

# Kritische Studien zu Glazialfragen Deutschlands

Von W. DEECKE-Freiburg i. Br.

## III. Die Terrassen des Ober-Rheinsystems sind mehr tektonisch als glazial bedingt<sup>1)</sup>

In der Gliederung der diluvialen Gebilde Mitteleuropas spielen die Flußterrassen eine bedeutende Rolle, weil sie die Eisrandstände durch ihren Verlauf mit den Ablagerungen des nicht vereisten Gebietes in Verbindung setzen und damit angeblich die Möglichkeit bieten, das eiszeitliche Schema als etwas ganz Allgemeines und Allgemeingültiges zu beweisen. Jeder Geologe und Morphologe kennt Günz-, Mindel-, Riß- und Würmeiszeiten nebst den Interglazialperioden und den finiglazialen Schwankungen, wie sie A. PENCK und ED. BRÜCKNER aufstellten<sup>2)</sup>. In jedem Stadien der Moränenbogen werden ein Übergangskegel und eine aus diesem entspringende Flußterrasse gesucht und längs des Stromes weit ins Vorland verfolgt. So ist das zweite Schema entstanden mit den beiden Deckenschottern, der Hochterrasse und Niederterrasse nebst den an Zahl wechselnden Stufen der letzten.

Es ist nützlich, die wirklichen Grundlagen dieses Schemas erneut zu prüfen, nachdem es vor drei Jahrzehnten aufgestellt wurde. Dabei soll von vornherein anerkannt werden, daß die dadurch angeregten und lange Zeit durchgeführten Untersuchungen die Diluvial-

---

<sup>1)</sup> Dieser Aufsatz ist die Fortsetzung von I. und II. Zeitschr. f. Gletscherkunde Bd. XI, 1918, S. 34—84. Ein Manuskript über dieses Thema war schon vor 10 Jahren der Schriftleitung eingesandt worden, ist aber damals verlorengegangen. Nähere Ausführungen, die nicht engeren glazialgeologischen Bezug haben, sind petit gesetzt. Anm. der Schriftleitung.

<sup>2)</sup> PENCK, A. und BRÜCKNER, E., Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. 2. Leipzig 1909. Der Rheingletscher S. 396—440.

PENCK, A., Der alte Rheingletscher auf dem Alpenvorlande. Jahresber. d. Geograph. Ges. München, Heft 11, 1886, S. 1—20.

HEIM, ALB., Geologie der Schweiz, Bd. 1. Leipzig 1919.

geologie außerordentlich gefördert haben. Aber es sind, wie immer, bei gründlicher Beschäftigung mit einem Problem allerlei Fragen aufgetaucht, die Zweifel an der absoluten Gültigkeit lebendig werden ließen und z. T. andere Gesichtspunkte aufzusuchen nötigten. Denn, als PENCK und BRÜCKNER die grundlegende Arbeit über das Eiszeitalter der Alpen veröffentlichten, kannte man den Untergrund der Diluvialschichten wenig, und vor allem kannte man gar nichts von quartärer Tektonik. Eine solche gar während des Diluviums anzunehmen, gehörte zu den verpönten Dingen. Inzwischen sind diese Lücken ausgefüllt, und dadurch haben die Terrassenfragen eine neue Beleuchtung erfahren. Ich will für das mir genauer bekannte Oberrheingebiet dies Problem nochmals erörtern, obwohl ich in meiner Geologie von Baden in dem Exkurs zum Diluvium schon manches hervorgehoben habe.

Die bisherige Methode der Terrassenforschung beruht auf zwei Erwägungen, nämlich erstens auf der Höhenlage der Schotter und zweitens auf deren petrographischer Beschaffenheit. Es wurden talabwärts die annähernd gleich hochgelegenen fluviatilen Ablagerungen miteinander verbunden, so daß ein Gefäll herauskam. In tieferem Niveau zeigten sich eine zweite, dritte, ja bis sechste Reihe derartiger Reste, woraus man folgerte, daß die Flüsse sich in ihre früheren Ablagerungen durch verstärkte Erosion eingesnagt hätten, dabei in dem tieferen Niveau wieder aufschütteten und abermals sich einfraßen. Wechsel in der Wasser- und Schotterführung wurden als Ursachen dieses Vorganges angesehen. Die Verbindung mit den Eiszeiten ließ sich dadurch herstellen, daß die Abschmelzzeiten große Wasserfülle und kräftige Erosion erzeugten, die Eiszeiten dagegen eine Anhäufung des Schuttes veranlaßten. Schließlich sah man, daß sich im Oberlauf wenigstens die jüngeren Terrassen an Moränenstände und deren Schottermantel anlegten. Damit schien alles in Ordnung zu sein.

Die andere Hülfe fand man in der Zersetzung und Verkittung der verschiedenen Schotter. Gleich stark verwitterte Vorkommen wurden, wenn sie in die Gefällskurve paßten, als gleichzeitige Bildungen angesehen. Gleich verkittete hochgelegene Kiese als zusammengehörig betrachtet.

Gelegentlich gelang es, durch Knochen charakteristischer Säugetiere die entfernten Terrassenstücke als eiszeitliche Absätze zu bestimmen, vor allem mit den Resten der Elefantenarten *E. antiquus*, *Trogontherii* und *primigenius*. Dadurch wurde die Altersbestimmung aus einem Flußsystem auf das andere übertragen.

Und doch hat dies schöne Gebäude ein wackeliges Fundament! Der Hauptfehler ist, daß meistens es sich um eine rein morphologische, keine geologische Betrachtungsweise handelt. Dergleichen könnte berechtigt sein in einem Gebiete, das während der Diluvialzeit keinerlei tektonische Beeinflussung oder Veränderung erfahren hat. Solange man an eine absolute Ruhe in der Quartärzeit glaubte, war ein solches Schema berechtigt. Aber damit ist es ja lange vorbei! Selbst die Glazialisten nehmen jetzt durchweg an, daß die starke Belastung Europas mit Eis das isostatische Gleichgewicht gestört habe, daß infolgedessen Senkung in vereisten Teilen und Hebung in den freigewordenen oder zwischen den Eismassen gelegenen Landstrichen eingetreten seien. Schon diese Betrachtung bringt ein Moment der Unsicherheit in die Terrassentheorie hinein. Aber es hat sich allmählich für Europa das Diluvium als eine tektonisch sehr bewegte Zeit erwiesen, und damit fällt eine der Hauptgrundlagen, die Konstanz der Höhen, hinweg. Als zweites fällt fort der regelmäßige Wechsel von Akkumulation und Erosion; denn sobald irgendwo und irgendwie durch Senkung Löcher entstehen, muß in diesen eine Aufschüttung und oberhalb derselben eine Erosion erfolgen, ganz unabhängig von den Vereisungszeiten. Mit der Möglichkeit, diese verschiedenen Vorgänge zu parallelisieren, ist es also zu Ende, vor allem in einem langen Flußlaufe. Als Beispiele kann man nennen die von ALB. HEIM und GOGARTEN nachgewiesene Rückläufigkeit der Terrassen am Züricher See, was auf ein junges Einsacken des Alpenkörpers zurückgeführt wird, ferner eine Hebung des Schwarzwaldmassivs, eine Senkung des Rheingaus und umgekehrt ein Aufsteigen des nördlich vorgelagerten Rheinischen Schiefergebirges usw.

Ich will das Terrassenproblem unabhängig von dem Glazialismus für das Rheingebiet vom Bodensee bis Mainz vornehmen und daran zeigen, daß für diese Erscheinung ganz andere Ursachen in Betracht kommen und diesen erst sekundär sich die Verbreitung des Eises angeschmiegt hat.

Im Bodenseegebiet bei Heiligenberg, am Höchsten und am Aacheck, bei Sipplingen auf den Steinbalmen und gegenüber auf der Bodanhalbinsel hat A. PENCK seinerzeit die Deckenschotter ausgeschieden und in eine ältere und jüngere Stufe gegliedert.

Es ist vollkommen richtig, daß dort auf und an den Molasserücken ein meist stark verbackener Schotter vorkommt, der älter ist als die große Vereisung. Die jüngere Stufe soll durch Erosion tiefer liegen als die ältere (50—70 m), so daß dazwischen eine Erosionsperiode (Interglazialzeit) fällt. Die höhere soll ferner der Günz-, die jüngere der Mindeleiszeit entsprechen. Hiergegen ist einzu-

wenden, erstens, daß gerade an den typischen Stellen zwischen Heiligenberg und Höchsten die beiden Schotter ineinander übergehen, was SCHMIDLE<sup>3)</sup> schon vor zwölf Jahren durch schrittweise Begehung nachwies und bei der Tagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins in Radolfzell auf einer Exkursion vorführte, leider nicht im einzelnen veröffentlichte; aber ich bin mit ihm die ganze wichtige Strecke abgegangen. Die Schotter ziehen sich in ein breites, gegen Norden zur Donau führendes, flaches präglaziales Tal hinab.

Zweitens tragen sie ihren Namen nur teilweise mit Recht; sie bilden in Wirklichkeit keineswegs eine Decke an den Stellen, wo sie im Bereiche des Bodensees als mächtige Nagelfluhwände sichtbar sind. Erst jenseits der Wasserscheide gegen die Donau im Ablach-, Andelsbach- und in anderen Tälern erscheinen sie wirklich flächenhaft als hochgelegene Schotterstreifen längs dieser glazialen Schmelzwassertäler. An den Seiten der Miozäntafeln der Höhen bei Sipplingen, Heiligenberg, im Deggenhauser Tal, am Schiener Berg usw. sind die scheinbar mächtigen Schotter unter dem Kamme der miozänen Riedel vielfach nur Kulisse; sie sind durch die Sickerwasser der hinter ihnen anstehenden kalkhaltigen Molasse zum Konglomerat verfestigt und dadurch späterer Erosion durch das Eis entgangen.

Drittens fehlt es ganz und gar an überzeugenden Spuren für die beiden älteren Eiszeiten. Das wenige, was PENCK von Heiligenberg und einigen anderen Stellen an Moräne und geschrammten Blöcken aus diesen Deckenschottern beschrieb, kann sehr wohl in Löcher dieses älteren Konglomerats eingepreßte jüngere Grundmoräne gewesen sein. Denn zur Zeit der Hauptvereisung hat der Rheingletscher sogar den Höchsten überflutet und auf den Seiten der verfestigten Nagelfluh gestanden, in deren Löcher sein Eis und seine Moräne eindringen mußten. Lokale Anhäufungen oder Streifen von großen Blöcken haben für glaziale Entstehung der Schuttmassen keine Beweiskraft.

Viertens wurde neuerdings in dem bayerischen Deckenschotter durch STROMER und LEBLING eine pliozäne Säugerfauna beobachtet<sup>4)</sup>. Damit scheint endlich Licht in das Alter dieser Bildung zu gelangen.

Die spätere genauere Untersuchung hat ergeben, daß diese »Deckenschotter« z. T. der pliozäne Schottermantel des Alpengebirges sind, welcher sich gegen die Donaulinie ausbreitete auf einem mäßig erodierten, nordwärts fallenden Molasseland. Diese Schotterflut hat aus dem Pliozän sich bis ins Altdiluvium weiterentwickelt, auch noch, als schon die Gletscher aus den Gebirgstälern der Alpen auf die helvetisch-bayrische Hochebene vorzustößen begannen. Die Hauptmasse dieser Deckenschotter ist bestimmt kein glaziales Produkt. Dazu sind die sog. Glazialspuren, meistens sind es »geschrammte« Gerölle, viel zu spärlich.

<sup>3)</sup> SCHMIDLE, W., Zur Geologie von Heiligenberg und Umgebung. Schrift. d. Ver. f. Geschichte des Bodensees und seiner Umgebung. Heft 51. Sep. 14 Seiten, 1 Fig. 1923.

<sup>4)</sup> STROMER, E. und LEBLING, CL., Fossilführendes Pliozän in Südbayern. Centralbl. N. Jahrb. 1929 B, 307—314, 1 Kärtchen.

In den Kiesgruben, z. B. auf den Salenen des Thurgauer Seerückens, wo die Gerölle abgehackt werden, ist mir die glaziale Entstehung der Kritzung stets zweifelhaft erschienen. An anderen Stellen sammelte man diese Eisgeschiebe auf der Hochfläche im Ackerboden. Echte, in den Verband der Schotter unzweifelhaft primär eingeschaltete Moräne habe ich nördlich vom Bodensee nie beobachtet. An den von A. PENCK beschriebenen Stellen war sie ausgewittert und brauchte, wie ich eben sagte, keineswegs dem Deckenschotter von Anfang an anzugehören.

Es ist daher keineswegs sicher, vielmehr sogar recht unwahrscheinlich, daß die heutige Höhenlage der Deckenschotter schon bei ihrer Ablagerung existierte. Die Hebung der helvetisch-bayrischen Hochebene geschah bestimmt erst während des Pliozäns, desgleichen das Aufsteigen der Schwäbischen Alb, weiter die Faltung des Schweizer Juras und das kontinuierliche Herausheben des Schwarzwaldmassivs. Alles dies hatte im Obermiozän erst begonnen.

Im einzelnen hat W. SCHMIDLE dies für das Gebiet um Heiligenberg nördlich vom Bodensee ausgeführt, d. h. in dem Gebiet, wo A. PENCK ein klassisches Gebiet für älteren und jüngeren Deckenschotter gefunden zu haben glaubte. Erstens tat SCHMIDLE dar, daß beide Schotter ineinander lückenlos übergehen, also gleichen Alters sind; zweitens liegt die Schotterbasis auf der Ostflanke des Deggenhauser Tales überall 40 m höher als auf der Westseite, was auf eine jüngere stärkere Hebung des Höchsten zurückgehen soll. Am Schienerberg steigt südlich des Sees die Basis um 30 m an, so daß in der Seeachse eine Mulde von 20—30 m Tiefe liegt, gemessen an wenig gesenkten Horsten. Drittens ist die Molasseplatte von der Linie Beuren—Illwangen an südwärts mit 1,5%<sup>0</sup> aufgebogen, was schon A. PENCK veranlaßte, Schotterübergangskegel anzunehmen, wogegen SCHMIDLE spricht. Die Höhenlage ist also in diesem typischen Gebiete kein ausschlaggebendes Merkmal mehr für das Alter des Deckenschotters. Wir werden noch andere Stellen kennenlernen, von denen dasselbe gilt.

Noch ein Moment sei hervorgehoben. Wenn sich die Schotter an alte Molassetäler halten, wie es bei Heiligenberg der Fall zu sein scheint, dann müssen die höheren Lagen die jüngeren, die tieferen mindestens teilweise die älteren sein, also gerade umgekehrt, als man bis heute meinte. Dasselbe gilt von ihnen, wenn man sie als Glazialbildungen betrachtet. Ein durchgreifender petrographischer Unterschied besteht nicht.

Es ist daher verfehlt, in diesem Gebiete, ich meine im Bodensee-Hegau und in den angrenzenden Landstrichen, aus der heutigen Höhenlage alte Flußniveaus zu rekonstruieren, wenn dazu, wie bisher üblich, ähnlich aussehende, aber isolierte Vorkommen benutzt werden. Der Bodensee-Graben war bestimmt in der Deckenschotterzeit nicht vorhanden, sondern ist erst jungdiluvial. Er hat vor allem den westlichen Teil der Kiesdecke gegen den Randen hin zerrissen und zerstückelt und mit

seinen einzelnen Treppenstufen in verschiedene Höhe gerückt. Rein morphologisch ist es demnach unmöglich, ältere und jüngere Deckenschotter zu trennen. Dazu kommt schließlich, daß man beide heute nur dort erkennen will, wo verkittete Massen als Überbleibsel anstehen; die Verfestigung ist aber eine von lokalen Umständen abhängige Erscheinung und kein Alterskriterium. Auch viel jüngere, echt glaziale Schotter haben im Randengebiete durch dessen Kalkgewässer den Nagelfluhhabitus erlangt, sogar die Auflösung einzelner alpiner Kalkgerölle (löcherige Nagelfluh) erfahren.

Auf ein ganz anderes Moment machte mich in freundlicher Weise Herr Geh.-Rat W. SCHMIDLE aufmerksam, nämlich auf sehr starke Verrutschung der verkitteten Geröllmassen in den Interglazial- und Postglazialzeiten. Diese Konglomerate befinden sich entweder vor Mergeln des Tertiärs, durch deren Kalkgehalt sie verbacken wurden; oder sie ruhen auf jenem, und an ihrer Basis drücken sich die Grundwasser durch, welche in den durchlässigen Sanden der Hochflächen versickerten. Auch die aus verhüllten oberen Mergeln austretenden Quellen müssen hinter der Schotterwand bis zu deren Basis herabsickern und den Ausfluß unten vermehren. An solchen Stellen ist der aufgeweichte Boden nicht mehr tragfähig und die Konglomerate rutschen ab. Meistens bedecken derartige große Blöcke bis hausgroße Massen die Hänge unterhalb der Quellzone, ja, es kann die ganze hangende Partie in toto abgleiten und dadurch sogar oberer Deckenschotter in das untere Niveau des jüngeren geraten. Isolierte tiefere Vorkommen bedürfen also nach unserer Meinung besonders sorgfältiger Beobachtung und kritischer Beurteilung. — Dieser Vorgang hat sich bestimmt recht oft in den Zeiten abgespielt, als das Eis gewichen war und der an sich durchnäßte Boden auftaute. Das bisher stützende Widerlager des Gletschers fehlte gerade da, als der Mergel der Unterkante ins Rutschen geriet. Das war eben die Interglazial- und Postglazialzeit. Auf dem Bodanrücken sind längs des Steilhanges oberhalb Bodman gewaltige Molasseschollen mit ihrem Deckenschotter abgeglitten; dasselbe zeigt der Schiener Berg auf seiner gegen den Hegau gewendeten Nordseite und der Höchsten am Deggenhauser Tal. Diese im Verband herabgerutschten Massen sind nicht selten von solchem Umfange, daß man sie für anstehend hält und bei der geologischen Kartierung die allergrößten Schwierigkeiten hat.

Fassen wir das ganze Gebiet ins Auge, so haben wir anfangs im Mittelmiozän die weite Molassemulde, die sich mit Meer füllt und durch Sedimentabsatz oder Schließen der Pforten in einen großen Süßwassersee übergeht. Auch dieser wird zugeschüttet mit za. 200 m Mergel und Sand und wird eine fast ebene, von den Bächen schwach erodierte Landschaft dargestellt haben. Sobald die Hebung des Schwarzwaldes und der Schwäbischen Alb begann, mußte sich das nordwärts gerichtete Gefälle verringern. Auch das Molasseland nahm nach und nach daran teil, wodurch die Schotter in immer stärkerem Maße liegenblieben und zu einer teilweise deckenartigen Aufhöhung des Bodens führten. Dieser

Vorgang wird bis zur wirklichen Eisüberflutung gedauert haben. Vorher haben wir Gletscher zur Bildung solcher Schotter gar nicht nötig. Sie sind genetisch nicht anders als die miozänen Schuttkegel, welche sich wiederholt vom Alpenrande gegen Norden erstreckten, z. B. in der marinen Molasse als Austernagelfluh und Graupensande den Randen erreichten, in der obermiozänen Brackwasserzeit mit z. T. sehr großen Geröllen das Gebiet nördlich des Überlinger Sees überdeckten, in der Süßwassermolasse sich bis an den Schiener Berg und in den Thurgau als Deltakegel vorschoben oder auf der Nordseite des Hegaus vom Schwarzwald her die Juranagelfluh schufen.

Wir vermögen nun zwischen Owingen und Heiligenberg und anderswo solche flachen Wannen nachzuweisen, die als Sammler und Ableiter dieser Flußschotter dienten und im Laufe der Zeit anscheinend aufgefüllt wurden. Diese alten (pliozänen bis altdiluvialen) Schuttmassen neigen sich gegen die obere Donau, welche damals schon der allgemeine Ablauf der Wasser gewesen sein muß. In dem relativen Höhenunterschied der Alpen und des Vorlandes werden keine grundlegenden Änderungen auf der schwäbisch-bayrischen Hochebene eingetreten sein. Es ist daher nicht wunderbar, daß sich breite Wannentäler in der Nordrichtung in der unterteufenden Molasse mit Hilfe der Deckenschotter nachweisen lassen. Die wachsenden Eismassen sind später in gleicher Richtung und in solchen Furchen abgeflossen. Diese Rinnen füllten sich mit Schottern, die nach und nach an den Molassewänden in die Höhe stiegen. Also sind die unteren die ältesten und nicht, wie die glaziale Erklärung es sagt, die obersten Teile. Einen durchgreifenden petrographischen Unterschied gibt es zwischen älterem und jüngerem Deckenschotter nicht. Nur die Höhenlage hat die Trennung bisher ermöglicht. Damit hapert es aber, wie man sieht, sobald man irgendeine Kontinuität zwischen den beiden Ablagerungen und deren Eingeschlossensein in einer Wanne der Molasse nachzuweisen imstande ist. Diese Kiese entsprechen durchaus den Rollsteinmassen, welche heute von den alpinen Randseen geschluckt werden. Früher, als die letzteren noch nicht existierten, entfalteten sich Wildwasser und Kiesflächen vor der gesamten Länge des Alpenrandes und ebneten die Wege für die diluvialen Gletscher. Will man dafür rezente Analoga haben, denke man an die Schuttmengen, die Etsch und Piave ins Vorland werfen, oder an die Vermehrung der Romagna durch die Apenninenbäche.

Solcher Deckenschotter soll nach DU PASQUIER den Hochrhein von Schaffhausen bis Basel begleiten; er ist jedoch tatsächlich nur stück-

weise vorhanden und ziemlich willkürlich zu den zwei Niveaus zusammengesetzt. Ich komme darauf später ausführlicher zu sprechen. Jetzt möchte ich diese Reste nur als Übergang zu den sog. Deckenschottern des Oberrheingebietes am Fuße des Schweizer Jura, westlich von Basel, benutzen.

Diese hochgelegenen (nach GUTZWILLER<sup>5)</sup> 370—520 m ü. d. M.), meist völlig zersetzten, aus Walliser Gesteinen bestehenden Schotter, welche am besten als *Sundgauschotter* bezeichnet werden, haben mit den Eiszeiten gar nichts zu tun.

Sie wurden nur, weil man ihr wirkliches Alter bisher nicht kannte oder nicht wahrhaben wollte, kurzweg mit den problematischen Günz- und Mindel-eiszeiten kombiniert. Sie nehmen die höheren Teile des elsässischen Sundgaus vor den Ketten des Blauen und der Pfirt ein bis gegen die Burgundische Pforte bei Belfort, ohne jedoch diese zu überschreiten. Sie bilden einen Abhang, der vom Jurafuße heute nach Norden fällt und noch vor der Ill unter jüngere, wirklich diluviale Aufschüttungen untertaucht. Es entsteht also der Eindruck eines nach Norden in die Oberrheinebene geworfenen, alten Deltas. Damit stimmt nicht, was GUTZWILLER von der inneren Struktur berichtet, daß nämlich die Gerölle deutlich dachziegelartig gelagert seien und eine Aufschüttung von Osten nach Westen beweisen. Dazu gesellt sich drittens der sonderbare Bestand der Kiese; es sind alpine und nach C. SCHMIDT vorzugsweise walliser Gesteine, so daß man an eine frühere Ablenkung der Rhône nach Norden denken muß. In der Mittelschweiz wurden entsprechende diluviale Vorkommen nicht bekannt; denn mit dem Rhône-Aare-Gletscher haben die Sundgauschotter gar nichts gemein. Man muß bis ins Pliozän oder gar ins Miozän zurückgehen, und da drängt sich der Vergleich mit anderen vom Alpenrande nordwärts vorgeschütteten Flußdeltas sofort auf. Weil aber das Ganze N vom Schweizer Jura auf oligozänem Untergrunde lagert und rückwärts in die pliozänen Falten keinerlei Verbindung hat, ist seine Aufschüttung vor dessen Entstehung, d. h. in das jüngste Miozän oder das ältere Pliozän zu verlegen. Damit würden Höhenlage und Verwitterungszustand übereinstimmen. Vor etwa 40 Jahren waren pliozäne Absätze im Oberrheintal nicht bekannt oder verkannt. Seitdem ist man an vielen Stellen auf Schotter gestoßen, welche kaum ein anderes Alter haben können; oder sog. altdiluviale Reste sind zweckmäßiger als jungtertiäre gedeutet worden. Zu diesen letzten gehören die in fettem braunen Lehm eingebetteten, völlig zersetzten Granite und die außen braunen, innen gebleichten Buntsandsteingerölle am Fuße der Schwarzwald- und Vogesenberge. Sie sind Überbleibsel alter, aus den Tälern herabgeführter Bachschotter, reichen wie die Sundgaumassen, denen sie im Verwitterungsgrade durchaus gleichen, auch bis 200 m über die heutige Ebene hinauf und stellen uns vor die Alternative, entweder seit ihrer Bildung eine enorme Erosion in dem Oberrheintal anzunehmen oder tektonische Vorgänge als Erklärung ihrer gegenwärtigen Lage zu benutzen.

<sup>5)</sup> GUTZWILLER, A., Die Diluvialbildungen der Umgebung von Basel. Verh. d. Naturf. Ges. Basel, X, 1895, S. 512—620.

In neuerer Zeit hat A. Buxtorf<sup>6)</sup> mit seinen Schülern ähnliche Geröllvorkommen vom südlichen Schwarzwald quer durch den Basler und Berner Jura verfolgt und Bäche vermutet, die über den Tafeljura und den damals nur schwach gefalteten Kettenjura gegen Süden abließen. Das Hochrheintal war also nicht vorhanden. Die Faltung des Kettenjura und die vorgelagerte Einmündung geschahen im Mittel- und Oberpliozän und schnitten die Bäche durch den sich ausbildenden Rhein ab. Der Sundgauschotter ist deshalb noch früher, etwa wie oben gesagt, ins Altpliozän oder gar in das oberste Miozän zu stellen. Will man sich von seiner Aufschüttung ein Bild machen — wenn dies überhaupt heute schon erlaubt ist —, so hätten wir eine gegen Norden ablaufende Urrhöhe, die über dem damals in der Tiefe liegenden Jura in eine Senke am Fuß der Vogesen sich ergoß, also zuletzt nach Westen umbog, wie es der Alpenrhein bei Einmündung in den Bodensee macht. Eine derartige Senke gerade am Fuß der Vogesen fällt keineswegs aus dem bekannten tektonischen Rahmen heraus. Wir haben dort die tiefen mit Salz erfüllten oligozänen Becken (Wittelsheim), wissen zweitens, daß die Vogesen überhaupt älter sind als der Schwarzwald, sehen drittens die Entfaltung des selbständigen Illsystems im Sundgau und das auch in postglazialer Zeit nachweisbare Abrutschen des Rheines nach Osten. Die pliozäne Jurafaltung, welche gerade mit Blauen- und Pfirtketten in den Oberrheintalgraben eindrang, hat den alten Urrhöneschotter aufsteigen lassen und naturgemäß am meisten an seinem Südrande, so daß das irreführende Bild eines von Süden nach Norden in die Oberrheinebene geworfenen Deltas entstand. Wo einst das Wasser geblieben, ob es durch die Burgundische Pforte zum Mittelmeer oder durch den Rhein zur Nordsee abfloß, kommt weniger in Frage. Es wird schwer zu beweisen sein, weil seit dem Miozän sich Vogesen und Schwarzwald unzweifelhaft gehoben haben und dadurch sich auch die Burgundische Pforte veränderte oder durch Jurafaltung und Vogesenaufstieg überhaupt erst bildete. Von den pliozänen Schwarzwald- und Vogesenbächen wird gleich die Rede sein.

Für die diluvialen Absätze der Hoch- und Niederterrassen im Oberrheingebiet ist nach meiner Meinung die Geschichte des Rheintalgrabens und des Bodenseegrabens entscheidend, weshalb wir uns zunächst mit diesen beiden beschäftigen.

Früher meinte man, der Rheintalgraben sei im Oligozän fertig geworden und habe seitdem keine wesentliche Veränderung erlitten. Daran tauchten allerlei Zweifel auf; man verlegte ins Oligozän nur noch seine Anlage, ließ ihn, wie P. Kessler es tat, im Miozän sogar vollkommen verschwinden und schob dem Pliozän die Herausbildung der heutigen Formen zu. Die neueste Auffassung läßt die Anlage sogar sehr alt sein, die ersten Spuren im Mesozoikum durch eine Mächtigkeitzunahme in seiner Breite erkennbar werden, verlegt seine deutliche Herausbildung mit randlichen Flexuren ins Oligozän, seine eigentliche morphologische Gestaltung ins Obermiozän bis Oberpliozän und nimmt eine Fortentwicklung durch das ganze Diluvium bis zur Jetztzeit an.

<sup>6)</sup> Buxtorf, A. und Koch, R., Zur Frage der Pliozänbildungen im nord-schweizerischen Juragebirge. Verh. d. Naturf. Ges. Basel; Bd. 31, 1920, S. 114—132.

Koch, R., Geolog. Beschreibung des Beckens von Laufen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz; N. F. 48. Lief. 1923.

Seit dem Oligozän muß das Gesamtgebiet eine allgemeine (regionale) Hebung erfahren haben; denn die marinen oligozänen Sedimente des Randes nehmen Höhen von 200—300 m ein. Aber die Mitte des Grabens sank tiefer, während die Flügel sich, besonders im Süden, immer mehr heraushoben. Man hat daher an isostatische Bewegungen gedacht. Das Wie und Warum ist für unsere Probleme gleichgültig; wichtig ist nur die Tatsache eines Weitergehens der Grabenabsenkung während des Diluviums, so daß dafür Beweise vorzubringen sind.

Als Erstes sei betont, daß die verschiedenen pliozänen Absätze alle hoch über dem heutigen Rheine liegen, so die Kiesel-schotter der Pfalz, die Klebsande mit ihren Braunkohlen, die weißen Sande von Hagenau, die Weißerden der Gegend von Baden-Baden, die alten Schuttkegel der Bäche im südlichen Schwarzwald und in den Vogesen. Die früher als Moränen betrachteten alten (? pliozänen) Schotter auf der Hochfläche des Isteiner Klotzes befinden sich in 360—380 m ü. d. M., während die anstoßende Rheinebene auf 230—250 m liegt. Diese Block- und Kiesmassen stammen aus dem Wiesental des südlichen Schwarzwaldes und haben am Eingang des Großen Wiesentales eine Stellung bei 480 m gegenüber dem Fluß bei 370 m, also durchweg eine über 100 m höhere Lage. Die sichtbaren Höhendifferenzen dieser limnischen oder fluviatilen altheinischen Absätze zu den modernen messen mindestens 50—200 m. Bei Bohrungen in Mannheim, Heidelberg, Karlsruhe und bei Oos traf man diese Schichten sogar 50—100 m und mehr unter Tag, so daß sich die Absenkung dort sogar erhöht. Die genaueren Zahlen sind: Oberkante des Tertiärs bei Karlsruhe 105 m, stellenweise 130 m; bei Mannheim bis 146 m, bei Heidelberg im Thermalbohrloch bei 50 m, bei Darmstadt 300 m unter Tag. Bei Oos ließ sich durch das Anstehende von Balg 30 m über der Ebene und in einer Bohrung 40 m unter der Niederterrasse eine Sprunghöhe von rund 70 m am Rande der Vorhügel festlegen. Kieseloolith-schotter wies GÖPPERT<sup>7)</sup> auf Hauptmuschelkalk bei Aspich, SO von Bühl, 60 m über der Rheinebene nach. Auch die altdiluvialen Schotter laufen dort über der Ebene aus. — Die ganz alten Schotter des Wiesentales ziehen sich in einem gut erkennbaren Streifen nördlich des heutigen Tales bis auf die Fläche des Isteiner Klotzes, wo sie an der N—S laufenden Randverwerfung 60—70 m über dem Tal endigen. Entweder hat das aufsteigende Gebirge sie mit hochgenommen, oder die Grabenmitte ist seitdem um etwa 100 m abgesunken, da ja noch 30 m junger Schutt sie aufhöht. Ebenso ist es mit dem Doller- und Thurtal, deren Quarzitzerölle 30—40 m über der Ill auf den Flächen verstreut im Lehm liegen und keinen Anschluß an die rezente Hydrographie haben. Daran zu denken, daß im Rheintal diese Relikte einer allgemeinen Erosion entgangen und alles andere fortgeräumt sei, ist wegen der Dimensionen und bei den Abflußbedingungen im Binger Loch unmöglich. Erosion wird viel von diesem Schotter weggenommen haben, aber hauptsächlich, um damit die stets neu belebten Senkungen im Rheintalgraben auszugleichen. Augenscheinlich ist eine Lochbildung bald an dieser, bald an jener Stelle erfolgt und hat bedeutende Schottermassen geschluckt. Wieder scheint der Schwarzwald-Odenwaldsaum darin gegenüber den Vogesen

<sup>7)</sup> GÖPPERT, O., Geologische Untersuchung der Vorbergzone zwischen Bühl und Achern in Baden. Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., N. F., Bd. 28, Heft 2, S. 19—21, 1928.

bevorzugt gewesen zu sein. Tiefbohrungen bei Karlsruhe und Bruchsal erreichten die Oberkante des Untermiozäns unter einer Decke von Quartäre und Pliozän erst in 100—150 m Tiefe, bei Mannheim in 200 m, bei Darmstadt am Gebirgsrande den Granit bei 300 m und bei Heidelberg in dem Thermalbohrloch das Liegende gar erst bei 520 m. Also war der Boden des Grabens an vielen Stellen weit unter den Meeresspiegel abgesackt, und viel Schutt war gezwungen, innerhalb des Grabens zu bleiben. Erwähnt sei, daß diese Gegenden der diluvialen Einsenkungen noch heute Sitze der Erdbeben von Karlsruhe bis Groß-Gerau sind. Wiederholt habe ich darauf aufmerksam gemacht, daß das Gebiet der Rench- und Ill-Kinzig-Mündung nebst dem Sumpflande der Urmitz und der unteren Schutter in historischer Zeit eine derartig nachgebende Strecke des Rheintals ist, wo der Strom eher aufhäuft, als abträgt, wo früher die Hochwasser weithin alles seeartig überschwemmten. Auch dies Gelände zwischen Straßburg-Offenburg-Lahr ist der Ort wiederkehrender Erderschütterungen.

Betrachtet man den Lauf des Hocht errassenrandes auf der rechten Rheinseite von Schliengen bis Staufen, so ist keine Frage, daß dies ein tektonischer Bruchrand ist, was übrigens die Bohrungen auf Kalisalze in der Mühlheim-Bugginger Gegend direkt bestätigten. Dasselbe gilt von dem Steilufer, das von Röschoog im Unterelsaß über Lauterburg in die südliche Pfalz läuft, von dem schnurgeraden Hochufer nördlich von Worms bis Oppenheim und von dort bis Mainz. Sehr wahrscheinlich wird schließlich, daß auf manchen Strecken (im Breisgau, in der Rastatter Gegend) das die Niederterrasse gegen die tiefere Rheinaue abschneidende Hochgestade eine Folge solcher langsamen modernen Bewegungen auf Grabenspalten ist.

Das Aufsteigen der Randgebirge äußert sich ferner in den noch immer nicht überwundenen Schwellen an den Austrittsstellen mancher Flüsse (z. B. im Hackteufel des Neckars in Heidelberg, des Gefällsknicks der Dreisam in Freiburg, der Wiese bei Schopfheim und Brombach, oder allgemeiner in den breiten trompetenartigen Mündungen der meisten Zuflüsse. Bei den letzten ist der Gefällsunterschied zu groß und zu plötzlich, so daß die Bäche alle, noch bevor sie den Hauptfluß erreichen, ihren Schutt liegen lassen müssen und daher aufhäufen, die Talsohle erhöhen und die Mündungskegel nach den Seiten und aufwärts erweitern. Die randliche Senkung längs des Schwarzwaldes wird zu einer Erosionsbasis, die nur das Wasser, nicht aber der Schutt ohne künstliche Nachhilfe zu überschreiten vermag.

Damit ist das entscheidende Wort für die Terrassenbildung am Oberrhein gefallen. Wo lag für den Hochrhein oberhalb Basel, der sich während des Diluviums aus den Gletschern speiste, die Erosionsbasis? Zweifellos vorzugsweise in der oberrheinischen Ebene. Bei Bingen beginnt ein neuer Fluß, dessen Terrassensystem allein von der Bewegung des Rheinischen Schiefergebirges abhängt. Wenn nun in dem Rheintalgraben dauernd Senkungen erfolgten, müssen diese talaufwärts die weitgehendsten Erosionserscheinungen an den Flußabsätzen hervorgebracht und ihrerseits im Unterlaufe sedimentierend gewirkt haben. Ausnagung und Aufschüttung sind also

keine alternierenden, sondern gleichzeitige Vorgänge in diesem Gebiete gewesen und können deshalb gar keine Beweise für Glazial- und Interglazialzeiten abgeben.

Ferner sind die Stufen einer solchen Terrasse durchaus ungleichwertiger Entstehung. Was man längs des Hochrheines Hochterrasse nennt, kann z. T. wirklich durch Erosion gegen die Niederterrasse begrenzt sein. Das ebenso bezeichnete Gebilde des Breisgaus, also im Graben, wurde durch einen Bruchrand abgeschnitten und erst durch Hebung in seine heutige Stellung gebracht. Das ist doch etwas ganz Verschiedenes.

Also müssen die einzelnen Abschnitte des Rheinsystems in diesen Problemen selbständig behandelt werden, was bisher versäumt wurde. Dieser Verschiedenheit wegen lassen sich die Terrassen des Hochrheines nicht um die Ecke bei Basel ohne großen Zwang in die Ebene verfolgen. Sogar oberer und unterer Teil der letzten, der Niederterrasse, sind erheblich verschieden, da wir oben am Istein 3, vielleicht sogar 4 Stufen derselben sehen, in der Gegend von Philippsburg aber nur zwei. Die während der Lochbildung belebte, erodierende Kraft des Stromes hat eben oben kräftiger in die jungdiluvialen Schotter eingeschnitten. Wir beobachten dies, wie ich schon früher mehrfach betonte, an jedem kleinen Bächlein, in dessen Boden wir ein Loch gruben. Weit oben brechen nach einiger Zeit die Ufer zusammen, und ihre Trümmer füllen die störende Vertiefung wieder aus. Die Tullasche Rheinkorrektion und die neuerliche Schiffbarmachung des Stromes bis Karlsruhe und Straßburg haben die gesamte Wirkung des Flusses auf die Sohle und die Ufer bei Basel nach mehreren Jahrzehnten geändert. Alles Geröll ist fortgetrieben und das Bett um fast 2 m vertieft, so daß die Brücken neu fundamementiert und die Quaimauern frisch unterfangen werden mußten. Umgekehrt wirken die Stauwerke am Hochrhein aufschüttend, weil das Geröll trotz alles Spülens aus den neuen Becken nicht herauszubringen ist. Diese letzte Erscheinung wird uns wieder entgegnetreten, wenn wir von der Tektonik des Hochrheines sprechen.

Nach diesen allgemeinen, einleitenden Sätzen betrachten wir die Terrassen der oberrheinischen Ebene.

Bei Basel hört bald der Zusammenhang der Stufen auf. GUTZWILLER<sup>\*)</sup> hat die Hochterrasse noch etwas gegen Hünningen verfolgt. BR. FÖRSTER<sup>\*)</sup> erwähnt als nördlichsten Punkt die Gegend von Sierenz, so daß Mülhausen nicht mehr erreicht wird. Auch soll eine Hochterrasse der Vogesenbäche dort

<sup>\*)</sup> l. c.

<sup>\*)</sup> FÖRSTER, BR., Geologischer Führer für die Umgebung von Mülhausen i. E. Straßburg 1892. Progr. d. Gymn. zu Mülhausen i. E. Nr. 509. S. 77—78.

ganz und gar fehlen. Gegenüber in Baden steht es ebenso. Im Wiesental beobachten wir hochgelegene, stark zersetzte Schotter, im Kandertal an einer Stelle eine Nagelfluh diluvialen Charakters, aber weiter nördlich, etwa vom Istein an, ist es damit aus. Die genannten dürrtigen Reste haben sich auch längs der Südvogesen nur am Rande des Gebirges und der Altkircher Scholle erhalten, sind also wahrscheinlich auf dieser entweder stehengeblieben oder mit hochgeschleppt. Die Hauptmasse der hochrheinischen altdiluvialen Kiese ist im Oberrheinischen Graben verschwunden, sei es durch späteres Versinken, sei es durch schon ursprünglichen Absatz in einem Loche, das zum Schluß gerade aufgefüllt war und die Ränder eben überdeckte. Was weiter nördlich, etwa von Mülheim nordwärts im Breisgau, als Hochterrasse erscheint, ist vielleicht eine selbständige Bildung, mindestens fehlt bisher jeder Zusammenhang.

Als die neue Bekiesung durch die Niederterrasse geschah, nahm sie die ganze Breite ein zwischen Istein und den Sundgauer Höhen. Wir können am Malmfels des Isteiner Klotzes in den Höhlen die Spuren des Rheinstromes erkennen, bei Efringen auch die oberste Stufe noch als Fläche vor dem Läuferberg beobachten. Es muß dort ein gewaltiger Deltakegel in den Graben hineingeworfen sein, der ebenfalls nur in randlichen Streifen und als Ausfüllung von Buchten auf älterem Gebirge vorhanden ist. Auf seiner ursprünglichen Fläche ist der Rheinstrom langsam oder ruckweise vom Sundgau nach Osten zum Istein und Schwarzwald abgeglitten. FÖRSTER hat auf seinen beiden Mülhauser Kartenblättern diese um  $1\frac{1}{2}$  bis  $2\frac{1}{2}$  m abgestuften Terrassenränder sehr schön dargestellt. Man sieht sie von der Isteiner Höhe prachtvoll im Elsaß als Linien zwischen den Wäldern hervortreten; man erkennt sie bei Basel und Hüningen als hohe, scharfe Absätze im Gelände. Unterhalb Basel bilden sie ineinander geschachtelte annähernd konzentrische Bögen, wie es beim Austritt des Stromes um eine Ecke nicht anders möglich ist; aber von Hüningen ab sind sie ungefähr gerade Linien, ganz anders als die Stufen der Altrheinschlingen in der Karlsruher Gegend, wo man ein Hin- und Herpendeln des Rheines auf einer bestimmten Breite deutlich erblickt. Es ist hier dagegen ein ausgesprochen einseitiges Abgleiten nach Osten, das nur tektonisch, d. h. durch eine fortgesetzte Eindellung längs des Schwarzwaldfußes erklärt werden kann. Dabei sind die einst dort vorhandenen älteren Teile der Niederterrasse erodiert worden bis zur annähernd wieder geraden Linie Hüningen—Istein. Man hat die Bogenbildung bei Hüningen dem westwärts vorgeschobenen Wieseschuttkegel zugeschrieben, was ja zum Teil richtig ist; da aber weit nördlich bis Mülhausen auf dem linken Ufer diese Treppenabsätze anhalten, hat deren Entstehung mit einem Rückpendeln des Stromstriches nach der Abdrängung durch das Wiesedelta ganz und gar nichts zu tun. Die Vorgänge sind insofern zeitlich bestimmbar, als in den Höhlen an der Bahn beim unteren Isteiner Tunnel Reste der Azilienkultur (jüngstes Palaeolithikum) unter Rheinsand ergraben wurden. Die oberste Niederterrasse war also in jener Zeit in der Höhe jener Höhlen, und die ganze Veränderung ist auf die Spanne von 10 000 v. Chr. bis heute, also auf rund 12 000 Jahre zu beschränken.

Unterhalb Istein bildet im Osten erst der Malm bis Kleinkembs, dann das Oligozän bis dicht vor Schliengen den Steilrand über dem Rhein, so daß von

diluvialen Terrassen wenig zu bemerken ist. Die Eisenbahn läuft anscheinend auf Resten der obersten Niederterrasse, die jedoch von Tertiärmergel an vielen Stellen überquollen wurden, auch nach den neuen (1930/31) Bahnaufschlüssen zu urteilen, wirklich nicht immer vorhanden sind. Erst von Bellingen an, wo der Strom eine Richtung gegen NW einschlägt und sich von dem NNO laufenden Vorhügelrande loslöst, entwickelt sich wieder eine, und zwar gegen Müllheim—Neuenburg sich verbreitende Niederterrasse. Sie nimmt nunmehr die ganze Breite und Länge der Ebene im oberen Breisgau bis zur Mengener Brücke und dem Tuniberg ein und ist ein eigentümliches Gebilde. Es ist nämlich eine schwach nördlich einfallende Fläche groben Kiesel ohne irgendeine Spur alter rheinischer Stromrinnen, gleichsam ein ungestörtes flaches Delta, das völlig gleichmäßig aufgeschüttet oder durch darüber stehendes wenig tiefes, gelegentlich bewegtes Wasser ausgeglichen wurde. Man gewinnt den Eindruck, als ob dort eine Vertiefung durch oben erodiertes Geröll völlig ausgeglichen wurde. Mit einem bis 12 m hohen Steilufer, dem Hochgestade, setzt diese Kiesebene gegen die heutige alluviale Rheinaue mit ihren Altwässern ab. Oberhalb von Neuenburg bei Auggen und unterhalb bei Steinensstadt hat der Rhein mit Serpentinaen dies Ufer angenagt und dadurch den als Übergang wichtigen Sporn von Neuenburg erzeugt, der im vorigen Jahrhundert bei jedem großen Hochwasser gefährdet war und an Umfang einbüßte. Ostwärts setzt diese Niederterrasse scharf an dem ersten Hügelrande ab, ist demselben angeschlossen von Müllheim über Hügelheim, Buggingen, Heitersheim, Eschbach bis zu den die Staufener Bucht abschließenden Hügeln von Schlatt, Tunsel und Biengen. Diese Linie ist ein typischer Bruchrand, an dem noch heute Bewegungen erfolgen, wie die neuesten Untersuchungen von J. WILSER<sup>10)</sup> lehrten. Aus dem Gebirge tritt mit dem Klemmbachtal bei Müllheim von Osten her eine uralte Strukturlinie in die Ebene hinaus und läßt sich sogar bis in die Kaligruben des Oberelsaß erkennen. Es ist die Klemmbachlinie, deren Nordflügel absank. So haben wir denn auch nördlich von dieser Klemmbachlinie bis Heitersheim plötzlich wieder längs des Gebirgsrandes einen älteren diluvialen Schotter, der in der ersten Vorhügelzone überall unter Löß herauskommt und bis 15 m über der obersten Niederterrasse ansteigt. Nördlich vom Klemmbach war also ein während des Diluviums entstandenes nischen- oder buchtartiges Loch am Schwarzwaldfuß entlang, das vom Rhein und den Schwarzwaldbächen zugeschüttet wurde. Es ist ferner das Gebiet, in dem STEINMANN seine Mittelterrasse konstatierte. Beide älteren Kiese schneiden unvermittelt gegen die Ebene ab, ohne die geringste Spur einer echten jüngeren Erosion. Die Höhenunterschiede sind folgende: Niederterrasse bei Buggingen 220—230, alte Schotter 240—280. Also hat in diesem Abschnitt eine erneute Einsackung der eigentlichen Ebene oder eine Heraushebung der alten Schotter auf dem tertiären Vorhügelstreifen stattgefunden, ehe die Niederterrasse aufgeschüttet wurde. Beim Abteufen der Bugginger Kalischächte wurden etwa 30 m diluvialer Kies durchsunken, ehe man auf das Tertiär (Oberkante der Cyrenenmergel) gelangte.

<sup>10)</sup> WILSER, L., Vergleich zweier Feinnivellements am südwestlichen Schwarzwaldrande (1870—81 und 1927/30). Zentralbl. d. N. Jahrb. f. Min. usw. 1932, Abt. B, Nr. 3, S. 163—167. — Derselbe, Heutige Bewegungen der Erdrinde im Oberrheintalgebiet. Natur und Museum, Bd. 59, Heft 6, 1929, S. 285—291.

Wenn man, wie üblich, starke Verkittung als Kennzeichen der älteren Diluvialkiese ansieht, müßten die unteren 18 m diesen zugehören, und daraus ergäbe sich eventuell eine Sprunghöhe von 70—75 m, wenn man diese Betrachtung überhaupt gelten lassen will. Denn nicht das Ausmaß, wohl aber die Eintiefung ist sicher, und weil die Verhältnisse im Oberelsaß, jenseits des Rheines das gleiche zeigen, ist klar, daß solche Loch- und Seebildung flußaufwärts eine bedeutende Erosion, auch ohne alle glaziale Einwirkung, erzeugt haben muß.

Nun käme das Gebiet der Freiburger Bucht mit Tuniberg und Kaiserstuhl, wo auf badischem Boden die freie Entwicklung der rheinischen Terrassen gehemmt war; die elsässischen Flächen kenne ich leider nicht und kann sie heute nicht mehr besuchen. Wir wissen bei Freiburg nur von hochgelegenen Schottern der Dreisamzuflüsse und müssen daraus auf eine andere Hydrographie innerhalb dieses Kesselbruches schließen; doch kommt dies für den Rhein nicht in Betracht, da für das Dreisamtal und seine Zuflüsse die Senkungszone zwischen Kaiserstuhl und Gebirge die Erosionsbasis war, und zwar um so mehr, je höher der Schwarzwald rückte. Den Betrag darf man auf 50—70 m annehmen. Längs des Stromes vom Süden des Tuniberges bis zum Nordrand des Kaiserstuhls ist heute eine fast gerade N—S gerichtete Bruchlinie für den Fluß und seine Erosion die Ostgrenze. Auch auf dieser Strecke ist, wie die Aussichten von den Hügeln bei Burkheim, Sponeck und Limburg auf die lang sich hinziehenden Terrassenkanten des Oberelsaß dartun, der Rhein von Westen her gegen die höhere Schwelle Tuniberg—Kaiserstuhl abgeglitten.

Dem oberen Breisgauer Abschnitt recht ähnlich sind die Verhältnisse unterhalb des Kaiserstuhles bis gegen Offenburg. Wieder haben wir die rinnenlose Kiesebene, die sich bis unmittelbar an die Vorhügelzone erstreckt und dort an einem geradlinigen Verwerfungsrande anstößt. Sie umgibt den ganzen Nordfuß des Kaiserstuhls und ist dort von jungem Schwemmlöß in etwa 1 km Breite dünn überzogen. Alle Schwarzwaldtäler münden breit auf die Ebene. Von Hecklingen über Kenzingen, Herbolzheim, Mahlberg bis Kippenheim kennt man bisher keine hochgelegenen Kiese weder des Rheines, noch seiner Zuflüsse. Es macht den Eindruck, als ob alles verschluckt wäre; nur am Ausgange des Schuttertales bei Lahr wird dergleichen sichtbar. Bei Mietersheim tritt am Fuße der Hügel ein altes Delta hervor; außerdem soll nach LAIS auf den Vorhöfen rheinischer Sand mit kleinen Geröllen stecken<sup>11)</sup>. Dann hätten wir das gleiche wie bei Buggingen: eine junge Senkung der Ebene. Diese ist um so wahrscheinlicher, als in der Gegenwart der Vorgang sich fortsetzt. Von der alten Elz bis Kenzingen her läuft ein sumpfiger Waldstreifen, den die Urmitz entwässert, nach Norden. In derselben Höhe endet das Hochgestade nördlich des Kaiserstuhls, und dadurch entsteht zu beiden Seiten des Rheines ein breites Überschwemmungsgebiet, in welchem Ill und Rhein mit vielen Armen ineinander greifen. Diese Fläche mit hochstehendem Grundwasser, mit alten Rinnen von Schutter und Kinzig auf der badischen, mit Ill, Rhein, Breusch und Zorn auf der westlichen Seite reicht bis zur Renchmündung und ist ein Stück des Grabens, das jetzt noch absinkt. Wir haben in diesem Gelände von Straßburg her eine römische Besiedelung längs der Straße in das Kinzigtal nachweisen können, außerdem eine dichtere neolithische Besetzung, die mit der gegenwärtigen Ver-

<sup>11)</sup> Mündliche Mitteilung.

teilung von Sumpf und Trockenland nicht übereinstimmt. In dem Streifen der Unditz-Unterschutter fehlt bisher jedes Anzeichen früherer Niederlassungen, ebenso im Bereiche der unteren Rench, wo der Maiwald erst seit 1930 melioriert wird. Endlich liegt zwischen Straßburg und Lahr ein Erdbebenzentrum. In kilometerbreitem Ausgang verschmelzen Kinzig- und Renchtal mit der Rheinebene, weil infolge der Senkung das Gefäll schon früh aufhört. Es mag als Basis des Offenburger Stadthügels ein Schotter dienen, aber die tiefen Durchstiche bei Erweiterung des Bahnhofes 1912—1914 haben nur Löß erschlossen, so daß man nicht weiß, ob ein Rest der höchsten Niederterrasse oder ein mittel-diluvialer Kies die mächtige Staubdecke trägt.

Ganz anders sieht es im Unterelsaß zwischen Breusch- und Zornthal aus, wo sich von den Vogesen eine Vorhügelzone weit gegen den Rhein verschiebt und mit dem Sporne von Straßburg—Kehl endet. Tertiär bildet den Untergrund (Glöckelsberg, Erbolshcim, Wolfisheim, Truchtersheim usw.), darauf liegen alte Vogesenschotter und Sande (Hangenbieten, Achenheim usw.) und dann die verschiedenen Löße. Das Ganze ist durch N—S laufende Schwellen gegliedert in die Straßburger (136 m), die Schiltigheimer (145 m), die Hausbergener Terrassen (184 m). Diese sind sicher keine Erosions- oder Aufschüttungsterrassen, sondern schwache Bruchstufen, wie wir das im Breisgau sahen. Da eine Abtragung von alten Schottern für die ganze Breite des Rheintals ausgeschlossen ist, läßt sich wieder nur an ein Aufsteigen dieser Schollen innerhalb der Zaberner Bucht denken, dem eben das Nachsinken im Osten entspricht. So wurden Rhein und seine Zuflüsse gerade so wie beim Istein gegen den Schwarzwald verlagert, und sie durchzogen in vielen Armen die Ortenau und das Hanauer Land. Straßburg—Kehl ist sogar jetzt immer noch ein Knick in der Stromrichtung, welche an dieser Stelle von N—S in NNO—SSW übergeht. — Ich betone, daß es bisher nicht gelang, weder auf der elsässischen, noch auf der badischen Seite eine der Terrassen von Basel bis Straßburg durchzuverfolgen. Denn welcher der verschiedenen Hochrheinstufen die ältere Breisgauer oder welcher die Schotterebene von Offenburg—Kehl angehört, bleibt in weitem Rahmen ungewiß<sup>12)</sup>.

Unterhalb Straßburg-Renchmündung beginnt abermals ein neuer Abschnitt, den wir auf der rechten Stromseite bis zur Murgmündung ausdehnen, auf der linken bis Lauterburg oder in die Südpfalz. Von Renchen bis Oos haben wir wieder eine fast geradlinige westliche Begrenzung der Vorhügel, die nur bei Achern und Ottersweier, die charakteristischen bajonettartigen Knicke der Verwerfungsstufen wie bei Müllheim zeigt. Die Arbeit von GÖPPERT hat uns mit mehreren Flächen sowohl im Gebirge selbst als auch in der Vorhügelzone bekanntgemacht, die bedeutend über dem Tal sich parallel mit diesem hinziehen und gehobene Talböden darstellen müssen. Wessen Alters die den Granit abschneidenden Verebnungen sind, war bisher nicht zu ermitteln. Auf einer tieferen Stufe in der abgesunkenen Triaszone hat sich bei Aspich (200 m) unzweifelhaft Kieseloolithschotter in einer Muschelkalkdoline erhalten und gibt diese Fläche als bestimmt pliozän an. Auf dem nächsttieferen Absatz sind verwitterte Granit- und Sandsteingerölle mit limnischen Tonen und Lehmen vor-

<sup>12)</sup> KLÄHN, GUST., Hydrographische Studien im Sundgauer Hügellande. Inaug.-Diss. Straßburg i. E. 1893.

handen, alles Deltakegel und Schuttmassen der Gebirgsbäche, die wieder 20 bis 26 m über der obersten Niederterrasse (130) emporreichen und die Hauptmasse des Löß tragen. Da der Rhein in diesem Abschnitt westwärts drängt, verbreitert sich die eigentliche Ebene, umfaßt aber wieder nur eine einzige ursprünglich ganz ungliederte Kiesfläche, welche nachträglich von den Zuflüssen etwas zerschnitten ist und gegen den Strom wieder mit einem Steilufer (Hochgestade) abbricht. An prähistorischen Funden ist dieser Abschnitt der Ebene leer, nur längs des Hochgestades wurden einige Funde der Hallstadt- und La Tène-Kulturen gemacht. Die Hauptfläche selbst scheint erst nach der Römerperiode entsumpft zu sein, worauf die fränkischen Ortsnamen hinweisen (Oberbruch, Sasbachried, Ried usw.). Verglichen mit dem vorigen Abschnitte Lahr-Renchen haben wir den umgekehrten Entwicklungsgang: anfangs tief, dann höher und zunehmende Bebauung, stärkere Erosion und daher junges Hochgestade; bei Offenburg dagegen stärkere prähistorische Bewohnung, Absinken, Versumpfung, der nur durch moderne Korrekturen abgeholfen werden konnte, keine Erosion, deshalb kein Hochgestade. Man sieht daran das ganz verschiedene Verhalten der Schollen. Der aufsteigende Streifen der nördlichen Ortenau zwingt den Rhein nach Westen und zur Erosion des unterelsässischen Steilrandes; seine Hauptschlingen und Altwasser gehören dem linken Ufer an. Hier an der Grenze von Unterelsaß und der Pfalz nagt der Strom jetzt alte Kiese und Schichten an, deren Knocheninhalt er ausspült. Da diese Serie bei Jockgrimm bis 40 m unter Tag durch Bohrung verfolgt ist, bestand dort einst ein tiefes Loch, das der Strom zugeschüttet hat, wobei bemerkenswert ist, daß diese alten Massen heute bei 117 m ihre Oberkante haben, also in der Höhe der Karlsruher Niederterrasse sich befinden.

Mit dem Murgtal betreten wir in Baden abermals einen besonderen Abschnitt der Ebene. Nämlich von Iffezheim und Rastatt abwärts entwickeln sich erstens eine flußbettartige Senke längs des Gebirgsrandes, welche einst den Murg-Rhein aufnahm, zweitens bedecken ausgedehnte Sanddünen die Kiesfläche der Niederterrasse, welche sich dadurch als älter erweist als die oberen Abschnitte, wenigstens früher trocken lag. Die Rinne entspricht der Senke zwischen Hecklingen und Mahlberg in der Verlängerung der Elz von Riegel bis Kenzingen, in welcher sich jedes Jahr das Grundwasser zeigt, weil dieser am Vorhügelrande entlangziehende Streifen langsam niedergeht. Jene Dünen gehören z. T. zum Löß, weil ihr feiner Sand sich bis an den Gebirgsfuß ausdehnt, in Sandlöß übergeht und auf dem Hügellande des Kraichgaus durch echten Löß vertreten wird. Wenn dem so ist, sind die Kiesflächen der Ebene älter als die Ortenauer, Breisgauer und oberelsässische Niederterrasse, auf der Löß fehlt. Trotzdem gehen alle diese verschiedenen Abschnitte der Ebene hypsometrisch ineinander über, sind höchstens durch Sumpfstrecken (Renchgebiet) getrennt. Ich will aber auf diese mittelbadischen und pfälzisch-hessischen Teile nicht eingehen. Sie sind durch die erschienenen geologischen Spezialkarten bekannt. Gesagt sei, daß alte Schotter am Gebirgsrande fehlen, daß wir durchschnittlich nur eine einzige Fläche haben, die mit dem Hochgestade zu einer doppelt gestuften Aue abfällt, also auch darin sich wieder anders verhält als die oberen Teile.

Die Ebene des Rheintalgrabens war, wie damit gezeigt sein dürfte, kein einheitliches und vor allem während

des Diluviums kein unbewegtes Gebiet. Es erfolgten immer wieder neue Senkungen der Mitte und Hebungen des Randes, die noch jetzt nachwirken. Wir haben in ihr also eine ständig geänderte Erosionsbasis für die oberen Flußstücke; deshalb wechselten Erosion und Akkumulation auch ohne glaziale Einwirkung. Die glazialen Produkte, in diesem Falle vor allem der Löß, waren in ihrer Entstehung und Auflagerungsfläche von diesen tektonischen Bewegungen abhängig. Wir wenden uns nun dem Hochrhein von Basel bis Bodensee zu.

Die Strecke zerfällt in drei Teile, 1. von Basel bis Säckingen, wo der Fluß zwischen Dinkelberg und Tafeljura läuft und W—O gerichtet ist, 2. in die Strecke Säckingen—Schaffhausen, auf der im großen und ganzen die varistische Richtung SW—NO eingehalten wird und wir von Waldshut an einen Klettgaurhein und einen Thurrhein unterscheiden müssen, 3. das Stück Schaffhausen—Bodensee, das wieder mehr W—O verläuft und in das Molasseland eingebettet ist. In diesem Flußgebiet hat DU PASQUIER<sup>13)</sup> in den neunziger Jahren zuerst die drei großen Gruppen der fluvioglazialen Schotterablagerungen durchgehend gegliedert und verfolgt. Inzwischen haben sich die Kenntnisse geändert und vertieft. Die Hauptsache liegt in dem als pliozän erkannten Alter der Jurafaltung und des damit eng verbundenen Aufstieges des Schwarzwaldes und des seinen Südfuß bedeckenden Tafeljuras. Beide Vorgänge sind weder einfach, noch auf das jüngste Tertiär beschränkt, sondern setzten sich während des Diluviums fort. Die Faltung macht keineswegs an der großen Überschiebungslinie Mont Terrible—Paßwang—Hauenstein Halt, sondern ruft sogar im Norden des Tafeljuras bei Basel—Pratteln—MuttENZ einen Sattel hervor, und der Dinkelberg zwischen Rhein und unterer Wiese zeigt eine breite Aufwölbung. Als Mulden gehören dazu der Rheinlauf Basel—Säckingen und das untere Wiesental Lör-rach—Schopfheim. Das letzte entspricht einer Absenkung von 60 m, sei es als Verwerfung, sei es als muldenartige Flexur. Am Rhein ist es ebenso; nur stören zahlreiche Querspalten das Bild und haben mannigfache lokale junge Verschiebungen hervorgerufen.

Bei Säckingen tritt das Grundgebirge an den Strom heran und begleitet ihn bis dicht vor Waldshut, so daß das Bett auf dem untersten Abhang der Platte und an der Nordkante des Tafeljura entlang führt. Dem dort herrschenden allgemeinen Streichen gemäß ist die Buntsandstein—Muschelkalkgrenze SW—NO gerichtet bei Einfallen in SO. Dazu kommt im südlich vorgelagerten Aargauer Jura eine Störungszone mit parallelem Streichen (Mandacher Überschiebung), deren Nachwirkung sich in schwächeren, ebenfalls varistischen Verwerfungen oder Überschiebungen innerhalb der Sedimenttafel zwischen Alb und Steinatal deutlich äußert. Auch auf dieser Strecke ist der Flußlauf unmittelbar von der Struktur des Untergrundes abhängig und jungen Veränderungen unterworfen gewesen. Bei Waldshut weicht infolge des NO-Streichens das kristalline Ge-

<sup>13)</sup> DU PASQUIER, L., Über die fluvioglazialen Ablagerungen der Nordschweiz (außerhalb der inneren Moränenzone). Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. Lief. 31, 1891 mit Karte.

birge vom Juragebirge nach Norden weg, und die Stauung kann sich daher auch in der mächtigeren Triastafel des Schwarzwaldhanges deutlicher ausprägen. J. ABELS<sup>14)</sup> zeichnete zwischen Waldshut und dem Steinatal eine Anzahl varistischer Störungen ein, unter denen der schmale NO—SW streichende Horst des Vitibucks bei Tiengen besonders auffiel. Wir hatten ihn bisher für einen Keilgraben gehalten. Neuerdings untersuchte ihn SCHMIDLE genauer und erkannte ihn als ein überschobenes Gewölbe, dessen Kern der Gips des mittleren Muschelkalkes ist. Es ist also anscheinend ein volles Analogon zu der Lägernkette bei Baden (Schweiz) mit ihrem überschobenen Keupergips im Innern der Falte. Südlich vor dem Vitibuck steht ein langer Hügel von Keuper, dessen Form und Auftreten mir bisher eigentlich unklar geblieben war. Wahrscheinlich stellt er auch eine solche überschobene Scholle dar.

Die Fortsetzung des Rheines talaufwärts bildet eigentlich das breite K l e t t g a u t a l, während heute der Rhein bei Schaffhausen am bekannten Fall scharf nach Süden abbiegt und den Unterlauf der Thur benutzt. Das Empordringen des Schwarzwaldmassivs ruft wegen seiner südöstlichen Abrundung eine schwache Ablenkung des Schichtfallens mehr nach Osten hervor; deshalb muß der Rhein als Bett die Grenze Kristallin—Trias mit der folgenden Stufe Trias—Dogger—Malm vertauschen und behält diese Lage im Klettgau bis zum Randen, bis zur Enge bei Neuhausen bei. Der Übergang vollzieht sich zwischen Waldshut und Oberlauchringen und veranlaßt die Mündung der Wutach und die Erweiterung des Tiengener Kessels. Wahrscheinlich hängt auch der Durchbruch der Aare damit zusammen. Denn im Schweizer Jura geschieht an dieser Linie gleichfalls eine Änderung im Streichen, das in der Lägernkette ausgesprochen W—O wird. Die faltende Kraft brachte es im Kettenjura dort nur zu einer einzigen, aber stark aufgepreßten Kette, weil das Widerlager, der Schwarzwald, nach Norden ausweicht. Aber das Zwischenstück, die Tafel des Klettgaus, wurde trotzdem mit aufgerichtet und das T a l E g l i s a u — W a l d s h u t als ein Mulden- oder Flexurtal geschaffen. Es entspricht genau dem Stück Säckingen—Basel, wie der Dinkelberg der Klettgauplatte. Das Kristallin bei Säckingen—Laufenburg spielt die gleiche Rolle wie der Malmkalk des Randen von Neuhausen bis Thaingen. Beide sind Riegel, die im Westen hochkamen und nach Osten unter aufgelagertem Sediment in die Tiefe tauchen. Beide sind erst durch die Hebung des Schwarzwaldes erzeugt, existierten also vor dem Pliozän nicht und haben sich später anscheinend mehrfach deutlich bemerkbar gemacht. Beim Randen kann man die Zeit der Aufrichtung genauer bestimmen, da er durch die große Verwerfung seines Ostrandens mit dem Bonndorfer Graben verknüpft ist. Da längs des Hauptbruches das marine Mittelmiozän und die Juranagelfluh mit verworfen sind, ist Altpliozän die älteste Zeitbestimmung für die Entstehung dieses Riegels; da ferner der Bonndorfer Graben erst im jungen Diluvium seine heutige Form erhielt, ist auch am Randenende erneutes Aufsteigen oder ein Absinken im Osten wahrscheinlich. Nach meiner Meinung ist die eigentliche Senke des Hegaus und der Grabenbruch des Bodensees überhaupt erst jungdiluvial, weil früher die Entwässerung über die Enge ins Klettgau geschah. Der aufsteigende Randen zwang

<sup>14)</sup> ABELS, J., Geolog. Struktur u. Morphologie der Umgebung von Waldshut. Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg Br., N. F. Bd. 23, 1921.

den Fluß nach Süden abzubiegen und den Unterlauf der Thur für sich zu benutzen. Das sind die allgemeinen tektonischen Verhältnisse, welche den Strom in seiner Entwicklung und damit notwendig seine früheren Schotterablagerungen bestimmten.

Die ganz hohen Kieismassen dieser Rheinrinnen<sup>15)</sup> hängen sowohl mit denen des Bodensees, als auch vor allem mit solchen der Mittelschweiz zusammen und gelten als untere und obere (jüngere und ältere) Deckenschotter. Sie sind vorzugsweise zwischen Randen und Laufenburg entwickelt und befinden sich bis 250 m über dem heutigen Tal. Es ist ja ausgeschlossen, daß sie abgelagert wurden, als schon eine der gegenwärtigen Talbildung ähnliche Form bestand. So viel Erosion dürfen wir dem Aaregletscher und seinen Schmelzwässern nicht zutrauen. Wir haben uns, wie oben ausgeführt, eine ganz flache, gegen den Schwarzwald abgedachte Tafellandschaft mit mäßig hohen Riedeln zwischen den von den Alpen herkommenden Bächen vorzustellen. Der Schwarzwald lag wesentlich tiefer, der Faltenjura war noch nicht vorhanden, der oberrheinische Graben nicht so scharf eingebrochen. Auf die heutigen Höhenlagen ist wenig zu geben. In der Mittelschweiz mag nachträglich eine schiefere Stellung gegen Norden, am Schwarzwalde eine Heraushebung mit den Sockelmassen eingetreten sein. Bei der Konstruktion der Gefälle der beiden Deckenschotterströme gerät man tatsächlich in Schwierigkeiten, wenn man nur die Höhenlage berücksichtigt und reine Erosion wirken läßt. Es müßte der ganze Vorderrand des Tafeljuras hoch überschottert gewesen sein, wovon heute gar nichts mehr existiert. Der Name Deckenschotter besteht meistens zu Unrecht, da sie vorzugsweise angeklebte Nagelfluhkulissen an kalkhaltigen Sedimenten der triadischen und jurassischen Schichten sind (Klettgauhöhen bei Dangstetten, unteres Wutach- und Steinatal). Es muß wieder hervorgehoben werden, daß weder Verwitterung, noch Verwitterung durchgehende Altersmerkmale darstellen; denn die Deltakegel der pliozänen bis altdiluvialen Schlücht oben auf dem Aarberg bei Waldshut sowie auf dem gegenüberliegenden Plateau N von Tiengen sind nicht verfestigt und trotzdem frischer als viele sog. Hochterrassenschotter, die wesentlich jünger sein müssen. Ganz junge Niederterrassenkiese umschließen harte Nagelfluhmassen, während die bei 520 liegenden Schotter von Birndorf ohne jedes Bindemittel sind. Beide Erscheinungen hängen deutlich von der Wasserdurchtränkung ab und diese wieder von der Lage zu den Nebengesteinen. Ruhen die Schotter auf den Kalktafeln (Aareberg, Birndorf), sind sie unverbacken; befinden sie sich daneben, so daß sie von kalkhaltigem Grundwasser durchspült werden, sind sie verfestigt; kommen sie auf und neben

<sup>15)</sup> FREI, ROM., Monographie des Schweizerischen Deckenschotter. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. N. F. Lief. 37. 1912. — BUBNOFF, S. v., Die Tektonik der Dinkelberge bei Basel. I. Mitt. Bad. Geol. Landesanst. Bd. 6, Heft 2, 1912, S. 603. — SCHMIDLE, W., Sechs Glazialschotter bei Tiengen am Oberrhein. Mitt. d. Bad. Landesver. für Naturk. u. Naturschutz; Bd. 6, 1911—1915, Nr. 258 bis 260, 1911, S. 57—74, 4 Fig. — SCHMIDLE, W., Die Geologie des Hochrheines von Konstanz bis Basel. „Die Rheinquellen“, 21. Jahrg., 1926, Nr. 1/2 (Jan.-Febr.). — HEIM, ALB., Geologie des Rheinfalls. Mitteil. Naturf. Ges. Schaffhausen, Heft 10, 1931.

dem Kristallinen vor, pflegen sie stark ausgelaugt und ferrettisiert zu sein. Schließlich ist vielfach die Nagelfluhstruktur nur eine Folge der späteren Auflagerung des Löß und dessen Auslaugung. Die Methode von R. FREI, der, sobald am oberen Hange des Rheintales irgendwo Nagelfluhfelsen sichtbar wurden, darin je nach der Höhe älteren oder jüngeren Deckenschotter sah und daraus ein Gefäll konstruierte, halte ich für nicht angängig. Dies geht um so weniger, als auf der FREI'schen Karte mehrfach 15—20 km Entfernung zwischen den Vorkommen des älteren und 5—10 km zwischen denen des jüngeren Deckenschotter liegen. Betrachtet man unvoreingenommen die FREI'sche Karte, so liegt die Hauptmasse der Beobachtungsstellen längs des Hochrheines und in den drei Zufuhrstraßen, der Limmat, der Wina, welche vielleicht die Reuß vertritt, und der Aare bei Solothurn. Am Hochrhein selbst sind die beschriebenen und untersuchten Punkte deutlich in drei Gruppen geschieden, nämlich von Basel bis zum Wehratal, von Waldshut bis Eglisau, vom Randen ins Bodenseegebiet hinein, wobei Nr. 2 und 3 für den jüngeren Deckenschotter durch den Klettgau nordöstlich verbunden werden. Es tritt also jene Dreiteilung sehr klar heraus, welche oben als tektonische Elemente geschildert wurden. Auf dem Tafeljura sind nur unterhalb des Wehrtales und an der Aaremündung diese Kiese anzutreffen, aber nicht auf der langen Strecke Rheinfelden—Dogern bis dicht vor Waldshut. In einem in den »Rheinquellen« veröffentlichten Aufsätze hat schon vor einigen Jahren W. SCHMIDLE eine ähnliche Ansicht vertreten.

Vergleichen wir die Verteilung mit der bekannten tektonischen Struktur. Die gesamte Partie südlich von Basel ist ausschließlich westlich der Rheintalflexur, welche sich von Lörrach—Riehen über das Grenzacher Horn in das Birstal nach Aesch zieht. Es ist ein Teil des in die Oberrheinebene geworfenen Deltas. Zweitens zieht sich auf dem Südufer ein solcher Schotterstreifen von Muttenz nach Rheinfelden; er umfaßt gerade das Gebiet der Dinkelberggräben und hört an der Verwerfung Degerfelden—Rheinfelden auf. — Die Fortsetzung, wenn es eine solche ist, reicht von Riedmatt bis zum Wehratal auf der Nordseite des Stromes, ist auf der Westseite begrenzt durch den Riedmatt Graben, der ja auch den Flußknick veranlaßt, auf der anderen durch die bedeutende Wehratalverwerfung. Dann folgt die 20 km lange Unterbrechung, welche genau der Breite des kristallinen Schwarzwaldfußes entspricht. Zusammenhängende, mindestens ausgedehnte Schotterflächen erscheinen östlich des Albtales bis gegen Waldshut auf den Abhängen des Schwarzwaldes. Mir erscheint wichtig, daß bis dicht vor das untere Alb tal die Randbrüche der Schopfheimer Bucht reichen, da von Hausen ein Sprung mit gehobenem Nordflügel bis gegen Albert—Hauenstein hinzieht. Von der Alb bis zur Schlücht haben wir also eine wohl erst im Diluvium entstandene Schwelle. Sie kann, da in der Schopfheimer Bucht diluviale Tektonik nicht zu leugnen ist, ebensolchen Alters sein und zeitweilig als Schutfänger gewirkt haben.

Die östlicheren Vorkommen um die Aare- und Wutachmündung herum sehen durchaus nach einer Schotteranhäufung hinter einem früheren Riegel aus. Die dort an diesem Flußknoten zusammenlaufenden Flüsse konnten ihren Schotter nicht unterbringen, sondern breiteten ihn zu einem seeartigen Gebilde aus, füllten ein hinter dem sich hebenden Schwarzwald entstehendes Loch oder Becken aus. Doch ist dabei keineswegs gesagt, daß diese Massen in der heutigen Höhe über dem Meere ab-

gelagert wurden. Dies Gebiet der Aaremündung gehört noch zum Schwarzwaldsockel, da die bei Zurzach—Rietheim niedergebrachte Bohrung in geringer Tiefe den Granit erreichte. Es kann also wohl mit dem Hauptmassive aufwärts bewegt worden sein. Die Schotter auf dem Aareberg und zwischen Guttenberg und Tiengen auf den Muschelkalkhochflächen sind ausschließlich Schwarzwälder Gesteine, worunter die einheimischen gelben Buntsandsteinquarzite häufig auftreten. Ich betone dies, weil im Berchenwald-Schotter am Westende des Klettgau in annähernd gleicher Höhe das alpine Material vorwiegt. Man sieht, wie von beiden Seiten her der Kies in eine flache weite Wanne geschüttet wurde.

Die älteren Deckenschotter zwischen Irchel und Aare gehören augenscheinlich zu den Flußläufen der Reuß, Limmat und Glatt und besitzen keinen Zusammenhang nach dem Osten hin. Das isolierte Vorkommen von Friedingen nördlich von Radolfzell läßt sich leichter mit den am Bodensee befindlichen in Verbindung setzen. Daher ist es überaus fraglich, ob damals überhaupt ein Rheinstrom aus dem Hegaugebiet floß. Entwickelt scheint sich dieser erst in der Zeit des jüngeren Deckenschotter zu haben. Hinter dem Randen bei Schaffhausen sind die Reste des letzten auf den Molasseflächen und Riedeln zu sehen, wiederum mit dem Charakter eines Deltas auf der Ostseite der Malmplatte Klettgau—Randen. Dies Hindernis bei Schaffhausen ist überwunden in dem Paß der Enge, und wir erhalten die im Klettgautale anstehenden alten Kiese, die auf einen westlichen Abfluß bei Waldshut hinweisen.

Im untersten Abschnitt von Basel bis Säckingen schmiegen sich alle diese Schotter der Einmündung zwischen Tafeljura und Dinkelberg an. Also müssen sie in toto jünger sein als altplozän, weil ursprünglich die Abwässerung des Schwarzwaldes über den Dinkelberg und Tafeljura nach Süden geschah. Man kann diese Kiese als oberpliozän oder altdiluvial ansehen, genauer bestimmen lassen sie sich vorläufig nicht. — Die Geröllmassen bei der Aaremündung werden dort angesammelt sein, als die Jurafaltung und deren Folgen einsetzte, und gehen möglicherweise bis in das Mittelplozän hinauf. Denn ihr Absatz wird erst aufgehört haben, als durch die Einbiegung am südlichen Schwarzwald das Wasser glatt abzufließen und Geröll mitzunehmen imstande war. Aus dieser Periode stammen wohl die Schuttkegel, welche die Schwarzwaldbäche auf den Höhen über dem heutigen Tale ablagerten, so die Steina an ihrer Mündung auf dem Einschlag gegenüber Breitenfeld in 450 m Höhe, die Schlücht oberhalb Thiengen bei 520 m, auf dem Aarberg bei Waldshut in 440 m, die Alb südlich von Buch und Schachen bei 450 m. Sogar bei Säckingen sind noch in 420 m Höhe beim Frauenweiher am Eggberghang Schotterreste nachzuweisen. Das ist unter allen Umständen hoch oberhalb des äußersten Endes des Rhein-Aaregletschers am Wehratalausgang; seine Oberkante hat schwerlich je über 350 m dort gereicht. — Unterhalb der genannten Stellen setzt überall längs des Hochrheins und am Ausgang des Klettgaus sofort die Beimischung alpinen Materiales ein, d. h. wir haben das Niveau des höchsten Gletscherstandes.

Alle diese Bäche besaßen damals keinen tief eingeschnittenen Unterlauf, sondern strömten auf der Buntsandsteintafel nach SO ab und legten breite Schuttkegel auf deren Ende. Bezeichnend sind die vielen gelben, oft recht großen Quarzitgerölle, die man längs des Schwarzwaldes in diesen Kiesen beobachtet und die aus dem unteren abgetragenen Teile des Sandsteins herkommen.

Verfolgt man von diesen Höhen die Kiese gegen das rezente Rheinbett abwärts, so trifft man eigentlich kontinuierlich auf Überbleibsel der Schotter, bald an dieser Stelle etwas höher, an einer anderen und dritten etwas tiefer liegend. Die Zuteilung zu jüngeren Deckenschotter oder Hochterrasse ist ganz willkürlich. Aber auf dem gegenüberliegenden Tafeljura abwärts Dogern fehlen diese Geröldecken; deshalb ist unzweifelhaft, daß der Rhein auf dem südlichen Schwarzwaldhange während des Diluviums in die Tiefe, d. h. in die durch die Jurafaltung werdende Mulden- oder Tiefenlinie abglitt. Da nun der Schwarzwald nicht ungestört ist, sondern von NW—SO streichenden Sprüngen durchsetzt wird, geschah sein Aufsteigen ungleichmäßig, und es entstanden untergeordnete Riegel und Schwellen, zu denen als eine am besten ausgeprägte die Schwelle von Laufenburg gehört. Ober- wie unterhalb dieser Schnellen queren Verwerfungen den Rhein. Dort läßt sich sehr schön die Schotteransammlung hinter dem Gneisrücken, die Umgehung des Hindernisses durch Ausweichen des Stromes nach Süden, drittens die jüngere Durchbrechung des Hemmnisses studieren. Die verkitteten Gerölle reichen hoch bis 390 m hinauf und passen in ihren dortigen Abstufungen recht schlecht, sowohl zu den talaufwärts als auch talabwärts beobachteten Terrassen. Wie beim Randen, nur in kleinerem Maße, ist an diesem Riegel eine Unterbrechung der Schottergesimse vorhanden, welche ich auf eine während des Diluviums fortgesetzte Hebung zurückführe. Sonst wäre der Rhein mit diesem Hindernis längst fertig geworden.

Nun sollen ebenso die eigentlich diluvialen Terrassen dieses Hochrheines in bezug auf ihre Beziehungen zur Tektonik untersucht werden. Schon v. BUBNOFF bemerkte, daß die Maulburger Verwerfung, die NW—SO den östlichen Dinkelberg schneidet, die von FREI als jüngeren Deckenschotter bezeichneten Nagelfluhen stört und bei Schwörstadt, wo sie an den Rhein tritt, verwirft. — Aus dem Aargauer Tafeljura streicht die bedeutende Mandacher Überschiebung schräg über das unterste Aaretal auf Zurzach zu, wobei der Nordflügel absank. Der Fluß macht bei Bottstein—Döttingen in ihrer Richtung einen scharfen Knick und hat direkt oberhalb bei Tegerfelden und Endingen eine breite Schotterfläche geschaffen. Der parallele Leibstadter Sprung unterhalb bei Waldshut hat eine südliche abgesenkte Flanke, so daß der Fluß zwischen beiden in einer Art Graben läuft. — Die gleiche tektonische Beeinflussung einer weiten Schotterfläche konstatieren wir oberhalb der Wehratalverwerfung bei Säckingen und Stein—Sisseln. Drittens liegt das ausgedehnte Möhliner Feld zwischen Wehratalbruch und Rheinfelder Verwerfung, viertens die Kiesebenen von Pratteln und Muttenz oberhalb der Rheintallexur. In jedem dieser den Ablauf querenden Sprünge fand der Fluß ein Hemmnis und mußte erst so viel Schotter ablagern, bis er oberhalb entstandene Dellen ausgeglichen hatte. Man kann mitunter sogar ins einzelne gehen, wie ich in einem kleinen Artikel über die Niederterrasse oberhalb Basel auseinandersetze, dessen Inhalt ich hier kurz wiederhole. Bei Riedmatt lenkt der Strom in den NNO streichenden schmalen Graben ein und folgt ihm bis dicht vor Rheinfelden, wobei die Ränder der obersten Niederterrasse genau den gleichen Verlauf besitzen. Etwas vor der Degerfelder Verwerfung, die eine höhere Lage der westlichen Scholle bedingt, schwenkt dieser Terrassenrand in die Verwerfung ein bis zu einem Punkte, wo der Strom dann im Streichen das Hindernis überschreiten konnte. Nun folgen die fünf kleinen Gräben und Querbrüche. Jedesmal setzt ruckweise die Terrasse

an diesen ab, weil stets der östliche Grabenrand gehoben erscheint. Man gewinnt den Eindruck, als wenn junge Verschiebungen des Untergrundes während der Ablagerung dieser jungdiluvialen Schotter Akkumulation und Erosion beeinflusst hätten, und zwar in demselben Sinne wie bei den eben geschilderten großen Störungslinien. Wie wir uns diesen Vorgang zu denken haben, zeigt der Rhein an der Schwelle bei Ettikon oberhalb Waldshut, wo jetzt der Riegel von Trigonodusdolomit nicht ganz durchnagt ist und ein schmaler tektonischer Graben bei Niederwasser den ganzen Strom ableitet. Hinter dieser Natursperre breitet sich bei Dangstetten—Rheinheim—Reckingen die Niederterrasse weithin aus und hat mehrere Stufen, die zweifellos nur mit der Durchnagung des Staus zusammenhängen. Die Bauten am Wehr bei Schwörstadt haben eine tief in den Muschelkalk eingegrabene Stromrinne, die ganz mit Schottern zugefüllt war, aufgedeckt. Sie zeigt den Versuch des Wassers, ein Hemmnis zu durchnagen, was nicht glückte, so daß nur durch Anhäufung die Überwindung möglich war.

Alle die erwähnten Vorkommnisse haben mit den Glazialerscheinungen noch gar nichts zu tun, sondern es lassen sich alle Terrassen und Stufen verstehen durch die Senkungen in der Oberrheinebene und die Bewegungen im Schwarzwaldmassiv. Differenzen von 70—80 m im Rheintalgraben und Aufsteigen des Gebirges um 150—200 m geben genügend Gefäll, um jenes ganze Phänomen zu erklären. Geschah die Bewegung während des Diluviums, hatten auch die Eismassen sich dem neuen Relief anzupassen.

Ehe wir davon reden, sei noch die Rolle des Randes besprochen. Langsamer, weil vom Zentrum des Druckes weiter weg, und in etwas anderer Weise, reagierte die Malmplatte auf den Faltendruck. Bei diesen Sedimenttafeln auf der Ostseite des Schwarzwaldes handelt es sich außerdem um die Nachgiebigkeit der Gesteine, weil Mergel und Tone mit den starrereren Kalkplatten wechseln. So vollziehen sich in dem von NO nach SW gerichteten, gerade unteren Abschnitt des Wutachtales Abbiegungen innerhalb der Anhydritgruppe und des Wellenkalks, darüber im Keuper und Lias, wodurch die hangende mächtige Platte des Malms eine stärkere Kippung nach SO erhält. Somit hebt sich deren Kante als Steilrand heraus. Dasselbe gilt von der südlich anstoßenden Tafel des Klettgau-Malms, wobei das breite Klettgautal den abgelenkten Keuper-Lias-Streifen umschließt. Dieser Klettgau-Malm ändert sein Streichen etwas, indem er sich von der O—W-Richtung der Jura- (Lägern-) Faltung dem NO-Streichen des Randes anpassen muß. Das geschieht mehr durch Umbiegung im Dogger und durch ein Abnicken im Malm, also das letzte bei Jestetten-Neunkirch zwischen Wangental und Enge am Randen. Diese gehobene Kantenlinie hatte der Rhein vom Bodensee her zu durchbrechen oder zu umgehen. Das erste geschah im Passe der »Enge« bei Neuhausen und im Wangental bei Jestetten, das zweite mit der Flußstrecke Neuhausen—Eglisau und der Benutzung der Thurlinie südlich der Klettgautafel. Oben habe ich betont, daß der Randen im jungen Diluvium eine Hebung erfuhr, so daß auch das Altersverhältnis dadurch klar wird. Die Pforte der Enge ist alt- oder mitteldiluvial, das Wangental mittel- bis jungdiluvial, der heutige Rheinlauf jungdiluvial.

Nach der Untersuchung von HUG über die alten Rheinbetten bei Schaffhausen, ferner nach den Terrassenstudien von PENCK und MEISTER und schließlich nach den sorgfältigen geologischen Aufnahmen von SCHALCH lassen sich diese Vorgänge sogar im einzelnen erkennen. — Von der Enge aus ergießt sich ein vor- und mitteldiluvialer Schotterstrom in das breite Klettgautal zur untersten Wutach und zur Aaremündung.

Es ist nicht zweifelhaft, daß bei der Hauptausdehnung der Rheingletscher im Gebiete Enge—Klettgau den Randen überschnitt und mit seiner Zunge ins Klettgau vorstieß, was die verstreuten Erratika beweisen, ferner daß er vielleicht sogar den damals niedrigeren Randenkamm erreichte, wodurch sich die alpinen Blöcke zwischen Schleithem und Schwerzen am Osthang des Wutachtals erklären. Gegen Ende des Maximalstandes erfolgte die neue Kippung des Randen, welche die Enge durch Höherlegung für das Wasser sperrte, wahrscheinlich auch für den Gletscher, sicher für sein Schmelzwasser. Infolgedessen wurde hinter dem Riegel das tiefere Gebiet nebst den Enden der bei Schaffhausen mündenden Täler hoch aufgeschüttet. Da alle diese Furchen auf Brüchen liegen, mögen diese bei der Hebung des Hohen Randen vertieft und stärker betont worden sein. Der Rhein ist zunächst nach Südwesten am Rande der nördlichen Partie des Klettgau-Malms entlang gelaufen und an der Stelle, wo ein Abknicken im Streichen vorhanden war, d. h. im Wangental durchgebrochen. Dieser Durchbruch muß jünger als die Hauptmasse des Klettgauschotters sein, da sich dieser Rheinarm von Osterfingen bis Geißlingen ein Bett neben jenem langen Delta geschaffen hat und diesen Weg während des Maximalstandes des Würmgletschers benutzte. Sobald die Randenbarre mit dem anstoßenden Klettgaumalm sich schärfer ausprägte, fraßen sich die Hegauschmelzwasser ein tiefes Tal bei Schaffhausen und Neuhausen-Rheinau in die Molasse ein. Es ist eigentlich unmöglich, die verschiedenen Terrassen bei Schaffhausen exakt miteinander zu verbinden und nun gar mit den Glazialständen zu parallelisieren.

SCHALCH hat damit die größte Mühe gehabt und war mit der von ihm schließlich veröffentlichten Gliederung ganz unzufrieden. Wir haben tagelang die Gegend begangen und darüber diskutiert. Man mußte jedoch für die Karte einen Entschluß fassen, der nur Kompromißwert hat, um so mehr, als sich um den Randen herum abwärts die Terrassen nicht verfolgen lassen. Es ist genau so wie bei Laufenburg, Säkingen z. T. und bei Basel. Darauf sei ferner hingewiesen, daß der jüngste Rhein oberhalb des Falles in einem mit Miozän gefüllten Graben sitzt, zwar dessen Rand in der Kaskade überwindet, aber dem Malm des nördlichen Klettgaustückes ausweichen und die lange Schleife von Rheinau—Altenburg beschreiben muß, weil bei Altenburg-Jestetten noch eine vorgelagerte Scholle abgesunken ist. Da sich der äußerste Würmgletscher bis an den Klett-

gaurand erstreckte, ist die heutige Strecke Neuhausen—Eglisau als eine subglaziale Klamm nach Art der Aare-, Lüttschinen und anderer Schluchten aufzufassen.

Wir nehmen nun den obersten Abschnitt, den Hegau und das Bodenseebecken, vor<sup>16)</sup>.

Diese Gebiete stellen heute eine Mulde zwischen der SO fallenden Malm- tafel der badischen und schwäbischen Alb und dem Alpengebirge dar, und waren es in ausgesprochenem Maße in Miozän (Alpenvortiefe). Dieser lange Trog wurde im Miozän mit Schutt von beiden Seiten her zugeschüttet, aber vor allem von den kräftig bewegten und daher höheren und stärker erodierten Alpen, weniger vom Norden, wo erst im Obermiozän die Hebung von Schwarzwald und Schwäbischer Alb die Juranagelfluh als Deltakegel nach Süden fließender Bäche schafft. Eine Donaulinie gab es bis ins Obermiozän nicht. Die ist erst im Pliozän gebildet. Die ausgesprochen varistische Richtung des Stromes legt eine tektonische Anlage, eine sanfte Einmuldung nahe, aber beweisen kann ich es vorläufig nicht, solange die Spezialkarten zu beiden Seiten von Donaueschingen bis Sigmaringen fehlen. Wir wissen, daß der Fluß im allgemeinen dem Schicht- streichen folgt, aber eine große Zahl lokaler Störungen überschreitet und um- geht, daß die Albtafel nicht ungestört ist, sondern ältere und jüngere Ab- biegungen, Brüche und schwache Falten enthält. Manche mögen sehr alt sein, bis in die Kreide zurückreichen, andere sind sicher miozän, eine dritte Gruppe wird noch jünger sein. Unzweifelhaft ist ferner, daß die Albtafel durch alpinen Druck gegen S und SO aufgerichtet wurde, und zwar im Pliozän und Diluvium. Wenn sogar jetzt noch das oberbayerische Gebirge in der Breite von München langsam eine Mulde veranlaßt, dürfen wir für das jüngste Tertiär solchen Ein- fluß unbedenklich annehmen, besonders da ja mit dem Sämtmassiv die Haupt- faltungszone und das Druckzentrum der schwäbischen Tafel am nächsten kommt. SCHMIDLE hat auf der Bodanhalbinsel und bei Überlingen im Miozän varistische Brüche mit deutlicher Neigung zur Überschiebung gegen Nordosten konstatiert, was einen postmiozänen Zusammenschub bedeutet.

Schon in der Einleitung sprach ich von einer Hebung der Albtafel, welche auf der Nordseite durch das den mittleren Neckar begleitende Sprung- system begrenzt ist und auf der Südseite möglicherweise den sog. Donau- abbruch erzeugte, an dem heute der Fluß von Sigmaringen bis Regensburg ent- lang läuft. Südlich derselben blieb im Miozän und Pliozän, wahrscheinlich auch im Altdiluvium die gleichmäßige Abdachung vor den Alpen nach Norden be- stehen, auf der sich die Schotter ausbreiteten und auch das vorrückende Eis eine freie Bahn vorfand. Das Hegau-Bodensee-Gebiet wird den Charakter der Bayrischen oder Schweizer-Ebene getragen haben. Bei solcher Morphologie wäre es leicht verständlich, daß die Gletscher bei Sigmaringen an die Donau

<sup>16)</sup> SCHMIDLE, W., Zur Kenntnis der Molasse und der tektonischen nord- westlichen Bodensee. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. Jahrg. 63, 1911, S. 534—537. — Derselbe, Die Stratigraphie der Molasse und der Bau des Überlinger und Unter- seebeckens. Schrift. d. Ver. f. Geschichte des Bodensees, Bd. 47, 1918, S. 63 ff. — Derselbe, Geologie des Bodenseebeckens. Schrift. d. Ver. f. Geschichte und Naturg. des Bodensees 1921.

herankamen, daß sie im Hegau die Wasserscheide gegen diesen Strom erreichten und am damals niedrigeren Randen bis nahe an den Kamm hinaufstiegen.

Es spricht sehr viel dafür, daß Hegaukessel und Bodenseegraben im Mitteldiluvium entstanden. Bestimmt wissen wir dies vom Bonndorfer Graben. Dessen südlicher Sprung quert den Randen und begrenzt N. vom Schiener Berg den Hegaukessel und bildet bei Konstanz wieder den Südsprung des Bodenseegrabens. Den Nordrand des Hegaus bezeichnet eine Abbiegung des Malms auf der Linie Engen—Aach—Eigeltingen, welche den Treppenspalten des Bonndorfer Grabens parallel und konform ist. Das jugendliche Alter der Donauversinkung läßt bei dieser Linie eine späte Entstehung oder Betonung vermuten. Der Boden-, Ueberlinger und Unter-See sind in ihren heutigen Formen diluvial, aber ganz und gar nicht durch glaziale Erosion geschaffen, sondern ein mittel- und postdiluviales Bruchsystem, erzeugt durch ein Nachsacken des Alpenvorlandes, wie dies A. HEIM für die alpinen Randseen angenommen hat, nur mit dem Unterschiede, daß im badischen Molasseareal die verschiedenen, dort NW—SO streichenden Verwerfungen wirklich beobachtet werden konnten. Die Folge dieser Vorgänge war eine Beschränkung des westlichen Rheingletschers auf diese neue Vertiefung, ein wirkliches oder relatives Aufsteigen des Randens und des Kammes der Badischen Alb. Das mag einem vorübergehenden Rückzug gleichgesehen haben, wodurch randliche Streifen vom Eise zeitweilig befreit, aber dann neu übergossen wurden. Die Würmmoränenkränze, die Verteilung und Richtung der Drumlins, die Betten der glazialen Randströme und ihre Mündung bei Schaffhausen zeigen, daß dieser jüngere Gletscher sich vollständig einem Relief anpaßte, für das in den gleichen glazialen Formen der Haupteiszeit keine Spuren vorhanden sind. Ein unter dem Gletscher sinkender Boden mußte die subglazialen Wasser und vor allem deren Schotter schlucken, bis sich schließlich wieder das Eis auf die eingeebnete Fläche legte. Dies kann bald an dieser, bald an jener Stelle geschehen sein, ja sich in einer Region wiederholt haben. Deshalb braucht jede derartige in Kiese eingeschaltete Grundmoräne durchaus nicht getrennte Eiszeiten zu bedeuten, besonders nicht in den Partien des Randes.

Im Hegau und Bodenseegebiet fehlen sichere Beweise für die sog. beiden ersten Eiszeiten. Wir haben eine Maximalausdehnung, einen vorübergehenden, nicht sehr bedeutenden Rückzug, einen erneuten Vorstoß (Würmzeit) und dann einen etappenweise sich vollziehenden Schwund des Rheingletschers.

Vergleichen wir damit, was vom Hochrhein beobachtet wurde. In der Zeit der größten Vereisung reichte der westliche Rheingletscher über die Enge bis ins Klettgau und seine Schmelzwasser ergossen sich an einigen Stellen ins Wutachtal bei Stühlingen. Der Thurgletscher schob sich auf die östliche Klettgautafel ein Stück hinauf. Der Gletscher der Aare ergoß sich in das Hochrheintal von Waldshut bis Säckingen. Ich habe früher diese Ausdehnung bezweifelt; es sind seitdem Moränen mit gekritzten alpinen Geschieben am Ausgang des Schöpfebach bei Säckingen gefunden worden, so daß die Gletscherzunge bestimmt bis zum Wehratal reichte. Bei Waldshut hat er sich nach den Untersuchungen von SCHMIDLE verbreitert und auf den Muschelkalk des Glockenbergfußes bis etwa 360 m hinaufgeschoben. Bei Laufenburg hat er auch 340 m erreicht, ist aber durchweg im Tal geblieben. Wenn SCHMIDLE bei Waldshut-Tiengen sechs Schotterterrassen nachwies, so hat dies keine allgemeine Bedeutung, weil es sich um eine Enge handelt, in die sich Thur- und Klettgaurhein, die Schmelzwasser der Mittelschweiz, die Wutach, Schlücht und Steina ergossen und je nach der Höhe des sperrenden Aaregletschers ihren Schutt an dessen Rand aufspeichern mußten. Ich mache nochmals darauf aufmerksam, daß das sog. Deckenschottergebiet von Klingnau—Zurzach—Leibstadt in einen tektonischen Graben zwischen der Mandacher Überschiebung und der Leibstädter Verwerfung liegt, welche wohl in das Tiengener Wutachtal ausläuft.

Über Aufschlüsse im untersten Aaretal und bei Laufenburg hat BLOESCH<sup>17)</sup> geschrieben und eine Zerschneidung seiner Hochterrasse vor der sog. »Großen Vereisung« nachgewiesen, sowie eine Verwitterung derselben bei Laufenburg, ehe das Eis diese Schnellen erreichte, und schien daher Neigung zur Einschaltung einer fünften Eizeit zu haben. Solange man jede Schotterablagerung einer Vereisung zuschreibt, gelangt man immer wieder in Schwierigkeiten. Weil der Kies im alten Nebenbett unter einer als glazial angesehenen Blocklage etwas verwittert war, mußte er Hochterrasse sein. Das kann ja irgendein anderer älterer Schotter sein, der im Grundwasser des verlassenen Bettes etwas sich zersetzte; es mag ein Kies sein, der beim Vorrücken des Gletschers entstand und zu ihm selbst

<sup>17)</sup> BRÄNDLIN, Zur Geologie des nördlichen Aargauer Tafeljuras zwischen Aare- und Fricktal. Verh. d. Naturf. Ges. Basel, Bd. 22, 1911, Heft 1. — BLOESCH, E., Zur Tektonik des schweizerischen Tafeljuras. Neues Jahrb. für Min. usw. Beil., Bd. 29, 1910, S. 593, Tafel XXI. — Derselbe, Die große Eiszeit in der Nordschweiz. Beitr. z. Geolog. Karte d. Schweiz, N. F. Lief. 31, II, 1911.

gehört, schließlich vom Eis erreicht und mit Blöcken bedeckt wurde. Aus solchen rein lokalen Verhältnissen eine neue Eiszeit abzuleiten, ist abwegig, besonders an diesem Riegel und einer quer gestörten Stelle des Flußlaufes. Von einer gesonderten Reiß-Vereisung vor der sog. »Großen« ist in der ganzen Gegend keine Spur zu finden. — Die Laufenburg-Schwelle ist ferner ein geeignetes Objekt für die Beurteilung der Niederterrasse. Dieselbe bedeckt bis 320 m hoch die Ebene zwischen dem Orte Laufenburg und dem Jurarand; das sind 25 m über dem einstigen, ungestauten Rhein. So hoch muß also hinter dem Gneis der jungdiluviale Schotter aufgehäuft worden sein, obwohl die früheren Schmelzwasser sich schon einen Weg gebahnt hatten. Solch Stau geht nicht an ohne Niveauänderung des festen Felsens nach Rückzug des Gletschers. Oberhalb des Riegels sehen wir die weite Fläche von Luttingen und Grünholz, wo die oberste Niederterrasse bis gegen Hauenstein auch auf 320—325 m sich befindet; es wurde also bis zur Überwindung des Hemmnisses aufgeschüttet. Unterhalb sinkt die Niederterrasse ungewöhnlich steil ab. Dort quert eine kleine Verwerfung, die Rotliegendes gegen Gneis verlagert, den Strom. Bemerkenswert sind ebenso die Höhenzahlen der oberen Terrasse. Die sog. Hochterrasse befindet sich bei Luttingen heute auf 340 m; die Schotter reichen aber bei Laufenburg innerhalb des Riegels bis 390 m hinauf und sind stellenweise zu Nagelfluhen verbacken.

Mit dem postglazialen Durchsägen des Gneißes hängen naturgemäß die Stufen der Niederterrasse bei Luttingen und oberhalb zusammen, aber nicht die unterhalb befindlichen. Wie sich bei Basel die Niederterrassen rasch zum Rhein absenken, freilich in mehreren Stufen, so neigt sich bei Laufenburg unterhalb der Schwelle diese Schotterfläche von 320 rasch zur Stufe von 310 m hinab. Da ist dann abwärts bis gegen Stein—Säckingen nur eine Stufe vorhanden. Oberhalb bei Luttingen sind es drei, die deutlich eine mit der Durchnagung der Schwelle verbundene Vertiefung zeigen. Ich erwähne dies deswegen, weil JAK. HUG<sup>18)</sup> in einem kleinen Aufsatz eine Zweiteilung der Niederterrasse zwischen Basel und Schaffhausen annimmt und diese beiden Stufen mit mittelschweizerischen Glazialständen verknüpft. Es brauchen diese letzten nicht die Ursachen der Abstufung zu sein. Auch ist die HUGSche Darstellung als eine zu allgemeine Übersicht un-

---

<sup>18)</sup> HUG, J., Die Zweiteilung der Niederterrasse im Rheintal zwischen Schaffhausen und Basel. Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. 3, 1908—1909, S. 214—219. — DEECKE, W., Flußterrassen und junge Tektonik am Basler Hochrhein. Bad. Geol. Abhandl. Jahrg. 2, Heft 1, S. 67—72, 1 Fig., 1929.

vollkommen. Wir haben bei Rheinfeldern sicher 3 Stufen, bei Brennet auf badischer Seite 3—4, bei Säckingen 4, bei Murg und Laufenburg 2, vielleicht 3, bei Waldshut 3, bei Rheinheim 4, bei Lienheim 5 — also in jedem Abschnitt des Stromes ist die Zahl verschieden, und zwar ändert sie sich mit dem tektonischen Bilde der Flußstrecke. Wenn wir auf der rechten (badischen) durchweg mehr haben, als auf der Juraseite, so beweist dies wieder die von mir aufgestellte These, daß der Strom vom Schwarzwald weg gegen den Jura noch in postdiluvialer Zeit heruntergeglitten ist. Selbst zwei, an die Rückzugsmoränen sich anschließende Hauptstufen können durch Absenkungen in der Oberrheinebene hervorgerufen sein und sind es wohl sicher, da die oben geschilderten weiten Schotterfelder des Breisgaus eine dauernde Absenkung und bedeutende Auffüllung dartun.

Nachdem so ausführlich begründet wurde, daß im Oberrheingebiet diluviale Tektonik eine große, gar nicht auszuschaltende Rolle spielt, und daß man das gesamte Terrassenphänomen ohne Schwierigkeit darauf zurückführen kann, ist es nötig, den Zusammenschluß mit der ebenfalls damals vorhandenen und für die Morphologie wichtigen Vergletscherung zu finden.

Schon oben ist angedeutet, daß die gewaltige zunehmende Belastung durch das alpine Eis isostatische Bewegungen in dem an sich labilen oder in Spannung befindlichen Alpenvorland ausgelöst haben mag. War die Vortiefenzone in sinkender Tendenz, hat die Überbürdung durch das die ganze Mittelschweiz erfüllende Vorlandeis eine Steigerung des Prozesses bewirkt. Solche Einmuldung wird den eben gebildeten Jura und den im Aufstieg begriffenen Schwarzwald mit Klettgau und Randen in seiner Hebung ebenso befördert haben. Früher habe ich darauf hingewiesen, daß der Schweizer Faltenjura in seinen Maßen dem System des Bonndorfer-Bodenseeegrabens entspricht und sich dort im vorgelagerten Gebirge entwickelt, wo der Jura mit der Lägernkette ausklingt. Beide gehören zusammen als sich ablösende Erscheinungen alpiner, nordwärts gerichteter Kräfte. Deshalb wäre gerade die schärfere Betonung der großen Randenverwerfung und damit des Hegau-Bodenseeegrabens im Diluvium begreiflich. Da die größte Ausdehnung des Gletschers keine Einwirkung auf diese lange Senke gehabt hat, nehme ich deren Entstehung im Mitteldiluvium an. Eine Vertiefung war aber östlich und südlich vom Schwarzwaldkern am Ende des Pliozäns und im Altdiluvium vorhanden, so daß sich dort das Deckenschottergebiet der Aare und Glatt entwickeln konnten. Der volle

Zug der Hochrhein-Einmündung existierte bereits zur größten Vereisung. Die mitteldiluviale Heraushebung des Randes bewirkte den Halt des schon verminderten westlichen Armes des Rheingletschers bei Schaffhausen—Eglisau und die tiefe Verschotterung östlich des Riegels. Abgeschwächte jüngere Bewegungen bestimmten die Phasen der Niederterrasse, und die Verschiebungen der einzelnen Schollen gegeneinander erzeugten die ausgedehnten Kiesfelder in verschiedenen *keineswegs gleichzeitigen* Episoden der Vergletscherung. Das Eis sackte in den Hegau-Bodenseegraben ein, ebenso in das sich einwalmende Hochrheintal und schmiegte sich jeweils den entstehenden Formen an. Natürlich auch beim allgemeinen Rückzuge, so daß naturgemäß die einzelnen Moränenstände mit lokalen Übergangskegeln und mit den einzelnen Schotterstufen längs einer gewissen Strecke verknüpft sind. Aber die Stufen haben keine allgemeine Bedeutung, sondern reichen nur bis zum Beginn des nächsten, unterhalb folgenden tektonischen Abschnittes.

Außerhalb des Vereisungsbereiches lassen sich die Schotter nur durch Auflagerung von Löß gliedern in eine ältere und jüngere Gruppe. Weder Verkittung, noch Verwitterung sind zeitliche sichere Kennzeichen. Nagelfluhen können alle Schotter sein und sind dann stets relativ frisch. Unverfestigte vergehen innerlich rascher und vor allem solche, die einmal zu irgendeiner Zeit im Grundwasserströme oder dicht über diesem lagen und daher ständiger Auslaugung unterworfen waren. Heute tiefliegende, von vielen Geologen als Hochterrassenschotter angesehene Kiese sind oft ganz frisch. Löcherigkeit der Nagelfluh hängt zum größten Teil von der Beschaffenheit und Herkunft des Materials ab; sie kommt vorzugsweise im Deckenschotter vor, aber auch im echten Diluvium; andererseits fehlt sie bisweilen in den pliozän-aldiluvialen Kiesen. Sie scheint der eigentlichen Mittelschweiz eigentümlich zu sein und nimmt gegen Osten bis zum Verschwinden ab, was mit den anderen Gesteinen zusammenhängt.

Die Löß- und Lößlehmbedeckung mag als gutes Alterskriterium gelten, aber nur unter gewissen Voraussetzungen. Lößstaub wird sich nur entwickeln, wenn ausblasbare Flächen nackt daliegen; sind diese Lieferanten übergossen oder sonst bedeckt, muß eine Unterbrechung erfolgen. Das würde die allgemein am Oberrhein durchführbare Zweiteilung in einen älteren und einen jüngeren Löß erklären, zwei Gruppen, welche petrographisch deutlich verschieden sind. Dagegen besitzt die weitergehende Untergliederung jeder einzelnen Gruppe nur eine lokale, keine für die Eiszeit generelle Bedeutung, ebensowenig die Einschäl-

tion von Lehmbändern, welche niemals weit zu verfolgen sind und von vielen anderen Faktoren abhängig sein können.

Nach der Maximalausdehnung des Eises ist sowohl in dem Alpenvorlande, als auch in Norddeutschland ein vorübergehender Rückzug erfolgt, den ich auf das Einbrechen des Meeres in die baltische Mulde zurückführe. Es war also eine Klimaverbesserung vorhanden durch die Einwirkung des Meeres auf Mitteleuropa. Es entstanden freie Flächen, aus denen der ältere Löß ausgeweht wurde. Das Verdrängen dieses Meeres im jüngeren Diluvium rief die früheren Zustände z. T. wieder hervor und damit den sog. Würmvorstoß. Als der seinerseits aus verschiedenen Gründen auch zu Ende ging, erhielten wir den jüngeren Löß. Unter solchen einfachen Voraussetzungen lassen sich nun die Terrassen als vor, nach der Hauptvereisung, als vor, während und nach der Würmphase bestimmen, je nachdem sie einen oder beide Löße tragen oder zwischen sie geschaltet sind. Mehr ist nicht zu sagen und nicht einmal dies, sobald nämlich nur Lößlehm die Decke ausmacht.

Die bisher üblichen Bezeichnungen »Decken-, Hochterrassen- und Niederterrassenschotter« sollten fortfallen, da sie bloß lokalen Wert haben und in den verschiedenen, tektonisch beanspruchten Gebieten Verschiedenes bedeuten.

Diese wesentlich abgeänderte Auffassung der diluvialen Morphologie des oberrheinischen und oberbadischen Gebietes gibt auch eine bessere Erklärung für die Erscheinungen in den übrigen Flußsystemen der Mittelgebirge zunächst des Schwarzwaldes und weitergreifend mancher mitteldeutschen Massive. Was hat die Vereisung eigentlich mit dem oberen Neckar, was mit Enz und Nagold zu tun, mit dem Odenwald und mit den Terrassen des Rheinischen Schiefergebirges? Weil man vor 30 Jahren von junger Tektonik gar nichts ahnte, wußte man sich die Abstufung nur auf solche Weise zu erklären, und niemand hat ernstlich untersucht, ob die beobachteten Verhältnisse nicht auch anderweitig begreifbar seien. Die dürftigen Kargletscher des nördlichen Schwarzwalds sind doch gar nicht imstande, weit in das Vorland hinausreichende Wirkungen zu erzeugen. Der Odenwald und das Rheinische Schiefergebirge trugen überhaupt kein Eis. Es möge auf einzelnes näher eingegangen sein.

Im Kraichgau haben THÜRACH, FREUDENBERG und BRILL<sup>19)</sup> unter Löß eine Kieslage beobachtet, welche eine ganz andere Hydrographie

<sup>19)</sup> BRILL, R., Palaeogeographische Untersuchungen über das Pliozän im Oberrheingebiet. Mitt. d. Bad. Geol. Landesanst., Bd. 10, Heft 2, 1929, S. 291—423, 3 Taf. 5 Abb.

des mittleren Neckarbeckens im älteren Diluvium erschließen läßt. Die Bäche gingen westwärts durch den Kraichbach und die Pfingz zum Rhein und sind erst im Mitteldiluvium mit nördlichem Laufe dem Neckar tributär geworden. In diesem Falle ließe sich vielleicht sagen, daß eine Vertiefung des Neckars die Bäche zur Umkehr gezwungen hat. Ganz anders liegt die Sache am Neckar selbst. Bei Heidelberg wurden neuerdings Schotter 60 m über dem Tal entdeckt. Die sind nur durch Aufstieg des Gebirges zu erklären, da bei der Breite der Talmündung und der unmittelbar anstoßenden Ebene Erosion als alleinige Ursache dieser hohen Schotter ausgeschlossen ist. Überhaupt ist der Durchbruch des Flusses durch den Odenwald bloß durch langsame Hebung des Massives zu begreifen, so daß der Neckar antezedent wäre. Dann sind seine Terrassen ebenfalls im wesentlichen tektonischen Ursprungs, worauf ja die Beziehungen der Flußschleifen und Krümmungen zu den rheinisch streichenden Brüchen des Odenwalds hinweisen. Daß dieser sich weiter hebt und der Heidelberger Granit deshalb noch nicht durchsägt ist, wird allgemein als richtig anerkannt. Außerdem kommt für den Neckar- auslauf und seinen gewaltigen Schuttkegel die nachgewiesene bedeutende Vertiefung des Grabens in Betracht. — Im südlichen Schwarzwalde, etwa am Ursprung jenes Flusses zeigt sich deutlich, daß bei der Brigach und deren Zuflüssen in junger Zeit eine Aufrichtung der zwischen Schwenningen und Donaueschingen befindlichen Muschelkalktafeln stattgefunden haben muß. Dasselbe gilt von dem Malmrande der badischen-schwäbischen Alb bei Spaichingen. Damit sind schon zwei sehr wichtige Faktoren in das System des obersten Neckars eingeschaltet, wozu als dritter das Aufrücken des zentralen Schwarzwaldmassivs sich gesellt. Die geringe Vereisung in der Triberger—Furtwanger Gegend zeigt, daß dieser Teil des Gebirges wahrscheinlich in der Haupteiszeit niedriger war als heute. Die von den württembergischen Landesgeologen bei Freudenstadt und Horb beobachteten Flußterrassen fallen alle in den Bereich eines stark gestörten Gebietes, in das Nordende des Cannstadter Grabens, der dem Bodenseegraben in Richtung und Zerspaltung so sehr ähnlich ist.

Etwas anders liegen die Verhältnisse im schwäbisch-bayrischen Molasseland. Obwohl wir auch dort eine allgemeine Hebung oder eine Aufrichtung von Süden her annehmen müssen, ist anscheinend das Ganze recht einheitlich geblieben. Nur der südliche Rand der Schwäbischen Alb hat die absinkende Tendenz beibehalten. Daher reihen sich auf der Strecke von Ulm bis Regensburg die ausgedehnten Flußtalmoore und Riede aneinander, in denen sogar die sog.

Niederterrasse der Donau verschwindet, ein Beweis für die fortgehende Einwalmung dieses Streifens. Sonst hätten Donau und die geröllreichen Alpenflüsse diese Wannen längst zugeschüttet. Auch wurde die Donau selbst durch diese Einbiegungen aus dem Albkörper herausgezogen, in den sie sich während eines früheren Stadiums, als er tiefer lag, eingefressen hatte (Gegend von Schelklingen—Blaubeuren). Die Lage der Erosionsbasis weit nach Norden am Albrande bewirkte nun auf der bayrischen Hochebene erstens eine gleichmäßige, nordwärts fallende Schotterdecke, zweitens eine kuchenartige Ausbreitung der alpinen Talgletscher (Inn-, Isargletscher usw.) und drittens eine gleichmäßige Erosion durch die Schmelzwasser in den beiden Hauptphasen der Eiszeit. Man kann aber dort auch nur eine jetzt als oberpliozän bestimmte vordiluviale Verschotterung, eine Maximalausdehnung des Eises und eine jüngere geringere Verbreitung mit dem etappenweisen Rückgang und den entsprechenden Übergangskegeln trennen. Die beiden ersten »Eiszeiten« bleiben durchaus fraglich.

In viel deutlicherer Weise als an der oberen Donau hängt die Terrassenbildung im Maintal<sup>20)</sup> mit tektonischen Vorgängen zusammen. Gerade der unterste Teil des Oberrheingrabens zeigt seit dem Miozän eine ausgesprochene Neigung sich zu vertiefen und hat das untere Maintal bis Aschaffenburg in Mitleidenschaft gezogen. Diese Zone am Südrand von Hundsrück und Taunus ist ein Teil der alten permokarbonischen Mulde und bei jeder Bewegung des Rheinischen Schiefergebirges neu belebt. Wir sehen, wie sich von der Pfalz bis zur Wetterau der untermiozäne Reliktensee hält, wie er im Pliozän Sande und Kiese aufnimmt und im unteren Maintal Tone speichert, Braunkohlensümpfe erzeugt, also wiederum ein Streifen sinkenden Bodens war. Mächtig sind von Heidelberg—Mannheim bis zum Rheingau die quartären Bildungen, ja die großen Rheinhochwasser vom Anfang der 80er Jahre haben in der Gegend von Mainz weithin die Fluren versandet, worüber R. LEPSIUS bewegliche Klage erhob. Die im Mittellauf des Mains befindlichen Terrassen hat SCHREFFER studiert, die der nördlichen Zuflüsse einige jüngere Frankfurter Geographen. Ohne Annahme einer Änderung der Erosionsbasis oder der gegenseitigen Höhenlage der fränkischen Schollen ist diese Stufung des Mainlaufes unbegreiflich. Spessart und Odenwald haben darauf gerade so gut eingewirkt, wie auf den Neckar. Manche mit Löß oder Lößlehm überzogene Kiesflächen wird man mit den oberrheinischen wohl parallelisieren und einer für Süddeutschland

<sup>20)</sup> SCHREFFER, H., Das Maintal zwischen Spessart und Odenwald. Forsch. z. deutschen Landes- u. Volkskunde, Bd. 23, 1924/25, Heft 3, S. 189—224, 2 Taf.

allgemeinen Aufwölbung zuschreiben dürfen. Das fränkische Land ist leider nicht derart genau aufgenommen, daß man die Abhängigkeit der lokalen Erosion von dem Bau im einzelnen nachzuweisen vermöchte, wie etwa längs des Hochrheines. Soviel ist jedoch schon zu sagen, daß aus dem Graben der Untermainebene von Aschaffenburg aufwärts morphologisch wirksame Verwerfungen bis Miltenberg im Odenwald-durchbruch nachgewiesen sind, daß die große Schlinge von Urphar sich von der Mitte einer Mulde bis an einen Sattel erstreckt, die beide NO. gerichtet, den Main abermals oben bei Thüngen queren, wo die Mulde bei Retzbach wieder eine Flußbiegung verursacht. Ich sage, daß leider der Bau der Gegend nicht klar liegt; aber unter der Voraussetzung noch dreier flacher NO.-streichender Sättel und Mulden wären die Biegungen bis Langenprozelten leicht verständlich, nämlich ein Sattel in den Krümmungen S. von Markt Heidenfeld und Karlstadt; ein 2. Sattel Erlach—Karlburg, der 3. Sattel Lohr—Wormfeld. Damit würde sogar die Gliederung der Wellenkalkstufe auf der linken Mainseite von Lohr bis Urphar und beiderseits bis Gambach stimmen. Eine schwache Akzentuierung dieser Sättel hätte den Fluß zum Umweg über Langenprozelten gezwungen, während vorher die Umbiegung bei Wernfeld lag. Die Einbiegung in das Muldenstreichen bei Steinfeld-Waldzell tritt klar hervor.

Schließlich das Rheinische Schiefergebirge! Wie mir erzählt wurde, war 1930 bei den Exkursionen der Koblenzer Tagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft das Terrassenproblem des Mittelrheines und seiner Nebenflüsse Gegenstand lebhafter Diskussionen, wobei sich die Waagschale zugunsten der tektonischen Ursache der Stufenbildung sehr neigte. Schon früher haben einzelne Geologen, wie LEPPLA, die von STEINMANN 1908 vom Oberrhein auf den Mittelrhein übertragene schematische eiszeitliche Gliederung der Terrassen bekämpft, und es scheint sich neuerdings diese Ansicht durchzusetzen. — Die Verbreitung der auf den Hochflächen zu beiden Seiten des Stromes vorkommenden alten Quarzit- und Kieseloolithschotter ist nur zu begreifen, wenn der gesamte Rumpf einst wesentlich geringere Höhenlage hatte, so daß die ihn überspülenden Flüsse dort als in einem Tiefengebiet den mitgeschleppten Schotter liegen lassen mußten. Seitdem, d. h. vom Mittelmiozän, also wieder von der Zeit des letzten bedeutendsten Alpenschubes an, muß das Massiv langsam hochgepreßt worden sein. Damit stimmt das Einsetzen der vulkanischen Tätigkeit, die ebenso wie die Gesamtbewegung bis ins jüngere Diluvium fortging. Auch positive Verschiebungen traten zeitweilig ein. Das diluviale Neu-

wieder Becken ist dafür ein Beispiel, und sehr charakteristisch ist seine Lage zwischen den varistischen Unterläufen von Mosel und Lahn. Das entspricht durchaus der Mulde Nahe—Rheingau—Main oder den verdeckten jungen Senken an den Flußknoten von Straßburg und Waldshut am Rheinoberrlaufe. In diesem Neuwieder Becken sehen wir eine solche Lochbildung, wie wir sie im Oberrheinischen Graben nur aus Bohrungen im diluvialen Schotter erschließen, und es ist klar, daß diese auf die Täler der dort einmündenden Mosel und Lahn einen belebenden Einfluß ausgeübt haben muß, also z. B. jüngste Terrassenstufen erzeugte. Es tritt für den Mittelrhein noch ein ganz anderes Element hinzu, die bedeutende Senkung des Nordsee-Areals. Was für den Hochrhein der große Graben war, ist für diesen unteren Abschnitt das Meer. Deshalb ist es keineswegs unwichtig, ob dieses an der schottischen Grenze lag oder mehrere Hundert Kilometer näher. Auf diesen Umstand ist früher gar nicht Rücksicht genommen, weil man von diluvialen Bewegungen nichts wissen wollte. Das Verschwinden des Nordseelands fällt zusammen mit der Rückzugsphase nach der größten Gletscherausdehnung. Auf dem Festlande bot sich damals die Möglichkeit der Lößbildung, und wir hätten daher die Terrassen, welche beide Löße tragen, als schon im Mitteldiluvium vorhanden zu betrachten. — Für die mittlere Mosel hat LEPPLA schon vor zwei Jahrzehnten auf die Schwierigkeit eines nach der Eiszeit gegliederten Terrassenschemas hingewiesen; man könne eine Menge solcher Stufen an den verschiedenen Strecken des Flusses unterscheiden und habe es ganz in der Hand, diese beliebig miteinander kombinieren. Es habe sich in Wirklichkeit um einen kontinuierlichen Vorgang gehandelt, und was für die Mosel, gelte für die Saar. Alles harmoniert besser mit einer nie ganz stillstehenden, wenn auch zeitweilig stärker betonten Hebung des Rheinischen Schiefergebirges. Außerdem ist zu bedenken, daß dort alle Flüsse diese Stufung zeigen, einerlei, ob sie wie Mosel und Maas einst in ihrem Quellgebiet diluviale Gletscher hatten oder nicht. Die Vogesenvereisung war doch zu gering, um so tiefgreifende Wirkungen 300—400 km weiter nördlich zu erzeugen, und ist außerdem nicht plötzlich, sondern wie die Rückzugsmoränen in den langen Tälern des lothringischen Abhanges dartun, allmählich verschwunden.

---