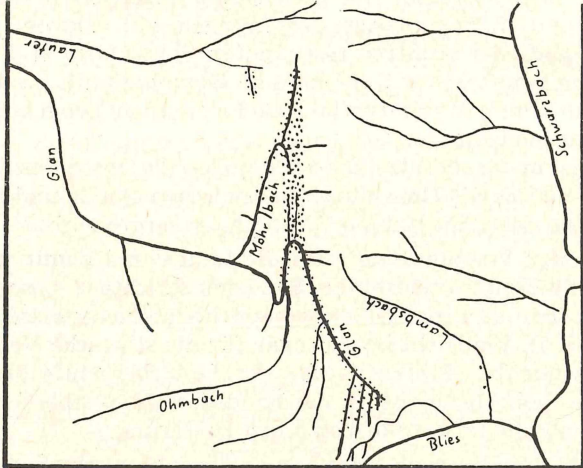
Flußgeschichte des mittl. Westrichs (I)



d) Entstehung des Binnensees



e) Ohmbachanzopfung



f) Vermoorung des Sees u. der Niederrungsflüsse

Flußgeschichte des mittl. Westrichs (II)

traten dort sogar in den gerade erst geringfügig eingetieften Flußtälchen Akkumulations- und Versumpfungerscheinungen auf. Davon betroffen wurden die Unterläufe der größeren resequenten Flüsse (also in der Hauptsache der damalige Ohmbach und der heutige Glanoberlauf), die kleineren Resequenzflüsse in ihrem Gesamtverlauf und vor allen Dingen das Reststück des einstigen Saumstromes, dem nun jede morphologische Kraft verlorengegangen war. Im Gegensatz dazu verstärkten die Obsequenzflüsse ihre Erosionstätigkeit, da sich die Höhendifferenz zwischen Quelle und Mündung um die Sprunghöhe der Landstuhler Verwerfung vergrößerte.

Sicher hat bei der Versumpfung auch die tonige und damit wasserundurchlässige Beschaffenheit einzelner Sandsteinschichten, besonders im unteren Buntsandstein und in den Rehbergsschichten, eine gewisse Rolle gespielt (DRUMM, 7, S. 7). Vielleicht ist sie sogar für die schwache Vermoorung des kleinen, subsequenten Fließchens vor der Leiterbergstufe der Hauptgrund; denn diese steht, da sie östlich der Kindsbach-Miesenbacher Störung liegt, einstweilen abseits unserer tektonischen Erklärung.

An erster Stelle der Ursachen steht jedoch die tektonische Senkung. Sie erklärt die auffällige Versumpfung aller Niederungsflußauen auf eine eigentlich recht einfache Weise. Die beiden LÖFFLERSchen Erklärungsversuche (19, S. 55—61 und 20, S. 372) befriedigen dagegen nicht. Ihr erster will ohne jede Tektonik auskommen und alle Erscheinungen mit Regeln der Schichtstufenlandschaft begründen. Der zweite nimmt eine allgemeine Hebung mit leichter SE-Kippung an, wodurch unmittelbar vor der Stufe ein Schotterstau entstehen würde. Beide Ansichten lassen sich durch viele Erscheinungen widerlegen. Als Beispiel sei angeführt, daß die Versumpfung der resequenten Tälchen weit über das Gebiet des Saumtals nach N hinaus (Waldmohr, Niedermohr!) jeweils ohne Begründung bleiben würde.

Wie schon R. DRUMM (7, S. 61) auffiel, ist das Flußgebiet der Blies weitgehend von Versumpfungen frei. (Lokal sehr begrenzte Ausnahmen bestätigen nur die Regel.) Dort ist die Landstuhler Verwerfung bereits abgeklungen und die tektonische Beanspruchung setzt sich lediglich aus einer Hebung und einer leichten Kippung der Schichten zur Mulde hin zusammen. Die Blies als Sattel-Muldenfluß profitierte also in ihrer Erosionskraft von dieser Veränderung.

Die Frage nach weiteren tektonischen Störungen im Verlauf der pleistozänen Hebung ist nicht leicht zu beantworten. Der Landstuhler Verwerfung parallele, also erzgebirgische Linien sind einstweilen nicht feststellbar. Die drei herzynischen Linien bei Bruchhof, Hütschenhausen und Kindsbach sind ganz gewiß schon prädiluvial angelegt. Das zeigt das Umspringen der Streichlinien und Schichtstufen auf ihrer Höhe. Sie sind aber sehr wahrscheinlich im Pleistozän neuaufgelebt und haben begrenzend und richtungsweisend auf die Landstuhler Verwerfung gewirkt.

Man mache sich klar, daß während des Pleistozäns die Niederung ein einheitliches Aussehen zeigte, daß also insbesondere der heute so typische Unterschied zwischen SW- und NE-Teil auch damals noch nicht bestand.

e) Die Herausbildung der eigentlichen Moorniederung im spätesten Pleisto- und frühesten Holozän

Es wurde bereits gezeigt, daß mehrere die Niederung querende herzynische Brüche sie (tektonisch, nicht morphologisch) in einzelne Schollen

unterschiedlicher Höhe zerlegen. Viele von ihnen erfahren durch die Landstuhler Verwerfung eine erneute Teilung. Doch auch damit ist die tektonische Beanspruchung des mittleren Westrichs noch nicht abgeschlossen. Die von der Schulberg-Glanknie-Verwerfung, Landstuhler Verwerfung und Kindsbach-Miesenbacher Verwerfung umgrenzte Scholle erleidet eine weitere einschneidende Veränderung. An der im Spätpleistozän sich herausbildenden Hütschenhausen-Ramsteiner Verwerfung wird ihr Südteil abgesenkt (s. die geologisch-morphologischen Profile). Dieser so von vier Linien umgebene Graben umfaßt den weitaus größten Teil der nordöstlichen Niederung und soll als Bruchniederung im engeren und eigentlichen Sinne bezeichnet werden. Seine außerordentliche Jugendlichkeit bewirkt, daß er auch morphologisch als Senke deutlich in Erscheinung tritt, und erlaubt, aus morphologischen Motiven Rückschlüsse auf seinen Charakter zu ziehen.

Während die Hütschenhausener Verwerfung eine 10-20 m mächtige Bruchstufe bildet, vollzieht sich der Übergang im S der Senke nur allmählich. Von der Niederung zur Schulbergstufe vermittelt die rudimentäre Glasbergstufe oder auch die Flußterrasse. Man darf daher annehmen, daß bei der Absenkung des Niederungsstückes die tektonische Südgrenze nicht erneut auflebte, sondern nur als Scharnier bei der Abkippung nach N diente. Dieses Bild geben auch die wenigen Aufschlüsse wieder. Es nimmt die Mächtigkeit der nach dem Abkippen sedimentierten Schichten von S nach N zu.

Auch in der Längsrichtung ist der Senkungsbetrag nicht einheitlich. Dies kommt einmal in der Deutlichkeit und Höhe der Nordstufe zum Ausdruck, die beide von Hütschenhausen nach Ramstein hin abnehmen. Es ist aber nicht möglich, daß auf so engem Raum bei gleichförmiger Absenkung eine unterschiedlich starke Sedimentation stattgefunden hat, was theoretisch als andersgearteter Grund für diese Erscheinung dienen könnte. Zum ändern ist der Raum der Senke nicht ausschließlich von pleisto- und holozänen Ablagerungen überdeckt, sondern ragt als ehemalige Basisterrasse in einzelnen Inseln — die Westricher nennen sie Schachen — heraus. Zwar treten sie morphologisch kaum hervor, doch geben sie guten Aufschluß über die Höhenverhältnisse der abgesunkenen Scholle. Ein Blick auf die Karte des nordöstlichen Bruchgebietes lehrt, daß sie bevorzugt im E der Senke, also im Raum Ramstein-Landstuhl-Kindsbach auftreten. Auch dies läßt auf eine leichte Kippung der abgesunkenen Scholle nach W schließen.

Eine Ausnahme von dieser Regel macht allerdings ein kleines Gebiet südlich von Spesbach. Obwohl es schon im westlichen Teil der tektonischen Senke liegt, häufen sich dort ohne Übergang noch einmal die Schachen. Auch hierfür muß man wohl eine tektonische Erklärung suchen. Gewiß tritt hier die Peterswaldschwelle der Rehbergschichten auf, doch ist es fraglich, ob sie allein die unvermittelte Schachenanhäufung erklären kann. Vielleicht liegt inmitten der Senke ein kleiner, von der Tieferlegung verschont gebliebener Horst.

Obwohl die Senkung in tektonischer Hinsicht sehr gering war, erlangte sie doch eine große paläogeographische Bedeutung dadurch, daß sie zum größten Teil in einem Flußtal stattfand. Gerade hier mußte eine sofortige Reaktion der landschaftsformenden Kräfte erfolgen. Das unmittelbare Re-

sultat des Einbruchs war die Entstehung eines Süßwassersees, der ungefähr die tektonischen Linien als Grenze hatte, und in dem die heutigen Schachen als Inseln aufragten. In ihn flossen der Ohmbach, der obere Glan mit seinen Nebenflüssen und die südlichen Obsequenzflüsse. Auch von der Mohrbach-Lauter-Wasserscheide eilte ihm ein Bach zu. Seinen Abfluß hatte der See im Mohrbach. Natürlich veränderte er mit der Zeit seine Grenzen. Er tastete sich vor allem etwas in die Unterläufe seiner Zuflüsse hinein. Daneben füllte er den Mohrbachtrichter aus (s. die beigefügten Karten zur Flußgeschichte des mittl. Westrichs).

Es soll nicht unerwähnt bleiben, daß auch schon A. LEPLA (18, S. 169) einen See im Gebrüch vermutete, allerdings aus andern Gründen und ohne nähere Belege: „Der untere Teil der Senke (gemeint ist hier die gesamte Niederung; Verf.) trat in ein neues Stadium. Aus dem ohnehin sehr schwach geneigten Teil entstand nach dem Ausbleiben des alten Stromes (Bliesdurchbruch!) eine Art Süßwassersee mit sehr geringer Tiefe.“

Die Zuflüsse lagerten den mitgebrachten Schutt in den seichten See ab und trugen so zu dessen allmählicher Ausfüllung bei. Die Kleinheit des Sees, die Vielzahl und Verschiedenheit seiner Tributärflüsse, die Verschiedenheit ihrer Einzugsbereiche und nicht zuletzt das Relief des Seegrundes brachten naturgemäß einen ungewöhnlich raschen horizontalen und vertikalen Wechsel des abgelagerten Materials mit sich. Es kann und

<u>GÜMBEL 1894</u> (8, S. 1061) <u>südl. Hauptstuhl</u>	<u>REIS 1899</u> (28, S. 23) <u>Normalprofil</u>	<u>DRUMM 1942</u> (7, S. 59) <u>Autobahn bei Hauptstuhl</u>
3 m Torf	1 m Torf	0,1 m Mutterboden
0,5 m sandiger Lehm	? bräunl., durchwurzelter Lehm	0,7 m Torf
0,3 m Lehm, bräunlich mit Wurzeln durchzogen	1 m schneeweißer (Glas-) Sand	0,3 m Ton
2,5 m weißer (Glas-) Sand	1 m Gehängeschutt	Sand
5 m nicht abgerollter Gehängeschutt, Kies, zuw. entfärbter Karneol		
Grundlage Buntsandst.		
<hr/>		
<u>DRUMM 1942</u> (7, S. 59) <u>Bohrloch b Autobahnkreuzung südl. Landstuhl</u>	<u>VERF. 1960</u> <u>Normalprofil</u>	<u>VERF. 1960</u> <u>Am Glan b. Elschbach</u>
2 m Torf	3 m Torf	0,2 m Mutterboden
6 m Glassand	0,5 m durchwurzelt. Lehm, Ton, Sand	0,2 m Schlick
Anstehender Buntsst.	3 m feiner, weißer Glassand	0,6 m Glassand
	0,3 m Schlick	
	Anstehender Bunts.	

Tab. 2: Profile durch das Quartär der Westricher Niederung

soll hier nicht die Aufgabe sein, allen diesen Unterschieden auf das Genaueste nachzuspüren. Vollständige Klärung können nur viele weitere, geologisch gut fundierte Bohrungen bringen. Deshalb soll nur das durchschnittliche Schichtbild wiedergegeben werden, das sich bei der Betrachtung aller bisherigen Bohrprofile, der vereinzelt Aufschlüsse, sowie einiger Angaben in der älteren Literatur ergeben hat (s. Tab. 2).

Eine typisch limnische Bildung ist im Liegenden der in den Flußrinnen des inneren Seengrundes abgelagerte Schlick bzw. schlickähnliche Ton. Er ist von bläulicher Farbe und hat einen schwach stinkenden Geruch. An Hand der KUBIENASchen Nomenklatur (16, S. 102) kann man ihn nach seinen Eigenschaften als oligotrophe Gyttja bezeichnen. Als unterste Schicht läßt sich seine Mächtigkeit nur schwer bestimmen. Sie schwankt zwischen 2 und 50 cm, ihr Durchschnitt dürfte bei 30 cm liegen. Bei der Moorkolonisation und der von Zeit zu Zeit erfolgenden Reinigung der Bachbette wird der Schlick zutage gefördert und am Bachrand angehäuft. Er birgt in sich zahlreiche Gerölle aus den Umrandungsgebieten. Auffälligerweise tritt der Schlick auch noch im Hütschenhausener-Elschbacher Tal bis zur Höhe Elschbacher Bahnhof auf, wie 3-5 m tiefe Aushebungen für Leitungsmasten ganz deutlich anzeigten. Der See hatte also schon ziemlich bald große Teile des Ohmbachtales erobert. Der Schlick kann außerdem im Bachbett des Glans verfolgt werden und läßt im Durchschnitt ein leichtes Einfallen zum Bruch hin erkennen. Dies ist ein weiteres Zeichen dafür, daß zwischen Elschbach und Hütschenhausen früher, und zwar noch bei der Schlickablagerng, andere Gefällsverhältnisse geherrscht haben.

In der bisherigen Literatur ist der Schlick lediglich bei R. DRUMM (7, S. 58) erwähnt worden, allerdings nur in einer Tabelle ohne nähere Angaben. Für D. HÄBERLE (11, S. 23) war das vermeintliche Fehlen von „Faulschlammablagerungen“ ein Gegenargument zu der „landläufigen Anschauung, daß früher einmal ein Binnensee die ganze Bruchniederung bedeckte und durch Verlandung die Torfbildung veranlaßt habe“.

Nicht überall eröffnet der Schlick die limnische Sedimentation. An manchen Stellen vertritt ihn ein dunkler, oft schwarzer Ton. Randlich finden sich die Schuttfächer der Flüsse, die Schotter, Kiese und Sande in bunter Wechsellagerung zeigen. Gegenüber dem Schlick haben sie größere Mächtigkeit. v. GÜMBEL (s. Tab. 3) gibt in seinem bei Hauptstuhl, also randlich aufgestellten Normalprofil des Gebrüchs diese Schicht mit 5 m an. Nach Abzug der liegenden Flußschotter dürften es aber nur 3-4 m sein.

Über all diesen Ausbildungen folgt mit feinem, ausgebleichtem, weißem Sand, im Westrich Glassand geheißen, eine ziemlich gleichmäßige und gut zu erkennende Schicht von ca 3 m Mächtigkeit. Oft ist sie klebsandartig, vereinzelt sogar lettig ausgebildet. Sie enthält zahlreiche kleine bis mittlere Gerölle mit unterschiedlichem Material. Außer in der tektonischen Senke zeigt sie sich auch in den Flußtälern der südwestlichen Niederung, etwa beim Eichelscheiderhof, hat jedoch nur eine Dicke von 50 cm. Immerhin läßt sie den Schluß zu, daß auch dort die Akkumulation weiterhin das Landschaftsbild bestimmte.

Mit dem Schlick zusammen bildet der Glassand das heute aus den Bachbetten ausgehobene Material. Auch er zieht sich noch in den bewußten Glanabschnitt hinein.

Darüber folgen nun sehr wechselhafte Ablagerungen. Tone, tonige Sande, Lehme, Sande und Schotter können sich gegenseitig vertreten, wobei die durchschnittliche Häufigkeit zu der angegebenen Reihenfolge führt. Wie das Material wechselt auch die Mächtigkeit dieser Abteilung. Sie schwankt zwischen 0,2 und 0,8 m und beträgt durchschnittlich 0,5 m. Wo Tone und Lehme ausgebildet sind, trennen sie aufgrund ihrer Wasserundurchlässigkeit zwei Grundwasserstockwerke voneinander, wie DRUMM (7, S. 59) feststellen konnte. Sie haben jedoch noch eine weitere, bemerkenswerte Eigenschaft: Sie zeigen gut erkennbare organische Spuren, nämlich feine Würzelchen, kleine Birken- und Erlenrindenstücke, Reste zusammengerollter Blätter usw. Ähnliches fehlt in ihrem Liegenden vollkommen. Man darf daher wohl eine größere Klimaänderung für diesen Wechsel verantwortlich machen, m. a. W. die Schicht bereits an die Wende Pleistozän-Holozän stellen. Damit ergibt sich aber auch für das Liegende eine ziemlich genaue Datierung (die wir in der Entwicklung bereits vorweggenommen haben). 4-5 m Gesamtmächtigkeit der limnischen Schichten bei relativ starker und ununterbrochener Sedimentation weisen es — wie übrigens auch die Struktur des Materials — ins Spätpleistozän. Da die Absenkung synsedimentärer Natur war, gilt gleiches auch für sie. Es ist also nicht richtig, wie REIS (28, S. 23) es tat, die gesamte Sedimentation ins Holozän zu legen.

Die stratigraphische Bedeutung der Tone und Lehme ist damit nicht erschöpft. Sie und ihre Äquivalente fehlen als erste Abteilung im (damaligen) unteren Ohmbachtal und bilden somit eine zeitliche Schranke für ein wichtiges morphologisches Ereignis, nämlich den Glandurchbruch bei Gries.

Im Diluvium hatte sich der Glan weiter eingetieft und sein Ende bis Börsborn (außerhalb des Buntsandsteins in Sattelnähe) zurückverlegt, während das Reststück des Tertiärflusses in der Niederung nach kurzer Erosionstätigkeit akkumulieren mußte. Zwischen dem halbkreisförmigen obersten Glanlauf und dem Ohmbachtal stand als trennende Barre nur noch der harte Grenzlagermelaphyr. Der Durchbruch vollzog sich, wie die heutige Morphologie erkennen läßt (s. Fig. 7), an Hand zweier kleiner Nebenbäche, die von beiden Flüssen zum Melaphyr ausgeschickt wurden und sich in scharfem Winkel trafen. Jedenfalls liegt an der Spitze des heutigen Glanknies, dort, wo der Fluß eine Änderung seiner Richtung um 170° vornimmt, eine äußerst enge Talstelle, die man sich als Durchbruchstelle denken könnte. Unmittelbar darauf liegt am linken Talhang eine kleine, NNE weisende Quellmulde, vermutlich das Talende des Glan Nebenflusses. Man beachte, daß der so nachkonstruierte Bach genau einer dem südlichen Hauptsprung angehörenden Störung nachgreift. Genauere Angaben sind nicht möglich, weil in dem engwandigen Tal nur die allerjüngsten Alluvionen zum Vorschein kommen.

Nach erfolgtem Durchbruch triumphierte naturgemäß der tiefere Bach, also der Glan. Es gelang ihm, den ins Ohmbachtal vorgedrungenen See soweit zu entwässern, daß dieser sich auf seine ursprünglichen tektonischen Grenzen zurückziehen mußte. Das bedeutet, daß er den Ohmbach zwischen Quelle und Elschbach und das Stück zwischen Elschbach und Hütschenhausen an sich ziehen konnte. Dieser zweite Teil floß nun also entgegengesetzt und wurde zu einem Abfluß des Niederungssees.

Damit wird verständlich, daß das Flußstück zwischen Elschbach und Nanzdietsweiler zumindest in der Zeit unmittelbar nach dem Durchbruch eine große Wasserführung hatte und sich um einige Meter einschnitt. Der frühere Oberlauf des Glans zeigt deshalb bei seiner Einmündung in das jetzige Glantal einen deutlichen Gefällsknick.

Noch ein Wort zur Datierung des Grieser Glandurchbruchs. Er ist jedenfalls älter als die älteste holozäne Schicht im Gebrüch. Es läßt sich jedoch noch eine weitere zeitliche Schranke angeben. Sowohl der Schlick als auch der Glassand ziehen vom Bruch her über Elschbach in die heutige Mündung des Ohmbachtals hinein. Bei Annahme eines damals schon vorhandenen Durchbruchs wäre eine solche Lagerung nicht möglich gewesen. Mit Sicherheit darf man ihn deshalb an die Wende Pleistozän-Holozän stellen.

Die Anzapfung und ihr geringes Alter ist in der Literatur bereits mehrfach vermutet worden, z. B. von E. LÖFFLER (19, S. 50). Andere Autoren haben geltend gemacht, daß der Glan kurz unterhalb der Durchbruchsstelle eine pliozäne Terrasse hat (HERCHENRÖTHER). Doch ist darin kein Gegenbeweis zu sehen. Es verträgt sich mit der Jugendlichkeit des Durchbruchs durchaus, daß der Glan im Pliozän den Raum bei Gries schon erreicht hatte. Seine eigentliche Quelle liegt ja heute bereits auf der Höhe von Börsborn. Im Durchbruchstal selbst und weiter oberhalb indessen, und das ist weit wichtiger, tritt keine Pliozänterrasse mehr auf.

Der Durchbruch ist der einstweilige Abschluß in der Geschichte des Eingriffs des Glans in den südlichen Hauptfluß.

Interessanterweise hat die Ohmbachanzapfung am Nordrand der tektonischen Senke nach Abzug des Sees ähnliche morphologische Auswirkungen gehabt wie die Mohrbachanzapfung für die obsequenten Flößchen im S. Das kleine resequente Flößchen bei Spesbach zeigt an seiner Mündung ins Gebrüch ein Bild der Dissonanz zwischen Bach und Aue und läßt dadurch das außergewöhnlich junge Alter seiner Umbiegung erkennen (s. Fig. 9).

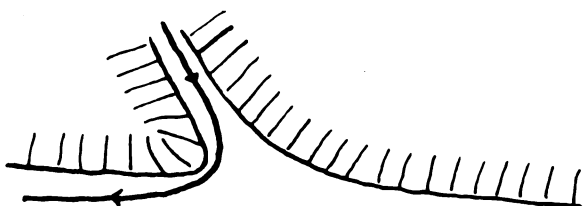


Fig. 9: Disharmonie zwischen resequentem Tal und Bach bei Spesbach

Die Anzapfung des Ohmbaches und des Sees bedeutet nun nicht, daß dieser zwangsläufig verlanden mußte. Die ältesten Ablagerungen des Holozäns sind noch eindeutig limnischer Natur. Die Zuflüsse und die beiden Abflüsse halten lediglich den Seenspiegel im Gleichgewicht. Daß sich nun trotzdem bald die ersten Verlandungserscheinungen zeigen, hat andere Gründe.

Infolge der syndementären Art der Senkung hatte der See nie größere Tiefe erreicht. Sie dürfte 10 m nirgends und niemals überschritten haben. Nach dem Stillstand (vielleicht ist es nur ein langsames, heute noch nicht beendetes Abklingen) der Absenkung trat er in den Zustand des

Seichterwerdens und der allmählichen Verlandung. Vielleicht befände sich der See (von menschlichen Eingriffen einmal abgesehen) noch in unseren Tagen in diesem dahinsiechenden Stadium, wäre nicht ein neuer, den Prozeß forcierender Faktor hinzugetreten.

f) Die Westricher Niederung in jüngster Zeit.

Mit dem Ansteigen der Temperaturen im beginnenden Holozän geht bekanntlich eine völlige Änderung des Vegetationsbildes einher. Der äußerst dürftige Bewuchs kälteresistenter Pflanzen macht ganz allmählich einer lückenlosen, üppigen und artenreichen Flora Platz. Für den flachen See hat dies weitreichende Folgerungen: Ein ausgedehntes Niedermoor beginnt ihn zu überziehen. HÄBERLE (11, S. 23) gibt dafür sogar einen ziemlich genauen Zeitpunkt an: „Durch den Fund von zwei neolithischen Steinbeilen in der unter dem Torf vorkommenden Sand- und Lettenschicht läßt sich nachweisen, daß die Bildung des Torfes dort vor etwa 10 000 Jahren begonnen haben wird.“ Doch scheint sein Schluß etwas kühn.¹⁾ Die Vermoorung selbst ist ein Vorgang, der im mitteleuropäischen Holozän derart typisch und verbreitet ist, daß seine Einzelheiten gut bekannt sind. Dabei ist es gänzlich unerheblich, daß der Westricher See nicht wie die anderen nord- und alpendeutschen Seen glazialer, sondern tektonischer Entstehung ist. Darum sei eine Beschränkung auf die in der Niederung auftretenden Eigenarten vorgenommen.

Von der Vermoorung wurde nicht nur das Gebiet der tektonischen Senke, sondern in zweiter Linie auch alle diejenigen Abschnitte der Flüsse und Bäche ergriffen, die durch die an der Landstuhler Verwerfung erfolgte Absenkung betroffen wurden und daher versumpften.

Zwar schritt die Vermoorung der allgemeinen Regel folgend von den Seerändern zur Mitte vor, doch geschah dies keineswegs gleichmäßig, sondern das Moor tastete dabei kleinen und kleinsten Seetiefen unterschieden nach. So standen bis zum Eingriff des Menschen im 18. Jahrhundert Stellen ganz verschiedener Entwicklungsreife nebeneinander. Partien offenen Wassers (in historischer Zeit noch als Fischweiher benutzt) wechselten mit schmalen Streifen gangbaren Landes, wasserdurchtränkte Niedermoores mit Hochmooren. Dazwischen lagen die Schachen mit ihren Kiefern- und Birkenwäldern. Viele alte Chroniken, einige ältere Landkarten und manche Autoren geben Berichte von jener Landschaft, die sich zu einem Bild wilder und gefährlicher Schönheit verdichten (HÄBERLE, 11, S. 23). Allerdings muß vermerkt werden, daß ihre Angaben sich nicht immer decken. Insbesondere die Lage der Restseen und Flüsse ist recht widerspruchsvoll. Ob es sich dabei um Ungenauigkeiten oder tatsächliche Veränderungen der Gewässer handelt, läßt sich nicht mehr feststellen.

Immerhin stimmen die Karten in einem überein: Südlich Hütschenhausen muß bis ins späte Mittelalter hinein ein größerer Restsee gelegen haben. Dort erfolgte ja die größte Absenkung der Scholle und dort liegt auch heute noch die tiefste Stelle der ganzen Niederung.

Die infolge der Kolonisation nur noch spärlichen Aufschlüsse durch die Stellen höchster Entwicklungsstufe lassen etwa folgenden Gang der Vermoorung erkennen: Zuunterst liegt eine Schicht, in der der Schilf dominiert. Bald jedoch folgen Seggen, die ihrerseits nach oben in eine Schicht über-

¹⁾ Außerdem läßt man heute das Neolithikum erst um 3000 v. Chr. beginnen.

gehen, deren Habitus auf einen Bruchwald schließen läßt. Zahllose Äste und Stämme aller Größe, hauptsächlich von Birken und Erlen, sind in ihr geborgen. Durch fortgesetztes Fallen des Grundwassers sowie der vom Menschen vorgenommenen Eingriffe, die in gleicher Richtung zielen, entstand an vielen Orten dann eine Tendenz zum Hochmoor. Das bedeutet, daß der gerade erst entstandene Bruchwald dort von Moosen überwuchert und erdrückt wurde. Deshalb findet man unter dem Torfmoos häufig noch guterhaltene Stammreste. Ob einige von ihnen wirklich Überbleibsel alter Pfahlbauten sind, wie verschiedentlich angenommen wurde, muß sehr bezweifelt werden. Die Mächtigkeit der einzelnen Torfschichten ist so verschieden, daß sich keine verbindliche Aussage treffen läßt. Ähnliches gilt für die Gesamtdicke. Sie schwankt zwischen 1 und 5 m und dürfte im Durchschnitt, damit stimmt v. GÜMBEL (s. Tab. 2) überein, 3 m betragen.

Neben den Schachen gibt es noch eine zweite Art von Erhebungen in der Niederung: die Dünen. Es geht aus dem Gesagten hervor, daß die Bedingungen zu ihrer Bildung im Spät-Postglazial vor allem im südwestlichen Teil der Niederung sehr günstig waren. Ihre genauere Datierung ergibt sich dadurch, daß sie größtenteils aus dem oben erwähnten feinen, weißen Glasand bestehen. Doch finden sich auch rote Sande darunter, die wohl aus der Umgebung stammen. Daß sich die Dünen heute im ganzen Niederungsbe- reich finden, darf den auch damals schon vorherrschenden SW-W- Winden zugeschrieben werden. Günstige Lokalitäten zu ihrer Bildung waren einmal die windgeschützten Auslauftälchen der Stufenflüßchen. Allerdings sind diese Dünen heute meist schon wieder fluviatil zerstört. Eine Ausnahme macht ein Tälchen zwischen Vogelbach und Bruchhof südlich der Stelle, an der der Glan in die Niederung eintritt. Dort hat sich eine Düne gut erhalten und tritt auch morphologisch stärker hervor. Einige hindurchziehende Schützengräben gewährten Einblick in ihren Aufbau. Es zeigten sich zwei kleine Horizonte mit Verlehmungserscheinungen und Ansatz zur Bodenbildung. Vielleicht sind sie Ausdruck wärmerer oder feuchterer Stadien. Zum zweiten waren die Westseiten der Schachen bevorzugte Anlagerungsstellen. Morphologisch sind diese Dünen meist völlig mit den Schachen verwachsen und wohl darum nicht alle in der AMMON-REISSCHEN Kartierung erwähnt. Und schließlich bot auch der im NE der Niederung langsam ansteigende Reichswald Gelegenheit zur Ablagerung der Sande. Dort haben sie manchmal typische Parabelform (LÖFFLER, 19, S. 62). Die meisten Dünen treten heute morphologisch nicht mehr hervor. Eher läßt schon die Vegetation — die Sande tragen ausnahmslos Wald — Unterschiede erkennen. Durch die Korrosion der Dünensande entstanden wohl auch die in der Niederung häufig anzutreffenden „Windkanter“, d. h. Gerölle, deren Oberfläche facettiert ist (HÄBERLE, 10, S. 104).

Den Kolonisatoren stand so zu Beginn ihrer Arbeit im 18. Jahrhundert ein äußerst mannigfaches Bild der Niederung gegenüber. Entsprechend groß war ihre Leistung. E. LÖFFLER (21) hat die Geschichte der Kolonisation aufgeschrieben. Es gelang trotz vieler Rückschläge (Kriege, Besitzstreitigkeiten, Jahre der Armut, Überschwemmungen, wissenschaftliche Irrtümer usw.) das Wasser im Gebrüch unter Kontrolle, d. h. in feste Bahnen zu bringen, den Torf auf großen Flächen abzustecken, was gleichzeitig einen lohnenden Verdienst ergab (Brennmaterial, Dünger, Kurzwecke), größere Areale mit Mischbeständen aufzuforsten und die Moore größtenteils in

fruchtbare Wiesen, randlich sogar in Äcker zu verwandeln. Die geologische Kartierung vom Jahre 1903 ist darum heute in vielen Teilen der Niederung unzutreffend. Man darf sagen, daß viele Züge der gegenwärtigen Bruchhydrographie durch direkte menschliche Beeinflussung entstanden sind.

Gerade in den letzten Jahren erfolgten in der Niederung weitreichende Eingriffe. So sind bei Bruchmühlbach große Teile der erwähnten Flußterrasse abgebaut worden, weil man Sand für Erdarbeiten (Autobahnbau) benötigte. Aus dem gleichen Grunde ist der morphologisch so interessante Galgenhübel (s. o.) sogar völlig abgetragen worden.

Nur am Rande soll erwähnt werden, daß zur Zeit im Gebrüch Anfänge einer Sozialbrache sich bemerkbar machen, nachdem zu Beginn des 2. Weltkrieges durch die Arbeiten des damaligen Reichsarbeitsdienstes ein gewisser Abschluß der Kolonisation erreicht worden war. Zahlreiche Wiesen sind bereits wieder verriedet. Bäche, an denen mehrere Jahre nicht gearbeitet wurde, versumpfen und verwildern, was bei ihrem minimalen Gefälle nicht weiter verwunderlich ist. Es zeigt sich deutlich, daß ohne ständige Kontrolle die augenblicklichen hydrographischen Verhältnisse nicht zu halten sind. (Vgl. hierzu E. LAUTENSACH-LÖFFLER, „Die westpfälzische Großgemeinde Ramstein“ in LAUTENSACH-Festschrift, Stuttg. Geogr. Studien, Bd. 69, 1957, und E. LÖFFLER „Landbau und Wirtschaftsplanung im Pfälzer Gebrüch“, Westmärk. Abhandl. z. Landes- und Volksforschung, 4. Bd., S. 306—327).

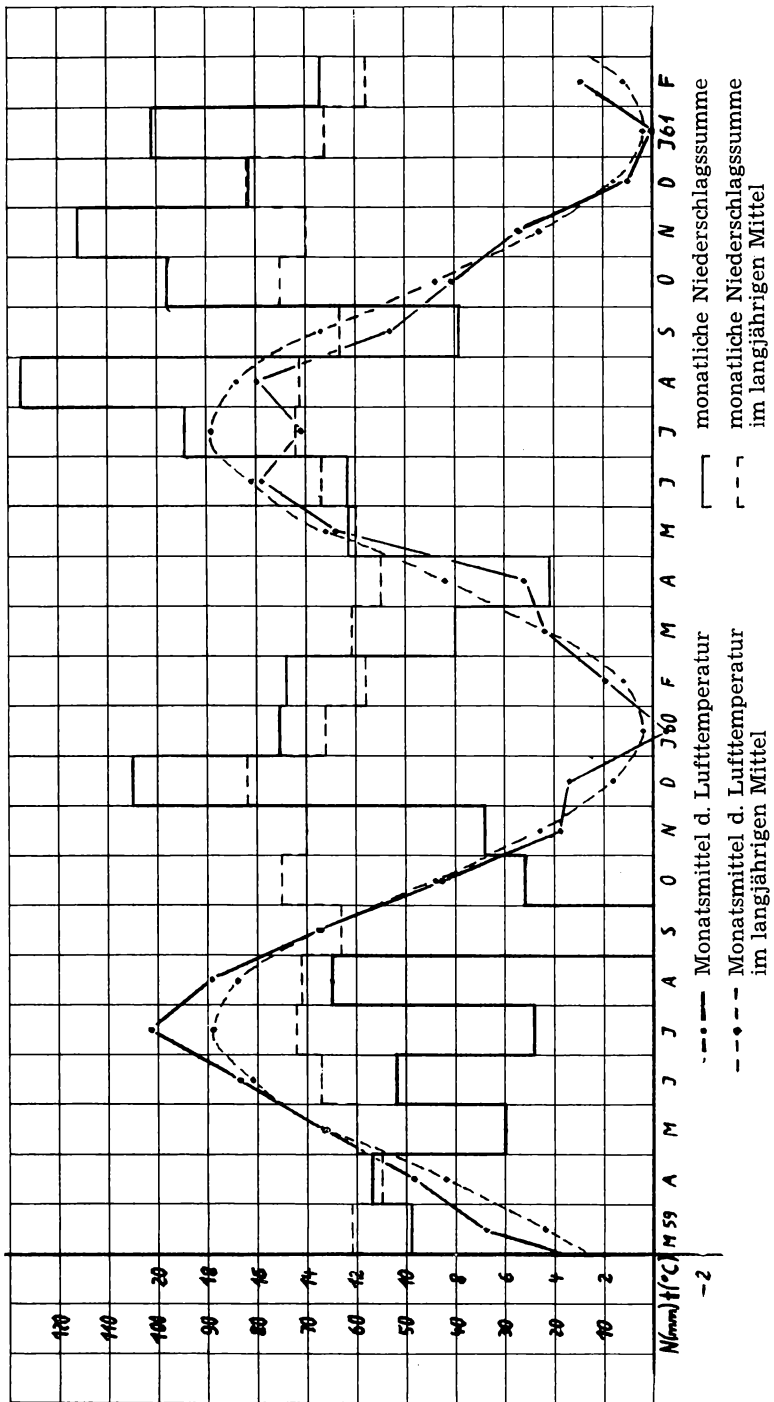
Auch außerhalb der Niederung treten quartäre Bildungen auf. Dazu gehört als wichtigste der Lös. Sein Hauptverbreitungsgebiet liegt im äußersten NE des Westricher Mesozoikums, etwa auf halber Höhe des Anstiegs zum Pfälzer Sattel, und dort wiederum ganz überwiegend an den Talhängen mit E-Exposition. Man darf aber daraus nicht ohne weiteres auf die Anwehungsrichtung schließen, da die dünne Schicht auf den Regenluvseiten bereits wieder abgewaschen sein kann. Die Ursache der Entstehung des viel älteren Höhenlehms auf dem Schulberg ist bisher noch nicht geklärt worden.

K. Klimatologische und edaphische Untersuchungen¹⁾

1) Temperatur und Niederschlag

Messungen über die beiden wichtigsten klimatischen Elemente, die Lufttemperatur und den Niederschlag, waren aus zweierlei Gründen unbedingt notwendig. Einmal muß die quantitative Leistung eines morphologischen Faktors innerhalb eines gewissen kurzen Zeitraumes immer im Zusammenhang mit dem dabei herrschenden Wetter gesehen werden, m. a. W. sie bedarf zu ihrer gründlichen Erfassung der Betrachtung unter den verschiedensten klimatischen Bedingungen. Des weiteren ist es für die Aussagekraft der im Hinblick auf die rezente morphologische Tätigkeit vorgenommenen Messungen in den beiden Untersuchungsjahren nicht unerheblich, wie sich dabei die Witterung verhalten hat, d. h. im wesentlichen, wie Temperatur und Niederschlag in dieser Zeit den langjährigen Mitteln gegenüberstehen.

¹⁾ Leider mußte auf die Ausführungen zur Lage des mittl. Westrichs im großklimatischen Raum und seiner innerhalb dessen auftretenden, orographisch bedingten klimatischen Besonderheiten aus Raummangel verzichtet werden. Sie können jedoch in der Dissertation (die sich in der Bibl. der Joh.-Gutenb.-Univ. in Mainz befindet) nachgelesen werden. Außerdem sei auf die Studie von E. LÖFFLER (22) hingewiesen.



Zur Witterung in der Untersuchungszeit

Beim Hause des Verf. in Waldmohr wurden daher regelmäßig in üblicher Weise Messungen des Maximums, des Minimums (am Erdboden) und des Mittels der Tagestemperatur sowie der täglichen Niederschlagshöhe vorgenommen. Die Niederschlagshöhen und die Temperaturmittel der einzelnen Monate sind auf der Darstellung S. 143 eingezeichnet und mit den langjährigen Monatsmitteln der Niederschlagshöhe an der Station Eichelscheiderhof bzw. der Temperatur an der Station Kaiserslautern verglichen. Daß dabei bis zu einem gewissen Grade lokale Unterschiede miteinbezogen wurden, ließ sich leider nicht vermeiden, kann aber an der prinzipiellen Gültigkeit des Vergleichs nicht rütteln; wie auch die Tatsache, daß die am Hause des Verf. gewonnenen Meßwerte sich im Untersuchungsraum um ein Weniges abändern können, nicht entscheidend ins Gewicht fällt.

Die Witterung der beiden Untersuchungsjahre war für analytisch-morphogenetische Untersuchungen nicht ungünstig. Wie die graphische Darstellung auf S. 143 zeigt, wurden ein im Durchschnitt sehr warmes und trockenes sowie ein kühles und feuchtes Jahr erfaßt. Besonders die beiden Sommer verhielten sich recht gegensätzlich. Zwar war kein Winter ausgesprochen kalt, doch enthielten beide ausgeprägte Kälteperioden und hatten, was morphologisch von Wichtigkeit ist, genügend Niederschläge. Insgesamt konnte der Untersuchungsraum, speziell die beiden Hauptstufen samt den bedeutendsten der sie angreifenden morphologischen Faktoren, bei nahezu allen für unsere Zone typischen Witterungsbedingungen beobachtet bzw. gemessen werden.

2. Der Boden.

a) Die Buntsandsteinböden.

Es empfiehlt sich, die Böden des Untersuchungsraumes gemäß ihrem Muttergestein in drei Gruppen zu gliedern, von denen die der Buntsandsteinböden sowohl nach dem von ihnen bedeckten Areal als auch hinsichtlich ihrer Bedeutung für das Schichtstufenland, insbesondere für die Stufen, die größte Aufmerksamkeit beansprucht. Dem mitteleuropäischen Buntsandstein geht der Ruf voraus, schlechte Böden zu liefern. In der Tat läßt der hohe Gehalt an schwer- bis unverwitterbaren Silikaten (bes. Quarz), seine Basenarmut und der fast völlige Kalkmangel nirgends sehr fruchtbare Böden zu. Eine günstige Ton-Humuskopplung, heute als Voraussetzung für das ideale Krümelgefüge eines Bodens erkannt, scheidert am Mangel von Ton und an der Güte des vorliegenden Humus. Doch wäre es sicher falsch, die Buntsandsteinböden — und sei es auch nur verallgemeinernd — als unfruchtbar abzutun. Schon der kleine Bereich des mittl. Westrichs bietet dafür ein überzeugendes Gegenbeispiel. Da innerhalb der vom vorherrschenden Quarz gezogenen Gütegrenzen hauptsächlich die Struktur des Bindemittels für die Bodenqualität ausschlaggebend ist, induziert dessen Variabilität auch gewisse Differenzierungen der Böden. Es läßt sich dabei die Regel aussprechen, daß kieseliges Bindemittel ein Minimum, toniges ein Maximum der Bodengüte nach sich zieht. Bei gleicher Hangneigung wachsen Mächtigkeit und Güte des Bodens mit steigendem Tongehalt.

Aus dem Buntsandstein entwickelt sich im allgemeinen als erstes Stadium ein Silikat-Syrosem¹⁾ und sodann als typische Bodenart der

¹⁾ Syrosem = terrestrische Rohböden der gemäßigten Klimate (KUBIENA)

Ranker. Der von KUBIENA (16, S. 193) geprägte Ausdruck bezeichnet stark saure, leichte, lockere, wasserdurchlässige, mineralarme Böden mit A-C-Profil, die wenig entwickelt sind und nur im A-Horizont Verwitterungserscheinungen zeigen. Die dabei auftretenden Unterschiede und das eventuelle Tendieren des Rankers zu benachbarten Bodenarten in den einzelnen Gruppen des Buntsandsteins sollen nun kurz betrachtet werden.

	Unt. Bsst.	Mittl. Bsst.	Ob. Bsst.	Muschels.
Grobsand (0,1—2 mm)	12	44	10	6
Feinsand (0,05—0,1 mm)	17	36	25	16
Staubsand (0,01—0,05 mm)	38	10	25	22
Ton (0,01 mm)	33	10	40	56

Tab. 3: Die durchschnittlichen Anteile der einzelnen Korngrößenklassen in den Böden des Westrichs (nach A. Hock (13)). (in %)o

Der untere Buntsandstein ist vor allem zum Hangenden hin relativ tonreich und enthält (was im Westricher Buntsandstein einzig ist) in seinem Bindemittel nicht wenig Karbonate. Daraus und aus der günstigen prozentualen Verteilung der einzelnen Korngrößenklassen (s. Tab. 3) erklärt sich die gute Beschaffenheit und nicht geringe Fruchtbarkeit seiner Böden, die überall auf den Riedelrücken der oberen Basisterrasse ackerbaulich genutzt werden. Vereinzelt zeigen sich sogar Anzeichen eines Subtypus, nämlich des verbraunten Rankers, kenntlich an der Ausbildung eines braunen, eisenreichen (B)-Horizontes. Leider neigt der Boden an den Hängen der resequenten Täler zu Verlehmungen, wodurch er dort schwerer, nasser und kälter wird.

Wesentlich ungünstiger ist die Struktur der Hauptbuntsandsteinböden. Das verrät schon ein Blick auf Tab. 3. Gleich die Trifelsböden unterscheiden sich von denen des unteren Buntsandsteins recht deutlich. Der Boden ist gröber und steiniger (kieseliges Bindemittel), der Tongehalt verschwindend gering. Zum hohen Säuregrad tritt unter Waldbewuchs völlige Unterentwicklung. Unter einem Filz von unzersetzter Streu und Rohhumus folgt meist schon das Anstehende. Etwas besser sind die Rehbergböden, da das Muttergestein im Vergleich zu den Trifelsschichten weicher und toniger ist. Sie stehen daher in der Bonität zwischen den beiden vorigen Böden. Jedoch kommt diese Stellung nicht sehr zum Tragen, da ihr Auftreten sehr beschränkt ist. Die schlechtesten Böden sind zweifellos die der Karlstalschichten. Die Sande haben fast kein, die Felsen ein kieseliges Bindemittel. Die daraus abzuleitende Ton- und Basenarmut läßt den typischen oligotrophen Ranker mit all seinen schlechten Eigenschaften entstehen. Weiterhin wirken sich das relativ kühle, feuchte Klima und die fast ausschließliche Besiedlung mit Wald bei Vorherrschen von Nadelbäumen und Zwergsträuchern (*Calluna*) ungünstig aus. Dies hat zur Bildung einer beinahe lückenlosen obersten Bodendecke aus unzersetzter Streu und sehr tragem Rohhumus geführt. Die deutlich abgegrenzte Filzschicht verhindert nicht nur eine Weiterentwicklung des gänzlich rohen Unterbodens, indem sie vor allem die biologische Bodentätigkeit auf ein Minimum herabdrückt, sondern verstärkt auch noch die ohnehin schon sehr saure Reaktion des Bodens. Das Regenwasser wäscht aus ihr organische Säuren aus, die den Unterboden angreifen und ausbleichen können. Wenn die Podsolierung — denn um eine solche handelt es sich dabei — trotzdem noch kein großes Ausmaß

angenommen hat, so ist dies einer der guten physikalischen Eigenschaften des Rankers, nämlich der Wasserdurchlässigkeit, zu verdanken. Das säurehaltige Wasser wird meist so schnell abgeführt, daß nur lokale und wenig kräftige Bleichungen vorliegen. Allerdings ist diese Tatsache nicht nur eine Folge der petrographischen Beschaffenheit, sondern auch der Lage der Karlstalsande hoch über und dicht neben dem untersten Erosionsniveau zu danken. Die morphologische Situation bewirkt noch ein zweites, nämlich einen Unterschied in der Korngrößenstruktur zwischen Stufenböden und Terrassenböden. Der Hang unterhalb des harten Stufenbildners ist mit dessen abgesprengten Blöcken aller Größe bis hin zu mehreren Kubikmetern Volumen übersät und somit überaus steinig. Der Anteil der Blockfraktion dürfte mehr als 60% betragen. Im einzelnen zeigt der Schulbergstufenboden je nach Höhenlage, Exposition, Vegetation, Lage zum Grundwasserkissen usw. nicht geringe Differenzierungen (s. u.).

Wieder andersgeartet nach Struktur und Entwicklung sind die Böden des oberen Buntsandsteins. In der Tabelle der Korngrößen spiegelt sich die Beschaffenheit der tonigsten aller Buntsandsteinschichten wieder. Allgemein gilt, daß die Böden ziemlich fruchtbar und für den Ackerbau geeignet sind (39, S. 365). In der Entwicklung haben sie den Zustand des Rankers bereits überwunden und tendieren über die jetzige Form des verbrauchten Rankers zur Braunerde. Im Gegensatz zum unteren Buntsandstein, wo dieser Prozeß nur lokal auftrat, hat er hier bereits den gesamten Boden erfaßt. Die Bodenverbesserung wird wesentlich gefördert durch die Ackerkultur (Pflügen, Düngung, Herauslesen der allerdings höchstens kopfgroßen und im Gegensatz zur Schulbergstufe nicht sehr zahlreichen Blöcke des Hausbergstufenbildners, usw.). Leider ist die gute chemische Beschaffenheit (guter Nährstoffgehalt, mäßig saure Reaktion, hohe Bindigkeit, gutes Bodenleben, Tiefgründigkeit) gekoppelt mit schlechten physikalischen Eigenschaften, insbesondere mit schlechter Wasserdurchlässigkeit. Das kühle und feuchte Klima und die Waldarmut der Sickinger Hochfläche führen daher zu jahreszeitlich auftretenden Staunässen, die den Boden schwer und kalt werden lassen und mancherorts bereits zu Vergleyungen geführt haben.

b) Die Muschelkalkböden.

Bekanntlich läßt sich aus der Tatsache, daß das Muttergestein kalkig ist, noch nichts über die Bodengüte aussagen, da bei der Bodenbildung die Quantität und Qualität der Beimengung des Kalkes (Tone, Mergel, Sande, Dolomite usw.) entscheidend sind. In dieser Hinsicht sind die Verhältnisse des Westricher Muschelsandsteins nicht ungünstig, wie man auch der Hockschen Korngrößentabelle entnimmt. Allerdings dürften darin die Zahlen speziell für den mittl. Westrich etwas zu günstig sein, da die Nordfazies des Muschelsandstein durch größeren Sandgehalt gekennzeichnet ist. Mehrere Bodenproben des Verf. mit Hilfe der Schlämmanalyse führten zu den Zahlen 10, 20, 20, 50%. Gegenüber den Böden des oberen Buntsandsteins ist der Muschelsandsteinboden noch schwerer und bindiger; er ist nährstoffreicher und vielseitiger, enthält vor allem trotz der ständigen Auswaschung noch ausreichend Kalk (nach Hock (13) etwa 5%) und hat ein reiches Bodenleben bei tiefgründiger Verwitterung. Jedoch läßt sich nicht leugnen, daß mit der Steigerung der guten chemischen Eigenschaften eine weitere Verschlechterung des Luft- und Wasserhaushaltes eingetreten ist.

Den jahreszeitlichen Staunässen steht nach langer Trockenheit ein verhärteter Boden mit breiten Schwundrissen gegenüber. Es fällt deshalb nicht leicht, den Muschelsandsteinboden zu klassifizieren. Sieht man einmal vom schlechten Wasserhaushalt ab, so könnte man ihn als Mullrendzina bezeichnen, d. h. als sandig-lehmigen bis tonigen, kalkhaltigen, basenreichen, biologisch regen Boden mit der typischen Humusform des Mulls. Auch die verbrauchte Rendzina als Folge größerer Entkalkung und Tonanreicherung mit Ausbildung eines braunen (B)-Horizontes tritt stellenweise auf. Doch haben Klima und Exposition bereits eine Degradierung des Bodens im Sinne einer Tendenz zur Vergleyung bewirkt. Dieser Prozeß hält an und wird, wie auch schon SPÜHLER (39, S. 309) erkannte, bei Konstanz der äusseren Faktoren unweigerlich zur Herausbildung eines Pseudogleybodens (= Boden, dessen Struktur bestimmt ist durch den Wechsel zwischen Staunässe und Austrocknung, kenntlich an seiner „Marmorierung“) führen. Oberer Buntsandstein und Muschelsandstein sind ein gutes Beispiel dafür, wie bei langanhaltendem und starkem Einfluß außenbürtiger Kräfte weit mehr diese als die Beschaffenheit des Muttergesteins für die Bodenqualität maßgebend werden können, womit ursprüngliche Bodenunterschiede im Laufe der Entwicklung verwischt werden.

Die auf der südlichen Sickinger Höhe über Muschelkalk häufigen zähen, schweren und völlig wasserundurchlässigen Höhenlehme zeigen dieselben Symptome, die KUBIENA (16, S. 249) im Boden der Kalkflächen des Wiener Waldes und Mährens angetroffen hat. Der von ihm mit „Kalksteinbraunlehm“ oder „Terra fusca“ bezeichnete Boden kann sich nach seinen Untersuchungen im Quartär nicht gebildet haben, da er ein recht warmes und dabei feuchtes Klima voraussetzt. Es muß sich um einen fossilen Boden aus dem Tertiär handeln. Da diese Böden erst südlich des eigentlichen Untersuchungsraumes auftreten, sei auf eine nähere Begründung des Vergleichs verzichtet. Der Höhenlehm auf dem Schulberg entzieht sich allerdings dieser Deutung, da er auf Buntsandstein liegt.

c) Die Böden pleisto- und holozänen Materials.

Zu ihnen gehören erstens die Böden auf den Rücken der Riedel zwischen den resequenten Fließchen unmittelbar nördlich des Gebrüchs, soweit sich dort Reste der frühquartären Basisterrassendecke gehalten haben. Das Material ist fluviatiler Genese und hat deshalb, zumal auch der Transportweg kurz ist, ziemlich heterogenen Charakter. Gerölle, Kiese, Sande, Tone und Lehme bestimmen je nach ihrem prozentualen Anteil die Bodengüte, die sich aber immer in mäßigen Grenzen hält. Noch viel verwirrender, ja fast unübersichtlich ist die Vielzahl der einzelnen Böden im engeren Bereich des Gebrüchs. Schon vor dem menschlichen Eingriff standen sich durch die unterschiedliche Entwicklung (s. o.) Böden verschiedenster Art gegenüber: Hoch- und Niedermoorböden, Torferdeböden, Aueböden, Gleyböden, Dünen-sandböden und Unterwasserböden. Die 200jährige Kolonisation, die weder zeitlich noch räumlich in einheitlicher Form erfolgte, räumlich durch die große Besitzstreuung und zeitlich durch den fortwährenden Wechsel des Kolonisationsvorganges und -ziels (21), hat sämtliche Typen noch einmal variiert und miteinander vermischt, wodurch eine eindeutige Klassifizierung unmöglich wird. Allgemein gilt aber, daß die Gebrüchsböden auch heute noch unter hohem Grundwasser leiden, stark sauer reagieren und sehr

mineralarm sind, so daß ausgiebige künstliche Düngung mit Kalk, Nitraten und Phosphor zur Verbesserung der Qualität unbedingt erforderlich ist.

L. Das „Rückwandern“ der Stufen

Im Kapitel I. wurde versucht, die Entwicklung des Westricher Flußnetzes vom Jungtertiär bis zur Gegenwart zu verfolgen. Dabei wurde gezeigt, daß die heutigen hydrographischen Verhältnisse in der Hauptsache aus der schrittweisen Zerstörung des jungtertiären Saumflusses vor dem nördlichen Steilrand der Sickinger Höhe und seiner Tributärflüsse hervorgingen. Man halte sich vor Augen, daß daraus auch Rückschlüsse auf die Entwicklung der Stufenlandschaft zu ziehen sind. Der jungtertiäre Fluß hat im mittleren Westrich bereits eine Basisterrasse des Stufenlandes vorgefunden und diese tiefstliegende Ebenheit zwischen Rumpfflächenland im NW und Schichtstufenland im SE zu seinem Lauf benutzt. Weit bedeutsamer ist aber eine andere Folgerung: *Die beiden Hauptstufen des Westrichs, Schulberg- und Hausbergstufe, können sich seit dem Jungtertiär nicht mehr erheblich zurückverlegt haben*, da sie ja noch heute unmittelbar südlich des ehemaligen Saumflusses liegen. Der mögliche Einwand, der Tertiärfluß sei vielleicht wesentlich weiter nördlich geflossen und habe im Laufe der späteren Entwicklung die Stufen, oder jedenfalls doch die Schulbergstufe, durch seine unterspülende Arbeit nach S gedrückt und somit eigentlich erst die heutige Basisterrasse geschaffen, trifft nicht zu. Der Glan — gemeint ist nun sein Lauf vor der Ohmbachanzapfung — liegt bei Gries, wo er ja auch schon eine pliozäne Terrasse hat, lediglich vier Kilometer von der Schulbergstufe entfernt. Bei der Breite des tertiären Saumflusses ergäbe eine für ihn weiter nördlich gedachte Lage eine völlig unmögliche hydrographische Situation. Außerdem sind auf der nördlichen Basisterrasse keine tertiären Schotter zu finden, wohl aber in ihrem südlichen Teil vor den Stufen, nämlich einmal vor der Glasbergstufe auf der Mohrbach-Lauter-Wasserscheide und zum andern — was wichtiger ist, da die Glasbergstufe wahrscheinlich erst fluviatil aufgeschlossen wurde und zwischen Wasserscheide und Schulbergstufe immerhin 3 km liegen — südöstlich des Eichelscheiderhofes im Glantal kurz vor der Schulbergstufe, wo sie beim Aushub der Panzergräben z. Z. des Westwallbaus in rund 4 m Mächtigkeit zu sehen waren (39, S. 289).

Zu wesentlich anderen Ergebnissen kommt L. HERCHENRÖTHER (12). Mit Hinweis auf die Pliozänterrasse des Glans bei Gries lehnt er einen tertiären Saumfluß ab. Dagegen versucht er Alter und Entwicklung der beiden Westricher Hauptstufen durch Vergleiche mit den Rumpfflächen des benachbarten Pfälzer Sattels zu klären. Sein Ergebnis (S. 83-84): Die Schulbergstufe ist seit dem Obermiozän um mindestens 1,6 km, seit dem Oberoligozän um rund 3,5 km zurückgewichen, die Hausbergstufe seit dem Oberoligozän um 1,3 km. Für HERCHENRÖTHER sind diese Zahlen untere Schranken, die aller Wahrscheinlichkeit nach in Wirklichkeit erheblich überschritten wurden. Sieht man einmal von der prinzipiellen Fragwürdigkeit eines solchen Vergleichs ab, so bleiben weitere gewichtige Gegen Gründe. Das Kriterium, nach dem HERCHENRÖTHER (12, S. 66-81) Schicht- und Rumpfflächen einander zuordnet, ist die benachbarte Höhenlage. Er übersieht dabei völlig die Unterschiede in der nachfolgenden tektonischen Beanspruchung der beiden Gebiete (Sattellage der Rumpfflächen, Muldenlage der Schichtflächen), die Flächen verschiedenen Alters in annähernd gleiche Höhe

gebracht haben kann. Aus demselben Grunde ist auch seine Methode abzulehnen, den Stufenbildner einer Schichtstufe hypothetisch so weit zum Sattel hin zu verlängern, bis er die Höhe der nächsthöheren Rumpffläche erreicht hat. Dann bestimmt sich nämlich die Rückwanderung x der Stufe seit der Bildungszeit dieser Rumpffläche aus der Gleichung $\operatorname{tg} \alpha = \frac{h}{x}$, wobei α der Einfallswinkel des Stufenbildners und h die Höhendifferenz zwischen der zur Stufe gehörenden Terrasse und der dieser zugeordneten Rumpffläche ist. h muß jedoch in allen Gleichungen kleiner sein als bei HERCHENRÖTHER angegeben ist, da die Hebungsdifferenz beider Flächen davon subtrahiert werden muß. Das hat zur Folge, daß x wesentlich kleiner wird. Die HERCHENRÖTHERSchen Überlegungen können also unsere aus der Verfolgung der Flußgeschichte gewonnenen Erkenntnisse nicht widerlegen. Zudem mußte HERCHENRÖTHER selbst beobachten, daß bei Göllheim unmittelbar vor der Stauer Stufe mitteloligozäne Ablagerungen liegen und daraus den Schluß ziehen, daß die Stufe seither festliegt. Es ist nicht einzusehen, warum eine Stufe ruhen und die anderen zurückweichen sollten.

Damit sind quantitative Angaben über das Stufenrückwandern in der Literatur bereits erschöpft. Dies ist nicht weiter verwunderlich, sind doch solche Aussagen von der heutigen Beschaffenheit der Stufenlandschaft her im allgemeinen nicht zu treffen, wenn nicht besondere Verhältnisse (wie etwa Zeugenberge weit vor der geschlossenen Stufe oder jüngere Sedimente unmittelbar vor der Stufe) herrschen. Man sollte meinen, daß bei Betrachtung des rezenten Formenschatzes einer Schichtstufenlandschaft dann aber doch wenigstens festzustellen ist, *wie sich eine Stufe in der Gegenwart verhält*, d. h. ob sie geschlossen zurückweicht, aufgelöst und zergliedert wird, ohne wesentliche Änderung stehen bleibt, ihre Höhe und typische Form sich verstärkt, abschwächt oder gleichbleibt usw. Aber es scheint, als sei auch dies nicht möglich, nachdem bis heute in der Literatur — und damit ist sowohl die Schichtstufenliteratur überhaupt als auch die des Westrichs gemeint — die widersprechendsten Meinungen darüber auftauchen (siehe nächstes Kapitel). Das liegt wohl zum Teil daran, daß von vielen Autoren die in einem oder auch mehreren Gebieten gewonnenen Erkenntnisse gleich zu einer Theorie verarbeitet werden, die dann a priori auf andere Schichtstufenländer angewandt wird, was ganz sicher unangebracht ist. Doch beruht wohl der tiefere Grund für die Divergenz der Meinungen in der *Tatsache, daß rein makromorphologische Forschungen, d. h. Studien der morphologischen Formen und Beschreibungen der an ihnen tätigen Abtragungsvorgänge, zum tieferen Verständnis des Wesens und der Ausmaße der gegenwärtig sich vollziehenden morphologischen Prozesse nicht genügen*. Dies gilt nicht nur für das spezielle Problem der Schichtstufenrückverlegung, sondern für viele Fragestellungen der modernen Morphologie.

Mit vollem Recht erhebt daher J. SCHMID (34, S. 2) die *Forderung nach einer „Analytischen Morphogenetik“*. „Durch eine quantitative Analyse, d. h. eine Untersuchung der Bildungsvorgänge nach ihren Ursachen, ihrem Ablauf und ihren mengenmäßigen Leistungen, wird es möglich werden, die Gestaltungsfaktoren innerhalb eines jeden klimatisch-morphologischen Raumes genauer zu erkennen und freizulegen.“ SCHMID weist hin auf „die reichen Möglichkeiten direkter und indirekter Untersuchung und Messung von Bewegungsvorgängen und Veränderungen von Flächen und Formen,

von Verwitterungs- und Abnützungsgeschehnissen, Denudations- und Ablationserscheinungen usw“. Inzwischen hat die analytisch-morphogenetische Methode durch die Arbeiten ihres Begründers (33, 34) und H.-D. SCHNEIDERS (32) bereits derartige Erfolge gezeitigt, daß ihre Verwendbarkeit zur Klärung rezenter Abtragungsprozesse nicht mehr bezweifelt werden kann. Es schien daher geraten, auch an die Lösung der Frage des rezenten Verhaltens der Westricher Schichtstufen mit ihrer Hilfe heranzugehen. Das soll nun nicht etwa heißen, daß versucht wurde, sämtliche morphologischen Faktoren durch Messungen zu erfassen und Art und Ausmaß ihres Wirkens abzuklären. Das wäre zwar wünschenswert, hätte jedoch den zeitlichen und stofflichen Rahmen dieser Arbeit bei weitem gesprengt. Außerdem ist die analytisch-morphogenetische Methode noch nicht so weit entwickelt, daß dies überhaupt möglich wäre. Vielmehr *sollten einmal verschiedene wichtige, in der Theorie der Schichtstufenländer zur Diskussion stehende morphologische Faktoren und Formen an Hand des genannten Problems auf analytisch-morphogenetische Weise untersucht werden.*

Zu diesem Zwecke wurden Schulberg- und Hausbergstufe vom 1. 3. 1959 bis zum 28. 2. 1961 einer genauen Beobachtung unterworfen und typische Örtlichkeiten beider Stufen mit Meßgeräten verschiedenster Art zum Zwecke quantitativer Analysen versehen. Im Laufe der Beobachtungszeit ergab sich dabei der glückliche Umstand, daß beide Stufen sich hinsichtlich des sie aufbauenden Materials, der Wasserführung, der Lage zur Wasserscheide und zu den obsequenten Flüssen, der Höhenlage, der Vegetation usw. merklich unterscheiden und damit den Beobachtungen und Messungen eine breitere Streuung, also den Resultaten eine erhöhte Gültigkeit verleihen. Weiterhin stellte sich mehr und mehr die grundsätzliche Bedeutung der Grundwasserführung an den Stufen für die an ihnen arbeitenden Kräfte heraus. Es ist daher unbedingt notwendig, den morphologischen Untersuchungen eine zusammenfassende Studie der hydrographischen Verhältnisse der beiden Stufen vorauszuschicken, obwohl einzelne Tatsachen bereits schon erwähnt wurden.

Die Schichtstufenländer sind aufgebaut aus einzelnen Schichten recht heterogener Beschaffenheit. Im Westrich tritt vom Fuß der Schulbergstufe bis zur Trauf der Hausbergstufe ein Schichtenpaket von nicht weniger als 150 m Mächtigkeit zutage. Gewiß hält sich hier das Material der einzelnen Schichtglieder zwischen sandig und sandig-tonig, doch genügt dies, um sie hinsichtlich der Wasserdurchlässigkeit ganz verschieden reagieren zu lassen. Eine geringe Zunahme des Tongehaltes bedeutet bereits eine auffällige Abnahme des Porenvolumens und damit der Permeabilität. Das in das Gestein eindringende Regenwasser trifft also im allgemeinen bald auf eine Schicht geringerer Durchlässigkeit. Die Einsickergeschwindigkeit wird gebremst, und es kommt nach starken Regenfällen zu Stauungen am Oberaum der rel. undurchlässigen Schicht, m. a. W. es bildet sich ein Grundwasserkissen. Ist das Schichtenpaket auch nur geringfügig geneigt, dann fließt das gestaute Wasser in Neigungsrichtung ab. Auch dabei treten Stauungen auf, so daß die Möglichkeit besteht, daß — allerdings in geringerem Ausmaß — Wasser schichtaufwärts gedrückt wird. Das nach unten absickernde Wasser zeigt bei Antreffen einer weiteren Stauschicht wieder dieselben Erscheinungen, wobei die Gesamtwassermenge aber schon erheblich reduziert ist. Wo die Schichten von der Oberfläche gekappt wer-

den, tritt das seitlich abgeflossene Wasser in Quellen aus. Naturgemäß haben die Quellen an den Hängen, zu denen die Schichten einfallen, die absteigenden Quellen, einen weit größeren Ausfluß als die Überfall- bzw. Überlaufquellen an den Hängen, an denen das Gegenteil der Fall ist. Manche von diesen fließen nur nach längeren Starkregen, während jene im allgemeinen perennieren. Auf Schulberg- und Hausbergstufe angewandt, bedeutet dies, daß ihre Vorderfronten hinsichtlich des austretenden Quellwassers gegenüber den Achterstufen, also den Hängen der konsequenten Täler im S bei weitem benachteiligt sind. Verschärfend treten zwei weitere Tatsachen hinzu. Bei der Hausbergstufe liegen Front- und Achterstufen so nahe zusammen, daß der Abtransport des Wassers gemäß dem Schichteinfallen ziemlich rasch geschieht und größere Stauungen, die dem N zugute kämen, vermieden werden. An der Schulbergstufe wirkt sich die geringe Breite der dazugehörigen Terrasse nachteilig aus.

Die weitaus wichtigste wasserstauende Zone der Hausbergstufe wird von den unteren Zwischenschichten, also dem Liegenden des Stufenbildners gebildet. An dessen Untersaum tritt Grundwasser aus dem Gesteinsverband aus. Da dies in den höheren Abschnitten der Stufenhänge geschieht und deren Böden aufgrund des anstehenden Materials verhältnismäßig tiefgründig sind, kommt es meist zuerst zu einer Durchsickerung der unteren Hangpartien, bevor der eigentliche Ausfluß in Form von Schuttquellen am Hangfuß erfolgt. Anders dagegen bei der Schulbergstufe. Nicht nur die Karlstalfelsen, auch die Karlstalsande sind wasserdurchlässig. Der im Schichtstufenland so verbreitete Grundwasserausfluß unterhalb des Stufenbildners (siehe Hausbergstufe) fehlt hier also fast völlig. Übrigens ist es der Permeabilität der Karlstalsande überhaupt erst zu danken, daß nennenswerte Wassermengen in den Bereich der Stufe gelangen, da sie ja von deren Trauf bis zum Fuß der nächsten Stufe die Karlstalfelsen völlig und mit nicht geringer Mächtigkeit überdecken. Stauend wirken dagegen im mittleren Teil des Schulbergstufenhanges zwei, manchmal auch drei etwas tonigere Schichtbänke. Zwar ist ihr Tongehalt nicht sehr groß, doch steigert die sonst sehr einheitliche, rein sandige Beschaffenheit der Karlstalschichten ihre hydrographische Bedeutung.

Bei den Vorderstufen, denen wir uns jetzt ausschließlich zuwenden wollen, werden die geschilderten Verhältnisse nun noch wesentlich modifiziert durch die obsequenten Flößchen, durch die ja bekanntlich die Entwässerung zum Gebrüch hin erfolgt. Über ihre tiefeingesenkte Lage gegenüber den beiden Stufen und der sie verbindenden Terrasse unterrichtet bereits Fig. 5. Sie haben ihre Quelle(n) in einer Bucht der Hausbergstufe, durchschneiden die Schulbergterrasse und durchfließen die Schulbergstufe, wobei sie tiefe Kerben in sie einreißen. Das hydrographisch Wesentliche ist dabei, daß sowohl in den Buchten der einen als auch in den Kerben der anderen Stufe die Stauschichten an beträchtlich tieferen Stellen angeschnitten werden als an den zwischen ihnen vorspringenden Stufennasen. Ausdrücklich sei vermerkt, daß dies nicht nur für den innersten Winkel der Einschnitte gilt, sondern für die Gesamtheit ihrer Hänge, wenn auch nach vorne sich mehr und mehr abschwächend. Das hat zur Folge, daß das an den Vorderstufen austretende Grundwasser sich auf die Buchten- und Kerbenhänge konzentriert, während die Stufennasen trocken liegen.

Es kommt hinzu, daß nicht nur auf der Terrasse, sondern auch in den Buchten und Kerben kleinere Seitenbäche in die obsequenten Flüsse einmünden. Auch in deren Bereich wird der Grundwasserhorizont angezapft und damit die Trockenheit der Stufenvorsprünge weiter verschärft. Besonders deutlich ist diese seitliche Wasserzufuhr an der Hausbergstufe, weil dort durch die nahe Lage zur Wasserscheide der seitliche Einzugsbereich oft größer ist als der unmittelbar hinter den Buchten gelegene.

Bei zusammenfassender Betrachtung ergibt sich ein wichtiger Unterschied zwischen Schulberg- und Hausbergstufe. Während die Hänge der Hausbergstufenbuchten in vertikaler Richtung sehr gleichmäßig befeuchtet werden, besteht in den Schulbergkerben noch eine weitere Differenz zwischen den durchsickerten Bodenpartien unterhalb und den trockenen Partien oberhalb der Tonbänke. Dies wirkt sich, wie wir sehen werden, bei der speziellen Formgebung der beiden Stufen in beträchtlichem Grade aus.

Abschließend seien unter den vielen vom Verf. vorgenommenen Messungen der Quellergiebigkeit und der Transportleistung der Flüsse zwei Beispiele herausgegriffen (Tab. 4), die noch einmal über die Natur der obsequenten Fließchen unterrichten. Die Messungen geben nicht etwa die beiden Extremwerte der Untersuchungszeit wieder, sondern zeigen lediglich mittlere Schwankungen auf. Im regenarmen und heißen Spätsommer und Herbst 1959 war das Bachbett fast trocken, im Spätwinter 1961 führte es mindestens dreimal soviel Wasser als in der Tabelle für den 1. 9. 1960 angegeben ist.

Datum	Niedersch. im Vormonat	Stationen							
		1	2	3	4	5	6	7	8
1. 4. 1960	40 mm	5,0	4,5	4,0	4,0	2,0	1,5	0,1	0,1
1. 9. 1960	127 mm	36,0	27,0	26,5	25,0	13,5	9,0	3,6	1,5

- Station 1: In der Schulbergstufenkerbe unterhalb der Tonbänke
- Station 2: In der Schulbergstufenkerbe oberhalb der Tonbänke
- Station 3: In der Schulbergstufenkerbe unterhalb des Stufenbildners
- Station 4: In der Schulbergstufenkerbe oberhalb des Stufenbildners
- Station 5: Im Langwiedener Tälchen
- Station 6: Im Martinshöher Tälchen
- Station 7: An der Hauptquelle des Langwiedener Fließchens
- Station 8: An der Hauptquelle des Martinshöher Fließchens

Tab. 4: Quellergiebigkeit und Wasserführung am Belzmühlenbach bei Bruchmühlbach bzw. am Langwiedener und Martinshöher Bach, aus deren Vereinigung er entsteht (ausgedrückt in Sekundenlitern).

Schon bei der Beschreibung der beiden Hauptstufen fiel auf, und die Erörterung der hydrographischen Verhältnisse machte es wieder deutlich, wie tief sich die obsequenten Flüsse samt ihren Nebenbächen in den Schichtenverband eingeschnitten haben. Man kann sich des Eindrucks nicht erwehren, als arbeiteten die rezenten Abtragungsvorgänge vorwiegend an der Ausgestaltung, speziell an der Tieferlegung der obsequenten Talungen, während die Stufen und ihre sie verbindende Terrasse außerhalb des Flußbereiches durch morphologische Trägheit gekennzeichnet sind. Ähnliche Schlüsse zog auch schon SALOMON (30, S. 8) aus der Betrachtung der Um-

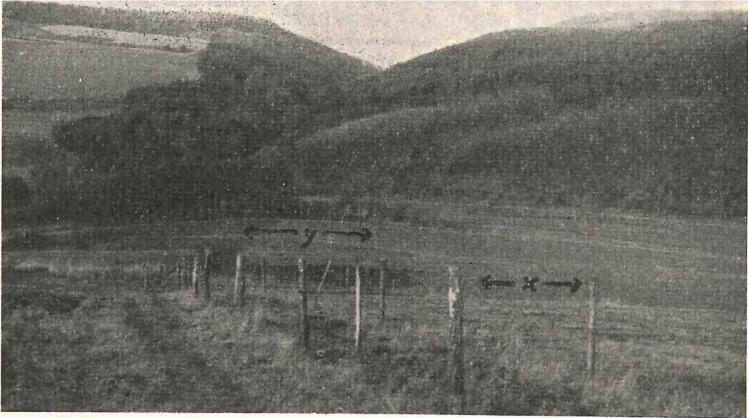


Bild 4: Blick von der Hausbergstufe auf eine Kerbe der Schulbergstufe (bei Bruchmühlbach). Blickrichtung NW. x = Andeutung der Rothenbergstufe. y = Rest der Schulbergterrasse.

gebung des Eschkopfes im Pfälzer Wald. „Auf der Hochfläche selbst ist alles tot und ruhig. Wo überhaupt oberflächlich fließendes Wasser vorhanden ist, statt in dem porösen und kluftigen Sandstein zu versinken, da schleicht es träge dahin... Anders liegt es... in den Tälern. In ihnen arbeitet die Erosion und an ihren Hängen die Verwitterung und Abspülung.“ Doch ist sehr aufschlußreich, daß E. LÖFFLER (19, S. 29) in demselben Gebiet zu ganz anderen Ergebnissen kommt: Die denudativen Kräfte der Gegenwart sind nach ihrer Meinung wirksam genug, trotz der auch von ihr nicht geleugneten großen Erosionskraft der Flüsse an der Weiterbildung der Stufen und Flächen zu arbeiten. Dies gibt uns erneuten Anlaß, der bloßen Beobachtung zu mißtrauen und analytisch-morphogenetisch vorzugehen.

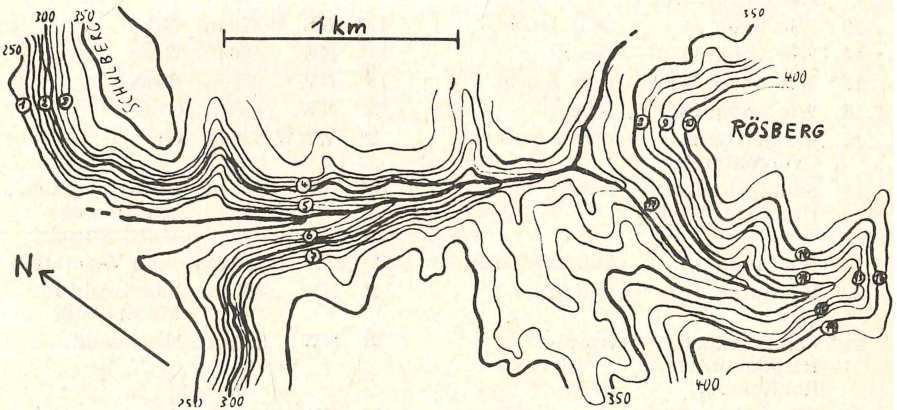


Fig. 10: Zur Installation der Meßgeräte am Belzmühlenbach.

Allerdings war die eben geäußerte Vermutung insofern nützlich, als sie der Installierung der einzelnen Meßgeräte und der Beobachtung der morphologischen Kleinformen bestimmte typische Lokalitäten vorschrieb. So

wurde der bereits mehrfach erwähnte Belzmühlenbach und seine Umgebung an geeigneten Stellen mit Meßstationen versehen (siehe Fig. 10), die Meßgeräte der verschiedensten Art enthielten.

Stat.	Boden und Bodenbeschaffenheit	durchschnittl. Feuchteverhältnisse des Bodens	Hangneigung	lokale Exposition	Höhenlage	Vegetation
1	Steiniger Ranker unter Rohhumus. Tonarmut.	wasserdurchlässig, sehr trocken	12°	NW	255 m	Nadelwald mit schütterem Unterwuchs
2	Äußerst steiniger Ranker unter Rohhumus. Völlig tonarm.	äußerst wasserdurchlässig und trocken	20°	NW	290 m	Nadelwald ohne Unterwuchs
3	Wie unter 2	wie unter 2	21°	NW	320 m	Nadelwald mit einz. Buchen
4	Sandiger Hangschuttboden. Tongeh. mäßig.	normal	20°	SW	310 m	Mischwald mit schütterem Unterwuchs
5	Sandig-lehmiger Hangschuttboden	sehr feucht	25°	SW	270 m	Buchenwald o. Unterwuchs
6	Wie unter 5	sehr feucht	27°	NE	270 m	wie unter 5
7	Wie unter 4	normal	19°	NE	320 m	wie unter 5
8	Verbraunter Ranker, mittl. Tongehalt	etwas trocken	9°	NNW	360 m	Gras
9	Urspr. wie unter 8, durch Kultiv. Verb. d. Bodengüte	wie unter 8	14°	NNW	385 m	Kulturpflanzen (1. Jahr Roggen 2. Jahr Kartoff.)
10	Wie unter 8	wie unter 8	11°	NNW	405 m	Gras
11	Handlehm, ohne Grobmaterial	sehr feucht	13°	SW	365 m	Gras
12	Tonig-sandiger Hangschuttboden	feucht	16°	SW	400 m	Gras
13	Wie unter 11	sehr feucht	13°	NE	370 m	Gras
14	Wie unter 12	feucht	17°	NE	400 m	Gras
15	Wie unter 11	sehr feucht	12°	NW	370 m	Gras
16	Wie unter 12	feucht	15°	NW	400 m	Gras
17	Ranker ohne Grobmaterial	etwas trocken	8°	WNW	330 m	Gras
18	Sandig-toniger Hangschuttboden	feucht	14°	NW	335 m	Buchenwald mit schütterem Unterwuchs
19	Wie unter 18	äußerst feucht	25°	NE	330 m	ohne Vegetation
20	Wie unter 1	wie unter 1	9°	NW	260 m	Nadelwald mit Moospolster
21	Feinkörniger Ranker unter Rohhumus	trocken	9°	NW	300 m	Mischwald
22	Wie unter 8	etwas trocken	17°	NW	350 m	Gras

Tab. 5: Beschreibung und Charakterisierung der Meßstationen.

Station 1 befindet sich am Hangfuß einer Schulbergstufennase, 2 in der Hangmitte, 3 unmittelbar unterhalb des Stufenbildners; die Stationen 4, 5,

6 und 7 liegen in der vom Bach geschaffenen Kerbe, und zwar 4 und 7 oberhalb, 5 und 6 unterhalb der Tonbänke. 8, 9 und 10 haben ihren Platz unten, in der Mitte und oben an einem Vorsprung der Hausbergstufe. Die Stationen 11—16 liegen in einer zirkusförmigen Quellbucht des Belzmühlensbaches nördlich von Martinshöhe. Der Figur ist zu entnehmen, daß 11 und 12 am Osthang, 13 und 14 am Westhang und 15 und 16 am innersten Südhang installiert wurden, jeweils am Hangfuß und unterhalb des Stufenbildners. Station 17 liegt am Abfall der Schulbergterrasse zu dem sie durchfurchenden Bach.

Weiterhin wurde an der Vogelbacher Verwerfung gemessen, dort, wo Schulberg- und Hausbergstufe sich so nahe kommen, daß ihre Trennterrasse völlig verschwunden ist und sie einen einheitlichen Hang bilden. An diesem Hang haben mehrere obsequente Bäche kleine, aber steile Einschnitte geschaffen, die zwischen sich scharfkantige Riedel haben. Die Abtragungstätigkeit schien dort besonders groß zu sein und wurde durch 2 Stationen, eine auf einem Riedel (18) und die andere im benachbarten Tobel (19), näher untersucht. Schließlich befanden sich noch 3 Stationen bei Bruchhof, eine an der dort tektonisch zerrütteten Schulbergstufe (20) und zwei am Fuße (21) und im höheren Hangteil (22) der Nordseite des großen Kehrberges, der bekanntlich ein Hausbergstufenzeuge ist. Daß darüberhinaus in den beiden Untersuchungsjahren viele weitere Messungen außerhalb der Stationen durchgeführt wurden und die beiden Stufen in ihrer Gesamtheit mehrmals, insbesondere bei typischen Witterungsbedingungen, abgegangen und genau beobachtet wurden, ist selbstverständlich. Im nachfolgenden werden immer wieder die dabei gewonnenen Erkenntnisse herangezogen werden. Eine regelmäßige, während langer Zeiträume täglich vorgenommene Kontrolle der Meßgeräte und Beobachtung der Abtragungsprozesse beschränkte sich jedoch aus Zeitgründen auf die angeführten Stationen. Die Handneigung an den einzelnen Stationen ist in Tabelle 5 angegeben. Es zeigte sich indessen, daß ihr Einfluß gegenüber anderen Faktoren stark zurücktritt.

Alle Autoren des Westricher Stufenlandes sind sich darüber einig, und es kann nach den vorliegenden Formen auch keinem Zweifel unterliegen, daß in den Tälern der obsequenten Fließchen beträchtliche Erosionsarbeit geleistet wird. Besonders die Tiefenerosion ist sehr stark. Fraglich ist nur, inwieweit die Abtragung außerhalb der Flußbereiche auf den Flächen und — was uns mehr interessiert — an den Stufen damit Schritt zu halten vermag. Es galt daher, bei der Auswahl (und Konstruktion) der Meßgeräte besonders den denudativ wirkenden Kräften Rechnung zu tragen, zumal die durch sie bewirkten Veränderungen für den lediglich Beobachtenden schwerer zu erkennen sind als die Erosionsformen.

Die Erörterung der hydrographischen Verhältnisse läßt vermuten, daß die *Quellerosion* mit ihren wichtigen Begleiterscheinungen (Abspülungen, Rutschungen, Untergrabungen usw.) sich auf die Buchten und Kerben beschränkt und für die Arbeit an den Stufennasen ausscheidet. Die Beobachtungen im Gelände bestätigen dies aufs Eindringlichste. Nie, auch nicht ein einzigesmal, konnte in den beiden Untersuchungsjahren vorn an einer Stufenase ein Quellaustritt, geschweige denn das Wirken einer Quellerosion festgestellt werden. In den Einschnitten dagegen arbeitet sie nicht nur in deren Innerstem, sondern auch an den seitlichen Hängen, in den

Buchten auf der ganzen Hanghöhe, in den Kerben jedoch nur unterhalb der Ausstrichlinie der stauenden Tonbänke. Jedoch ist die Arbeit der Quellerosion wesentlich von der Niederschlagsmenge abhängig und deshalb auch in den Stufeneinschnitten starken, jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen. Bei längerer Trockenheit nehmen die Quellaustritte an Zahl und Ergebigkeit immer mehr ab und beschränken sich schließlich nur noch auf die Enden der feinsten Verzweigungen des obsequenten Wassernetzes. Bleibt die Witterung auch weiterhin trocken, können schließlich alle Quellen versiegen und Stufenvorsprünge sowohl als Stufeneinschnitte liegen gleichermaßen trocken da, wie im späten September 1959 beobachtet werden konnte. In den anschließenden drei Monaten brachen dann die Quellen in umgekehrter Reihenfolge wieder auf, wobei sie zunächst eine gegenüber sonst gesteigerte morphologische Tätigkeit entfalteten. Man darf deshalb eigentlich nicht ohne weiteres behaupten, daß die Gesamtwirksamkeit der Quellerosion durch ihre starke — zeitlich dabei etwas verzögerte — Abhängigkeit von den Schwankungen des Niederschlags beeinträchtigt wird. Über die Menge der dabei fortgeschwemmten, bzw. in Bewegung gebrachten Massen geben unten angeführte Messungen Auskunft.

Eine äußerst wichtige, flächenhaft wirkende Kraft darf man seit den Untersuchungen J. SCHMIDS (34, Titel) im **B o d e n f r o s t** sehen. Es ist hier nicht der Ort, auf seine genaue Natur und seine vielfältigen morphologischen Folgeerscheinungen einzugehen. Des weiteren müssen die wichtigsten Abhängigkeiten dieser Kraft von klimatischen und edaphischen Faktoren als bekannt vorausgesetzt werden. Im Hinblick auf unsere Fragestellungen interessieren vor allem die wichtigsten denudativen Auswirkungen an den Hängen. Es sind: 1) das „Abfrieren“, ein Ablösen von Erd-



Bild 5:
Blockrutschen und Block-
absprengung nach Frostein-
wirkung am Hang einer
Schulbergstufenkerbe.

schichten an steilen, vegetationslosen Hängen und ein Abschuppen frostzermürbten Materials über allen wasserhaltigen Böden (34, S. 127), 2) Lokkerung und Herausdrängung aus der Fassung von größeren Steinen des Hangschutts (34, S. 128), 3) das „Frostwandern“ beim Rücksacken der durch den Frost angehobenen obersten Bodenschicht (34, S. 131) und schließlich 4) das „Blockwandern“, das ebenfalls seinen Antrieb in der Frosthebung hat (34, S. 131). Die genaue Beobachtung und z. T. qualitative Erfassung der Frostphänomene im Bereich der Stufenlandschaft, speziell der Stufen, war deshalb unbedingt erforderlich. Hinzu kommt, daß schon J. SCHMID (34, S. 53—60) auf die vielen Besonderheiten des Bodenfrostes und die daraus resultierenden Formdifferenzierungen auf engstem Raum an den Hängen, besonders an den Waldhängen, hinweist.

Zur Messung des Frosthebungsbetrages wurden im Prinzip (einige Abwandlungen sind gegenüber der Grundidee unwichtig) die von J. SCHMID konstruierten und (34, S. 30) angegebenen Frostheber benutzt. Sie gestatten, da sie den Höchststand der Hebung markieren, eine genaue Angabe über den Gesamtbetrag und bei öfterem Ablesen auch über den Verlauf der Hebung. Im ersten Untersuchungswinter 1959/60 wurden sie in breiter Streuung über das gesamte Stufenland hin installiert, insbesondere auch aus klimatologischen und edaphischen Gründen im Gebrüch. Nicht berücksichtigt wurden lediglich die Talhänge der obsequenten Fließchen.

Kurz zusammengefaßt ergab sich bei den Messungen dieses Winters folgendes Bild 1): Mit einer maximalen Hebung von mindestens 10—16 mm bei jeder stärkeren Frostperiode weisen die Gebrüchsstationen eine gegenüber allen anderen Stationen rund 3—4 mal größere und zudem auch länger andauernde Beanspruchung durch den Frost auf. Entscheidend dafür sind die Strukturunterschiede zwischen den mehr oder weniger sandigen Buntsandsteinböden und den humösen Erden des Gebrüchs. Wie sich durch die geringen Ausschläge von Hebern auf Buntsandsteininseln des Gebrüchs erwies, sind dagegen eventuelle Temperaturunterschiede zwischen Bruch und sonstigem Schichtstufenland für die Hebung unbedeutend.

Auch außerhalb des Gebrüchs lassen sich noch kleine Differenzen im Gesamtbetrag der Hebung feststellen. Am wenigsten sind die Stationen der Schulbergstufe und -terrasse von ihr betroffen worden. Der Grund ist einleuchtend. Sie stehen auf den lockeren, reinen Karlstalsanden. An allen anderen Meßstellen macht sich bereits die mehr oder minder große Beimengung toniger Komponenten bemerkbar, die sowohl eine Minderung der Wasserdurchlässigkeit als auch eine Steigerung der Kapillarität mit sich bringt. An der Hausbergstufe und Rösbergstufe ist wohl auch die größere absolute Höhe und die fast völlig fehlende Bewaldung von Einfluß.

All diese Ergebnisse stehen in vollem Einklang mit den von J. SCHMID auf experimentellem Wege (34, S. 36) gefundenen Resultaten.

Im zweiten Winter wurden die Frosthebungsmessungen in erster Linie an den auf S. 154 näher bezeichneten Stationen vorgenommen. Das bedeutet also, daß Stufenvorsprünge und Stufeneinschnitte auf ihr (vermutetes) unterschiedliches Verhalten bei Frosteinwirkung geprüft wurden. Betrachten wir zunächst den Ausschlag der Geräte bei Durchzug eines leichten

¹⁾ Eine Tabelle mit den genauen Meßergebnissen sowie auch eine eingehende Begründung der Resultate sind in der Dissertation enthalten.

Frostes mit zwei Höhepunkten am 13. und 25. 12. 1960 an Hand der Tabelle 6. Es muß noch vorangestellt werden, daß jeder angegebene Frostheber nicht etwa allein stand, sondern einer Gruppe von Hebern angehörte; als deren typischster (d. h. dem Durchschnitt am nächsten kommender) Vertreter er gewählt wurde. Dadurch sollten lokale Zufälligkeiten vermieden werden. Das gilt auch für alle noch folgenden Messungen und soll von nun an nicht mehr eigens betont werden. Die Stationen an der Schulbergstufe (1, 2, 3, 20) zeigten ohne Ausnahme bei Durchzug der ersten Kältewelle keine Reaktion. Die nicht in die Tabelle aufgenommenen Heber an anderen Stellen der Schulbergstufe verhielten sich ebenso. Dagegen schlugen die Meßgeräte in den Kerben (4—7) aus und zwar unterhalb der Tonbänke stärker als oberhalb derselben. Trotz der sich abschwächenden Minima gaben sie noch mehrere Tage eine Hebung an. Der Grund für dieses auffällige Verhalten liegt auf der Hand. J. SCHMID (34, S. 130) schreibt als Resultat seiner langjährigen und gründlichen Studien: „Die genaue Beobachtung des Verhaltens der Böden unter der natürlichen Frosteinwirkung durch tägliche und wöchentliche Messungen ergab: bei jeder stärkeren Kälteeinwirkung ein stufenweises Anheben des Bodens bis zu einer gewissen Höhe in direkter Abhängigkeit von den Frosttemperaturen und noch mehr dem Wassergehalt. Demgemäß ist bei gleicher Frostintensität die Frosthebung über feuchtem Boden wesentlich höher als über weniger feuchtem.“ Da ungefähr gleiche Frostintensität bei unserem Vergleich gewährleistet ist — es ist eher möglich, daß der einwirkende Frost an den frei exponierten Nordhängen der Bergnasen stärker ist —, und zudem die Höhenunterschiede gering sind, bleibt als Begründung nur der unterschiedliche Wasserhaushalt von Kerben und Vorsprüngen. Der rasche, in der Struktur des Schichtstufenlandes begründete Wassernachschub in den Kerben ist weiterhin für die Fortsetzung der Hebung am 14. 11., später dann allerdings auch zusammen mit anderen Faktoren für ihr Abklingen verantwortlich zu machen. In großen Mengen herbeigeführtes und dabei relativ warmes Innenwasser vermag nämlich eine dünne, oberflächliche Bodenfrostdecke aufzulösen. So kommt es bei einem nur mäßig kalten Tagesmittel am 17., 18. und 19. 12. zu einem nachmittäglichen Auftauen und nächtlichem Wiedergefrieren.

Bei der Hausbergstufe kehrt der Unterschied in der Frosthebung zwischen Nasen und Buchten in allerdings modifizierter Weise wieder. Die Hebungs-differenz ist etwa dieselbe wie bei der Schulbergstufe, doch insgesamt ist die Hebung stärker. Insbesondere ist der Frost auch an den Hausbergstufen-nasen nicht ohne Wirkung geblieben (Station 8, 9, 10). Schuld daran ist einmal die größere absolute Höhe, zum anderen aber auch — gerade bei diesem leichten Frost — die fehlende Bewaldung und vor allem die gegenüber den Karlstalschichten tonigere Beschaffenheit der Hänge. Der Kältewelle war nämlich eine längere Regenperiode vorhergegangen (der Niederschlag in der Zeit vom 1. bis 10. 12. betrug 41,1 mm), so daß der sandig-tonige Boden der Hausbergstufe im Gegensatz zu den rein sandigen Böden der Schulbergstufe zu Beginn des Frostes noch genügend Feuchtigkeit zur Reaktion enthielt. Wie bedeutend dieser Umstand ist, zeigt die Betrachtung der Hebung nach der zweiten Kälteeinwirkung in der Nacht vom 24. auf den 25. Dezember. Obwohl auch diesmal dem Frost rund 26 mm Niederschlag vorausgingen (s. Tab. 6), hatten sich nun die Hebungsbeträge an den Nasen der

Datum	Lufttemp. in °C																												Niederschlag in mm	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	Mittel	Max.	Min.	Regen	Schnee- höhe			
11. 12. 60	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,4	1,5	-1,0	1,0	0,1			
12. 12. 60	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-1,0	1,0	-5,1	1,0	-			
13. 12. 60	-	-	-	1	2	3	1	2	2	3	4	3	5	2	5,5	2	1	4	11	-	-	2	-5,5	-2,0	-10,4	-	-			
14. 12. 60	-	-	-	2	3	4	1	2	2	2	6	3	6	2	7	3	0,5	7	17	1	3	3	-1,8	-0,6	-10,0	-	-			
15. 12. 60	-	-	-	2	3	3	1	1	2	2	5	2	6	3	6	2	-	6	17	-	-	3	0,0	0,9	-3,2	-	-			
16. 12. 60	-	-	-	1	1	0,5	1	1	1	2	4	1	6	2	6	2	-	6	17	-	-	3	1,0	1,5	-1,8	-	-			
17. 12. 60	-	-	-	0,5/-	1/-	0,5/-	-	1	1	2	4	1	5	1	5	2	-	5	15	-	-	3	-0,5	-0,2	-2,2	-	-			
18. 12. 60	-	-	-	1/-	1/-	1/-	-	-	1	3	-	5	1	4	1	-	-	4	12	-	-	2	-1,7	-1,0	-2,6	-	-			
19. 12. 60	-	-	-	-	1/-	1/-	-	-	-	2	-	4	-	2	2	-	-	3	9	-	-	-	-1,2	3,2	-3,3	10,1	50			
20. 12. 60	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	2	2	-	-	1	8	-	-	-	3,0	3,9	-2,5	3,4	18			
21. 12. 60	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1	-	-	0,5	4	-	-	-	1,2	3,0	-0,5	7,7	5			
22. 12. 60	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5,5	3	-	-	-	1,0	3,7	-0,5	4,5	15			
23. 12. 60	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	3	-	-	-	0,2	1,1	-6,0	0,2	1			
24. 12. 60	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	1	4	-	-	-	-2,8	0,9	-7,4	-	-			
25. 12. 60	1	1	1	2	4	4	1	0,5	1	1	5	2	4	2	3,5	2	1	4	13	0,5	0,5	3	-4,2	0,7	-11,1	-	-			
26. 12. 60	-	-	-	1	3	2	1	-	1	1	3	4	1	3,5	2	-	-	4	13	-	-	3	0,2	4,5	-4,6	1,9	-			
27. 12. 60	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	5	-	-	-	-	2,6	4,0	-0,5	6,7	-			
28. 12. 60	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-	-	2,0	3,1	-2,1	0,7	-			

Tab. 6: Frosthebungsbeträge an der Schulberg- und Hausbergstufe, angegeben in mm, bei Durchzug eines leichteren Frostes. Die Stationen haben die auf S. 154 bezeichnete Lage.

Datum																							Lufttemp. in °C		Niederschlag														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	Mittel	Max.	Min.	Regen	Schnee- höhe												
11.1.61	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,0	4,7	—0,9	—	—												
12.1.61	—	1	—	1,5	4	3	—	1,5	1	2	2	2	3	2	3	2	5	3	3	6	4	1	9	19	1	1	4	—4,0	0,7	—9,4	—	—							
13.1.61	1	1	—	2,5	9	8,5	1	2	2	2	3	3	2	2	5	3	2	5	2	6	4	1	11	20	0,5	1	3	—0,9	2,2	—5,1	0,5	—							
14.1.61	1	1	—	2,5	7	8	1	2	2	2	3	2	2	5	2	6	4	1	11	20	0,5	1	3	1,0	0,5	1	3	—1,0	2,2	—1,9	—	—							
15.1.61	1	1	—	2	6	6	1	2	2	2	3	2	4	2	6	3	0,5	11	20	0,5	1	3	1,0	0,5	1	3	—3,0	4,3	—7,2	—	—								
16.1.61	1	1	—	2	6	6,5	1	3	2	3	5	2	5	3	10	7	0,5	11	24	1	1	5,5	—3,0	4,3	—7,2	—	—	—	—	—	—	—							
17.1.61	1	1	—	3	12	12	2	3	3	3	8	4	10	7	13	8	1	12	32	1	2	6	—6,0	0,0	—10,2	—	—	—	—	—	—	—	—						
18.1.61	1	1	—	4	14	15	2	3	3	3	8	4	10	7	14	8	1	12	35	1	2	6	—4,2	—1,4	—9,1	—	—	—	—	—	—	—	—						
19.1.61	1,5	1,5	1	5	17	16	3	3	4	3	12	8	14	11	16	10	2	13	42	1,5	3	7	—8,9	—0,7	—12,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—					
20.1.61	1,5	1	1	5,5	17	17	3	3	4	4	14	10	15	11	17	10	2	13	44	1,5	3	7	—4,1	2,5	—11,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—					
21.1.61	—	—	—	4,5	15	15,5	3	3	3	4	14	10	14	9	12	9	1	12	42	1	3	6	1,2	5,0	—4,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
22.1.61	—	—	—	3	12	12	1	3	3	3	10	9	13	9	11	8	1	10	35	1	2	4	0,9	3,0	—2,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
23.1.61	—	—	—	1,5	8	7	—	3	2	2	10	9	12	9	8	7	—	10	28	—	1	1	4	0,6	1,8	—0,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
24.1.61	—	—	—	1,5	7	5	—	3	2	2	10	7	12	9	8	7	—	10	28	—	1	1	—1,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
25.1.61	—	—	—	1,5	7	5	—	3	2	2	10	5	12	9	10	9	—	10	26	—	1	1	—1,6	—0,5	—4,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
26.1.61	—	—	—	1,5	5	5	—	3	2	2	10	5	12	9	10	9	—	10	23	—	1	1	—4,5	—3,6	—5,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
27.1.61	—	—	—	1,5	4	4	—	3	3	3	2	10	4	12	9	10	9	—	10	20	—	1	1	—4,3	—1,7	—6,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
28.1.61	—	—	—	2	4	4	—	3	3	3	2,5	10	2	12	9	11	9	—	10	20	—	1	1	—4,5	5,6	—10,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
29.1.61	—	—	—	2	4	4	—	3	3	3	11	2	13	9	11	9	—	11	20	—	—	2	4,0	7,5	—10,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
30.1.61	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
31.1.61	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
1.2.61	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
2.2.61	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	

Tab. 7: Frosthebungsbeträge an der Schulberg- und Hausbergstufe, angegeben in mm, bei Durchzug eines stärkeren Frostes. Die Stationen haben die auf S. 154 bezeichnete Lage.

beiden Stufen schon weitgehend ausgeglichen. Das bedeutet gleichzeitig, daß sich die Gegensätze an der Hausbergstufe verschärft hatten. Auch hier war nun vor allem das regelmäßig zirkulierende und austretende Grundwasser für die Hebung maßgebend.

Verblüffend ist die außergewöhnlich starke Hebung an der Vogelbacher Verwerfung (18 u. 19), die vor allem an der Wand eines der in den Hang eingerissenen Bäche (19) ein Vielfaches der sonstigen Beträge erreicht. Mürbheit des Bodens (Verwerfung!), starke Wasserführung und die besonderen morphologischen Verhältnisse dieses Hangs, der ja aus einer Doppeltstufe besteht, bringen diese Besonderheit zustande. Das Verhalten des Hangs am Abfall der Schulbergterrasse zu dem obsequenten Flübchen hin (17) entspricht den Erwartungen, die rel. starke Hebung an der Nordseite des Kehrbergs ist eine Folge dessen freier Exposition.

Wie verhalten sich nun Größe und Natur der Hebung bei einem stärkeren und vor allem längeren Kälteeinbruch? Darüber gibt Tab. 7 Auskunft. Natürlich ist hier die Hebung insgesamt größer und hält länger an. So werden nun auch die Schulbergstufennasen von ihr betroffen, wobei allerdings minimale Ausmaße nicht überschritten werden (1, 2, 3, 20). Der höchste Betrag trat mit 1,5 mm an einer in die Tabelle nicht aufgenommenen Hebergruppe bei Kindsbach auf. Sonst aber stimmen die beiden Tabellen 6 und 7 im wesentlichen überein. Wieder zeigt sich der fundamentale Unterschied in der Beanspruchung von Stufenvorsprüngen und -einschnitten. Er tritt in der Tabelle 7 durch das längere Einwirken des Frostes sogar noch stärker hervor. Der bei anhaltender Kälte für die Fortdauer der Hebung entscheidende Wassernachschub ist in den Buchten und Kerben vollauf gewährleistet und müßte theoretisch auch noch wesentlich längere Frostzeiten überdauern, weil in unseren Breiten die inneren Zirkulationsbahnen des Grundwassers durch den oberflächlichen Frost nicht beeinträchtigt werden. Die sonst im allgemeinen für den Nachschub notwendige kapillare Wasserbewegung und damit die durchschnittliche Korngröße des Bodens haben in den Stufeneinschnitten — vielleicht abgesehen von den oberen Schulbergkerbenhängen — nur untergeordnete Bedeutung. Jedenfalls gilt für die Frosthebung, daß sie nach anfänglich weniger ungleichmäßiger Erfassung der einzelnen Stufenteile im weiteren Verlaufe sich immer mehr auf die Buchten und Kerben konzentriert und dort um ein Vielfaches kräftiger wird als anderswo. An der Schulbergstufe steht die Hebung in den Kerben noch im Maximum, wenn sie an den Vorsprüngen bereits abgeklungen ist. Dabei mag allerdings auch die Verslossenheit der Kerben gegenüber der Insolation eine gewisse Rolle spielen. An der Station 19 erreicht die Hebung Ausmaße, wie sie wohl auch im Gebrüch nicht überschritten werden dürften. Dies ist eine Tatsache, die nach den Messungen des ersten Winters zunächst überrascht, ihre Begründung aber in den besonderen hydrographischen Verhältnissen hat. Man beachte weiterhin, daß die ziemlich gleichmäßige Befeuchtung der Hausbergstufenhänge in den Buchten die bei den Schulbergstufenkerben schroffen Hebungsunterschiede zwischen den höheren und tieferen Hanglagen wesentlich abmildert. In den Buchten geschieht der Angriff des Frostes ziemlich gleichmäßig, während er in den Kerben die unteren Hangpartien bei weitem bevorzugt.

Die Enge der eingeschnittenen Kerben bringt es mit sich, daß an ihren Hängen die Exposition keine bedeutende Rolle spielt. Für die Hänge der

Hausbergstufe gilt jedoch die Erkenntnis J. SCHMIDS (34, S. 78): „Der längeren Möglichkeit und dem höheren Ausmaß der Frosthebung an schattseitigen Hängen steht die viel häufigere, oft tägliche Regulation der besonnten Flächen gegenüber.“ In der Tabelle 7 geht die stärkere und längere Hebung der ostexponierten Hänge (13 und 14) im Vergleich zu den Hängen mit Westexposition (11 und 12) klar hervor. Nicht zu erkennen ist das manchmal tiefgreifende mittägliche Auftauen an der Station 12, da zur Aufstellung der Tabelle nur morgendliche Messungen benutzt wurden. Doch kann Verf. die Beobachtungen J. SCHMIDS vollauf bestätigen. Beispielsweise ging die Hebung an der Station 12 zwischen dem 20. 1. und 23. 1. nachmittags um 3—4 mm, am 21. 1. sogar um 6 mm zurück. Sehr instruktiv ist eine Messung, die auf den allodithonen Lehmen des Schulberges durchgeführt wurde. Dort ergab sich am 19. 1. eine Maximalhebung von 8 mm, die am 26. 1. erst auf 5 mm zurückgegangen war und bis zum 30. 1. anhielt. Dies ist eine indirekte Bestätigung dafür, daß außerhalb der obsequenten Talungen die besondere physikalische Beschaffenheit des Buntsandsteins für die geringen Hebungen verantwortlich ist. Schließlich sei auf die dämpfende Wirkung einer Schneedecke hingewiesen (25. 1. — 28. 1.), die trotz vorausgegangener Niederschläge und wieder kräftiger werdender Minimaltemperaturen fast überall eine erneute Anhebung verhindert.

Wenden wir uns nun den morphologischen Auswirkungen des Bodenfrostes zu, so steht zunächst fest, daß jedenfalls die direkten Folgen der Frosthebung fast ganz auf die Stufeneinschnitte beschränkt sind, da diese an den Stufennasen keine nennenswerten Beträge aufweist. In der Tat bestätigen die Beobachtungen, daß das „Frostwandern“ (über Einzelheiten dieses Prozesses siehe J. SCHMID (34, S. 99), abgesehen von einigen wenigen Stellen auf Äckern der Hausbergstufe, an den Stufennasen nicht auftritt. Deutlicher als in den Hausbergstufenbuchten, wo der vorherrschende Grasbewuchs dem oberflächlichen Wandern entgegenwirkt und so ein mehr subkutanes Abgleiten veranlaßt, zeigt sich dieser Denudationsfaktor an den unteren Partien der Schulbergstufenkerben. Dort gerät die oberste, durch den Frost gehobene Bodenschicht nach dem Auftauen in Bewegung, wandert, manchmal in geschlossener Form, mehr jedoch in einzelnen Schuttströmen, hangabwärts und ruft an Schuttfängern, Bleistäben u. a. Meßgeräten in wenigen Stunden mehr Veränderungen hervor, als es zu anderen Jahreszeiten in vielen Monaten der Fall ist. (s. u.). In wenigen Tagen ist ein Wandern bis zu 30 cm zu beobachten. Die Wandergeschwindigkeit der einzelnen Korngrößenklassen ist dabei nur selten gleich. Insbesondere die Kiesfraktion gerät leicht ins Abrollen und wird schließlich im Bachbett fortgespült. Damit wird die Tatsache verständlich, daß nach Frosttagen die Hänge an kleinen Steinchen meist ärmer sind als zuvor.

Dies leitet über zu einem zweiten Prozeß, dem „Blockwandern“. Nach J. SCHMID (34, S. 131) und H. D. SCHNEIDER (32, S. 107) ist in der Frosthebung die bisher fehlende Antriebskraft für den Abtransport von Steinen zu sehen, womit der langwierige Streit um die rezente oder fossile Entstehung der Blockmeere praktisch mit dem Ergebnis abgeschlossen ist, daß rezenter und fossiler Blockschutt nebeneinander möglich sind (32, S. 105). Für die Überkleidung der Schulbergstufenhänge mit den Blöcken der Karlstalfelsen und ihrer lokalen Anhäufung in einzelnen Kerben (Fleischackerloch) zu gewaltigen Felsenmeeren sind damit wichtige Hinweise

gegeben. Doch verlangte auch hier wieder die hydrographische Differenzierung der einzelnen Stufenteile eine gesonderte Betrachtung der Nasen und Kerben.

Daß Unterschiede bestehen, erkennt man aus der Tatsache, daß trotz der größeren Bereitstellung von Blöcken in den Kerben aufgrund des Durchflusses der obsequenten Bäche und der größeren Klüftigkeit der Felsen (Lage der meisten obsequenten Fließchen an Störungen!) im allgemeinen die Kerbenhänge weniger von ihnen übersät sind als die vorn liegenden Stufennasen. Schon daraus ist zu folgern, daß der Abtransport der Blöcke in den Kerben größer sein muß als anderswo. Die nähere Beobachtung läßt an vielen Blöcken der obsequenten Talhänge in ihrem Rücken eine Nische und an ihren Vorderseiten kleine Bodenaufwulstungen erkennen, was nach J. SCHMID (34, S. 92) und KELLERSOHN (15, S. 37) als Zeichen für ihre Abwärtsbewegung gewertet werden darf. Desgleichen zeigen sich auch viele andere Erscheinungen, wie sie typisch sind für abwärtswandernde Blöcke, z. B. das Fehlen feinkörnigeren Schuttes im Rücken der Blöcke im Gegensatz zu den Bäumen oder das Vorhandensein junger organischer Reste unter den Blöcken. Motor der Blockbewegung ist, wie schon erwähnt, der Bodenfrost, genauer gesagt die Frosthebung. Sie ist es, die die nach der Lossprengung von der Stufentrauf abgerollten Felsbrocken, falls sie nicht gleich das Niveau der obsequenten Fließchen erreichen, aus ihrer Ruhelage herausdrängt und abwärtsschiebt. Nicht ganz ohne Einfluß scheint dabei die Exposition zu sein. Jedenfalls fällt auf, daß in den vorderen Abschnitten der Kerben die Blöcke an den NW-Hängen (also bei NE-Exposition) häufiger sind als an den gegenüberliegenden Talwänden. Nach Erreichen des Bachbettes ist das weitere Schicksal der Blöcke je nach ihrer Größe und der des Baches verschieden. So gelingt es z. B. dem Belzmühlenbach — insbesondere bei Hochwasser oder im Verein mit dem Spaltenfrost — sie zu verkleinern und gleichzeitig oder anschließend flußabwärts zu schieben. Im Spätwinter 1961 konnte dies deutlich verfolgt werden. Nicht so bei den kleinen Fließchen, für die als Beispiel das Fleischackerloch stehen soll. Dort hat sich im innersten Winkel der Kerbe ein großes Felsenmeer, bestehend aus großen bis riesigen Blöcken, herausgebildet. Obwohl es zwei Winter lang genau beobachtet wurde, konnte lediglich das Hineinrollen zweier größerer Blöcke von den randlichen Hängen her festgestellt, jedoch keine auch noch so geringe Veränderung in seiner Struktur wahrgenommen werden. Der Unterschied zu den Verhältnissen an den größeren obsequenten Fließchen ist folgender: Da das Wasser den Abtransport der „anfallenden“ Blöcke nicht leisten kann, werden diese sich mit der Zeit im Innersten der Kerbe ansammeln. Im weiteren Verlauf wird dieser Prozeß durch zwei Faktoren verstärkt. Erstens stützen sich die kantigen Blöcke gegenseitig ab. J. SCHMID (34, S. 108) schreibt: „Bei dichter Packung der Blöcke ist . . . auch denkbar, daß sich diese trotz Hebung . . . gegenseitig derart abstützen, daß keine Versetzung hangabwärts zustande kommen kann.“ Zweitens geht die rückgrabende Arbeit der obsequenten Fließchen ungeachtet der Blockansammlung weiter mit dem Resultat, daß die Blöcke allmählich ausgespült werden und die Bindung mit dem Untergrund verlieren. Nach J. SCHMID (34, S. 107) „fehlt damit aber nicht nur das reibungsmindernde Feinmaterial, sondern überhaupt jede Möglichkeit für eine Verlagerung. Diese ist ja nur möglich, wenn die Blöcke in wasserhaltendes Material eingebettet sind oder über

solchem in erreichbarer Frosttiefe lagern.“ Beide Erscheinungen, das Abstützen und die Ausspülung, sind an den Blöcken des Fleischackerlochs gut zu beobachten. Insbesondere sieht man, daß das Aussehen des Felsenmeeres in direkter Abhängigkeit steht zu dem Ausmaß der fluviatilen Untergrabung. Gegen den Hangfuß hin, wo sich Blöcke und fließendes Wasser wieder näher kommen, ja berühren, ist ihre Anzahl geringer, sind sie kleiner und das von ihnen bedeckte Areal schwächer. Die auffällige Erscheinung, daß das Felsenmeer des Fleischackerlochs seine markanteste Form nicht am Hangfuß, sondern in der Hangmitte hat, findet also eine ganz natürliche Erklärung.

An den Schulbergnasen konnte in den beiden Beobachtungsjahren nicht eine einzige Blockbewegung festgestellt werden. Weder wurden Blöcke von den Stufentrauf abgesprengt (es fehlt ja die untergrabende Wirkung der Quellerosion), noch zeigte sich an irgendeinem Symptom das Abwärtswandern von Blöcken am Hang. Nirgendwo fanden sich Abrißnischen im Rücken und Aufwulstungen an der Vorderfront der Blöcke; ganz im Gegenteil: auf der Rückseite finden hier Aufgleitbewegungen der obersten Bodenbedecke statt, während an der Front kleine Muldenansätze liegen. Das berechtigt zu dem Schluß, daß der Bodenfrost und auch alle anderen eventuell in Frage kommenden morphologischen Faktoren die Lage der Blöcke nicht verändern kann, so daß diese selbst bei der — wie wir sehen werden — trägen Abtragung des übrigen Hangmaterials noch als Widerlager auftreten und bremsende Funktionen haben. Auf das Stilliegen der Blöcke in den vorspringenden Stufenabschnitten deutet auch die Beobachtung, daß nirgendwo am Fuße der Bäume Rindenverletzungen auftreten, obwohl mancherorts alte Stämme unmittelbar unterhalb großer Felsbrocken stehen. Der Grund für die Ruhelage ist wieder einleuchtend. Es ist die hier weitgehend ausgeschaltete Frosthebung. So bestätigt sich insgesamt auch an der Schulbergstufe die von J. SCHMID (34, S. 108) bezüglich der Blockbewegungen gemachte Erfahrung, daß „bewegte und nicht bewegte Stellen in der Gegenwart . . . nebeneinander möglich sind.“

Der Bodenfrost ist im allgemeinen nicht nur durch die Frosthebung morphologisch wirksam und es wäre deshalb verfehlt, aus deren minimalem Ausmaß an den Stufennasen ohne weiteres auf morphologische Ruhe dieser Abschnitte gegenüber diesem Faktor zu schließen. So ist der „massive“ Bodenfrost, der an der Schulbergstufe beobachtet werden kann, nicht ohne Wirkung. J. SCHMID (34, S. 49—50) schreibt darüber: „Beim Auftauen und Abtrocknen dieser Böden ist . . . kaum eine Veränderung wahrnehmbar. Dennoch war der Frost wirksam. Durch das wiederholte, in der obersten Schicht oft tägliche Wechseln von Gefrieren und Auftauen wurden Zusammenhalt und Lagerung der einzelnen Körnchen untereinander gestört, ein Teil der Körnchen vielleicht auch zerrissen, die ganze oberste Bodenschicht jedenfalls gelockert. . . . Der Zustand einer besonderen Labilität zeigt sich dann auch nach jeder stärkeren Frostperiode in einer im Verhältnis zu den Bewegungsfaktoren Wasser und Wind wesentlich gesteigerten Abtragung.“ Daß dies trotz der Lockerung der Böden an den Stufennasen der Schulbergstufe nicht zutrifft, ist, wie noch näher erläutert werden wird, der schützenden Wirkung der den Sanden aufliegenden Streu- bzw. Rohhumusschicht zuzuschreiben. Dagegen vermögen der Wind und mehr noch das Regenwasser an den Böden der Hausbergstufenvorsprünge, insbesondere

an den Ackerböden, tatsächlich bei Auftauwetter stärker wirksam zu werden. Auf der Sickinger Höhe ist zu dieser Zeit der Wind die Hauptkraft. Im Spätwinter 1959/60 konnte beobachtet werden, wie auf der bereits von Schnee entblößten Hochfläche die durch den Frost zerkrümelte oberste Bodenschicht durch heftige Winde angegriffen wurde. Sie rissen kleine Bodenpartikel mit sich und legten sie teilweise an den noch von Schnee bedeckten Hängen der konsequenten Täler, also im Windschatten, ab, so daß sich dort der Schnee auf weite Strecken blutrot färbte.

Wie aus öfterem Abgehen der beiden Stufen während und kurz nach Frostzeiten hervorging, beschränkte sich das „Abfrieren“ (s. S. 156) auf die innersten Winkel der Stufeneinschnitte. Der Grund dafür dürfte nicht so sehr in der vergleichsweise größeren Steilheit der Hänge liegen (auch die steilen Wegeinschnitte an den Stufennasen zeigten fast kein Loslösen durchfrorenen Materials von den nackten Wänden), sondern vielmehr wiederum in der Konzentration der Grundwasseraustritte auf die Stufeneinschnitte. Unterhalb der Tonbänke in den Kerben ist das Abfrieren sogar die morphologische Hauptwirkung des Frostes. Hier lösen sich in kurzer Zeit Flächen bis zu mehreren qm Größe von den Wänden ab, stürzen ins Bachbett und werden fortgeschwemmt. Besonders eindrucksvoll ist dies dort, wo die nackten Wände nach oben hin von Waldboden abgelöst werden. Unten angeführte Messungen werden Aufschluß über die mengenmäßige Leistung dieser Abtragungsform geben. Nicht so stark ist das Abfrieren in den Quellmulden der Hausbergstufe. Hier wirkt ihm der vorherrschende Grasbewuchs entgegen. Jedoch tritt der Prozeß auf und erreicht an steilen Weganschnitten ebenfalls beachtliche Ausmaße.

Kammeisbildungen zeigten sich an den Stufen ebenfalls nur in den Einschnitten, und zwar an den alleruntersten Hängen und unmittelbar neben den Bächen, da sie eine starke Durchfeuchtung des Bodens zur Voraussetzung haben. Für die Arbeit an den Stufennasen scheiden sie jedenfalls aus. Nach den Beobachtungen des Verf. zeigten die (lokal sehr beschränkten) Stellen mit Kammeis nach Auftauen keine größere Beweglichkeit als ihre Nachbarschaft. Nirgendwo trat eine Kammeissolifluktion auf.

Eine zusammenfassende Betrachtung der morphologischen Folgen des Bodenfrostes zeigt eindeutig, daß er ebenso wie die Quellerosion nicht auf breiter Front an den Stufen arbeitet, sondern sich auf die Einschnitte beschränkt. Besonders deutlich ist dies aus verschiedenen Gründen an der Schulbergstufe; vorhanden, erkennbar und beherrschend sind die Unterschiede in der Arbeitsweise dieses Faktors aber auch an der Hausbergstufe. Für die geschlossene Rückverlegung der Stufen in der Gegenwart scheidet also sein, wie man nach den Forschungen J. SCHMIDS (34) weiß, äußerst wichtiges, kräftiges und i. a. flächenhaftes Wirken aus. Dies ist letztlich eine Folge der besonderen geologischen Struktur und morphologischen Skulptur des Westricher Schichtstufenlandes und der darauf beruhenden hydrographischen Situation.

Mit der Quellerosion und den Auswirkungen des Frostes (worunter neben dem Bodenfrost auch die Frostsprennung verstanden werden soll) wurden die beiden in der Literatur der Schichtstufenländer unserer Breiten als die wichtigsten benannten Faktoren behandelt. Danach fällt es bereits theoretisch schwer, weitere morphologische Kräfte hinreichender Stärke heranzu-

ziehen, die eventuell für eine auf breiter Front erfolgende Arbeit an den Stufen in Frage kämen. Auch im Gelände bietet sich dem Auge kein Ereignis und keine Form größerer Bedeutung an, die das Werk einer bisher unbekannt denudativen Kraft verrieten.

Auf der Suche nach einem gleichmäßig einwirkenden äußeren Moment stößt man auf den Regen. In der Tat bevorzugt er keineswegs die Stufeneinschnitte, sondern eher die Vorsprünge, da sie besser exponiert und ihre Hänge weniger steil sind. Nach H. THEINERT (40) besteht die abtragende Kraft des Regens in der Lockerung der obersten Bodenschicht beim Aufprall und, was wichtiger ist (s. J. SCHMID (33, S. 109-111)), in der abspülenden Wirkung bei seinem teilweise oberflächlichen Ablaufen. Sie näher zu verfolgen war der Zweck folgender Meßvorrichtung: Gewöhnliche Konservendosen (Durchmesser 10 cm, Höhe 12 cm) wurden an der Öffnung zu einem schmalen Rechteck ausgeklopft und, gehalten durch drei in die Erde getriebene Holzpflocke, der Hangoberfläche angedrückt, wobei die Öffnung hangaufwärts wies. In ihnen sammelte sich das oberflächlich ablaufende Regenwasser, ziemlich geschützt vor weiterer Verdunstung. Die Menge des Wassers und der Grad seiner Verschmutzung gestatten dann einen Einblick

Einwirkzeit 27. 11. — 7. 12. 60 N = 70,1 mm t (i. D.) = 5°C			Einwirkzeit 12. 1. — 1. 2. 61 N = 54,9 mm t (i. D.) = 1,5°C		
Stat.	Wassmge.	Gr. d. Verschm.	Stat.	Wassmge.	Gr. d. Verschm.
1	—	—	1	—	—
2	5,4	sw	2	—	—
3	9,3	sw	3	6,4	sw
4	193,0	sw	4	109,6	sw
5	271,4	sw	5	234,8	sst
6	253,7	sw—m	6	212,5	sst
7	148,3	sw	7	101,8	sw
8	21,3	sw	8	29,1	sw
9	33,8	m	9	33,8	m
10	47,0	sw	10	55,2	sw
11	63,9	sw	11	103,5	sw
12	34,7	sw	12	26,1	sw
13	55,4	sw	13	141,9	sw
14	43,6	sw	14	84,3	sw
15	78,3	sw—m	15	167,0	sw—m
16	53,2	sw	16	74,8	sw
17	28,1	sw	17	31,6	sw
18	73,1	m	18	44,3	sw
19	167,0	m—st	19	201,0	st
20	8,8	sw	20	4,7	sw
21	14,2	sw	21	10,3	sw
22	57,6	sw	22	33,1	sw

sw = schwach m = mäßig st = stark sst = sehr stark

Tab. 8: Menge und Grad der Verschmutzung des in den Dosen sich sammelnden, oberflächlich ablaufenden Wassers (Volumen angeg. in cm³).

in das lokal recht verschiedene Wirken dieser Kraft, die ja, wie schon THEINERT (40) herausstellte, von sehr viel anderen Faktoren abhängt.

Die erste der beiden als Beispiel gebrachten Messungen (Tab. 8) erfolgte nach längerem und heftigem Regen, der zusammen mit dem niedrigen Temperaturmittel für einen im Vergleich zu anderen Messungen reichlichen oberflächlichen Wasserabfluß sorgte. Auch hier setzen sich die Buchten- und Kerbenstationen in der Größe der angesammelten Wassermenge wieder deutlich ab. Nicht nur die größere Steilheit der Hänge gibt dafür den Ausschlag, sondern auch die Tatsache, daß hier der „Einfluß“ des Regenwassers von dem des austretenden Grundwassers nicht getrennt werden kann. Beide gehen in die Messung ein. Lediglich in Meßperioden, in denen kein Regen fiel, war allein das Grundwasser maßgebend. Bezeichnenderweise blieben dann die Dosen vorn an den Stufen leer.

Die zweite Messung wurde im Spätwinter 1960/61 vorgenommen, als Schneeschmelze, starker Regenfall und Auftauen der Frostböden zusammentrafen und eine starke Wasseransammlung in den Dosen erwarten ließen. Doch war sie, wie man der Tabelle entnimmt, eigenartigerweise außerhalb der Hausbergstufenbuchten nicht so groß wie bei der ersten Messung. Das durch die Schneeschmelze langsam freiwerdende Wasser kann von den Buntsandsteinböden offenbar größtenteils aufgenommen werden. In den Schulbergstufenkerben hat das zur Auftauzeit einwirkende Wasser vierfacher Herkunft (Frost- und Schneeschmelzwasser, austretendes Grundwasser und Regenwasser) mehr eine Gesamtbewegung des obersten Bodens als Abspülerscheinungen zur Folge. Nicht so sehr verschmutztes Wasser als feuchter Schutt füllt dort die Dosen. Für die bindigen Böden vorn an der Hausbergstufe gilt die Erkenntnis J. SCHMIDS (34, S. 51): „Diese (durch den Frost) gekrümelten Böden haben . . . mit ihrem großen Porenvolumen und durch ihre porösen Klümpchen eine große Wasseraufnahme, so daß sie bei normalen Regen eine verhältnismäßig geringe Abspülung erfahren.“

Für den Grad der Verschmutzung sind andere Kriterien maßgebend. Vor allem ist das Vorhandensein und die Art der Vegetationsdecke von entscheidender Bedeutung. Grasbewuchs hemmt sowohl die Aufprall- als auch die Abspülwirkungen des Regens. Da er in den Hausbergstufenbuchten fast überall dominiert, war dort die Verschmutzung nie sehr groß. Die kleine Ausnahme an der Station 9 erklärt sich durch deren Lage auf (im Winter völlig kahlem) Ackerland. Man ziehe daraus jedoch keine falschen Schlüsse. Der auf den Äckern der Hausbergnasen bei Starkregen größeren Verschmutzung steht in den Buchten als mehr als ausgleichendes Pendant die größere Menge des oberflächlich abfließenden Wassers und vor allem dessen fast ständiges Einwirken gegenüber.

Die Beobachtungen ergaben, daß an vegetationslosen, steilen Hängen (vor allem der inneren Kerben) die Abspülung zwar im großen flächenhaft im kleinen aber in Form von parallelen, schmalen, dem Gefälle folgenden Rillen und gegebenenfalls unter Hervorholung feinsten Korngrößenunterschiede erfolgt: Je größer das Korn, umso größer die Widerstandskraft. Nach längerem, starken Regen saßen Steine der Kiesfraktion oft auf kleinen, 2—4 cm hohen, durch Wegspülung des dazwischenliegenden Materials entstandenen Erdpyramiden (siehe dazu im Bildanhang). Geschah dies,

wie im Oktober-November 1960, unmittelbar vor Frostperioden, so konnte man deutlich die genau gegensätzliche Beanspruchung der einzelnen Korngrößenklassen durch den Bodenfrost sehen. Er griff vor allem die Pyramiden und die ihnen aufsitzenden Steinchen an. Hier an den inneren Kerbenhängen ist auch die Aufprallwirkung des Regens am stärksten, ja tritt sie (mit einer Ausnahme) überhaupt nur auf. Nach jedem stärkeren Regengfall waren die auf den fast vegetationslosen Hängen angebrachten Meßgeräte über und über mit Dreck bespritzt, der beim Aufprall der Regentropfen



Bild 6: Bodenstrukturierung durch die abspülende Wirkung des oberflächlich ablaufenden Regenwassers.

hochgeschleudert wurde. In schwächerem Maße ist dies nur noch auf den Äckern der Hausbergstufe zu sehen. Deren Böden liegen aber dem Regen nur jahreszeitlich offen und zeigen trotz der geringeren Feuchte, die bekanntlich die Aufprallwirkung begünstigt, weniger Beanspruchung, weil sie bindiger sind.

Ganz auffällig treten wieder die vorn liegenden Schulbergstufenhänge mit nur minimalem oberflächlichem Abfluß hervor. Nach den Untersuchungen H. THEINERTS (40) muß dies überraschen. Sie haben als wichtiges Resultat, daß der Boden umso mehr der Abspülung durch den Regen unterliegt, je trockener und je sandiger er zur Zeit des Regensfalls ist. Danach müßte die Wirkung vorn an der Schulbergstufe sogar am stärksten sein. Hauptsächlich zwei Gründe sind es, die dies verhindern. Zunächst einmal mindert der fast lückenlose Waldbewuchs der Stufe sowohl die Menge als auch die Fallgeschwindigkeit der zum Boden gelangenden Regentropfen. Noch wichtiger ist jedoch die Auswirkung der Streu- bzw. Humusdecke. Da sie die Hangflächen ausnahmslos überdeckt und sehr elastisch ist, wirkt sie wie ein Puffer für den Unterboden. Das Regenwasser wird in ihr bis zu einem gewissen Grade gespeichert, der Verdunstung ausgesetzt und der Rest nur langsam an den Mineralboden weitergegeben, der es infolge seiner Durchlässigkeit mühelos aufnehmen kann (40, S. 64). Stellen, an denen Verf. die Rohhumusdecke entfernte, zeigten bei Starkregen durchaus Spuren von

aufprallenden und abrinnenden Tropfen. Abspülungserscheinungen größeren Ausmaßes wurden dagegen nicht beobachtet, da hierfür die freigelegten Bodenflächen wohl zu klein waren (4 m²).

Insgesamt ergibt sich, daß die abtragende Kraft des Regens zwar weniger als die bisher beschriebenen Faktoren auf die Stufeneinschnitte konzentriert ist (was besonders für die Hausbergstufe gilt), im ganzen jedoch gegenüber der überlagernden Wirkung der Quellerosion dermaßen zeitlich und örtlich zurücktritt, daß sie das bisher gezeichnete Bild der unterschiedlichen morphologischen Beanspruchung der Stufenhänge nicht zu trüben vermag.

Obwohl die Schulbergstufe in ihrer ganzen Erstreckung von Wald überzogen ist, war von der Wirkung der Rohhumusdecke nur an den Stufenvorsprüngen die Rede. Damit hat es folgende Bewandnis: Der Stufenwald ist nicht überall von gleichmäßiger Zusammensetzung, sondern spürt der hydrographischen und morphologischen Differenzierung der einzelnen Stufenabschnitte nach, indem in den Kerben Laubbäume, sonst ganz überwiegend Nadelbäume vorherrschen. Der geregelte Wassernachschub und die stärkere und tiefgründigere Verwitterung in den Kerben bringen eine gegenüber den Stufennasen etwas gesteigerte Bonität des Bodens mit sich, die sich in einer Bestockung mit anspruchsvolleren Bäumen ausdrückt, während vorn an der Stufe fast nur Fichten und Kiefern gedeihen können.¹⁾ Das hat nun wieder Rückwirkungen auf die Böden. Nadelstreu zersetzt sich unter sonst gleichen Voraussetzungen wesentlich schlechter und langsamer als Laubstreu (17, S. 120). Mangelndes Bodenleben, kühles Klima und basenarmes Muttergestein lassen lediglich die Entstehung der für den Boden sehr ungünstigen Humusform des „Rohhumus“ zu. Dieser bildet unterhalb der Nadelstreu eine vom Unterboden deutlich abgesetzte, filzige Decke. Örtliche Vertiefungen werden durch größere Dicke des Filzes weitgehend ausgeglichen und damit die Hänge gleichmäßiger gestaltet. Es wurde bereits festgestellt, daß er die sonst vermutlich recht starke Wirkung des Regens auf den Unterboden zunichte macht. Ebenfalls ist bekannt, daß er die morphologischen Auswirkungen des „massiven“ Bodenfrostes einschränkt. Dagegen ist die Rohhumusauflage nicht etwa für die minimale Frosthebung an den Schulbergstufennasen verantwortlich zu machen. Dicht neben der Station 2 wurde der Boden nämlich von seiner Humusauflage befreit und einige Frostheber installiert. Nie zeigten sie größere Hebung als die Geräte der Station an. Im Gegenteil: Starkfrost nach längerem Regen bewirkte sogar eine (innerhalb der minimalen Grenzen gesehen) stärkere Anhebung des Bodens unter dem Humusfilz. Offenbar hatte dieser im Gegensatz zu dem darunterliegenden Mineralboden noch genügend Feuchtigkeit gespeichert, um auf die Frosteinwirkung mit Hebung reagieren zu können. Grund für die geringe Reaktion vorn an der Stufe ist einzig die besondere oberflächliche Wasserarmut der Karlstalsande.

Von größter morphologischer Bedeutung ist jedoch die Tatsache, daß der Rohhumus eine Weiterentwicklung seiner Unterlage, des Mineralbodens, hemmt, so daß ein noch sehr roher Ranker vorherrscht. Für die Abtragung ist es nämlich sehr wesentlich, wie weit die Bodenbildung fortgeschritten

¹⁾ Abholzen und Aufforsten in neuerer Zeit haben dieses Bild mancherorts bereits etwas verwischt.

ist, m. a. W. wie weit der Boden „aufbereitet“ ist. W. PENCK (27, S. 45) schreibt darüber: „Die Beweglichkeit (der Aufbereitungsmassen) wächst... mit dem Aufbereitungsgrad, und die übereinanderfolgenden Horizonte des Bodenprofils sind solche zunehmender Beweglichkeit.“ Als Beispiel sei erwähnt, daß ein rel. gut entwickelter Sandsteinboden bei gleicher Begrennung durch die größere Hydrations- und Kapillarspannung weit mehr Wasser zu speichern vermag als ein unterentwickelter Boden desselben Ausgangsmaterials. Für morphologische Faktoren, die zu ihrem Angriff in irgendwelcher Form des Wassers bedürfen (wie etwa der Bodenfrost oder die Hydrolyse) ergeben sich damit bei sonst gleichen Voraussetzungen gesteigerte Wirkmöglichkeiten.

Ein überraschendes Resultat der zweijährigen Beobachtung war das langsame, aber allgemeine Hangabwärtsgleiten der Streu- bzw. oberen Humusschicht. Die zunächst zu anderen Zwecken ihrer Auflage beraubten Bodenstücke zeigten an ihrer oberen Seite ein allmähliches Nachdrängen der hangaufwärts lagernden Rohhumusdecke, das nach zwei Jahren rund 15 cm betrug. Sicher geschieht die Bewegung im geschlossenen Verband weniger rasch, doch ist sie ohne Zweifel vorhanden, wie die hangaufwärts gekehrten Flächen der großen Blöcke erkennen lassen. Es wurde bereits erwähnt, daß dort zumeist die obersten Schichten des Bodens den Blöcken aufgeglitten sind. Wie die nähere Untersuchung ergab, setzen sich die Aufgleitmassen ausschließlich aus Rohhumusbestandteilen zusammen, wobei gegenüber dem „anstehenden“ Humus die oberen, streuartigen Schichten angereichert sind. Offenbar gilt für die einzelnen Zonen des Rohhumusfilzes im Gegensatz zum Boden die Regel, daß sie umso beweglicher sind, je geringer der Zersetzungsgrad ist. Das würde auch die Tatsache erklären, daß der Unterboden von diesem Prozeß gänzlich unbetroffen bleibt und nicht einmal einzelne Partikel mitgerissen werden. Das erwähnte Ausstopfen lokaler Unebenheiten durch den Filz muß ein Vorgang sein, der bei seiner Abwärtsbewegung vor sich geht. Man beachte, daß dadurch lokale Angriffs- und Abtragungsmöglichkeiten beseitigt werden können. Als Grund für diese Bewegung hat man wohl nicht so sehr ein selbsttätiges, der Schwerkraft folgendes Eigenwandern der Auflage zu denken als vielmehr ihre Beanspruchung durch Frost und Regen. Es wurde bereits festgestellt, daß die Humusdecke durchaus einer Frosthhebung fähig ist, mithin ihre einzelnen Partikel einer hangabwärts gerichteten Versetzung (analog dem „Frostwandern“ der Bodenteilchen) unterliegen. In gleicher Richtung zielt die oberflächliche Abspülung. Daß der Streu- und Rohhumusfilz ihre Wirkung auf dem mineralischen Unterboden abbremsst, schließt ja nicht aus, daß sie selbst diesem Faktor ausgesetzt ist. Die leichten und noch nicht miteinander verhafteten Nadeln der obersten Streu bieten dem Regenwasser ein leichtes Spiel. Darauf weist auch das gemäß dem Gefälle parallel ausgerichtete Gefüge der zuoberst liegenden Nadeln.

In den Kerben führt der vorherrschende Buchenbestand zu einer Buchenstreu als oberster Bodenauflage. Obwohl auch diese keinesfalls bodengünstig ist, sind einzelne schlechte Eigenschaften gegenüber der Nadelstreu doch gemildert. Ihre Zersetzung erfolgt etwas schneller und gründlicher, da vor allem die biologische Tätigkeit im Vergleich zu dem äußerst trägen Nadelrohhumus reger ist. Die sich aus der Buchenlaubstreu entwickelnde Humusform steht dem Moder, wie ihn LAATSCH (17, S. 118) definiert hat,

nähe. Für den Unterboden bedeutet dies, daß er nicht ganz so scharf von seiner humösen Auflage getrennt ist, daß vielmehr die Bodentiere eine, wenn auch unvollständige, Durchmischung von Humus- und Mineralzone bewirkt haben. Daß die Mineralböden der Kerben im Vergleich zu denen an den Nasen etwas reifer sind, ist allerdings nur zu einem kleinen Teil das Werk der unterschiedlich strukturierten Humusauflage. Sonst wäre die Differenzierung des Stufenwaldes in Laubwald der Kerben und vorherrschenden Nadelwald vorn an der Stufe gar nicht erst erfolgt.

Bedeutsam ist die Auswirkung der beiden Bodendecken jedoch für den oberflächlichen Abfluß des Regenwassers. Während nämlich der Rohhumusfilz die Hänge lückenlos und ziemlich gleichförmig überzieht, ist die Bodenauflage unter den Buchen weit differenzierter. Vor allem ist das Laub nicht annähernd so gleichmäßig gelagert wie die Nadeln. Dort, wo es zusammengeweht ist, kann das Regenwasser den Boden nicht nur nicht angreifen, sondern auch nicht in ihn eindringen. Es sammelt sich und läuft über die dachziegelartig zusammengeschobenen Blätter gemäß dem Hanggefälle abwärts. Dosen, die an solchen Stellen angebracht waren, führten bei Starkregen bis zu 150 cm³ Wasser, während unweit davon auf entblößtem Untergrund installierte Dosen weit weniger Wasser bei allerdings stärkerem Verschmutzungsgrad enthielten. Trifft nämlich das abfließende Regenwasser eine laubfreie Stelle am Hang, vermag es dann umso stärker den Boden bzw. den oberflächlich lagernden Humus anzugreifen. Da, wie in den beiden Untersuchungsjahren festgestellt wurde, die Laubanhäufung bzw. -entblößung häufig örtlich variiert, trägt dies einen Gutteil zu der beträchtlichen Bedeutung des oberflächlich ablaufenden Regenwassers in den Kerben (und zwar auch oberhalb der Tonbänke) bei.

Schließlich sei nicht vergessen, daß zur Zeit der winterlichen Regenfälle die Laubbäume der Kerben im Gegensatz zu den anderwärts vorherrschenden Nadelbäumen kahl sind, was für die abtragende Kraft des Regens sehr bedeutsam ist.

All diese Beobachtungen haben als Ergebnis, daß die auf den Bodenverschiedenheiten der einzelnen Stufenabschnitte beruhende unterschiedliche Art der Bewaldung ihrerseits wieder zur Verstärkung der edaphischen Differenzierung beiträgt.

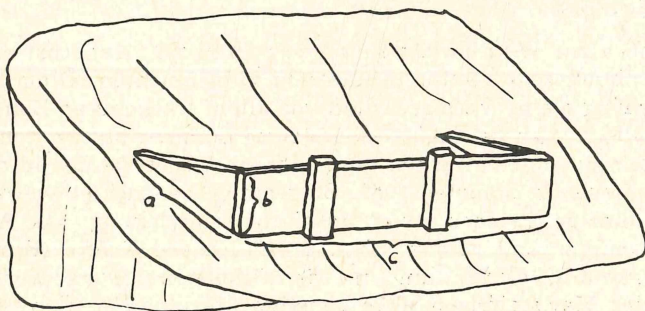
Einige Worte noch zur Wirkung der Insolation: Zunächst einmal ist dieser morphologische Faktor in unserem kühl-feuchten Klima bei weitem nicht so kräftig als in wärmeren und vor allem trockeneren Zonen. Immerhin treten jedoch auch bei uns trockenwarme Sommer auf, in denen die Voraussetzungen zu seinem Wirken günstiger sind, so etwa der in der Untersuchungszeit liegende Sommer 1959. So weit es beobachtet werden konnte, war das einzige Zeichen einer Insolationseinwirkung das Abbröckeln einiger weniger und zudem schon durch andere Kräfte (Frostsprengung, Klüftigkeit in Verbindung mit der Schwerkraft) gelockerter kleiner Partikel der Karlstalfelsen. Daß sonstige Merkmale fehlen, hat mannigfache Gründe. Die Hänge beider Stufen haben insulationsungünstige N-NW-Exposition, wobei die Buchten und Kerben zudem zu tief eingelassen und zu feucht sind, um Wirkung zu zeigen. Bei der Hausbergstufe ist außerdem der tiefgründige Boden in Rechnung zu ziehen; bei der Schulbergstufe und speziell an ihren Vorsprüngen vermindert ebenso wie schon beim

Regen der Wald und die Humusdecke ein (in Anbetracht der sandig-steinig-Unterböden) sonst vielleicht starkes Arbeiten der Insolation.

Es muß auffallen, daß bisher bei der Klärung der rezenten Abtragungsprozesse an den Stufen weitgehend die physikalische Verwitterung und Abtragung berücksichtigt wurde, während dagegen die *chemische Verwitterung und die daraus erwachsenden morphologischen Folgen* fast unbeachtet blieben. Das konnte jedoch guten Gewissens geschehen. Wie W. PENCK (27, S. 34) richtig bemerkte, ist der Sandstein, insbesondere auch der Buntsandstein, seiner Genese nach bereits ein Endprodukt der chemischen Verwitterung und deshalb ihr gegenüber verhältnismäßig immun. Dessen ungeachtet bestehen heute weiterlaufende chemische Prozesse (wie etwa die Hydrolyse, die ja auch, wenngleich sehr schwach, Silikate angreifen kann), sind aber jedenfalls an das Vorhandensein von Wasser gebunden und somit im wesentlichen auf die Buchten und Kerben beschränkt. Es sei als Beispiel an die geringe Bleichung der Karlstalsande unter dem Rohhumus der Schulbergstufen erinnert, die trotz der Anreicherung des eindringenden Regenwassers mit aus der Filzdecke ausgewaschenen, aggressiven, organischen Säuren keine größeren Ausmaße annimmt, weil das Wasser in dem durchlässigen Material zu schnell abgeführt wird.

Wenden wir uns nun der näheren Erfassung der durch die Verwitterung und Abtragung in Bewegung gebrachten Massen zu. Die bisher erhaltenen Resultate lassen bereits vermuten, daß dabei zwischen Stufeneinschnitten und -vorsprüngen großemäßig starke Unterschiede auftreten. Im wesentlichen ist dies auch das Ergebnis der nachfolgenden Messungen und Beobachtungen, wenngleich noch feinere Differenzierungen auftreten.

Zur quantitativen Abschätzung des oberflächlich in Bewegung geratenen und hangabwärts rutschenden Schuttes wurden sogenannte „Schutfänger“ an den Hangwänden errichtet. Solche Geräte wurden erstmals von J. SCHMID (33, S. 99, Abb. 18) konstruiert und mit Erfolg verwandt. Fig. 11 unterrichtet über die Formen und Ausmaße der vom Verf. gebrauchten Schutfänger, die gegenüber J. SCHMID leicht abgewandelt, im Prinzip jedoch gleich sind.



a = 30 cm
b = 12 cm
c = 100 cm

Fassungsvermögen:

$$\frac{a \times b}{2} \times c = 18 \text{ dm}^3$$

Fig. 11: Schutfänger zur Messung des oberflächlich „anfallenden“ Hangschuttes.

War ein Fänger mit Schutt ausgefüllt, dann wurde er entleert und konnte weitere Schuttmengen aufnehmen. Bei einer Einwirkperiode von 22 Monaten (1. 5. 59 — 28. 2. 61) ergaben sich für die einzelnen Stationen

folgende charakteristische Unterschiede in der Größenordnung des „anfänglichen“ Schuttes (Tab. 9):

Stat.	Zahl d. Entl.	Schutt- n. d. letzt. Entl.	Gesamt- schutt- menge	Stat.	Zahl d. Entl.	Schutt- n. d. letzt. Entl.	Gesamt- schutt- menge
1	—	1,3	1,3	12	—	—	—
2	—	1,4	1,4	13	—	0,05	0,05
3	—	1,1	1,1	14	—	—	—
4	—	2,8	2,8	15	—	0,3	0,3
5	7	3,4	129,4	16	—	—	—
6	6	7,8	115,8	17	—	—	—
7	—	4,6	4,6	18	—	0,6	0,6
8	—	—	—	19	5	12,9	102,9
9	—	7,3	7,3	20	—	0,1	0,1
10	—	—	—	21	—	0,2	0,2
11	—	0,1	0,1	22	—	—	—

Tab. 9: Schuttanhäufung in den Schuttfängern in der Zeit vom 1. 5. 59 bis 28. 2. 61 (angeg. in dm³).

Die sehr geringe Schuttmenge in den Schuttfängern der Hausbergstufe ist keineswegs überraschend. Der Grasbewuchs läßt ein oberflächliches Abgleiten des Schuttes nicht zu und das subkutane Gleiten wird von den Schuttfängern ja nicht erfaßt. Kennzeichnenderweise entfällt der einzige nennenswerte Schuttbetrag auf die Station 9, die auf Ackerland liegt, in dem die oberflächliche Schuttabfuhr wenigstens jahreszeitlich nicht von einer Vegetationsdecke behindert wird.

An den Schulbergstufennasen ist die eingefangene Schuttmenge praktisch ebenfalls bedeutungslos. Zudem kann hier eigentlich von „Schutt“ nicht die Rede sein; denn was sich in den Schuttfängern sammelte, war fast ausschließlich Nadelstreu oder der aus ihr hervorgegangene Rohhumus. Hin und wieder fanden sich Laubblätter, nie aber Anzeichen eines Hangschuttes irgendwelcher Form. Auch dies deutet wieder auf ein Bewegtwerden der Humusdecke durch Frost und Abspülung und eine Ruhelage der darunterliegenden unterentwickelten Hangböden hin.

Im Gegensatz zu allen anderen Stationen ist die Schuttmenge an den Stationen 5, 6 und 19, also an den unteren Hängen der Kerben, sehr bedeutend. In der Tat sind dort ja auch, wie man der bisherigen Darstellung unschwer entnimmt, alle Voraussetzungen zu einem starken, oberflächlichen Schuttwandern gegeben. Interessant ist eine Verteilung des Schutts auf die einzelnen Jahreszeiten: Weitaus am nachhaltigsten wirkt der Winter, d. h. der Frost ein. Nach dem Auftauen des gefrorenen Bodens füllen sich die Schuttfänger innerhalb weniger Tage. So mußten z. B. die Fänger an der Station 5 in der Zeit vom 23. 1. bis zum 1. 2. 61, die Schneeschmelze, Regen und Bodenauftauen brachte, zweimal entleert werden. In den beiden Wintern wurden die Fänger der inneren Kerbenhänge im Durchschnitt dreimal vom Schutt befreit. Dagegen verblaßt natürlich die Wirkung aller anderen Jahreszeiten. Doch ist sie keineswegs bedeutungslos. Selbst in genügend feuchten Sommern erfolgt (durch die Quellerosion und ihre Begleiterscheinungen) ein Schuttwuchs, so daß z. B. an der Station 6 im August

1960 mehrere Fänger entleert werden mußten. Im trockenen Sommer 1959 war allerdings derartige nicht festzustellen. Bei dem durch die Frostwirkung anfallenden Schutt ist ein Vorherrschen der größeren Körnungen festzustellen, während der zu sonstigen Jahreszeiten eingewanderte Schutt im allgemeinen keine Besonderheiten, höchstens hin und wieder feinere Struktur zeigt.

Da offensichtlich mit den Schuttfängern nur eine und an vielen Stellen sogar unbedeutende Komponente des Schutt- bzw. Bodenabwanderns erfaßt wurde, war es unbedingt notwendig, auch über dessen Gesamtnatur näheren Aufschluß zu erlangen.

Diesem Zwecke diente eine Meßvorrichtung, die das allgemeine Hangabwärtsgleiten des Bodens erfaßt.

Nach Angabe von J. SCHMID wurden an den angegebenen Meßstationen in den Hangboden 1 cm breite, 2—3 mm dicke und 45—60 cm lange Bleistreifen nach Vorstechen mit einer ihrer Form entsprechenden eisernen Stechsonde senkrecht eingelassen, und zwar so tief, daß sie nur noch etwa 4 cm aus dem Boden herausragten (s. Fig. 12).

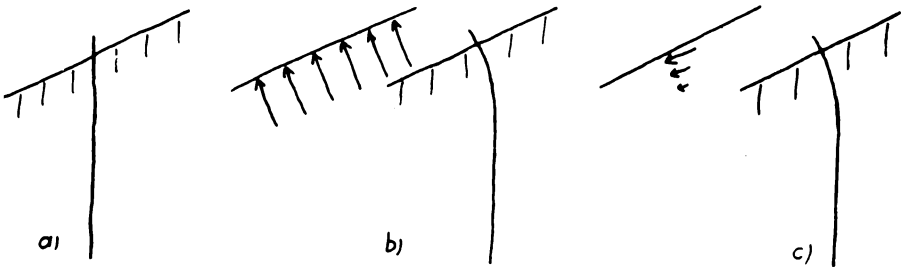
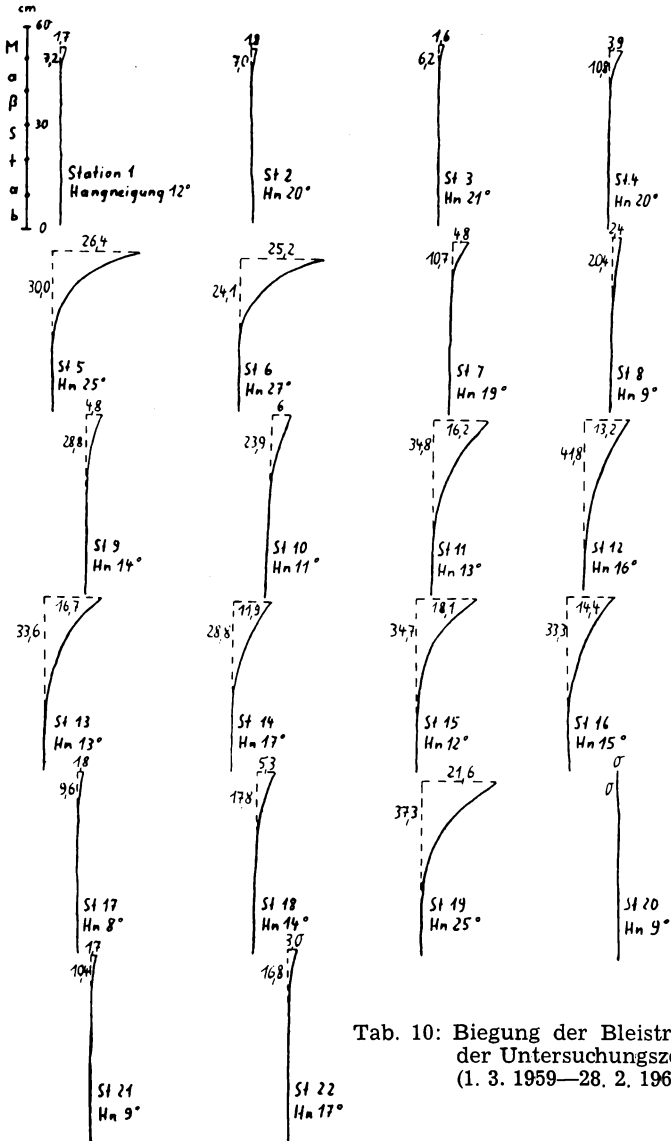


Fig. 12: In den Hangboden eingelassene Bleistreifen a) vor der Beanspruchung, b) und c) bei und nach der Beanspruchung durch den Bodenrost (b) und durch allgemeines Abgleiten des Bodens (c).

Da die Frosthebung senkrecht zur Hangoberfläche gerichtet ist, erfährt der Bleistreifen sofort bei Einsetzen und während der gesamten Fortdauer dieses Prozesses einen einseitigen, schräg von unten kommenden Druck. Auf diesen reagiert er dank seiner Flexibilität mit einer leichten, nach oben sich verstärkenden Umbiegung. Größe und Art dieser Biegung geben dann nach vorsichtigem von der Seite her erfolgendem Ausgraben der Streifen wichtige Aufschlüsse über Stärke und Eigenart der Frosthebung seit der Installation. Dabei mußte darauf geachtet werden, daß die Bleistreifen nicht alizusehr oberflächlich sich abwickelnden Schuttbewegungen (Steinschlag, Abspülung usw.) ausgesetzt waren, weil dies zu unzulässigen und irreführenden Biegungen hätte Anlaß geben können. Sie wurden deshalb im Lee der Schuttfänger, allerdings einige Meter von diesen entfernt, installiert.

Nach den Erfahrungen von J. SCHMID (mündl. Mitteilung) ist besonders die Frosthebung der Motor bei der Biegung der Bleistreifen. In der Tat ist auch im Untersuchungsraum, wie wir noch sehen werden, ihre Wirkung überall stark und in den meisten Fällen sogar der alleinige „Beweg“grund. Es zeigte sich indessen, daß in den Westricher Hauptstufen gewisse Partien (man errät nun schon, daß es die Kerben und Buchten sind) sich dadurch auszeichnen, daß neben den Frostwirkungen auch noch andere Bodenbewe-

gungen, und zwar wieder infolge der besonderen hydrographischen Verhältnisse, zur Biegung beitragen. Die zeitweilige hochgradige Durchtränkung der Hangböden der Stufeneinschnitte unterhalb der wasserstauenden Schichtglieder bewirkt nämlich ein jahreszeitlich auftretendes Hangabwärtsgleiten der obersten Bodenschicht. In etwa ergibt sich dabei ein Beanspruchungsplan, wie er in Fig. 12 c) angegeben ist. Auch hierauf reagiert der Bleistreifen mit einer Biegung.



Tab. 10: Biegung der Bleistreifen in der Untersuchungszeit (1. 3. 1959—28. 2. 1961).

Tab. 10 veranschaulicht die Gesamtbiegung der Bleistäbe in der Untersuchungszeit. Das zu erwartende Ergebnis ist im wesentlichen tatsächlich

eingetroffen. Als Hauptresultat darf gelten, daß nicht nur an der Schulbergstufe, sondern auch an der Hausbergstufe sich die Stationen der Kerben bzw. Buchten von den Geräten vorn an der Stufe deutlich unterscheiden (im Gegensatz zu den mit den Schuttfängern erhaltenen Ergebnissen). Es kann kein Zweifel darüber bestehen, daß daran die Grundwasseraustritte an den Einschnitten und die darauf beruhende stärkere morphologische Beanspruchung schuld sind. Sie haben dort nicht nur eine weit größere Frosthebung, sondern auch Abgleiterscheinungen zur Folge, die sonst nirgends mehr auftreten. Demgegenüber ist der sonst ebenfalls wichtige Einfluß der Hangneigung höchstens von sekundärer Bedeutung, wie aus Tab. 10 hervorgeht.

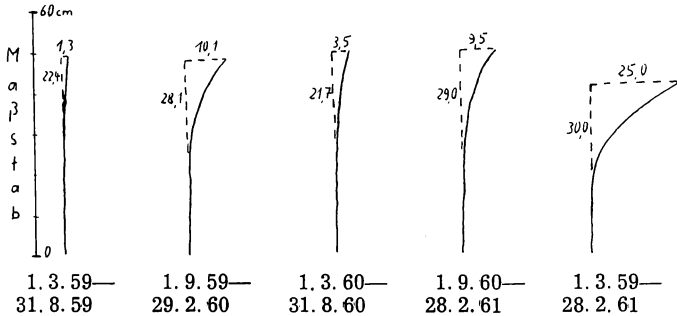
Man beachte weiter, daß die gleichmäßigere Berieselung der Böden der Hausbergstufenbuchten sich dahingehend auswirkt, daß an ihren Hängen die Unterschiede der Bleistreifenbiegungen zwischen oberen und unteren Hangpartien weit weniger deutlich sind als an den Kerben der Schulbergstufe.

Daneben lassen die Biegungen jedoch noch einige andere, wertvolle Erkenntnisse zu. Wie man der Tab. 10 entnimmt, sind die Stationen vorn an der Hausbergstufe nicht ganz ohne Reaktion, wenn diese auch gegenüber der der Stationen in den Buchten und Kerben zurücktritt. Dabei fällt auf, daß sich die auf Ackerland stehende Station 9 nicht gegenüber 8 und 10 heraushebt, daß vielmehr eher die relative Lage der Stationen an der Stufe eine Rolle zu spielen scheint (Biegungsverstärkung von 8 über 9 nach 10). Jedenfalls dürfen, wenn das Abwärtswandern des Hangmaterials an den Stufen betrachtet werden soll, nie allein die Ergebnisse der Schuttfänger herangezogen werden, da sonst falsche Schlüsse getroffen werden können. Vorn an der Schulbergstufe zeigen die meisten Bleistreifen (1, 2, 3) eine charakteristische Knickung in Höhe des Auflagefilzes, während sie unterhalb davon unverändert senkrecht stehen. Es verstärkt sich der Eindruck, als sei das vorhin festgestellte Bewegtwerden der Humusdecke genügend kräftig, um bei längerer Einwirkung die Bleistäbe in Filzhöhe ein wenig hangabwärts zu drücken. Bestätigt wird diese Vermutung dadurch, daß an Streifen, die aus irgendwelchen Gründen keinen Rohhumus durchstoßen (wie an der Station 20, die auf Moospolster steht), der kennzeichnende Knick fehlt, so daß sie völlig unverändert dem Boden wieder entnommen wurden. Als Grund für diese Erscheinung muß hauptsächlich die Frostwirkung innerhalb der Humusdecke gelten. Die von der Abspülung bewegten Nadeln sind wohl nicht kräftig genug, um auf die Streifen einwirken zu können. Daß sie nicht hinter ihnen angehäuft sind, darf wohl auf die Schmalheit der Streifen zurückgeführt werden.

Für die Menge der hangabwärtswandernden Massen ist nicht allein die Größe der Stabbiegung, sondern auch das Ausmaß ihres In-die-Tiefe-Reichens bedeutsam. So betrachtet fällt auf, daß die Stäbe der Hausbergstufe im allgemeinen bis in größere Tiefen hinab gebogen sind, selbst wenn sie im oberen Teil weniger beansprucht wurden als an der Schulbergstufe (Vgl. Station 7 u. 8). Der Grund dafür dürfte in der bindigeren Zusammensetzung der Hausbergböden liegen. Jedenfalls ist festzustellen, daß das Hangabwärtswandern der Stufenböden an der Hausbergstufe tiefere Schichten erfaßt als an der Schulbergstufe (und zwar in allen Abschnitten).

Daß in der Tab. 10 die Bleistreifen mit größerer Biegung zugleich etwas länger sind, hat seine Ursache darin, daß sie ohne Ausnahme in vergleichsweise tiefgründigem Boden steckten.

Um die Abhängigkeit des Bewegungsausmaßes von der Jahreszeit, besser von den klimatologischen Umständen freizulegen, wurden nach je 6 Monaten (d. h. im Herbst 1959, Frühjahr 1960 und Herbst 1960) an jeder Station einige Stäbe herausgeholt und andere dafür wieder eingesetzt. So konnte die Zusammensetzung der Gesamtbiegung aus der Biegung in den einzelnen Halbjahren nachvollzogen werden. Da die so gewonnenen Resultate sich für fast alle Stationen decken, soll ein Beispiel, der Verlauf der Biegung an der Station 6, genügen (Tab. 11).



Tab. 11: Verlauf der Biegung der Bleistreifen an der Station 6

Wie nicht anders zu erwarten war, treten die Winter mit deutlicher und starker Biegung hervor. Die überragende Bedeutung des Bodenfrostes mit all seinen Folgeerscheinungen ist unverkennbar. Ein Gutteil der Biegung der Bleistreifen in den Kerben und Buchten und die gesamte Biegung an den anderen Stationen geschieht durch die Frosthebung. In den Stufeneinschnitten hat der Bodenfrost noch eine indirekte Wirkung, die sich nach seinem Abklingen bemerkbar macht. Durch den oberflächlichen Frostpanzer wird das zufließende Grundwasser, sofern es nicht die Bodenfrostbildung nach innen zu steigern hilft, gestaut. Nach dem Auftauen erlangt der Boden durch die große Menge des freiwerdenden Wassers (gestaut und vom Eis herrührendes) breiartige Konsistenz und gerät ins Abgleiten, wobei die Bleistreifen weiter gebogen werden.

Die aufgezeichneten Ergebnisse der Station 6 (Tab. 11) machen deutlich, daß auch die Sommer zur Biegung beitragen können, allerdings lediglich in den Stufeneinschnitten, wie das Ausgraben der Streifen eindeutig ergab. Dort vermag das austretende Grundwasser nach längeren und ergiebigeren Regen in ähnlichem Sinne, wenngleich in schwächerem Maße, zu wirken wie im Winter. Die Krümmung der Streifen ist bezeichnenderweise im regenreichen Sommer 1960 um etwa ein Dreifaches größer als im trockenen Sommer 1959. Es sei noch einmal herausgestellt, daß sich diese sommerliche Biegung jedoch nur auf die besonders stark durchfeuchteten Stellen der Buchten und Kerben beschränkt.

Neben diesen eigentlich experimentell gewonnenen Ergebnissen lassen sich im allgemeinen auch durch aufmerksames Beobachten natürlicher Ereignisse und Zustände Aussagen über das Schuttwandern treffen. *Insbeson-*

dere ist die Wuchsform der Hangbäume in den einzelnen Stufenabschnitten aufschlußreich. J. SCHMID (34, S. 109—119) konnte zeigen, daß sowohl die „Bajonettform“ der jungen Bäumchen, d. h. das parallele Verschobensein von Wurzel und Sproß durch ein im obersten Boden lagerndes basales Sproßstück, als auch die bodennahen „Stammknie“ einzelner älterer Baumarten (insbesondere der für uns wichtigen Buchen) Folgen des hangabwärtsdrängenden Schuttes sind. Besonders die Wuchsform noch ganz junger Bäumchen kann nach J. SCHMID (34, S. 112) Hinweise auf Hangschuttbewegungen liefern: „Der Sproß wird vom andrängenden Schutt niedergedrückt. Aber die Vegetationsspitze des schräg gedrückten Sprosses richtet sich jedesmal in einem komplizierten, geotropen Aufrichtungsvorgang wieder hoch. Durch die anhaltende Schutzzufuhr wird das basale Sproßstück allmählich in den Hangschutt eingebettet . . .“ Dies ist sowohl bei jungen Buchen als auch bei jungen Fichten möglich. Hinsichtlich der Fichten stand einem Vergleich zwischen Vorsprüngen und Einschnitten der untersuchten Stufen jedoch die Tatsache entgegen, daß unter den wenigen Fichten in den Einschnitten fast keine jungen Bäumchen nachwachsen. Bei den Buchensproßlingen ist zu beachten, daß die ein- und zweijährigen Triebe zunächst fast alle in ihrem Profil eine mehr oder minder große Versetzung in Höhe der obersten Bodendecke haben, da sie dem Licht entgegenstreben. Erst mit dem allmählichen Verholzen ihres Schaftes zeigt sich dann (wohlgermerkt im großen Durchschnitt, im einzelnen treten infolge der heterogenen Struktur der Schulbergstufenböden manche Abweichungen auf) auch bei ihnen eine Bestätigung der bisherigen Ergebnisse, indem das kennzeichnende basale Sproßstück bei den Kerbenbäumchen ausgeprägter und länger, die Mächtigkeit des auflagernden Schuttes größer ist als vorn an der Stufe. Ein Beispiel: Etwa dreijährige Bäumchen hatten in den Kerben ein basales Sproßstück von 5—8 cm Länge, vorn an der Stufe ein solches von durchschnittlich 1,5 cm Länge. Die Vergleichszahlen für die Mächtigkeit der Schuttauflage sind 5—6 cm in den Kerben und 1—2 cm an den Vorsprüngen der Stufe, wobei dort noch der größte Teil der Auflage vom Humusfilz gebildet wird.

Betrachtet man endlich die älteren Buchenstämme an den Hängen der beiden Westricher Hauptstufen, so runden sie eindrucksvoll das bisher gezeichnete Bild ab. Besonders an der Schulbergstufe, deren Vorsprünge hin und wieder und deren Kerben fast immer mit Buchen bestanden sind, zeigen sich Stammknie nur in den Kerben (und dort wieder bevorzugt an den unteren Hangteilen), obwohl die Hangneigung der Vorsprünge mit rund 20° nicht viel geringer ist als die der Einschnitte (etwa 25°). Es verdient festgehalten zu werden, daß dies auch für die wenigen Stellen der Hausbergstufe gilt, die noch mit Laubwald bedeckt sind. So treten am Rothenberg bei Bruchmühlbach, wo Finger und Bucht der Stufe beide bewaldet sind, die erwähnten Besonderheiten der Baumwuchsform ebenfalls nur in der Bucht auf, obwohl festgestellt wurde, daß die Nasen der Hausbergstufe ein gewisses Hangabwärtsdringen des Schuttes zeigen. Offenbar ist dieses jedoch nicht kräftig genug, um die Bäume darauf reagieren zu lassen.

Nach all diesen Beobachtungen und Messungen muß interessieren, wie stark sich die morphologischen Geschehnisse nun eigentlich in einer „Abtragung“ (in des Wortes wahrster Bedeutung), d. h. also in einer Rückverlegung der Stufen ausdrückt.

Dazu wurden auf Veranlassung von J. SCHMID Eisenstäbe (Schweißdrähte mit einer dünnen, rasch abwitternden Messinghaut) von 2 mm, vereinzelt 1 mm Durchmesser senkrecht in den Boden hineingesteckt, so daß ihre Enden nur noch etwa 10 cm hervorragten. Da die Eisenstäbe möglichst tief im Boden stecken sollten, wo es irgend ging bis zum Antreffen des Anstehenden, variierte ihre Länge je nach Bodentiefe zwischen 50 und 70 cm. Damit sollte vermieden werden, daß die Stäbe in ihrer Lage zum Hang durch irgendwelche Bodenbewegungen beeinträchtigt wurden. Leider war dieses Ziel nicht völlig zu erreichen, da die Stäbe nicht senkrecht zum Hang eingebracht waren. So erfuhren die Eisenstäbe dieselbe Beanspruchung wie die gleichgelagerten Bleistreifen. Die Elastizität der Eisenstäbe ließ sie jedoch nach dem Bodenauftauen im Gegensatz zu den Bleistreifen in ihre Ausgangslage zurückschnellen. Jedenfalls traten nirgends die für die Bleistreifen so charakteristischen dauerhaften Biegungen auf. Immerhin müssen dabei eventuelle Ungenauigkeiten in Kauf genommen werden. Nicht zu befürchten ist ein Herausziehen der Stäbe durch den Frost, da sie schon nach kurzer Zeit so fest mit dem Boden verrosteten, daß sie kaum noch mit der Hand herauszuziehen sind. Das Ausmaß der Abtragung wurde in der Weise festgestellt, daß unmittelbar nach der Installation die herausragenden Enden eingemessen und im allgemeinen wöchentlich, mindestens aber vierzehntäglich an den verschiedenen Stationen nach Änderungen kontrolliert wurden. Obwohl der Zeitraum von zwei Jahren für solche Messungen sehr kurz ist, zeigten sich an seinem Ende sowie bei verschie-

Stat.	1. 3. 59	1. 9. 59	1. 3. 60	1. 9. 60	11. 1. 61	Gesamt- tieferleg.
	-31. 8. 59	-29. 2. 60	-31. 8. 60	-28. 2. 61	- 1. 2. 61	
1	—	—	—	—	—	—
2	—	—	—	—	—	—
3	—	—	—	—	—	—
4	—	1	0,5	1,5	1	3
5	0,5	6,0	2	5,5	5	14
6	1	4,5	1,5	5,0	4	12
7	—	1,5	1	1,5	1,5	4
8	—	—	—	—	—	—
9	—	0,5	—	—	—	0,5
10	—	—	—	—	—	—
11	—	3	1	3	2	0,5
11	—	3	1	3	2	7
13	—	3	0,5	2,5	2	6
14	—	2	1	2	1,5	5
15	0,5	3	1	3,5	3	8
16	—	2,5	0,5	3	2	6
17	—	1	—	0,5	0,5	1,5
18	0,5	3	0,5	2	1,5	6
19	2	17,5	6,5	14,5	12	40,5
20	—	—	—	—	—	—
21	—	0,5	—	0,5	0,5	1
22	—	1,5	—	1,5	1	3

Tab. 12: Abtragung der Bodenoberfläche, gemessen an eingesteckten Eisenstäben, während der Untersuchungszeit (in mm).

denen, zwischendurch vorgenommenen Messungen nach günstigen Einwirkbedingungen charakteristische Ergebnisse, die Tab. 12 wiedergibt. In ihr ist das Abtragungsausmaß senkrecht zur Hangoberfläche angegeben, d. h. die gemessenen Werte wurden noch mit dem Kosinus des jeweiligen Hangwinkels multipliziert (was sich allerdings nur bei steilen Hängen und starker Abtragung innerhalb der Genauigkeitsgrenzen der Tabelle zahlenmäßig ausdrückt).

Betrachten wir zunächst die Gesamtabtragung: Hier begegnen wir der nach dem bisher Gesagten zu erwartenden *Tatsache*, daß die vorderen Abschnitte beider Stufen (1, 2, 3, 20 bzw. 8, 9, 10) in der Untersuchungszeit keine meßbare Rückverlegung erfuhren, obwohl sie recht beachtliche Steigungen (20° bzw. 15°) aufweisen. Offensichtlich war der Zeitraum auch zu kurz, um die — innerhalb der durch die besonderen Grundwasserverhältnisse gezogenen engen Grenzen — vorhandenen Unterschiede in der Abtragung von Schulberg- und Hausbergnasen zur Geltung zu bringen. Lediglich die minimale Reaktion an der Station 9 bietet einen kleinen Hinweis. Zu den Eisenstäben an der Schulbergstufennase (und zwar auch an den nicht angeführten Stationen) muß bemerkt werden, daß sie im einzelnen wohl positive und negative Veränderungen bis zu 2 mm zeigten; doch schießen diese aus Umlagerungen innerhalb der wandernden Humusdecke hervorzuhehen. Jedenfalls hoben sie sich bereits innerhalb der einzelnen Stationen auf, so daß die angeführten Resultate ihre Richtigkeit behalten. (Die relativ starke Tieferlegung am Kehrberg (22) ist wohl auf die dort ebenfalls gesteigerte Bodenfrosthwirkung infolge der sehr freien Exposition dieses Hausbergstufenzeugen zurückzuführen.) Kurzfristige Schwankungen der Bodenhöhe ohne erkennbare morphologische Folgen traten außer bei Frosthebung auch durch Aufquellungen des Bodens nach langen und starken Regenfällen auf. Träger dieser Quellung ist an der Hausbergstufe die tonige Komponente der obersten Bodenzone und an der Schulbergstufe, wie sich durch Vergleich mit Stäben auf benachbarten reinen Mineralböden ergab, die Rohhumusdecke.

Hingegen zeigen die Stationen in den Stufeneinschnitten starke, in den inneren Schulbergstufenkerben (5, 6,) sogar äußerst starke Reaktionen. (Station 19, die sich auch noch von diesen Stationen beträchtlich abhebt, ist, wie schon mehrmals erwähnt wurde, ein Sonderfall und kann daher für weitere Betrachtungen außer acht gelassen werden.) Dies, sowie auch die Tatsache, daß die Abtragung in den Buchten der oberen Stufe weitaus gleichmäßiger ist als in den Kerben, wo die unteren Hangpartien stark bevorzugt werden, kann nach den bisherigen Erörterungen nicht überraschen, sondern bringt vielmehr eine endgültige Bestätigung für ihre Richtigkeit.

Erwähnt muß noch werden, daß die Tabelle 12 dadurch, daß in ihr nur die dem Mittel aller Stäbe einer Station nächststehenden Vertreter aufgeführt sind, ein wesentlich vereinfachtes Bild des Abtragungsvorganges wiedergibt. Im einzelnen treten innerhalb der Kerbenstation starke Unterschiede auf, wobei auch Schuttanreicherungen möglich sind. Als Beispiel diene die Station 6, wo der durchschnittlichen Abtragung von 12 mm ein Maximum von 32 mm und andererseits eine Schuttanhäufung von 14 mm gegenübersteht.

Zum Vergleich mit den angeführten Stationen sei das durchschnittliche Abtragungsausmaß an einigen anderwärts installierten Eisenstabgruppen erwähnt: 1) Hangdelle als hinterstes Ende eines obsequenten Baches bei Langwieden 8 mm, 2) Talende eines konsequenten Baches am Rosenkopf bei Martinshöhe 9 mm, 3) Schulbergstufe bei Kindsbach (wie auch alle anderen Stationen an der Schulbergstufe) 0 mm, 4) Hausbergstufe am Hausberg bei Bann 1 mm, 5) Rösbergstufe bei Martinshöhe 3 mm.

Eindrucksvoll ist auch die jahreszeitliche Abhängigkeit der Rückverlegung. Sie ist in den Wintermonaten um ein Vielfaches größer als sonst. Jedoch auch diese tragen nicht gleichmäßig zur „Abtragung“ bei. Aus der Tab. 12 entnimmt man, daß in der kurzen Zeit vom 11. 1. — 1. 2. 61, also bei und unmittelbar nach Frosteinwirkung ein Großteil der „Abtragung“ der zugehörigen Winterzeit vorstatten ging. Die von J. SCHMID (34, Titel) erkannte morphologische Bedeutung des Bodenfrostes wird also durch Größe und Art der Veränderung an den Eisenstäben vollauf bestätigt. Waren sich die beiden Winter in ihrer morphologischen Wirkung etwa gleich, so tritt der regnerische Sommer 1960 deutlich hervor. Man kann nach den durchgeführten Beobachtungen und Messungen vermuten, daß (im Westricher Schichtstufenland) ein Sommer umso mehr zur morphologischen Arbeit beiträgt, je regenreicher er ist. Allerdings darf dabei nicht übersehen werden, daß auch Art und Abfolge der Niederschläge von wesentlicher Bedeutung sind.

Zusammenfassung: Mit wenigen Ausnahmen (wie etwa die gegenüber den Buchten größere Abspülung auf den Äckern der Hausbergstufennasen) treten in der Geigenwart die erwähnten flächenhaft wirkenden morphologischen Kräfte (unter denen diejenigen, die in den heute noch ernsthaft zur Diskussion stehenden Theorien der Schichtstufenlandschaft als wichtig gelten, alle vorkommen) bevorzugt an den Buchten und Kerben auf; und zwar stimmen die nach eingehendem Studium der nur dem Schichtstufenland eigenen Grundwasserverhältnisse gehegten Vermutungen sowie die auf analytisch-morphogenetische Weise durchgeführten Messungen und Beobachtungen darin überein, daß nicht nur die lineare Erosion der Flüsse die Stufen aufschlitzt, sondern (und das ist wichtiger) daß sich auch die denudativen Kräfte auf die fluvial geschaffenen Hänge der Stufeneinschnitte konzentrieren und diese weiter ausbauen, während morphologische Ereignisse vorn an der Stufe im allgemeinen nur äußerst träge verlaufen. Uneingeschränkt gilt also an den Stufen die Erkenntnis H. SCHMITTENNERS (35, S. 42): „Die Erosion der Flüsse ist eine ganz gewaltige Kraft. Sie wirkt aber nicht für sich allein. Sie ist die Feder im Uhrwerk des gewaltigen Mechanismus der Abtragung!“, wenn er auch daraus, wie wir sehen werden, Schlüsse zieht, die im Westrich keinesfalls zutreffen.

Demgegenüber ist die Tatsache, daß die Gegensätze der einzelnen Stufenabschnitte an der Hausbergstufe durch verschiedene Einflüsse etwas weniger schroff sind als an der Schulbergstufe, von zweitrangiger Bedeutung. Zudem liegt die Vermutung nahe, daß die Rodung und Bodenkultivierung an der Hausbergstufe von dieser leichten Abmilderung nicht unerheblich beigetragen hat. Jedenfalls zeigten Messungen, die am waldbestandenen Rothenberg durchgeführt wurden, größere Differenzen zwischen der Abtragung in Buchten und Vorsprüngen, als es die Stationen 8—10 gegenüber den

Stationen 11—16 tun. Leider war es jedoch zeitlich nicht möglich, die dort installierten Geräte so oft abzugehen, wie es für eine Aufnahme der Meßergebnisse in die Tabellen notwendig gewesen wäre.

Als wichtiges Nebenergebnis darf die *Einsicht darüber* gelten, *warum die Einschnitte der Schulbergstufe Kerbform, die der Hausbergstufe Buchtenform haben.* Die Tatsache, daß durch die „zweistufige“ Obsequenz die erodierende Wassermenge an der Schulbergstufe im Vergleich zu den Quellbuchten der anderen Stufe größer ist, kann diese Erscheinung nämlich nur teilweise erklären. Insbesondere trägt sie nicht zur Lösung der Disharmonie zwischen den geräumigen Quellbuchten und der an ihren Rückseiten entspringenden und sie durcheilenden kleinen Bäche bei. Diese liegt vielmehr (neben der oben erwähnten tektonischen Anhebung der Schichten) in der an den Buchtenhängen ziemlich gleichmäßigen starken Verwitterung und (denudativen) Abtragung begründet, die unabhängig von dem morphologischen Verhalten der zu den Buchten gehörenden Bäche abläuft. Daß dies nicht auch in den Schulbergstufenkerben der Fall ist, muß auf die besondere hydrographische Situation dieser Stufe, d. h. auf das Fehlen eines StauhORIZONTES an der Unterseite des Stufenbildners zurückgeführt werden. An den oberen Hangteilen der Kerbe ist die Abtragung nicht wesentlich stärker als vorn an der Stufe. Erst unterhalb der stauenden Tonbänke setzen die denudativen Kräfte an, weshalb die fluvial geschaffene Kerbform nicht wesentlich umgestaltet wird.

Zum Problem des rezenten Rückwanderns der beiden Westricher Hauptstufen lassen sich nun nach all diesen Vorbereitungen klare und definitive Aussagen treffen: *Das Studium des rezenten morphologischen „Beanspruchungsplanes“ hat deutlich gemacht, daß von einem geschlossenen Rückwandern der Stufen nicht die Rede sein kann. Sie werden vielmehr durch die lineare Erosion aufgeschlitzt und innerhalb der Einschnitte weiterhin dadurch aufgelöst, daß in ihnen die Erosion und Denudation auch nach den Seiten ausgreift.* Art und Ausmaß dieses Vorgangs sind an den beiden Stufen in manchen Einzelheiten verschieden, (ebenso wie man auch annehmen muß, daß die einzelnen Abschnitte der Schulbergstufe einige Abweichungen bringen), seine Existenz kann jedoch nicht bestritten werden. Man darf auch nicht einwenden, daß die zweijährige Untersuchungszeit zu kurz sei für das Feststellen bedeutender, vorn an den Stufen stattfindender Abtragungsgeschehnisse. Keineswegs wurde ja bisher behauptet, daß die Abtragung an den Stufen nasen ruht; an der Hausbergstufe gingen etliche Vorgänge (z. B. die Frosthebung) sogar in die Messungen ein. „Tote“ Landschaften im Sinne W. SALOMONS (29, Titel) gibt es nicht. Entscheidend ist jedoch, daß diese Prozesse gegenüber jenen in den Stufeneinschnitten derart langsam verlaufen, daß in einer Zeit, in der die Stufenvorsprünge und damit die Stufen als Ganzes ein betrachtenswertes Stück zurückweichen würden, die Stufen bei Konstanz von Art und Größe der rezenten Faktoren beinahe bis zur Unkenntlichkeit zerstückelt und aufgelöst sein müßten.

Nachdem nun Sicherheit über die Veränderungen der Stufenlage herrscht, muß als nächstes und letztes nach *U m w a n d l u n g e n i n d e r t y p i s c h e n S t u f e n f o r m* gefragt werden, ein Problem, das von dem vorhergehenden gänzlich unabhängig ist. Bei der Trägheit der Abtragung an den Stufen nasen kommt man über Vermutungen nicht hinaus. Das Ver-

hältnis des übrigen Hangschuttes zu den Blöcken an der Schulbergstufe (s. u.) sowie die im Schichtstufenland ungewöhnliche leicht konvexe Profillinie der oberen Hangteile der Hausbergstufennasen lassen auf ein allerdings sehr schwaches Sich-Abflachen der Stufen schließen, zumal beiden Stufen heute ein unmittelbar vor ihnen entlang fließender subsequenter Fluß fehlt, der an ihrem Fuß Aus- und Abräumungsarbeit leisten könnte. Dagegen bieten die frischen Formen der Stufeneinschnitte bessere Hinweise. Die Stufenhänge der Buchten sind einmal steiler als die vorn liegenden Stufenpartien, ein Faktum, das nach dem Einblick in die Abtragungsverhältnisse nicht überrascht, zum anderen sind sie aber auch von größerer relativer Höhe, da der obsequente Bach die vorn an der Stufe als Basis dienende Schulbergterrasse bereits beträchtlich unterschritten hat. Dies gilt, von den Hangdellen als letzten Ausläufern der Abtragung einmal abgesehen, selbst für die inneren Buchthänge. Anders bei der Schulbergstufe, wo die vorn an den Kerben ebenfalls sehr steilen und hohen Stufenhänge nach hinten immer schwächer und vor allem niedriger werden, weil das Gefälleprofil der sich hier einschneidenden obsequenten Fließchen gegenüber dem Stufenprofil mehr oder minder abgeschwächt ist. Zieht man die Neigung der Flüsse in Betracht, Unstetigkeiten in ihrem Lauf durch bevorzugte Arbeit an diesen Stellen zu beseitigen, so ist der Schluß wohl berechtigt, daß in den Kerben die Stufenform umso mehr verwaschen wird, je länger sich die Fließchen in den Gesteinsverband einschneiden. Diese Betrachtung darf auch insofern als gerechtfertigt gelten, als die einzelnen obsequenten Fließchen je nach ihrer Reife verschiedene Stadien dieses Prozesses zeigen.

M. Grundzüge und Probleme des Westricher Stufenlandes

Es sei noch einmal wiederholt, daß die Beobachtungen und Messungen des vorigen Kapitels eindeutig und übereinstimmend gezeigt haben, daß in der Gegenwart die morphologischen Faktoren (oder doch mindestens die bei der vorliegenden Landschaftsform bedeutendsten unter ihnen) im Westricher Stufenland hauptsächlich linienförmig, nämlich innerhalb der stufenqueren Flußtälchen, ansetzen und wirken. Während dort die Abtragung sehr heftig ist, herrscht in den anderen Teilen des Stufenlandes weitgehend morphologische Trägheit. Das Intensitätsverhältnis kann dabei im einzelnen etwas schwanken. So ist bei der Schulbergstufe der Unterschied in der Abtragung zwischen Vorsprüngen und Einschnitten durch verschiedene Umstände besonders kraß, während er bei der Hausbergstufe mildere, aber doch deutliche Ausmaße annimmt. Für die Stufen bedeutet dies, daß sie, und zwar ziemlich rasch, zerstört werden. Ihre von tektonisch bedingten Unstetigkeiten abgesehen ruhige Streichlinie wird zerkeilt (Schulbergstufe) oder zerbuchtet (Hausbergstufe) und sieht bei längerer Konstanz der augenblicklich angreifenden Kräfte der völligen Auflösung entgegen, ohne dabei d. h. im gleichen Zeitraum, als Ganzes um nennenswerte Beträge zurückzuwandern.

Auch die Schulbergterrasse wird so deutlich von der linearen Erosion angegriffen, daß dagegen etwaige auf ihr weiterlaufende denudative Prozesse keine Bedeutung haben. Nach SCHMITTHENNER (35, S. 72) vollzieht sich die flächenhafte Niedrigerschaltung der Schichtterrassen in erster Linie durch flache Hohlformen, die Dellen. Einschränkend stellt er jedoch fest

(S. 61), daß durchlässiges Gestein die Dellenbildung und -fortbildung sehr erschwert. Auf den durchlässigen Sandböden der Schulbergterrasse fehlen flache Muldenformen sogar völlig. Die Dellen am Oberlauf des Queidersbaches sind, wie wir wissen, auf die dortigen besonderen fluviatilen Verhältnisse zurückzuführen.

Die durch die Betrachtung der Vorderfront des Stufenlandes gewonnenen Erkenntnisse werden erweitert und vertieft durch die morphologische Situation der Sickinger Höhe. Entsinnt man sich der tiefgreifenden Durchfurchung dieser lokalen Dachlandterrasse, die im Verein mit dem hier nur noch geringfügigen Einfallen der Schichten fast an ein Schichttafelland erinnert, und ihrer wildzerbuchteten Formen im Norden, wo sich konsequente und obsequente Täler entgegenarbeiten, so wird deutlich, daß auch von Süden her Auflösung droht und somit die gesamte Westricher Stufenlandschaft der Zange der linearen Erosion ausgeliefert ist.

„Von dem Augenblick an, wo sich die Täler . . . einzuschneiden begannen, greift die linienhafte Erosion offenbar viel rascher längs der Adern des Gewässernetzes vor, als die Denudation neben den Tälern die Stufenhänge zurückzulegen vermochte.“ (5, S. 230). „Flächen und Stufen sind fossil geworden.“ (5, S. 231). Diese Formulierungen J. BÜDELS könnte man für den Untersuchungsraum übernehmen, wären sie von ihm nicht auf Rumpftreppen- statt auf Schichtstufenlandschaften gemünzt worden. Für diese trifft er eine andere Aussage (5, S. 234): „Diese (gemeint sind die Denudationsvorgänge) haben hier (im Schichtstufenland) die Möglichkeit, selbständig, auch abseits der Täler den nächsthöheren Stufenhang zurückzulegen, vor allem durch die Mitwirkung der hier sehr wesentlichen Quelldenudation und Unterhöhlung in dem unter der regelmäßig durchlässigen, harten Schicht gelegenen Quellhorizont.“ Gegen die volle Gültigkeit beider Behauptungen lassen sich, sowohl ganz allgemein als auch speziell im Untersuchungsraum, schwerwiegende Gründe anbringen. Da die erste ein Rumpftreppenland betrifft und damit außerhalb des Themas steht, sei zu ihr nur gesagt, daß im allgemeinen die denudativen Kräfte im rezenten Klima nicht so bedeutungslos geworden sind, wie BÜDEL annimmt. So haben z. B. J. SCHMID (34) und sein Schüler H. D. SCHNEIDER (32) im Bodenfrost einen flächenhaft wirkenden Faktor gefunden, der auch heute noch recht kräftig zu arbeiten vermag. Die unterschiedliche morphologische Beanspruchung im Westricher Stufenland ist darum auch nicht etwa eine Bestätigung der zuerst erwähnten BÜDELSchen Aussage, sondern hat seinen Hauptgrund in den besonderen, nur dem Stufenland eigenen Grundwasserhältnissen, die ihrerseits wieder von der Wechsellagerung durchlässiger und undurchlässiger Schichten bei leichter Schrägstellung herrühren. Wie Messungen und Beobachtungen ergaben, findet keine Quelldenudation, sondern eine ausschließlich auf die Flußlinien konzentrierte Quellerosion statt. Damit scheidet der für BÜDEL bedeutsamste denudative Faktor aus. Umso befremdlicher muß es wirken, bei ihm den Norden der Sickinger Höhe als Beispiel für starke Quelldenudation zu finden (5, S. 235). Weiterhin wurde festgestellt, daß die Angriffe aller irgendwie mit dem Wasser verbundenen Faktoren sich wie dieses überwiegend auf die Stufeneinschnitte konzentrieren. Zu den noch verbleibenden Kräften der Denudation an den Bergnasen verhält sich aber der Stufenbildner als Schutzplatte, so daß sich ins-

gesamt ergibt, daß die Schichtstufenhänge abseits der Täler im Gegensatz zur Meinung BÜDELS denudativ weniger angegriffen werden als die Rumpfstufenhänge. War die tektonische Hebung der jüngsten Vergangenheit für das Ausmaß des Einschneidens der konsequenten Flüsse wesentlich, so spielt sie für die Abtragungsverhältnisse an der Vorderfront der Stufen höchstens eine unterstützende Rolle, indem sie die Schichten ein wenig schräger stellte und durch den Aufbruch der Landstuhler Verwerfung eine Vergrößerung der Höhendifferenz zwischen Quelle und Mündung der obsequenten Flübchen bewirkte. Doch hält sich das Einfallen der Schichten immer noch in so niedrigen Grenzen, daß man, ohne in den Fehler des Übertragens der Westricher Verhältnisse auf andere Schichtstufenländer zu verfallen, sagen darf, daß obigen Überlegungen eine große Allgemeinheit anhaftet.

Daß das flächenhafte Verhalten des Faktors „Quelldenudation“ fraglich ist, zeigen noch zwei weitere Tatsachen. In den mitteleuropäischen Schichtstufenländern gibt es hinsichtlich der morphologischen Form wie auch des Abtragungsstadiums zwei Klassen von Zeugenbergen, solche mit der Deckplatte des Stufenbildners und solche, die diese bereits verloren haben. Die schützende Kraft der Deckplatten prägt sich in den konkaven Hangformen der ersten und den konvexen und dabei nur mehr sehr flachen, verlöschenden Profilen der zweiten Klasse aus. Die (hypothetische) Quelldenudation beruht im wesentlichen auf dem inhomogenen Aufbau der Stufenfläche. Der Untersaum des Stufenbildners ist ihre Angriffsstätte. Hier werden die Felsen unterhöhlt und zum Nachstürzen gezwungen. Da die Quelldenudation der morphologische Hauptfaktor bei der Zurücklegung sein soll, entsteht bei konsequenter Durchdenkung des Abtragungsprozesses der eigenartige Schluß, daß der Stufenbildner nicht nur keine schützende Wirkung hat, sondern sogar bevorzugtes Ziel der Abtragung ist. Mit seinem Verschwinden erst würde das Stufenrudiment von homogener Konsistenz werden, die angreifenden Kräfte sich dezentralisieren und der Prozeß der Rück- und Tieferlegung sich verlangsamen. Nicht nur die hydrographischen, sondern auch die strukturellen Verhältnisse der Stufenlandschaft sprechen also gegen ein verbreitetes Wirken der Quelldenudation. Mithin ist die ihr zugedachte Rolle auch unter anderen klimatischen Verhältnissen als den gegenwärtigen zweifelhaft.

Bestärkt wird diese Vermutung durch die hydrographische Situation an der Schulbergstufe. Für fast alle Autoren gilt es als sicher, daß die Stufenbildner wasserdurchlässig, die weichen Schichten im Liegenden undurchlässig sind. Daraus ergibt sich dann zwangsläufig ein Quellhorizont entlang den oberen Abschnitten der Stufenhänge. Es soll nicht bestritten werden, daß dies sehr oft der Fall ist und zu bestimmten Gesetzmäßigkeiten in der Abtragung bzw. Rückverlegung der Stufen führt. Eine Regel ist es jedoch nicht. An der Schulbergstufe sind Karlstalfelsen und Karlstalsande gleichermaßen durchlässig. Ein Quellhorizont findet sich, wie bereits mehrfach erwähnt wurde, erst im mittleren bzw. unteren Teil der Hänge, wo einige etwas tonigere Schichtbänder austreichen. In der Hanglinie der Stufe macht sich dies jedoch nicht im geringsten bemerkbar. Maßgebend für ihre Herausbildung und ihre Ausgestaltung ist also doch wohl in erster Linie der Härteunterschied zwischen Felsen und Sanden.

H. MORTENSEN (25) ist der Meinung, Stufen und Flächen des Schichtstufenlandes erführen ihre Ausgestaltung zu verschiedenen Zeiten und spricht daher von einer „alternierenden Abtragung“. Insbesondere schreibt er die Rückverlegung der Stufen dem Einfluß des humiden Klimas zu. „Ruhe auf der Fläche bei gleichzeitigem kräftigem Rückgang der Stufe im humiden Klima ist ein Charakteristikum der alternierenden Abtragung.“ (25, S. 8) Gewiß soll nicht verkannt werden, daß neben der linearen Erosion auch die Denudation, wenngleich in sehr geringem Maße, an den Stufen nasen weiterarbeitet. Doch ist ihre Angriffskraft auch bei Berücksichtigung der von der erosiven Zerschneidung herrührenden stärkeren Exponiertheit der Stufenvorsprünge gewiß nicht größer als zu Zeiten periodischer Wasserführung, die nach MORTENSEN (25, S. 11) im Sinne der alternierenden Abtragung flächenbildend wirkt. Es ist eben ein Grundphänomen der Schichtstufenlandschaft, daß sich gleichmäßige klimatische Befeuchtung in ungleichmäßigen Grundwasseraustritt und damit letzten Endes in örtlich konzentrierten Angriff auf die Stufen umsetzt. Dieser kann zwar eine Auflösung der Stufenlinie in Form von Keilen, Buchten, Ausliegern usw., nie jedoch eine Rückverlegung auf breiter Front zur Folge haben. MORTENSEN (25, S. 11) schreibt: „Die eigentliche Stufe dagegen wird gerade in den Zeiten gleichmäßiger Wasserführung viel kräftiger geformt als die Flächen, die dann vergleichsweise in Ruhe liegen.“ Dem ist auch im Westrich uneingeschränkt zuzustimmen, doch folgt darauf noch nicht unbedingt die Rückverlegung der Stufen. Auch der Stufenhang ist eine Fläche und bedarf zu einem „Generalangriff“ einer flächenhaft wirkenden Kraft. Das Westricher Stufenland zeigt jedenfalls keine alternierende Abtragung im Sinne MORTENSENS.

Vergleicht man von den durch die Messungen und Beobachtungen des vorigen Kapitels gewonnenen Erkenntnissen her die in den verschiedenen Theorien über die Stufenlandschaft gemachten Aussagen über die rezenten Abtragungsprozesse an den Stufen, so stehen ihnen (die neuesten Forschungen BÜDELS (6) einmal ausgenommen) die Ergebnisse der langjährigen Studien SCHMITTHENNERS am nächsten. Zwar ist auch für ihn die Quellarbeit der wichtigste morphologische Faktor (38, S. 55): „In unserem Klima sind es die kleinen Stufenrandtälchen, die die Stufe schaffen und unmittelbar zurückverlegen.“ Ihre Bedeutung für die Stufe scheint ihm ebenso groß wie die der Dellen für die Schichtterrassen (35, S. 72). Jedoch führt ihn das genauere Studium der hydrographischen Verhältnisse zu folgenden Erkenntnissen (35, S. 48): „Anfangs verstärkten sich die Überfallsquellen, wenn sie sich rückwärts ins Gestein hineinfressen, da die wasserstauende Schicht in immer tieferer Lage angeschnitten wird, je weiter das Quelltal ausgezogen wird, und je weiter die Quelle bergein und auf der Auflageungsfläche des wasserführenden Gesteins abwärts wandert.“ Deckt sich diese Beobachtung völlig mit den im Westrich gemachten Erfahrungen, so enthält allerdings der nächste Satz eine, wie es scheint, berechtigte Einschränkung für das sich selbst verstärkende Rückwärtsschneiden der Quellen (35, S. 48): „Aber allmählich wird die Zerschneidung so groß und die wasserführende Schicht so stark aufgelöst und zerschnitten, daß auch die Schüttung der Überfallquellen und mit ihr die Quellerosion abnehmen muß.“ Betrachten wir daraufhin die Hausbergstufe, die bereits stark zerbuchtet ist und zudem sehr nahe an der Wasserscheide liegt, also kein großes

Grundwasserkissen besitzt. Während an der Schulbergstufe sich die denudativen Kräfte äußerst linienförmig auf das Innerste der Kerben konzentrieren, findet demgegenüber an der Hausbergstufe in der Tat eine gewisse Dezentralisation der Abtragung statt. Fast die gesamten Buchtenhänge werden lebhaft angegriffen. Die Quellerosion im innersten Winkel der Buchten ist nicht so kräftig wie an den entsprechenden Stellen der Schulbergstufe; die Nähe der Wasserscheide führt zu Gabelungen, da der Einzugsbereich nach den Seiten hin größer ist. Zahlreiche Nebentälchen, z. T. noch in handdellenhaftem Anfangsstadium, unterbrechen die Flanken der Buchten. Doch arbeiten auch diese Prozesse sicher nicht an der generellen Zurückverlegung der Stufe, sondern zerstückeln die Buchten und erweitern sie gleichzeitig, während die Stufennasen wie an der Schulbergstufe in relativer Ruhe liegen. Zu anderen Ergebnissen kommt SCHMITTHENNER (35, S. 67): „Die Zersägung der Schichtstufen geht aber nicht ins Ungemessene weiter. Es hängt vom Erosionsniveau der Hauptflüsse ab, wie weit die Zerschneidung und Zerstückelung nach rückwärts reicht. Wenn die Flüsse ihre Gleichgewichtskurve geschaffen haben und nur noch langsam in die Tiefe arbeiten, entstehen keine neuen Zeugenberge mehr. Die alten verschwinden allmählich und die Landstufe zieht, nur von Quelltälern zerschartet, als geschlossene Mauer dahin.“ An anderer Stelle (35, S. 87) erläutert er diesen Prozeß noch einmal näher: „Haben die Hauptflüsse das Gleichgewichtsprofil erreicht, dem sie zustreben, und hat die Hebung des Landes aufgehört, so arbeiten sie nicht mehr wesentlich an der Zerschneidung der Gesteinstafeln. Aber die Flüsse zweiter Ordnung fahren fort, das Land auch weiterhin zu zerschneiden. Erreichen auch sie das Stadium der Hauptflüsse, so wird die Erosionsarbeit noch immer in den kleinen Tälern fortgesetzt. Aber es wird schließlich auch hier soweit kommen, daß keine neuen Inseln von der Steilstufe abgeschnürt werden. Dann verschwinden die vorgelagerten Berge und die Stufe erhebt sich als geschlossene Bergwand über die Landterrasse.“ Von dieser Blickwarte her könnte man vielleicht die starke Zerkerbung und Zerbuchtung des Nordrandes der Sickinger Höhe als direkte Folge des noch so unausgereiften Gefälles der obsequenten Flüsse und ihrer Nebenbäche ansehen. Die hier herrschenden Verhältnisse wären dann ein hydrographisch bedingter Sonderfall und ließen sich nicht auf andere Schichtstufenländer übertragen. Doch ist zweierlei zu bedenken. Im Laufe dieser Arbeit kam immer wieder zum Ausdruck, daß nicht nur die Tiefenerosion der obsequenten Flüsse, sondern auch die Konzentration der denudativen Kräfte auf ihre Talhänge für die Auflösung des Stufenlandes entscheidend ist. Diese Konzentration ist aber nicht im mindesten vom Gefälle der obsequenten Flüsse abhängig und erlischt deshalb auch bei deren Ausreifen nicht. Weiterhin tritt praktisch wohl kaum der Fall ein, daß das Flußnetz bis in seine feinsten Verzweigungen ausreift, weil dazu ein langer geologischer Zeitraum völliger tektonischer Ruhe notwendig wäre. Letztlich steckt hinter dieser SCHMITTHENNERSchen Deduktion die alte, heute längst überholte und von SCHMITTHENNER (38, S. 20) selbst abgelehnte DAVISSche Zyklenlehre.

Im pfälzischen Raum schließen sich die Ausführungen E. LÖFFLERS eng den SCHMITTHENNERSchen Vorstellungen an. Auch für sie ist die „Quellerosion“ der morphologische Hauptfaktor der Zurückverlegung (19, S. 36): „Auflösend und zurückschiebend ist stets die Wirkung der Quellerosion auf

den Stufenrand. Seine Erscheinung jedoch bleibt immer gleich.“ Wie SCHMITTHENNER sieht also auch sie den Vorgang der Auflösung, ohne daraus die m. E. richtigen Konsequenzen zu ziehen.

Das Gesamtergebnis aller zur selben Zeit auf ein Schichtstufenland einwirkenden morphologischen Faktoren kann dreifacher Art sein. Sie können dessen typische Formen a) hervorbringen und weiter ausgestalten, b) zwar nicht fortentwickeln, aber auch nicht zerstören¹⁾, oder c) zerstören. Im Westrich trifft nach allen Beobachtungen und Messungen der dritte Fall zu. Mit größerem Recht als es BÜDEL von der Rumpftreppenlandschaft tut, darf man behaupten, daß Stufen und Flächen fossil geworden sind. Das schließt ein, daß sich die Schichtstufenlandschaft unter den rezenten Erosions- und Denudationsverhältnissen gar nicht erst gebildet haben kann. Die SCHMITTHENNERSche Behauptung, die Stufenlandschaft würde sich unter allen Umständen heraus- und unter Erhaltung ihrer typischen Formen weiterbilden, trifft also im Westrich sicher nicht zu. Anlage und Formung der Westricher Stufen vollzogen sich unter anderen Bedingungen als den rezenten.

Die genauere Klärung dieser Vorgänge bereitet große Mühen. Sowohl die Rekonstruktion der Gestaltungsprozesse aus den vorliegenden Formen des Westricher Schichtstufenlandes als auch deduktive Überlegungen zu den auftauchenden Problemen vermögen nicht alle Schwierigkeiten zu beseitigen; nicht zuletzt deshalb, weil man die Methoden der analytischen Morphogenetik, die zur Klärung der rezenten Abtragungsweisen so dienlich war, nicht mehr anwenden kann. Doch lassen sich immerhin aus den vorhandenen Theorien über die Schichtstufenländer manche Gedanken ausklammern, die im Westrich jedenfalls nicht zutreffen.

Der HERCHENRÖTERSche Versuch, aus dem Vergleich der Westricher Rumpf- und Schichtflächen Rückschlüsse zu ziehen auf das Rückwandern der Schichtstufen, führte zu keinen brauchbaren Ergebnissen (s. S. 148). Doch ist auch der Vergleich als solcher abzulehnen. Den 4 Schichtterrassen (Glasberg-, Schulberg-, Hausberg- und Rösbergterrasse) stehen nicht weniger als 7 Rumpfflächen (12, Tab. III) gegenüber. Für die Stichhaltigkeit eines derartigen Vergleiches ist jedoch die gleiche Anzahl der Flächen in beiden Formengruppen unbedingt notwendig, wengleich auch noch nicht hinreichend. Daß der Höhenvergleich zum Zwecke der Zuordnung zudem aus verschiedenen Gründen (z. B. unterschiedliche tektonische Hebung) nicht einmal durchführbar ist, kann deshalb hier außer acht gelassen werden. Prinzipiell steht weiterhin im Wege, daß die Schichtterrassen in ihrem Streichen und Tauchen streng dem Verlauf und der Höhe des Stufenbildners folgen, während für die Flächen am Glan das jeweils zur Bildungszeit herrschende Flußgefälle maßgebend ist.

Noch viel weniger aber als der HERCHENRÖTERSche Vergleich läßt sich die MORTENSENSche Methode (25) durchführen, sämtliche Schichtterrassen einer Rumpffläche zuzuordnen. Dies trifft vielleicht bei weitgespannten und damit in der mittleren Höhe etwa gleichen Schichtflächen (z. B. Süddeutschlands oder Lothringens) zu, nicht jedoch im Westrich, wo Schulbergterrasse und Sickinger Höhe in ihrer gesamten Erstreckung um mindestens 50 m scharf getrennt sind. Außerdem gibt es im Raum des Pfälzer Sattels keine Rumpffläche, die sich dem Hochplateau der Sickinger Höhe auch nur

¹⁾ Wie es neuerdings MECKELEIN (24, S. 51) aus der zentralen Sahara beschreibt.

hypothetisch zuordnen ließe (s. u.). Hinter der MORTENSENSCHEN Zuordnungsweise steckt die alte Kappungsebenentheorie DAVISSCHER Prägung, in der als Ausgangsfläche der Stufenlandschaft eine von Trauf zu Trauf gezogene Fläche gedacht wird, aus der sich — hauptsächlich durch Flußarbeit — Stufen und Flächen der Gegenwart herausmodelliert haben sollen. Daß dies im Westrich unmöglich ist, liegt auf der Hand.

Die beiden angeführten Vergleichsmöglichkeiten hätten bei ihrem erfolgreichen Anwenden zugleich über die Entstehung der einzelnen Schichtterrassen und damit der gesamten Stufenlandschaft ziemlich genauen Aufschluß gegeben, da man das Alter der Rumpfflächen in etwa kennt. So müssen zu diesem Zweck andere Mittel gefunden werden. Am besten eignet sich — wohlgemerkt nur in dieser Hinsicht — die von HERCHENRÖTHER (12, S. 66—81) angewandte Methode, die Höhen beider Westricher Flächenarten miteinander zu vergleichen und dadurch untere, zeitliche Schranken für die Schichtterrassen zu finden. Mit ihr und anderen Erkenntnissen kam er zu der Aussage (12, S. 83): „Schon während des Unterpliozäns bestand . . . eine Stufenlandschaft. Ja, es bestand sogar schon im Mitteloligozän und vorher eine Stufenlandschaft.“ Da er auch hier den Einfluß der nachfolgenden tektonischen Hebung vernachlässigte, lassen sich sogar noch für das früheste Tertiär Angaben machen. Setzen wir für die Hausberg- und Rösbergterrasse (die wir wegen der Sanftheit der trennenden Stufe in dieser Hinsicht zusammenlegen können) eine durchschnittliche Höhe von 450 m an, so fehlt im Pfälzer Sattel ein Pendant, da dort die höchste Rumpffläche, die obermiozäne T_2 -Fläche, nur 420—440 m hoch ist. Zieht man die in benachbarten Gebieten auftretende 480—500 m oberoligozäne R_1 -Fläche und die rund 600 m hohe, vermutlich eozäne R_2 -Fläche heran (man darf dies tun, denn sie kommen in dieser Höhe nur in Gebieten vor, die seither mindestens ebenso stark angehoben wurden wie der Pfälzer Sattel, z. B. im Rheinischen Schiefergebirge), so liegt die ältere der beiden Verebnungen zwar heute höher als das Sickinger Plateau, doch werden die fehlenden 150 m mehr als aufgewogen durch die nachträgliche größere Anhebung des Pfälzer Sattels gegenüber der südöstlich sich anschließenden Mulde. Dabei ist eine Rückwanderung der Schichtstufen, die die Höhendifferenz verkleinern würde, nicht einmal eingerechnet. Mit Sicherheit haben also Hausbergstufe und anschließende Terrasse bereits im Eozän, sehr wahrscheinlich aber sogar schon in der ausgehenden Kreide bestanden. Dies vermutete auch schon HÄBERLE (9, S. 4). Da die Schulbergstufe in ihrer Gesamtheit wesentlich tiefer liegt, lassen sich für sie naturgemäß keine derart weitreichenden Aussagen treffen. Zählt man einmal zu ihrer durchschnittlichen Höhe 150 m hinzu, so kommt man im Sattel in den Bereich der oberoligozänen R_1 -Fläche. Doch bringt dies, nachdem man das hohe Alter der Hausbergstufe kennt, weder für die Schulbergterrasse etwas Neues, noch sagt es etwas über die Schulbergstufe aus. Es sei in diesem Zusammenhang noch einmal darauf hingewiesen, daß HERCHENRÖTHER (12, S. 69) in der Marnheimer Bucht unmittelbar vor der untersten und auch niedrigsten Stufe des Pfälzer Mesozoikums, der Stauer Stufe, mitteloligozäne Ablagerungen fand. All dies deutet darauf hin, daß das Westricher Schichtstufenland in seiner Anlage sehr alt, in seinen höchsten Teilen sogar prätertiär ist. Auch SCHMITTHENNER (36, S. 30—31) kommt in seiner Studie über die Beziehungen von Rheinebene und den randlich angrenzenden Schichtstufenlandschaften mit Hilfe

ganz anderer Methoden, als hier benutzt wurden, zu dem Ergebnis, daß „... die Stufenlandschaft in ihren Grundzügen weit älter als die heutige, wohl altdiluviale Form der Gebirge“, und daß innerhalb der mesozoischen Schichten wieder „... die Stufenlandschaft im Norden in ihrer Grundlage weit älter ist als im Süden...“.

Die Frage, ob die Westricher Schichtstufenlandschaft aus einer tertiären Rumpffläche gleich welcher Art hervorgegangen ist, ist also mit ziemlicher Sicherheit zu verneinen. Ob die Entwicklung überhaupt eine Verebnung als Ausgangslandschaft hatte, läßt sich dem heutigen Formenschatz nicht mehr entnehmen. Es ist auch in der Theorie ein ungelöstes Problem. SCHMITTHENNER (38, S. 73) faßt zusammen: „Wie die ursprünglichen Flachformen ausgesehen haben, die man im Schichtstufenland und in den darunter hervorschauenden Rümpfen an den Anfang der Entwicklung stellen darf, wissen wir nicht.“ Doch hilft im Untersuchungsraum vielleicht eine stratigraphische Überlegung weiter. Bekanntlich macht sich in den Buntsandsteinschichten des Westrichs von S nach N der zunehmende Einfluß einer Randfazies bemerkbar. Zweifellos hat dies in unmittelbarer Nähe des Sattelfirstes, wo heute die mesozoischen Deckschichten abgetragen sind, das beherrschende Charakteristikum gebildet. Das bedeutet aber, daß der eindeutigen Schichtung des Materials im S mit den darauf beruhenden großen Härteunterschieden hier ein in seinem Aussehen ziemlich einheitliches, grobklastisch-konglomeratisches Gestein gegenüberstand, wobei die beiden Bereiche allmählich ineinander übergingen. Das spätere Rückfließen der Schichten nach der Hebung schuf dann zunächst eine Oberfläche, die gleichwertiges Material überzog und darum relativ eben war. Erst mit dem Erfassen der nach SE aufklingenden harten Schichtbänke erfolgte dann die allmähliche Herauspräparation der Schichtstufen. Zwar wird sich diese Vermutung wohl nie zu einer nachweisbaren Tatsache erheben lassen, doch gilt es zu beachten, daß in einem solchen Falle der in der Morphologie immer wieder aufklingende Streit um die „Kappungsebene“ als Ausgangsform der Stufenlandschaft müßig wäre. Sie kann aus stratigraphischen Gründen der Stufenbildung vorausgegangen sein. Man folgert leicht, daß aus einer dergestalt angenommenen Ausgangsfläche noch nicht, wie es im allgemeinen von den Vertretern der Kappungsebenentheorie behauptet wird, die Gleichzeitigkeit der Stufenbildung folgen muß, da die stufengünstigen Schichtbänke wohl umso eher zu Tage treten, je höher sie im Verlande liegen.

Ist schon die Bildung und Ausgestaltung der Großformen im mittleren Westrich äußerst schwierig zu durchschauen, so ist es noch mühsamer, über die Art der angreifenden Kräfte, ihr Stärkeverhältnis und dessen Abwandlungen bei verschiedenen Klimaten Aussagen zu treffen. Es unterliegt jedoch keinem Zweifel, daß die morphologische Beanspruchung in der geologischen Vergangenheit von der rezenten verschieden war. Diese arbeitet, wie wir sahen, ganz eindeutig an der Zerstörung der Schichtstufenlandschaft. Da der Grund hierfür letztlich in den hydrographischen Verhältnissen zu sehen ist, müssen auch diese sich gewandelt haben. Doch es folgt noch ein zweites. Zwar warnt SCHMITTHENNER (38, S. 7) davor, „die Gegenwartsformen zu übersehen... und die Landformen weithin als Vorzeitformen anzusprechen“, doch ist für ihn auch wichtig „die Einsicht, daß in Mitteleuropa die Zeit, in der die jetzt wirkenden klimatischen Kräfte herrschen, sehr kurz ist, daß also unsere Formen so gut wie unmöglich in den

Zeiten des heute herrschenden Klimas gebildet sein können.“ (38, S. 2). Hält man sich dies vor Augen, so liegt die Vermutung nahe, daß die Buchten und Kerben vorwiegend rezenter, die durchbrochenen Stufenlinien sowie die dazwischen liegenden Ebenheiten vorwiegend historischer Entstehung sind. Folgende Beobachtung scheint dies zu bestätigen: Nirgendwo an der Hausbergstufe zieht sich die davorliegende Schulbergterrasse randlich in die Buchten hinein, sondern liegt stets nur vor den Stufennasen. Man könnte vielleicht als Grund dafür anführen, daß die obsequenten Flüsse im Verein mit der ja recht lebhaften Abtragung an den Buchthängen die Terrassenreste längst zerstört haben müssen. Aber diese Erklärung versagt für die Rothenbergstufe, die ebenfalls nicht in den Buchten auftritt. Da sich solche Sekundärstufen nach Aufschließung der Hauptstufen unabhängig vom Flußnetz durch die besonderen Abtragungsverhältnisse am Stufenhang herausbilden, muß man wohl den Schluß ziehen, daß in den Buchten bisher nicht genügend Zeit dazu zur Verfügung stand. Im Gegensatz zur Vorderstufe heben sich in den konsequenten Tälern die Karneolschichten überall dort, wo sie genügend hart sind, mehr oder minder deutlich heraus.

Vor Einsetzen der gegenwärtigen Abtragungsweise hätten demnach geschlossene Stufen das Bild der Westricher Schichtstufenlandschaft beherrscht. Genauere Angaben, insbesondere über die Faktoren, die einen gleichmäßigen Angriff bewirkten, lassen sich durch das bloße Studium der rezenten Formen im mittleren Westrich nicht mehr treffen.

An dieser Stelle ist es notwendig, gegenüber den neueren Forschungen J. BÜDELS (6) und seiner Schüler über das Werden der fränkischen Schichtstufenlandschaft und damit nach ihnen auch letzten Endes der gesamten mitteleuropäischen Schichtstufenländer Stellung zu beziehen. Auch BÜDEL (6, S. 36—37) kommt (in gewissem Gegensatz zu einer früheren Arbeit (5)) zu dem Ergebnis, daß die Zerschneidung und Auflösung der Stufen neueren Datums ist, während von einem allgemeinen Zurückweichen auf großen Strecken jetzt (und auch in der Vergangenheit) nicht die Rede sein kann. Sein Hauptresultat jedoch, daß „sich nicht nur die Entstehung der Flächen Frankens, sondern auch diejenige seiner Schichtstufen in die allgemeine klimamorphologische Zweiphasigkeit der Entwicklung Mitteleuropas von der jungtertiären Flächenbildung zur quartären Talbildung einfüge“ (6, S. 38), und daß nicht wie in der klassischen Schichtstufentheorie die Stufen die Terrassen, sondern umgekehrt der Bildungsgang der Flächen die Stufen schaffen würde (S. 38), woraus sich dann für ihn ergibt, daß das Schichtstufenland im Kranze seiner Nachbarlandschaften durchaus keine (geologisch-stratigraphisch bedingte) Sonderstellung einnimmt, dies Ergebnis trifft im mittleren Westrich in dieser Allgemeinheit sicher nicht zu. Eine Übertragung der BÜDELSchen Behauptungen auf den Westricher Raum käme praktisch einem Zurückgreifen auf die HERCHENRÖTHERSchen Aussagen gleich, die ja bereits als irreführend erkannt wurden. Im Hinblick auf die BÜDELSche Arbeit sei noch erwähnt, daß die Hausbergstufe schon vor dem Jungtertiär bestand, während andererseits im Quartär die Herausbildung der Westricher Schichtstufenlandschaft in den großen Zügen längst beendet war. Bezeichnenderweise knüpfen BÜDELS Untersuchungen an die Tatsache an, daß die Stufen in Franken gegenüber den Flächen weit zurücktreten, während diese eigentlich das charakteristische Landschaftselement bilden (6, S. 9), so daß der Eindruck einer Treppe nicht entstehen kann. Gerade diese Trep-

penform ist aber für den mittleren Westrich nach den vorliegenden Untersuchungen typisch. Zudem scheint es (und das ist der wichtigste Einwand), als habe BÜDEL das klimamorphologische Element zu stark hervorgehoben. Gewiß ist gegenwärtig die Zerlappung und Auflösung im Schichtstufenland dominierend; jedoch nicht nur, weil die (lineare) Erosion sehr groß ist, sondern auch weil die Denudation sich auf ihre Bahnen konzentriert. Diese zweite Tatsache ist aber — wie eingehend erläutert wurde — in erster Linie eine Folge der besonderen geologischen Struktur (tritt darum auch im anders aufgebauten Rumpfstufenland zurück) und erst mittelbar dem rezenten Klima zu danken.

Auch SCHMITTHENNER muß für die geologische Vergangenheit andere Kräfte als die Quellerosion heranziehen, da für ihn die Schichtstufenlandschaft „ein Ausdruck des inneren Baus ist, an den sich die Landoberfläche in allen Klimaten und bei allem klimatischen Wechsel anpaßt.“ (38, S. 66). Eigentlich nicht für seine, sondern vielmehr für die im Verlaufe dieser Arbeit gewonnenen Resultate zeugt seine Beobachtung, daß nirgendwo sonst auf der Erde die Stufenlandschaft so aufgelöst ist als im gemäßigten, humiden Klima. So schreibt er über die Wüste (38, S. 62—63): In den Wüsten sind die Landstufen jedoch oft andersartig. Sie sind nicht annähernd so wie bei uns aus Bergnasen zusammengesetzt, die zwischen den vielen Quelltälichen hervorspringen, sondern bilden ziemlich einheitliche, steile Hänge . . . Die Quellerosion tritt also ganz entschieden zurück. Aber die harte Gesteinstafel wird trotzdem durch die intensive Abtragung im Hangfuß zurückverlegt und zwar derart, daß die Kräfte der wüstenhaften Verwitterung und Denudation im weichen Gestein des Stufenfußes anders wirken als in der harten Schichttafel. . . Das widerständige Gestein wirkt allem Anschein nach in höherem Maße als Schutz vor der allgemeinen Abtragung der stark angreifbaren Gesteine im Stufenfuß als in unserem Klima.“ Damit bestätigt er indirekt eine im Westrich gemachte Beobachtung (s. S. 185).

Ein besonderes Problem ist das Verhalten der beiden Westricher Hauptstufen im Pleistozän, also unter periglazialen Bedingungen. Wahrscheinlich arbeiteten die denudativen Prozesse nicht ganz so punktwise konzentriert wie heute. Insbesondere gilt dies für die Frostsprengung und die Frostdenudation mit all ihren Begleiterscheinungen. Sicher hat auch der Wind eine bedeutsamere Rolle als heute gespielt, wenn er auch bestimmt nicht, wie HÄBERLE (11, S. 22) meinte, die Stufe „kräftig zurückzulegen vermochte“. Weiterhin vollzog sich der Abtransport verwitterter Massen infolge der spärlichen Vegetation und der gesteigerten Wirkung der Frosthebung ungehinderter und schneller als heute. Jedoch ist unklar, in welchem Maße die Bodengefrorenis die Grundwasserzirkulation, seinen Austritt und damit die Quellerosion herabsetzte. Wie aus den Messungen zur Frosthebung hervorging, konnten die kurzweiligen winterlichen Bodengefrorenisperioden der Untersuchungszeit die Zirkulation nicht beeinflussen, doch dürfen daraus natürlich noch keine verallgemeinernden Schlüsse gezogen werden. Nach TRICART (41, S. 102) verhindert die Bodengefrorenis die Quellerosion, so daß die Stufentälchen nicht nur nicht weitergebildet werden, sondern sogar durch Schuttströme verschüttet werden. SCHMITTHENNER (38, S. 55) ist anderer Ansicht: „Ich glaube vielmehr, daß in den Kaltzeiten, besonders aber beim Übergang zu ihnen und in den nachfolgenden Warmzeiten in den Quellen, oder besser in den Quelltrichtern.

Quellausbrüche sich ereigneten, die Ereignisformen schufen, den Quellenmund verlegten und zur Weiterbildung der Stufenrandtälichen beitrugen.“ Des weiteren hält er es für möglich, daß im Innern der Schichttafeln ein Grundwasserstockwerk erhalten blieb, das im Frühjahr den oberflächlichen Frostpanzer durchbrach und Quellnischen schuf (38, S. 55—56).

Wir stellten fest, daß die Hänge der Schulbergstufen fast ausnahmslos mit Blöcken der Karlstalfelsen überschüttet sind, obwohl in der Gegenwart nur in den Kerben einzelne Lossprengungen vom Verband des Stufenbildners sowie Blockbewegungen an den Hängen auftreten. An den Bergnasen stehen rezente Abtragung und morphologische Form in auffälligem Gegensatz, der nur dadurch erklärbar wird, daß man die Blockauskleidung der Hänge dem Pleistozän, genauer dessen Kaltzeiten, zuordnet. Der Grund für die damalige lebhaftere Verwitterungsarbeit am Stufenbildner dürfte nicht nur in der gegenüber heute stärkeren und länger einwirkenden Frostsprengung, sondern auch in der im Zuge der Hebung(en) erfolgten Durchklüftung der Felsen liegen, die den angreifenden morphologischen Faktoren zahlreiche Schwächelinien bot. In den Interglazialzeiten haben wohl den heutigen ähnliche Verhältnisse geherrscht. Die Blockmeere liegen ja schon im Innern der Kerben. Die in den Periglazialzeiten kulminierenden Blockbewegungen laufen in unserem Klima an den Kerbhängen weiter, wenngleich in stark abgeschwächtem Maße und abschnittlich verschieden. An den Bergnasen verleitet die Ruhelage der Blöcke zusammen mit der Eigenart ihrer Einkleidung in den feinkörnigeren Hangschutt dazu, Aussagen über das Gesamtmaß der Abtragung seit der letzten Glazialzeit zu treffen. Während die Blöcke nämlich nahe der Trauf fast völlig nackt über den Hangboden aufragen, tauchen sie gegen den Hangfuß immer mehr in den übrigen Schutt ein. Nimmt man zu Abschluß des Würmglazials einen im kleinen zwar unregelmäßigen und unsortierten, höhenmäßig aber nicht differenzierten Hangschutt an, so ergibt sich seither ein Rückfliehen der Stufe im oberen Hangteil um 1 m und eine korrele Aufschüttung am Fuße von etwa demselben Betrag.

Ein weiteres, vielleicht das größte Problem des Westricher Schichtstufenlandes ist die ungleichmäßige Aufeinanderfolge der einzelnen Terrassen und Stufen. Auf die weitgespannte Basisterrasse folgen am Südrand des Gebrüchs die beiden steilen Hauptstufen fast unmittelbar aufeinander, kaum getrennt von der schwachausgebildeten Schulbergterrasse. Südlich bzw. südöstlich schließt sich dann wieder die große Dachlandterrasse der Sickinger Ebene an. Der schnellen Folge der Stufen entspricht die große Differenz in der absoluten Höhe der beiden Traufen, die rund 60—70 m beträgt. Daß zwischen den beiden Stufenbildnern nicht mehr als rund 80 m weiche Schichten liegen, kann diese Besonderheit nur teilweise erklären. Im Pfälzer Wald nimmt die der Schulbergterrasse entsprechende Ebenheit bei nur geringfügig stärkerer Mächtigkeit der sie aufbauenden Schichten (100—110 m) eine um ein Vielfaches größere Breite ein. Im Westrich wäre theoretisch ebenfalls eine weiterspannte Terrasse denkbar, wenn sich die Karlstalfelsen wie sonst in der Regel die Stufenbildner im Stufenland am Aufbau ihres vorderen, schulbergstufennahen Abschnitts beteiligen würden, anstatt kurz hinter der Trauf von Hangendem überdeckt zu werden. Der Vergleich mit dem Pfälzer Wald lehrt weiterhin, daß auch die Möglichkeit der Einordnung der Schulbergstufe als Sekundärstufe entfällt. Bereits im

östlichen Westrich bildet sie ja nach dem Umbiegen der Hausbergstufe ganz allein den südlichen Steilanstieg aus der Gebrüchsniederung und hat hinter sich eine größere Terrasse. Außerdem sind die Karlstalfelsen noch weit härter als der Hausbergstufenbildner und hätten schon dadurch keine Sekundärentwicklung der Schulbergstufe zugelassen. Schließlich ist auch der Hinweis auf die größere Aufbiegung der mesozoischen Schichten am SE-Rand des Pfälzer Sattel nicht als Grund für die eigenartige Anordnung der Westricher Stufen und Terrassen anzuerkennen. Stärkere Steilstellung der Schichten bringt lediglich ein vergleichsweise näheres Zusammenrücken der gesamten Stufenlandschaftselemente, nicht jedoch einzelner Teile daraus mit sich.

Man ist zur Lösung dieses Problems geneigt, den beschriebenen tertiären Strom und mehr noch dessen von REIS (28, S. 155) vermuteten, nach SW weisenden Vorgänger mit der Genese der Stufenlandschaft in Verbindung zu bringen, d. h. die Vermutung liegt nahe, daß die Terrassen und Stufen sich nicht frei nach den Eigengesetzlichkeiten der Stufenlandschaft entwickeln konnten, sondern ihr die Besonderheiten der Anlage durch das sich gleichzeitig herausbildende hydrographische Netz aufgezwungen wurden. In dieser Hinsicht gewinnen die allochthonen Lehme auf dem Schulberg an Bedeutung, scheinen sie doch auf Flußablagerungen hinzuweisen. „Hinter der Trauf sind oft Anzeichen dafür vorhanden, daß in dieser Höhe Flüsse hinzogen, die vielleicht Erosionsplatten ausgearbeitet hatten.“ (38, S. 35). Diese Deutung nähert sich wieder den Grundgedanken LEPPLAS (18); allerdings in stark modifizierter Weise und auf ganz anderer Ebene. So würde sie nicht etwa 8—9 km Breite für den in Frage stehenden Strom voraussetzen, sondern die Herausbildung der Basisterrasse zeitlich mit der allmählichen Flußeintiefung verknüpfen. So manche Besonderheit des mittleren Westrich bekäme dadurch eine recht einfache Erklärung. Jedoch kommt man über eine Vermutung nicht hinaus, da die Schulberglehme in der mikroskopischen Struktur zu wenig bekannt sind und keine kennzeichnenden Schotter (z. B. aus dem Rotliegenden) gefunden werden konnten. Darüber hinaus fehlen weitere Anzeichen für ehemalige fluviatile Mitwirkung an der Herausbildung der höheren Teile des Steilanstiegs.

Keineswegs sollte mit dieser Erwägung der alten DAVISSchen Theorie über die zweizyklische Entstehung der Stufenlandschaft das Wort geredet werden. Während DAVIS die Bildung der Gesamtstufenlandschaft der Wirkung der Flüsse zuschreibt, sollte sie im mittl. Westrich nur zur Erklärung der Besonderheiten dienen.

Literaturverzeichnis

1. AHNERT, F. „Die Oberflächenformen des Dahner Felsenlandes“; Mitt. d. Pollichia, Reihe III, Bd. 3, Bad Dürkheim 1955.
2. AMMON, L. und REIS, O. M., „Erläuterungen zu dem Blatte Zweibrücken der geognostischen Karte des Königreiches Bayern“; München 1903.
3. BAYBERGER, F., „Geographische Studien über das nordwestpfälzische Lautertal“; 2. Hrsg., Bad Dürkheim 1902.
4. BUCH, W., „Junge Krustenbewegungen im Landschaftsbild der Buntsandsteinpfalz“; Frankf. Geogr. Hefte, H. 1, Würzburg 1938.

5. BÜDEL, J., „Das Verhältnis von Rumpftreppen zu Schichtstufen in ihrer Entwicklung seit dem Alttertiär“; *Pet. Mitt.* 1938, S. 229.
6. BÜDEL, J., „Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens“; *Beitr. z. Geogr. Frankens, Festschr. z. 31. Deutsch. Geographentag in Würzburg* 1957, S. 5.
7. DRUMM, R., „Geol. Studien und Untersuchungen der Grundwasserverhältnisse auf dem NW-Flügel der pfälzischen Triasmulde zwischen Saarbrücken — Saargemünd und Kaiserslautern“; *Mitt. d. Pollichia*, Bd. 10, S. 5, 1942.
8. GÜMBEL, C. W. v., „Geologie von Bayern“; Bd. 2., Kassel 1894.
9. HÄBERLE, D., „Die westpfälzische Moorniederung in ihrer Beziehung zur Rumpffläche der Mittelpfalz“; *Pfälz. Heimatkunde*, Jhrg. V, H. 10, S. 1, 1909.
10. HÄBERLE, D., „Windkanter aus der westpfälzischen Moorniederung (dem Landstuhler Gebrüch)“; *Ber. d. Oberrh. Geol. Ver. über d. 42. Vers. zu Heidelberg*, S. 104, 1909.
11. HÄBERLE, D., „Die westpfälzische Moorniederung (das Landstuhler Gebrüch)“; aus: 12 länderkundl. Studien, Breslau 1921.
12. HERCHENRÖTHER, L., „Zur Morphologie des Nordpfälzer Berglandes und des südlich anschließenden Buntsandsteingebietes der Pfälzer Stufenlandschaft“; *Bad. Geogr. Abh.*, H. VIII, Freiburg 1935.
13. HOCK, A., „Die Bodenverhältnisse im Bezirk Homburg und deren Bedeutung für die dortige Landwirtschaft“; *Festschr.: 25 Jahre Landwirtschaftsschule Blieskastel*, 1930.
14. JAQUOT, E., „Études geol. sur les mines de plomb et de cuivre des environs de St. Avold, Hargarten et de Saarlouis“; *Mém. de l'Académie de Metz*, Bd. 39, S. 521.
15. KELLERSOHN, H., „Untersuchungen zur Morphologie der Talanfänge im mitteleuropäischen Raum“; *Köln. Geogr. Arb.*, H. 1, 1952.
16. KUBIENA, W. L., „Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Mitteleuropas“; Stuttgart 1953.
17. LAATSCH, W., „Dynamik der mitteleuropäischen Mineralböden“; 4. Aufl., Dresden u. Leipzig 1957.
18. LEPPLA, A., „Die westpfälzische Moorniederung (das Gebrüch) und das Diluvium“; *Sitzungsber. d. kön. bayer. Akad. d. Wiss., math.-phys. Kl. (d. Sitz. v. 5. 6. 1886)*
19. LÖFFLER, E., „Die Oberflächengestaltung der Pfälzer Stufenlandschaft“; *Forsch. z. deutsch. Landes- und Volkskunde*, Bd. 27, Stuttgart 1929.
20. LÖFFLER, E., „Die Kaiserslauterner Senke“; aus: *Westmark, Völk. Wiss.* 1935, Sept.-Heft, S. 366.
21. LÖFFLER, E., „200 Jahre Moorkultur und Torfwirtschaft im Reichswaldgebrüch bei Kaiserslautern“; *Saarpfälz. Abh. z. Landes- und Volksforsch.* 1939, S. 334.
22. LAUTENSACH-LÖFFLER, E., „Das Sonderklima des Pfälzer Gebrüches auf Grund einer zweijährigen Beobachtung der Minimaltemperaturen“; *Mitt. d. Pollichia*, Jubiläumsausgabe 1940.
23. MATHIAS, K., „Die Entstehung der Oberflächenformen des Saargebietes“; *Geogr. Rundschau*, Jhrg. 1956, H. 1, S. 8.
24. MECKELEIN, W., „Forschungen in der zentralen Sahara. Klimageomorphologie“; Braunschweig 1959.

25. MORTENSEN, H., „Rumpffläche-Stufenland-Alternierende Abtragung“; Pet. Mitt. 1949, S. 1.
26. MORTENSEN, H., „Neues zum Problem der Schichtstufenlandschaft“; Nachr. d. Akad. d. Wiss. in Göttingen a. d. J. 1953, math.-phys. Kl.
27. PENCK, W., „Die morphologische Analyse“; Stuttgart 1924.
28. REIS, O. M., „Die westpfälzische Moorniederung, ein geologisch-hydrographisches Problem“; Bayer. Geogn. Jhrsh., Jhrg. 12, München 1899.
29. SALOMON, W., „Tote Landschaften und der Gang der Erdgeschichte“; Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss., Heidelberg 1918.
30. SALOMON, W., „Die Bedeutung des Pliozäns für die Morphologie SW-Deutschlands“; Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss., Heidelberg 1919.
31. SCHAD, A., „Stratigraphische Untersuchungen im Wellengebirge der Pfalz und des östl. Saargebietes“; Abh. d. Geol. Landesunters. am Bayer. Oberbergamt 1934.
32. SCHNEIDER, H. D., „Rezente und pleistozäne Schuttbildung im Taunus“; Dissertation, Mainz 1956.
33. SCHMID, J., „Klima, Boden und Baumgestalt im berechneten Mittelgebirge“; Neudamm 1925.
34. SCHMID, J., „Der Bodenfrost als morphologischer Faktor“; Heidelberg 1955.
35. SCHMITTHENNER, H., „Die Oberflächenformen der Stufenlandschaft zwischen Maas und Mosel“; Stuttgart 1923.
36. SCHMITTHENNER, H., „Die südwestdeutsche Stufenlandschaft und der Graben der Rheinebene in ihren Beziehungen zueinander“; Beitr. z. Oberrhein. Landesk., Festschr. z. 22. Deutschen Geographentag z. Karlsruhe, S. 21, Breslau 1927.
37. SCHMITTHENNER, H., „Die Regeln der morphologischen Gestaltung im Schichtstufenland“; Pet. Mitt. 1954, S. 3.
38. SCHMITTHENNER, H., „Probleme der Schichtstufenlandschaft“; Marb. Geogr. Schriften, Bd. 3, 1956.
39. SPUHLER, L., „Einführung in die Geologie der Pfalz“; Veröffentl. d. Pfälz. Ges. z. Förd. d. Wiss., Bd. 34, Speyer 1957.
40. THEINERT, H., „Die abtragende Kraft des Regens“; Dissertation, Rostock 1933.
41. TRICART, J., „Die Entstehung des Schichtstufenreliefs im Pariser Becken“; Pet. Mitt. 1951, S. 98.
42. WERVEKE, L. v., „Die Entstehung des Mittelrheintales und der mittelrheinischen Gebirge“; Mitt. d. Ges. f. Erdk., Straßburg 1918.

KARTEN

1. topographische:

Karte 1:25 000; Blätter 6509 (St. Wendel), 6510 (Glanmünchweiler), 6511 (Landstuhl), 6609 (Neunkirchen), 6610 (Homburg), 6611 (Hermersberg), 6709 (Blieskastel), 6710 (Zweibrücken), 6711 (Pirmasens N).

2. geologische:

a) Geologische Übersichtskarte der Rheinpfalz 1:200 000.

b) Geogn. Karte des Königr. Bayern, Bl. Zweibrücken 1:100 000.

c) Geologische Blätter 1:25 000, Blätter wie unter 1).