

Die Entwicklung des Rhein- und Maassystemes seit dem jüngeren Tertiär.

Von

Dr. Friedrich Levy.

Die Flußgebiete von Maas und Rhein bilden die Grenze zwischen dem westlichen und dem mittleren Europa. Was sich in diesem einen oder anderen Bereich an geologischen Vorgängen abspielte, muß rückwirkend auch für jene zu erheblicher Bedeutung gelangt sein. Ansehnliche Teile beider Flußgebiete sind seit langer Zeit, welche teilweise bis in das Mesozoikum hinaufreicht, Festland gewesen. Ihnen kommt daher besondere hydrographische Bedeutung zu, sie waren von vornherein die Ausgangspunkte zur Entwicklung des heutigen Gewässernetzes. Gebiete von verhältnismäßiger tektonischer Stabilität finden sich neben anderen, welche seit jeher durch eine besondere Unruhe und Beweglichkeit ausgezeichnet waren, alte Festlandsareale neben Gebieten noch jugendlicher Meeresbedeckung: es ist lohnend, den Wechselwirkungen dieser verschiedenen Faktoren nachzuspüren, ihren Einfluß auf die Entstehung und Herausbildung des heutigen Gewässernetzes aufzudecken.

Wenn in vorliegender Arbeit der Versuch gemacht werden soll, im obigen Sinne die Ergebnisse der bisherigen Forschung zu überschauen und zu vergleichen, um zu allgemeineren Vorstellungen zu gelangen, so muß von vornherein betont werden, daß einem solchen Versuche naturgemäß alle die Mängel anhaften, welche bei einer mehr oder weniger ausschließlichen Literaturarbeit nicht zu vermeiden sind. Allerdings ist mir ein großer Teil des dar-

zustellenden Gebietes auch aus persönlicher Anschauung bekannt, aber die bei verschiedenartigen Anlässen gewonnenen Eindrücke sind zu ungleichwertig, um ein eigenes Urteil zu erlauben. So kann es sich also hier nur darum handeln, die bisherigen Ergebnisse der Forschung darzulegen und kritisch zu vergleichen, wobei dann allerdings eigene Vorstellungen solcher Kritik in mancher Hinsicht den Weg weisen können. Das gleiche gilt von den nicht ganz seltenen Fällen, wo in der Forschung noch regionale Lücken klaffen: wo ich hier nicht eigene Anschauung besaß, habe ich die verfügbaren einschlägigen Spezialkarten zu Rate gezogen; solche Fälle, welche jeweils hinreichend kenntlich gemacht sind, sind natürlich mit besonderer Unsicherheit behaftet. Sie können daher nur den Wert von Anregungen haben, Hinweise auf Fehlendes sind mitunter nicht weniger nützlich als Berichte über Erreichtes; aus ihnen werden erst die Fehlerquellen mancher allgemeinerer Schlußfolgerung recht ersichtlich, sie verhüten eine Überschätzung des Wertes der letzteren.

Bei dem Stande der heutigen Forschung kann es sich bei vorliegender Arbeit um nicht mehr als einen in mancher Hinsicht vielleicht gewagt erscheinenden Versuch handeln. Paläogeographische Betrachtungen gelten aber heutzutage als erwünscht, und da erschien es angebracht, gerade ein Gebiet herauszugreifen, welches infolge seiner inneren Eigenart ein besonderes Interesse beanspruchen kann. Ist es doch die alte westliche Grenzmark des Deutschen Reiches, welche hier den Brennpunkt bildet, sind doch im Gewässernetz des Rhein- und Maasgebietes und dessen Entwicklungsgang die letzten Ursachen für tiefgreifende politische Vorgänge und alte Rivalitäten zwischen den hier benachbarten Völkern begründet.

Da hier nur die hydrographische Entwicklung des Rhein- und Maassystemes in Frage kommt, so bleiben rein morphologische Probleme im allgemeinen außer Betracht.

Warum beide Flußgebiete des Rheines und der Maas in einer gemeinsamen Darstellung behandelt werden, ergibt sich aus dem Weiteren.

I. Das Rheingebiet.

Das Rheingebiet ist das einzige Flußgebiet, welches alle Hauptlandschaften von Mitteleuropa umfaßt: sein Beginn liegt in den Hochalpen der Schweiz, deren Vorland nebst einem großen Teil

des Schweizer Jura ihm tributär sind; sein Mittellauf zieht die Gewässer der variskischen Rumpfschollen Schwarzwald-Odenwald und Wasgau-Pfälzerwald an sich und greift in seinen Zuflüssen weit auf die schwäbisch-fränkische Schichtstufenlandschaft über; der Unterlauf durchbricht den Rumpf des Rheinischen Schiefergebirges, erreicht die Niederungen von Norddeutschland und biegt vor den Endmoränen der nordischen Vereisung westwärts zur Nordsee ab. Von den Alpen bis zur Nordsee: darin liegt der einzigartige Reichtum des Rheingebietes in seiner landschaftlichen Entwicklung enthalten.

Der Umstand, daß das Rheingebiet im Gegensatz zu anderen Flußgebieten die verschiedenartigsten Landschaften von Mitteleuropa umfaßt, legt ohne weiteres die Frage nach der Ursache dieser Mannigfaltigkeit nahe. Eine Erkenntnis der neueren Forschung wirft auf diese Frage ein Licht von grundsätzlicher Bedeutung: es gilt als festgestellt, daß am Ende der Tertiärzeit, mindestens im oberen Pliozän, der Rhein durch die Burgundische Pforte nach Südwesten, zum Doubs und damit zum Rhonesystem abfloß. Und auch dieser obere Rhein ist nicht einheitlicher Entstehung: vor dem Eiszeitalter und der mit diesem gleichzeitigen Entstehung der Bodenseesenke war der Alpenrhein nach Auffassung der neueren Forschung der Donau tributär, zu welcher er sich nach Norden ergoß. Das heutige Rheingebiet ist also aus der Verschweißung von mehreren, ursprünglich nicht zusammengehörigen Flußgebieten entstanden, und seine heutige Mannigfaltigkeit deutet noch auf die ursprünglich bestehenden und später beseitigten Grenzen hin.

Den Einfluß dieser grundlegenden hydrographischen Veränderungen auf die Lebewelt des Stromgebietes des Rheines hat LAUTERBORN in einer sehr eindringlichen Untersuchung dargelegt (49)¹⁾. Er hat außerdem die heutigen Verhältnisse des Rheinstromes hinsichtlich der Lauflänge, des Gefälles, der Wasserführung usw. in knapper Zusammenfassung übersichtlicher zur Geltung gebracht als dies in dem amtlichen Rheinstromwerke (65) geschehen ist. Seine Einteilung des Stromes in einzelne Teilstrecken kann als mustergültig gelten, zumal sie die Schwierigkeit meistert, welche in der volkstümlichen Bezeichnung „Oberrhein“ für das Mittellaufstück zwischen Basel und Bingen liegt, und diese Bezeichnung beibehält, statt sie, wie dies neuerdings wiederholt geschehen ist, durch die

¹⁾ Die eingeklammerten Zahlen beziehen sich auf das Literaturverzeichnis.

an sich richtigere Bezeichnung „Mittelrhein“ zu ersetzen. Es ist bemerkenswert, wie hier der Volksmund zutreffend gerade jenes Stromstück als den „Oberrhein“ bezeichnet, welches tatsächlich den eigentlichen Quellauf des vordiluvialen Ur-Rheines darstellt. Im folgenden wird die Einteilung des Stromes nach LAUTERBORN beibehalten und die Strecke von der Quelle bis zum Bodensee als „Alpenrhein“, diejenige vom Bodensee bis Basel als „Hochrhein“, diejenige von Basel bis Bingen als „Oberrhein“, diejenige von Bingen bis Bonn als „Mittelrhein“ und der Unterlauf von Bonn bis zur Mündung als „Niederrhein“ bezeichnet.

a) Der Alpenrhein.

Der Rhein entsteht als richtiger Hochgebirgsfluß aus einem reichen Geäst von Quellbächen in scharf eingeschnittenen Tälern, welche über den Kanton Graubünden hinaus bis nach Italien (Averser Rhein) sich erstrecken und durch besonders im Hochsommer starke Wasserführung ausgezeichnet sind. Orographisch und hydrographisch nimmt hier das Tal des Vorderrheines eine bevorzugte Stellung ein. Es folgt einer wichtigen tektonischen Linie im Streichen der Westalpen und bildet geologisch und auch orographisch eine unmittelbare Fortsetzung der in entgegengesetzter Richtung entwässernden tiefen Furche des oberen Rhonetales.

Das Hinterrheintal mit seinen Nebenthälern gehört einer anderen Gruppe von Tälern an: bei ihm ist der ursächliche Zusammenhang zwischen dem Bau des Gebirges und der Entwicklung des Tal-systems nicht so augenfällig, ja auf weite Erstreckung ist ein solcher Zusammenhang überhaupt nicht zu erkennen. Es folgt vielmehr im wesentlichen den allgemeinen Abdachungsverhältnissen des Gebirges.

Unterhalb der Vereinigung von Vorder- und Hinterrhein tritt abermals die Tektonik in hervorragendem Maße in Erscheinung: hier folgt das Rheintal einer der wichtigsten Strukturlinien des ganzen Alpenkörpers, nämlich der geologischen Grenze zwischen West- und Ostalpen. In merkwürdiger Weise sind hier die Schichten des Gebirges quer zum Streichen eingewalmt: HERITSCH (38) spricht hier von einer „präalpinen Senke“, und auch HEIM (36) stellt sich die Sachlage so vor, daß im gefalteten Gebirge an dieser Stelle durch Erosion bereits ein breites und tiefes Tal geschaffen war, in welches nachträglich die über das Autochthone vorstoßenden Decken

eingebrochen seien. Die Schwierigkeiten derartiger Vorstellungen liegen auf der Hand, können aber hier nicht weiter erörtert werden. Es ist jedenfalls nicht zu verwundern, daß der Verlauf des Rheinquertales gerade im Bereiche dieser tektonisch so eigenartigen Zone den Gedanken an ursächliche Zusammenhänge zwischen beiden schon wiederholt nahegelegt hat. So hat z. B. ROTHPLETZ ganz offen von tektonischer Entstehung dieses Talstückes gesprochen (66). Bei der talauswärts rasch zu einem gewaltigen Betrage anschwellenden Breite des Tales ist sowohl der Nachweis an sich wie die Erörterung des Vorganges im einzelnen mit erheblichen Schwierigkeiten verknüpft.

PENCK (63) hat im Rahmen seiner großzügigen Untersuchungen über die eiszeitliche Vergletscherung der Alpen den Werdegang des Alpenrheingebietes folgendermaßen dargestellt: Das Rheintal ist wie alle großen Alpentäler in erheblichem Maße glazial „übertieft“, seine heutige Sohle liegt beträchtlich unter dem Niveau des präglazialen Talbodens und ist durch postglaziale gewaltige Aufschüttung in ansehnlichem Betrage aufgehöhht worden. Der präglaziale Talboden ist in Gestalt von Felsterrassen erhalten, die von rund 1400 m bei Chur und Sargans auf 1800 m im Tavetsch (Vorderrheintal) ansteigen. Solche Terrassen biegen bei Sargans in das Tal des Walensees ein; im Haupttal selber ist infolge der dortigen gewaltigen Wirkung der glazialen Übertiefung jeder Rest einer solchen zusammenhängenden Terrasse zerstört, die Stufenmündungen der Seitentäler liegen „erheblich tiefer, als wir das Niveau des präglazialen Talbodens anzunehmen haben“. Andererseits gibt es „namentlich in seiner unteren Partie zahlreiche Ansätze von Terrassen und kleinen Talstufen, die unter dem mutmaßlichen präglazialen Talboden liegen“. Für solche Terrassen wird auf mögliche Zusammenhänge mit den alten Uferlinien des Bodensees hingewiesen. — Im Hinterrheingebiet wird der Wechsel zwischen übertieften Weitungen und trennenden Riegeln betont und die Talenge von Tiefenkastel mit der Eisdiffuenz über den „Taltorso der Lenzer Heide“, die Enge von Schyn als „Bett eines geschwächten Eisstromes“ erklärt.

Ganz andere Ergebnisse hat HEIM (36) gewonnen, der die von PENCK und BRÜCKNER in den Alpen der Schweiz aufgestellten Talbodensysteme nicht anerkennt und an deren Stelle eine ganze Anzahl anderer, übereinander liegender Talböden vertritt. Wesentlicher aber ist, daß er nachdrücklich die talgeschichtlich wichtigen Er-

scheinungen in den Vordergrund stellt, denen PENCK kaum oder gar keine Aufmerksamkeit schenkt: dem genannten Taltorso der Lenzer Heide und dem tiefen, in der Verlängerung des Hinterrheintales gelegenen Einschnitte des vom Vorderrhein zum Taminatal führenden Passes von Kunkels. Die Lenzer Heide wird ohne nähere Begründung als die ursprüngliche Fortsetzung des Tales von Oberhalbstein bezeichnet. Paß und Tal von Kunkels mit dem anschließenden Quertal der Tamina bis Pfäfers gelten als ehemalige Fortsetzung des Hinterrheintales. Aber gerade diese Ansicht läßt sich mit PENCKs Auffassung vom Verlauf der präglazialen Talböden sehr gut vereinigen. Die Lenzer Heide, durch einen Bergsturz nachträglich überhöht, erhebt sich bei Parpan zu 1550 m und ist im übrigen meist nur gegen 1500 m hoch. Die Höhe des Passes von Kunkels — eines vermutlich kaum erheblich übertieften „Difffluenzpasses“ im Sinne von PENCK — beträgt 1350 m. Terrassen im Domleschg, d. h. in dem unmittelbar südlich des Passes von Kunkels gelegenen unteren Teile des Hinterrheintales, in 1400—1500 m Höhe werden von PENCK mit ähnlichen Terrassen über der Via mala parallelisiert, ebenso im Vorderrheintal die schönen Terrassen von Brigels, Waltensburg und Obersachsen in 1300—1400 m Höhe; sie alle sollen dem präglazialen Talboden entsprechen. Es kann kein Zufall sein, daß sich die Höhenlage der Lenzer Heide und des Passes von Kunkels genau in den Grenzen dieser von PENCK dem präglazialen Talboden zugewiesenen Terrassensysteme hält. In Verbindung der Ansichten von PENCK und HEIM können demnach das Tal von Kunkels als präglazialer Unterlauf des Hinterrheintales, die Lenzer Heide als präglaziale Fortsetzung des Tales von Oberhalbstein angesehen werden.

Die Entstehung des heutigen Gewässernetzes, wodurch die Lenzer Heide und der Paß von Kunkels außer Funktion gesetzt worden sind, ist nur verständlich im Zusammenhang mit der Entwicklung des breiten Quertales von Chur. Hier liegt eine der bekanntesten Talwasserscheiden bei Sargans, durch diluviale und alluviale Flußaufschüttungen gebildet. Die Ansicht, daß ein ursprünglicher Rheinlauf durch das Walenseetal zu suchen ist, hat sich angesichts dieser außerordentlichen Verhältnisse schon früh den Beobachtern aufgedrängt, aber sie ist bisher nicht durch irgendeinen morphologischen Nachweis gestützt worden. Auch HEIM erwähnt wieder nur die Tatsache, PENCK geht desgleichen nicht weiter darauf ein. KAYSER (43) führt in seinem Lehrbuch diesen Fall als ein

Beispiel für Talverlegungen durch Anzapfung an und erklärt kurzerhand, der ursprüngliche, nordwestlich gerichtete Rheinlauf sei durch einen vom Gebirgsrande her sich rückwärts ins Gebirge einschneidenden Quertalfluß bei Sargans erobert worden.

Es ist tatsächlich schwer, hier zu greifbareren Vorstellungen zu gelangen. Alle Möglichkeiten können in Frage kommen: die Eigenart des geologischen Baues gerade an dieser Stelle des Gebirges läßt die Annahme ausschlaggebender Beeinflussung der Talentstehung durch denselben unbedingt berechtigt erscheinen, die tektonischen Vorgänge im Bodenseegebiet während des Diluviums können ebenso gut verstärktes Rückwärtseinschneid eines ursprünglich unbedeutenden Quertalflusses und infolgedessen Anzapfung des ursprünglichen Walenseerheines bei Sargans herbeigeführt haben, und die gewaltigen Eismassen des Rheingletschers haben sicherlich eine gründliche Aus- und Umgestaltung des ursprünglichen Landschaftsbildes zur Folge gehabt. Was ausschlaggebend war, wird erst künftige Einzelforschung aufklären können.

Immerhin gibt die Tatsache, daß nach PENCKs eigenen Angaben die von ihm als präglazial angesehenen Terrassenreste des Rheintales bei Sargans in das Walenseetal einbiegen, während die entsprechenden Bildungen im heutigen Rheinquertale am Gebirgsrande „erheblich tiefer liegen, als wir das Niveau des präglazialen Talbodens anzunehmen haben“, einige Berechtigung zu der Annahme, daß hier eben zwei nicht untereinander vergleichbare Formengruppen vorliegen: das präglaziale Alpenrheintal verlief durch das Tal der Seez und des Walensees nach Nordwesten und war durch eine wenn auch wohl nur niedrige Wasserscheide von einem anderen Flusse und dessen System getrennt, dessen Austritt aus dem Gebirge in die Bodenseeegend führte. Diese Wasserscheide fiel im Laufe des Eiszeitalters aus Gründen, welche der Beurteilung zunächst nicht zugänglich sind. An rein glaziale „Niederschleifung“ wird dabei kaum zu denken sein.

Dieselbe Unklarheit des Bildes herrscht zunächst bei den weiter taleinwärts herrschenden Verhältnissen. Jeder, der einmal den Weg von Tiefenkastel über Churwalden nach Chur zurückgelegt hat, ist durch die gewaltigen landschaftlichen Unterschiede der Via mala, der weiten Lenzer Heide und des ungeheueren, buchtartig geweiteten Rheintales unterhalb Chur betroffen. Für alle drei Bildungen ein und dieselbe Ursache, nämlich die formengestaltende Kraft der eiszeitlichen Gletscher anzunehmen, fällt auch demjenigen

schwer, welcher dem Gletscherschurf durchaus nicht jede Bedeutung aberkennt. Die Entstehung des nicht übertieften Torsos der Lenzer Heide kann nicht durch die Gabelung und damit eintretende Schwächung des Albulagletschers erklärt werden, denn diese Schwächung muß an derselben Stelle durch den Zutritt eines doch sicher nicht unerheblichen Eisstromes aus dem Oberhalbstein mindestens wieder ausgeglichen worden sein. Andererseits ist vom Hinterrheintale eine ganz gewaltige Erosionswirkung ausgegangen: nicht nur die Täler von Oberhalbstein und Bergün, sondern auch das entfernte Tal von Davos, welches, wie EISENMENGER (25) im Gegensatz zu HEIM ganz richtig bemerkt hat, ursprünglich zur Landquart entwässert wurde, auf welche noch heute die Quellläste des Landwassertales, die Täler von Sert und Dischma, hinweisen, ist ihm tributär geworden, und zwar kann diese Eroberung fremden Gebietes nach der Unwegsamkeit und geringen Ausgeglichenheit der noch heute schwere Verkehrshindernisse bildenden Schluchten erst in den Zeiten des jüngeren Diluviums erfolgt sein. Ferner ist es nicht ersichtlich, warum das Tal von Kunkels ausgeschaltet worden ist, wo doch vermutlich zwischen Tamins und Chur eine Wasserscheide zwischen dem Hinterrheintal und dem Talzuge Oberhalbstein-Lenzerheide lag und die vereinigten Eisströme des Vorder- und des Hinterrheintales hier einen ganz ungehinderten Abfluß finden konnten; denn so viel mächtiger war der Gletscher des Vorderrheintales gegenüber demjenigen des Hinterrheintales doch wohl nicht, daß seine Fließrichtung diejenige des letzteren überwog und außerdem jene Wasserscheide restlos „niederschliff“. Endlich ist noch hervorzuheben, daß die eigentliche Übertiefung des breiten Quertales von Chur auf die Entwicklung dieser Verhältnisse jedenfalls nicht den zu erwartenden Einfluß ausgeübt hat: sicher waren die vom Silvrettamassiv gespeisten Gletscher des Prättigaus ebenso mächtig wie die Eismassen des Hinterrheintales, und trotzdem ist das Landwasser nicht zu dem viel näher liegenden, stark übertieften Haupttale, worin sogar die ursprüngliche Entwässerung erfolgte, sondern gewissermaßen gebirgseinwärts zu dem erheblich weiter entfernten Hinterrheintal hingezogen worden. Endlich ist noch darauf hinzuweisen, daß der berühmte diluviale Bergsturz von Flims, welcher von PENCK als Folgeerscheinung der starken seitlichen Gehängeunterscheidung infolge der Verschmelzung des Vorder- und Hinterrheingletschers zu einem gewaltigen Eisstromen gedeutet wird,

tatsächlich nicht unerheblich oberhalb der Vereinigungsstelle jener beiden Gletscher liegt.

Alle diese Umstände lassen das breite Rheinquertal von Chur als einen Fremdkörper erscheinen, durch dessen Herausbildung das ganze ursprüngliche Gewässernetz gründlich umgestaltet worden ist. Reine Gletscherschurfwirkung kommt hier ebensowenig in Frage wie reine Wassererosion, denn wenn auch letztere die heutigen Verhältnisse der einmal eingetretenen Entstehung des Rheinquertales ohne weiteres verständlich macht, so genügt sie doch keineswegs zur Erklärung dieses plötzlich mit gewaltiger Breite einsetzenden Quertales selber. Sollten hier nicht doch auch diluviale tektonische Vorgänge an diesem *locus minoris resistentiae* des Gebirges eine entscheidende Rolle gespielt haben?

HEIM nimmt an, daß wie alle Schweizer Alpenseen so auch der Bodensee als Folge eines „Rücksinkens“ des Gebirgskörpers gegenüber dem Vorlande schon vor der größten Vergletscherung, also vermutlich während des vorletzten Interglazials entstanden sei. Durch dieses Rücksinken sei auch das ganze aufwärts anschließende Rheinquertal ertrunken, und auf seiner Übersichtsskizze (36) läßt er für jene Zeit einen zusammenhängenden See von Konstanz und Stein bis nach Bonaduz, ja mit einer Flußverbindung durch die Talenge am Ausgange des Domleschg bis nach Thuisis hinaufreichen. Das ist aber eine Mutmaßung, welche sich geologisch und stratigraphisch in keiner Weise stützen läßt. Vielmehr weisen die eingehenden Untersuchungen von SCHMIDLE (70) im Bodenseegebiet auf eine Entstehung des Sees im Sinne von PENCK erst während bzw. durch die letzte Eiszeit, wobei allerdings erhebliche tektonische Bewegungen mitgespielt haben. Ein postglaziales Delta bei Bregenz läßt nach PENCK (63) für den Bodensee einen Höchststand von 430 m Meereshöhe festlegen, welcher naturgemäß bestand, ehe die das Ende stauenden Moränen von Stein bis zur heutigen Tiefe zerschnitten und abgetragen waren. In Anbetracht der gewaltigen Aufschüttung der heutigen Sohle des Rheinquertales, welche auf mindestens 100 m, wenn nicht 200 m geschätzt werden kann, hat also der nacheiszeitliche Bodensee sicher bis Sargans (heutige Höhe der Aufschüttungsaue 480 m) und wahrscheinlich bis nach Chur gereicht. Damals kann tatsächlich in dem von HEIM für die vorletzte Interglazialzeit vertretenen Sinne eine ununterbrochene Wasser- verbindung zwischen dem Bodensee und dem Walensee bestanden haben, und die Herausbildung der Talwasserscheide von Sargans

wäre demnach erst in die jüngste geologische Vergangenheit zu verlegen. Die Zeit, wo zuerst die alte Wasserscheide zwischen dem heutigen Rheinquertale und dem Walenseetale gefallen ist, läßt sich nicht angeben. Nach den Erfahrungen in anderen alpinen Gebieten könnte in der Tat an die vorletzte Interglazialzeit gedacht werden; freilich nicht in dem für den Bodensee nicht nachweisbaren Sinne eines Rücksinkens des Alpenkörpers, sondern eher einer allgemeinen Gebirgshebung — vielleicht verbunden mit erster tektonischer Anlage des Bodenseebeckens — und eines dadurch hervorgerufenen starken Rückwärtseinschneidens des Quertalflusses und Anzapfung des Alpenrheines, wobei dann nachträglich gründliche glaziale Ausgestaltung der neuen Talverbindung erfolgte.

So ergibt sich als Vorstellung von dem präglazialen Gewässernetze im Bereiche des heutigen Alpenrheines das Bild hauptsächlich nordwestlich gerichteter Flüsse. Wie die Landquart, Ill und Bregenzer Ache im Osten, wie der Talzug Muotta-Goldau-Zugersee und weiterhin die Große Emme und die Aare mit dem Thunersee weiter im Westen ist auch der Alpenrhein in jener Richtung, welche zum Streichen des Gebirges annähernd querverläuft, aus dem Gebirge durch das Seez-Walensee-Linthtal in das Vorland hinausgetreten. Im Gebirgsinneren dagegen herrschte die Südrichtung vor: untereinander parallel und in geringem Abstände floß der vereinigte Vorder- und Hinterrhein über den Paß von Kunkels und durch das Taminatal und die Julia durch das Oberhalbstein und über die Lenzer Heide nach Norden, beide vereinigten sich erst bei Ragaz. Das Tal von Davos, dessen Wasserscheide heute in 1600 m liegt, also ebenfalls sich zwanglos dem von PENCK als präglazial betrachteten Terrassenniveau einordnet, war gegen die Landquart geöffnet. Der Alpenrhein selber folgte auch unterhalb Sargans der durch den Prättigau, dann durch die vereinigte Landquart und Julia vorgezeichneten Richtung und floß durch das heutige Tal der Seez und des Walensees zur Linth. Ein zweiter selbständiger Fluß, der als Vorarlberger Rhein bezeichnet werden könnte, sammelte die Wässer des Montafon und des Bregenzer Waldes und trat im Bodenseegebiet ins Alpenvorland hinaus.

Was über die Präglazialzeit hinausgeht, entzieht sich der Kenntnis. Da aber die meisten der präglazialen Täler scharf zwischen hohe Kämme eingeschnitten waren, wird auch das vorpräglaziale Talnetz nicht wesentlich anders verlaufen sein, nur war die Taleintiefung damals noch weniger weit fortgeschritten. Höchstens im

Bereiche der Albula können damals Veränderungen eingetreten sein, welche die spätere geringe Höhe der Wasserscheide zwischen Landwasser und Julia bedingten und so die starken diluvialen Talverlegungen hier erst ermöglichten.

b) Der Hochrhein.

Der Hochrhein reicht vom Bodensee bis zum Knie bei Basel. Zugehörig ist das ausgebreitete System der Aare und damit der weitaus größte Teil des schweizerischen Mittellandes.

NUSSBAUM (61) hat die neueren Forschungsergebnisse für dieses Gebiet in einer übersichtlichen Darstellung zusammengefaßt. Danach floß in vordiluvialer Zeit der Bündner Rhein zur Donau. Ein mittleres Rheinstück, das R. FREI (27) schon im Hegau nachwies, entwässerte durch den Sundgau zur Rhone. Die westlicheren Alpenflüsse konnten sich nicht, wie BRÜCKNER (13) meinte, über den eingebneten Jura zum Sundgau ergießen, sondern sammelten sich an dessen Fuße in der Aare und bogen wie heute bei Waldshut nach Westen um.

Hierzu können einige Abänderungen und Ergänzungen vorgebracht werden. Zunächst geht aus den Ausführungen des vorigen Abschnittes hervor, daß vor dem Eintritt des Eiszeitalters nicht der ganze Bündner oder Alpenrhein, sondern nur ein schwacher Vorarlberger Rhein als Vereinigung von Ill und Bregenzer Ache bei Bregenz aus dem Gebirge trat. HEIM (36) läßt diesen Fluß durch das heutige Schussental nach Norden zur Donau verlaufen. Nach PENCK (63) liegen die Stufenmündungen der Täler im Bregenzer Walde in rund 700 m, nach DIETRICH (22) die Schotter der pliozänen Donau bei Blaubeuren in 600—700 m, oberhalb Ulm in 550 m. Unter Berücksichtigung der diluvialen Senkungserscheinungen im Bodenseegebiet würde dann für den Vorarlberger Rhein ein Gefälle von etwa 2 ‰ sich ergeben, was als durchaus im Bereiche der Möglichkeit für das Alpenvorland gelegen gelten kann. Immerhin bedeuten die Stufenmündungen des Bregenzer Waldes lediglich ein präglaziales Talniveau, und es mag zweifelhaft erscheinen, dieses mit den pliozänen Donauschottern zu verbinden. Die nächsttieferen Geröllablagerungen längs der Donau gehören aber schon zum Quartär; der Fehler, welcher sich in einem zu geringen Gefällswert für den präglazialen Vorarlberger Rhein äußern würde, ist sonach vermutlich nicht sehr erheblich.

GUTZWILLER (33) hat darauf hingewiesen, daß das Material des Sundgauer Schotters vorwiegend aus der Mittelschweiz und aus dem Rhonetal stammt. Das Zurücktreten der Rheingeschiebe wird auch dann verständlich, wenn als Nebenfluß der Donau in präglazialer Zeit nur der schwache Vorarlberger Rhein betrachtet wird: es entfallen mit diesem alle Gesteine des Säntisgebietes und des Appenzeller Landes, vor allem auch des ganzen Flyschgebietes von Vorarlberg. Andererseits können die aus dem Verrucano abgeleiteten gequetschten Quarzporphyre der Sundgauer Schotter ebensowohl aus dem Rhonetal wie aus dessen geologischer Fortsetzung, dem Vorderrheintale stammen. Bei einem durch das Seez-Walenseetal zur Linth fließenden Alpenrheine mußten in den Ablagerungen naturgemäß ebenfalls diejenigen des mit der Linth und nach HEIM (36) weiterhin mit der Glatt zusammenfallenden Mittellaufes vorherrschen.

O. FREY (28) hat die Vermutung ausgesprochen, daß das ganze Aaresystem ursprünglich der Donau tributär gewesen sei. BRAUN kam bei seinen Untersuchungen, welche er kürzlich erneut zusammengefaßt hat (7), zu demselben Ergebnisse, er betrachtet die Aare als Beginn eines einzigen großen Jurarandflusses, von dem die heutige Donau nur noch einen kleinen Rest darstellt. Diese Ansicht erscheint auch rein stratigraphisch durchaus berechtigt.

Zwar beweisen die Sundgauer Schotter mit ihrem alpinen Material, daß mindestens gegen das Ende des Pliozäns eine Verbindung des Aaresystems mit der Donau nicht bestand. Aber aus den eingehenden Untersuchungen, welche DELAFOND und DEPÉRET (20) schon vor längerer Zeit dem Gebiet zwischen den Zusammenflüssen von Doubs-Saône und von Saône-Rhone gewidmet haben, geht hervor, daß noch im mittleren Pliozän die Entwässerungsverhältnisse der Nordwestschweiz ganz andere gewesen sein müssen als zur Zeit der Ablagerung der Sundgauer Schotter. Im Tale des Doubs und sogar in demjenigen eines heute aus dem Jura kommenden Nebenflusses, der Loue, finden sich bis zur Vereinigung mit der Saône ausgedehnte Schotterhochflächen mittelpliozänen Alters, welche ausschließlich Vogesen gerölle führen. Weiter südlich bestehen diese Schotterhochflächen überwiegend aus Material des angrenzenden Juragebirges, und erst auf den Dombes sowie im Bereiche des heute ebenfalls dem Jura entströmenden Ain tritt dann vorherrschend alpines Material auf. Zu jener Zeit bestand demnach zwischen dem Aaresystem und dem Doubs keinerlei Verbindung, es können also

auch nicht die Flüsse der Mittelschweiz etwa über einen eingebneten Jura hinweg in die Senke des Sundgaues sich ergossen haben. Andererseits lassen aber die allgemeinen Abdachungsverhältnisse des schweizerischen Mittellandes die Annahme nicht zu, daß etwa die gesamten Gewässer, welche später dem Sundgau ihr Material lieferten, vordem nach Südwesten geflossen und ihre Schotter auf den Dombes hinterlassen haben könnten. Das Rhonematerial in den gegenüber den Dombeschottern jüngeren, aber noch vordiluvialen Sundgauer Schottern beweist im Gegenteil eine ältere süd-nördlich gerichtete Entwässerung, welche über die heutige erheblich nach Süden hinausgriff. Eine ausgedehnte süd-nördliche Entwässerung der Schweiz einerseits, das vollkommene Fehlen alpinen Materiales in den mittelplozänen Schottern des Doubstales und der Bresse andererseits weisen in derselben Richtung wie die von BRAUN gewonnenen Ergebnisse: noch im mittleren Plozän war das Aaresystem nicht der Rhone tributär, andererseits bestand aber noch im heutigen Oberrheingebiet eine Wasserscheide, welche erst nach der Ablagerung der Sundgauer Schotter am Beginn des Quartärs vermutlich im Zusammenhange mit tektonischen Ereignissen verschwand; so bleibt nur die Möglichkeit einer Zugehörigkeit des Aaresystems zur Donau während des mittleren Plozäns. Hiermit mag auch das merkwürdige präglaziale, ostwestlich gerichtete Tal zusammenhängen, welches R. FREI (27) zuerst im Hegaugebiet nachwies: es ist aus der alten westöstlichen Entwässerung hervorgegangen und später in umgekehrter Richtung benutzt worden.¹⁾

Daß sich jemals die schweizerischen Gewässer über ein eingebnetes Juragebirge hinweg ergossen haben, ist nicht nachweisbar, wie auch das Alter der Entstehung des Juragebirges selber noch nicht feststeht. Es wurde aber jedenfalls schon von dem oberplozänen Aaresystem peripherisch umflossen. Es ist denkbar, daß im Zusammenhange mit der Aufrichtung des Jura an dessen Nordfuße die Senke des Sundgaues entstand; diese fing einerseits den Schutt der ihr tributären Gewässer auf — echte Sundgauer Schotter haben sich im Doubstale auffallend wenig weit talabwärts verfolgen lassen —, andererseits führte sie längs ihrer tektonischen Fortsetzung im Hochrheintale zu einer Anzapfung des Aaresystemes, welches auf solche Weise der Donau entfremdet wurde. Das ganze Gebiet wurde dann im Diluvium dem Rhonesystem entrissen und dem heutigen Rheingebiete angegliedert.

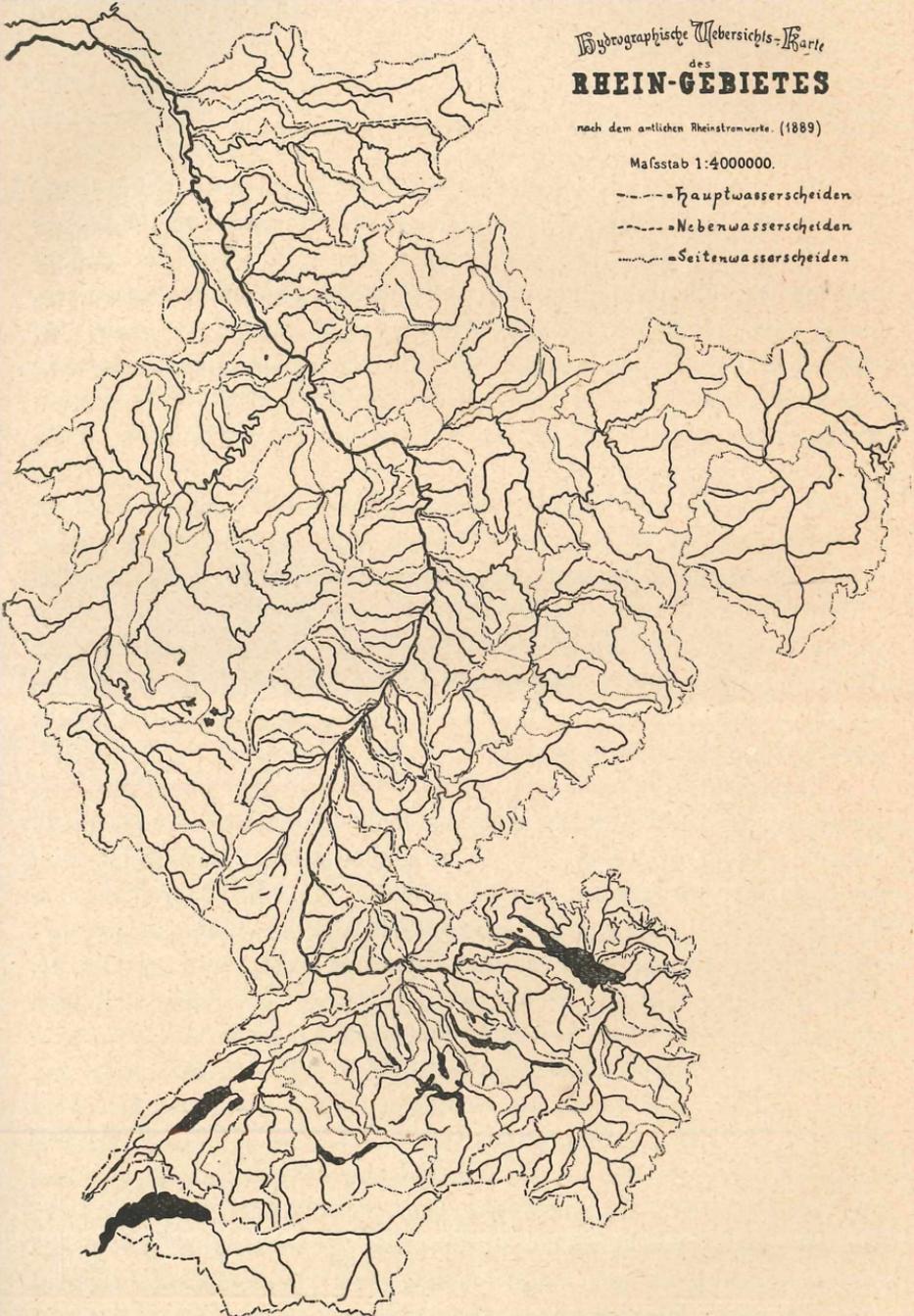
¹⁾ Vgl. den Nachtrag am Schlusse dieser Arbeit.

Die präglaziale Entwässerung hat auch im Aaregebiet im einzelnen Bahnen befolgt, welche von den heutigen mehrfach abwichen. Dies gilt besonders für das Alpenvorland. HEIM (36) hat neuerdings diesbezügliche Zusammenhänge so einleuchtend dargestellt, daß auf seine Ausführungen verwiesen werden kann; ihnen folgt auch die dieser Arbeit beigegebene Karte (Tafel III). Auch im Gebirge findet sich hier wieder ein außer Funktion gesetzter Taltorso in Gestalt des Brünigpasses, und abermals, ganz wie im Gebiet des Alpenrheines, muß die Übereinstimmung seiner Höhenlage (rund 1000 m) mit derjenigen hervorgehoben werden, welche BRÜCKNER (13) für das präglaziale Aaretal bei Brienz-Meiringen mit 11—1200 m, für das Lauterbrunnental bei Interlaken mit 1100 m ermittelt hat. Die Erklärung ergibt sich auch hier naheliegend in dem Sinne einer diluvialen Gebirgshebung, durch welche ein Fluß aus dem Tale des Thunersees vom Gebirgsrande her zu kräftigem Einschneiden veranlaßt wurde und so einem alten, südnördlich gerichteten Talzuge das heutige Quellgebiet der Aare raubte. — Daß sich die Engelberger Aa noch in postglazialer Zeit bei Stansstad mit der Sarner Aa vereinigte, ist jedem aufmerksameren Besucher des Vierwaldstättersees geläufig.

Auch der Genfer See bestand vor dem Eiszeitalter noch nicht. Das Rhonematerial in den Sundgauer Schottern lehrt dies. HEIM (36) vertritt auch die entsprechende Ansicht, daß die walliser Rhone in präglazialer Zeit nordwärts zur Ziehl-Aare floß. Die heutige Wasserscheide zwischen Rhone- und Aaregebiet liegt bei Arnex inmitten der Drumlins des Rhonegletscherbereiches in rund 550 m, kaum 180 m über dem heutigen Spiegel der Genfersees, welcher zudem noch in postglazialer Zeit, wie aus den Uferbildungen des französischen Ufers hervorgeht, nicht unerheblich höher stand. Noch heute also weist eine niedrige Talwasserscheide auch hier auf die ursprünglich bestehenden zusammenhängenden Verbindungen hin. — Auf die Frage nach der Ursache der Entstehung des Genfer Sees selber kann hier aus naheliegenden Gründen nicht näher eingegangen werden.

Das Gebiet des Hochrheines hat demnach eine sehr wechselvolle Geschichte hinter sich. Die heutigen Verhältnisse werden vor allem im Bereiche des schweizerischen Mittellandes weitgehend durch die Aufschüttungen und Talbildungen des Eiszeitalters bedingt. In vordiluvialer Zeit erscheint als ausschlaggebender Umstand die freilich noch recht dunkle Entstehungsgeschichte des Jura,

welcher den von den Alpen kommenden, unter sich mehr oder weniger gleichlaufenden Abdachungsflüssen des Mittellandes ein



unüberwindliches Hindernis entgegengesetzte. Tektonische Vorgänge im Bodenseegebiet, im Hochrheintale selber, im Sundgau und im Bereiche des heutigen Oberrheines haben im weiteren die Geschiebe des Gewässernetzes bestimmt.

c) Die oberrheinische Senke.

Erst im Diluvium ist der Rhein über Basel nach Norden geflossen. Vorher war er dem Rhonegebiet tributär, wobei hinsichtlich des Alters der dies bezeugenden Sundgauer Schotter zu bemerken ist, daß die in unmittelbarer Berührung mit ihnen stehenden, sicher mittelploziänen Vogesenschotter des Doubestales nirgends aus ihnen etwa abzuleitende alpine Gerölle auf sekundärer Lagerstätte enthalten, demnach älter sein müssen, wonach sich für die Sundgauer Schotter selber in der auch sonst üblichen Weise ein oberploziänes Alter ergibt.

Die oberrheinische Tiefebene entwässerte dagegen auch in vordiluvialer Zeit nach Norden. Nach MORDZIOL (57) lassen sich die altploziänen Kieseloolithschotter des mittelrheinischen Durchbruchstailes von Bonn flußaufwärts bis nach Rheinhessen verfolgen und sind hier bei Alzey und Eppelsheim infolge nachträglicher Störungen über 200 m tief unter diluvialen Aufschüttungen begraben worden. Der Neckar und der Main sind in ihren Unterläufen immer der Nordsee tributär gewesen.

Es erhebt sich nun die wichtige und bisher noch nirgends genauer untersuchte Frage nach der Lage der alten Wasserscheide zwischen dem Ur-Rhein und dem Rhone-Rhein. Ihre Erörterung ist natürlich mit großen Schwierigkeiten und Unsicherheiten verbunden. Zunächst liegt der ganze Rheintalgraben heute fertig und einheitlich vor, und wo nicht das Diluvium selbst noch gestört ist, läßt sich, wie jüngst wieder von SALOMON (68) hervorgehoben wurde, über das Alter der zahlreichen einzelnen Brüche nur eine maximale Angabe machen: stratigraphisch läßt sich unterhalb von Basel und bis weit hinab ins hessische Gebiet nur feststellen, daß die Brüche teilweise mindestens mittelmiozän sein müssen, da das Oligozän und die Süßwasserablagerungen des älteren Miozän von den großen Grabenverwerfungen noch mitbetroffen sind. Erst in der Baseler Gegend, wo die diluvialen Deckenschotter unter den jüngeren Ablagerungen untertauchen, und ebenso in der Gegend um Alzey, wo die ploziänen Kieseloolithschotter unter mächtigen

diluvialen Schottern und Sanden begraben liegen in der Reihenfolge, daß die obersten Ablagerungen die jüngsten sind, läßt sich nachweisen, daß noch bis in das Diluvium hinein schwere tektonische Erschütterungen den Rheingraben heimgesucht haben. Ja neuerdings haben von ganz verschiedenen Gesichtspunkten aus sowohl SALOMON (68) als auch BRAUN (6) die Ansicht vertreten, daß im Diluvium überhaupt erst die eigentlichen Hauptstörungen eingetreten sind, nachdem die vordiluvialen tektonischen Ereignisse durch die Kräfte der Abtragung und Erosion weitgehend verwischt worden waren.

Mitunter begegnet man in der Literatur der Ansicht, zur Zeit des durch den Sundgau entwässernden Rhone-Rheines sei die ganze oberrheinische Senke diesem tributär gewesen. So betrachtet LAUTERBORN (49), welcher übrigens die Bedeutung des vorquartären Rhone-Rheines für die Biologie des heutigen Rheingebietes eingehend würdigt, den Neckar als den vorquartären Quellfluß des Ur-Rheines, und in gleicher Weise will HOFFMANN (39) die südöstliche Richtung einiger Gewässer der nördlichsten Vogesenausläufer mit einer alten, südwärts gerichteten Entwässerung der oberrheinischen Senke in Verbindung bringen. Letztere Erscheinung läßt sich aber ebenso gut einfach aus dem tektonisch bedingten Verlauf des Gebirgsrandes erklären, zu welchem die Gewässer, entsprechend den allgemeinen Abdachungsverhältnissen, einen rechtwinkeligen Verlauf nehmen. Nirgends ist in der ganzen weiten Tiefebene nördlich der Freiburger Bucht irgendein Anhaltspunkt dafür gegeben, daß dieselbe in ihrer Einheitlichkeit jemals durch eine wenn auch nur niedrige Wasserscheide unterbrochen war.

Nur die Nachbarschaft der Freiburger Bucht selber gewährt einen ganz anderen Anblick. Hier erhebt sich mitten in der Rheinebene inselartig der sie um 300 m überhöhende Kaiserstuhl. An seinem Aufbau haben vor allem vulkanische Gesteine wesentlichen Anteil; jedoch zeigt schon ein flüchtiger Blick auf die geologische Karte von STEINMANN und GRÄFF (77), daß man den Kaiserstuhl nicht, wie es meistens geschieht, schlechtweg als eine rein „vulkanische“ Bildung auffassen darf. Denn in engstem Zusammenhange mit den vulkanischen Massen ragen hier auch große Schollen mesozoischer Gesteine erheblich über die umgebende Ebene auf und nähern sich bei dem engen Durchlaß von Riegel den ganz gleichartigen „Emmendinger Vorbergen“, deren Fortsetzung sie augenscheinlich bilden. Diese Vorberge stellen einen breiten Streifen

abgesunkener mesozoischer Schollen dar, welche dem eigentlichen Schwarzwaldmassiv vorgelagert sind und die Freiburger Bucht im Norden abschließen. Ihr Zusammenhang mit dem Kaiserstuhl wird bei Riegel nur durch eine kaum 3 km breite Pforte unterbrochen. — Ebenso findet sich im Süden des Kaiserstuhles, ebenfalls nur durch eine schmale Senke von ihm getrennt, eine weitere mesozoische Scholle, der niedrigere Tuniberg, welcher sich weit nach Süden hinzieht. Er bildet zusammen mit dem den Emmendinger Vorbergen angegliederten Kaiserstuhl eine orographische Scheidewand, durch welche die Freiburger Bucht den Charakter eines fast allseitig geschlossenen Beckens erhält. Nach Süden ist der Auslaß immerhin recht ansehnlich: zwischen dem Tuniberg und der dem Schwarzwaldrande vorgelagerten mesozoischen Scholle des Schönberges zieht sich bei Schallstadt eine fast 6 km breite Niederung zur eigentlichen Rheinebene hinaus. In der Natur tritt die weite, nach Süden gerichtete Öffnung der Freiburger Bucht noch weit eindringlicher hervor, wie jedem bekannt ist, der von einer der randlichen Schwarzwaldhöhen bei Freiburg in die Ebene hinausgeblickt hat.

Im Elsaß fehlen die dem Gebirge vorgelagerten Schollen, zwischen dem Westrande des Kaiserstuhles und dem Gebirgsrande bei Kolmar öffnet sich das diluviale Rheintal in einer Breite von über 20 km. Allein nach STEINMANN und GRÄFF (77) kommen am Westabfall des Kaiserstuhles vulkanische Tuffe vor, welche ihrer Verbreitung nach von Westen stammen; ein Teil des ursprünglichen Kaiserstuhlmassives ist im heutigen Rheintal nachträglich in die Tiefe versunken. Ursprünglich darf also die Kaiserstuhlscholle noch weiter westwärts reichend angenommen werden, und so verstärkt sich der Eindruck, als ob hier nachträglich zerstückelte Reste einer ursprünglich einheitlich die ganze Ebene quer durchziehenden Bodenschwelle vorliegen.

Die Richtung der Täler ist weiter sehr auffallend. Das Elztal ist im Gegensatz zu allen weiter nördlich aus dem Schwarzwalde heraustretenden Tälern nach Süden geöffnet und bildet orographisch die unmittelbare Fortsetzung der nach Süden geöffneten Freiburger Bucht nach Norden; der Anlage nach folgt es einer wichtigen Störungslinie im Körper des Gebirges. Weiter im Süden zeigen Wiese und Kander genau dasselbe Bild: wichtigen tektonischen Linien folgend, sind sie nach Süden geöffnet; soweit sie erosiv herausgebildet worden sind, war eine Erosionsbasis im Süden bzw.

Südwesten des Gebirges wichtiger als der heutige, nach Norden geöffnete Rheingraben.

In dieser Hinsicht bilden Schwarzwald und Wasgau hydrographische Gegenstücke. Das bei Kolmar aus dem Gebirge heraus tretende Tal der Fecht, wiederum einer Hauptstörungslinie des Gebirges folgend, ist das südlichste Vogesental mit nordöstlich gerichteten Laufe und Ausgang. Schon die am Belchen entspringende Lauch und ihr Nebenfluß, der Ohmbach von Sulzmatt, ist innerhalb des Gebirges nach Ost-südosten gerichtet und biegt beim Betreten der Ebene mit scharfem Knick nach Norden um. Dasselbe Bild zeigen auch die südlich anschließenden Täler der Thur und Doller (sie fielen denn auch im Kriege zuerst in Feindeshand, konnten aber deutscherseits bald eben infolge ihrer Richtung wirksam abgeriegelt werden).

Alle diese Umstände lassen sich in einem einheitlichen Sinne ausdeuten: die vorquartäre Wasserscheide zwischen Rhone- und Rheingebiet ist zwischen Kolmar und Freiburg zu suchen, sie wurde durch einen verhältnismäßig niedrigen Querzug mesozoischer Schollen gebildet und ist in Resten heute noch im Kaiserstuhl und Tuniberg erhalten. Als Quellast des Ur-Rheines erscheint die tief in die Vogesen hineinführende Fecht, der gegenüber als südlichster vordiluvialer Rheinzufuß aus dem Schwarzwalde der vom Hünersedel kommende Bleicherbach nur ganz untergeordnete Bedeutung besitzt und besaß.

Die von DEECKE (18) als obermiozän bis pliozän gedeuteten alten Flußschotter am Schwarzwaldrande bieten leider für diese Fragen keinen Anhaltspunkt.

Der weitere Verlauf der Rheinebene bietet wenig Anhaltspunkte für paläohydrographische Untersuchungen. Immerhin liegen Anzeichen dafür vor, daß der vorquartäre Ur-Rhein innerhalb der Ebene erheblich geringere Zuflüsse erhielt als der heutige Oberrhein. HOFFMANN (39) äußert sich dahin, daß in vordiluvialer Zeit die Wasserscheide in den nördlichsten Vogesen im Gegensatz zu heute dem Hauptkamme des Gebirges, also unmittelbar über dem Abfall zur Rheinebene, folgte und daß die Flüsse des Hagenauer Landes, welche heute teilweise nicht unerheblich weit jenseits des Hauptkammes auf dem westlichen Vogesenabfall ihr Einzugsgebiet besitzen, zu jener Zeit nur ganz bescheidene Abdachungsgewässer waren. KREBS (47) hat neuerdings für das Maingebiet eine ähnliche Ansicht ausgesprochen und für das Neckargebiet auf einer Karten-

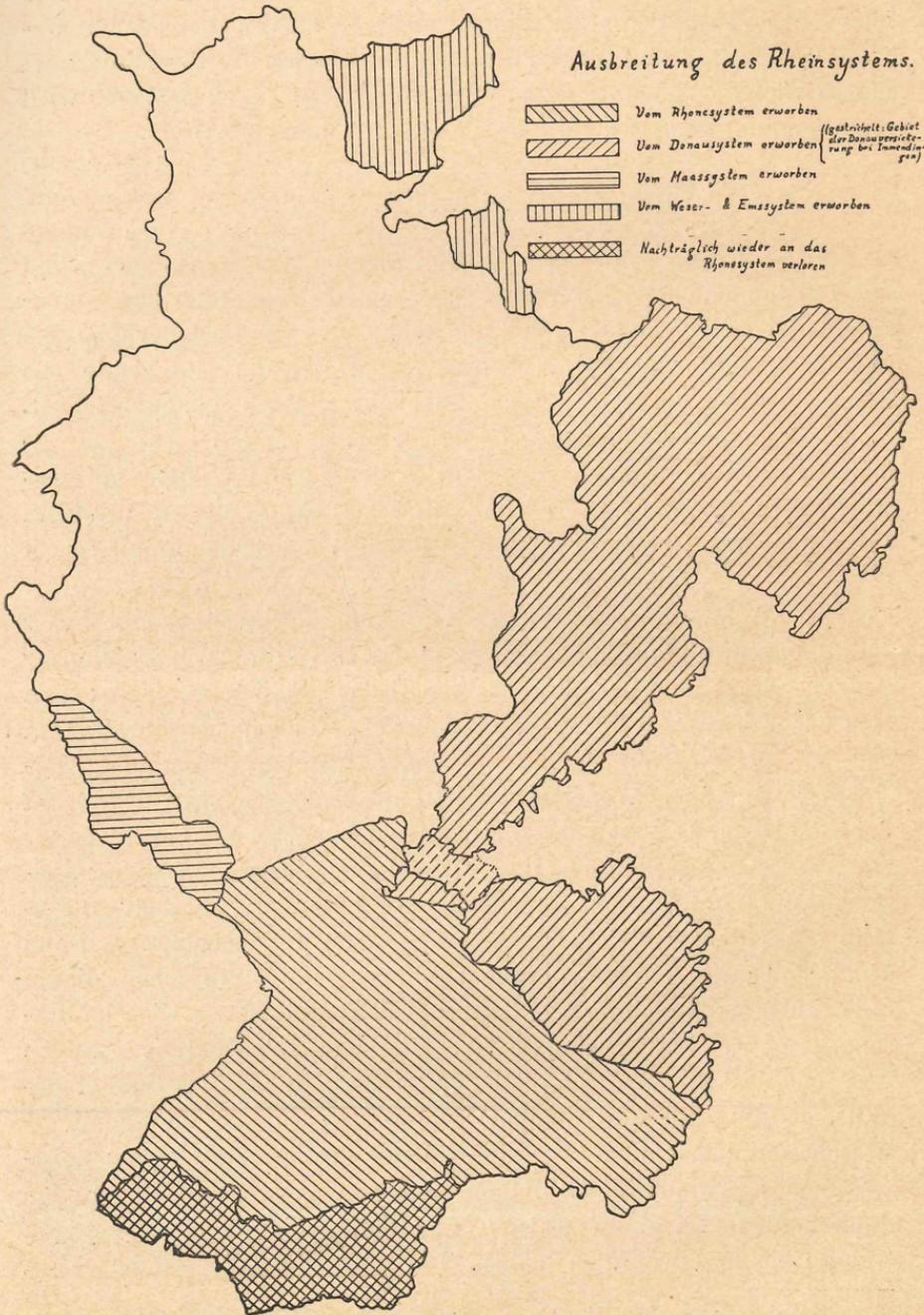
skizze dargestellt. Bei der Erörterung dieser beiden Flußgebiete wird noch im einzelnen auf diese Verhältnisse, wie sie von KREBS dargestellt werden, einzugehen sein. Tatsächlich kann man im badischen Neckartale keine Reste alter, vordiluvialer Talböden oder andere Anhaltspunkte für einen schon in jener Zeit dort aus dem Gebirge austretenden ansehnlichen Fluß wahrnehmen. Auch in den niederrheinischen pliozänen Kieseloolithschottern kommen nicht nur keine alpinen Gerölle, sondern auch keine Geschiebe aus Schwaben und Franken vor, und die vorhandenen verkieselten jurassischen Versteinerungen werden aus Lothringen, also aus dem Einzugsgebiet der Mosel, abgeleitet. Wären Neckar und Main in ähnlicher Weise wie heutzutage als stattliche Gewässer mit ausgedehntem Einzugsgebiet schon in den vordiluvialen Ur-Rhein geflossen, dann könnte das Fehlen entsprechender Geschiebe in den nieder- und mittlrheinischen Kieseloolithschottern nur etwa durch das Vorhandensein eines allen Schutt auffangenden Sees im Bereiche der Rheinebene erklärt werden; hierfür fehlen aber alle strati-graphischen Anhaltspunkte. So erscheint also die Auffassung begründet, daß das vorquartäre Gewässernetz der Rheinebene nördlich jener alten Wasserscheide am Kaiserstuhl das Bild einer durch geringes Gefälle ausgezeichneten Hauptwasserader mit nur ganz unansehnlichen Zuflüssen von beiden Seiten her darbot. In diesem Sinne erscheint das Tal des vordiluvialen Oberrheines rein landschaftlich als weite, langgestreckte Walmlinie zwischen den beiderseitigen Gebirgen.

Die Vorgänge, welche zur Entstehung der heutigen Verhältnisse geführt haben, können vielleicht alle im einheitlichen Sinne gedeutet werden. Schwarzwald-Wasgau und Odenwald-Pfälzerwald mit Außengebieten wurden im mittleren Tertiär zu einer Großfalte aufgewölbt. Als die Spannung zu groß wurde, zerriß der Scheitel, der erste Einbruch der Rheinebene erfolgte bis unter den Meeresspiegel, so daß eine marine Transgression möglich war. Die Aufwölbung hielt an, und mit den stehengebliebenen Flanken wurde auch der eingebrochene Mittelteil wieder bis zu ansehnlicher Höhe über den Meeresspiegel emporgewölbt. Dann scheint im älteren Pliozän eine gewisse Ruhe eingetreten zu sein, und die tektonischen Linien konnten in der von SALOMON (68) dargelegten Weise landschaftlich verwischt werden. Im jüngeren Pliozän setzte die Aufwölbung erneut ein, abermals brach der Scheitel ein, und zwar abermals bis unter den Meeresspiegel, wurde aber durch die quar-

fären Schotterfluten teilweise wieder aufgefüllt, während die Flanken dauernd emporstiegen. So kam es zur Zerstückelung der alten

Ausbreitung des Rheinsystems.

-  Vom Rhodanensystem erworben
-  Vom Donausystem erworben (gestrichelt: Gebiet der Donau oberhalb von Donauwörth)
-  Vom Maassystem erworben
-  Vom Weser- & Emsystem erworben
-  Nachträglich wieder an das Rheinsystem verloren



Wasserscheide am Kaiserstuhl, während andererseits durch das fortgesetzte Aufsteigen der Flankengebirge die jenen entströmenden Gewässer zu starker Erosionstätigkeit veranlaßt wurden. Diese lebhaftere Erosion hatte zur Folge, daß die davon betroffenen Gewässer sich während des Diluviums sehr stark in ihr Hinterland hinein rückwärts ausbreiteten. Die Bedeutung dieser Tatsache wird im folgenden noch wiederholt zur Geltung kommen.¹⁾

d) Der Mittel- und Niederrhein.

Mit dem durch MORDZIOL (57) erbrachten Nachweise, daß schon im Unterpliozän der „Ur-Rhein“ als einheitlicher und zusammenhängender Fluß von der heutigen Senke des Mainzer Beckens bis in die Gegend von Bonn bestanden hat, ist die Geschichte des Flusses selber als seit langer Zeit sehr einfach gekennzeichnet. Was vor dem Pliozän liegt, ist noch recht dunkel. AHLBURG (1) hat aus dem Vorkommen der sog. Vallendahrer Schotter ein Gewässernetz für jene mitteltertiäre Insel zu rekonstruieren versucht, als welche das Gebiet des heutigen Rheinischen Schiefergebirges zu gelten hat. Er denkt an Abflüsse nach allen Seiten. MAULL (54) hat diese Auffassung angefochten und sieht den Ausgangsort dieser nach ihm oligozänen Entwässerung in einem nachträglich im Mainzer Becken versunkenen Teile des Rheinischen Schiefergebirges; von hier aus sei auch jener Fluß abgeflossen, welchem das uralte Tal der den ganzen Taunus durchquerenden Idsteiner Senke seine Entstehung verdankt. Außergewöhnlich ausdruckslos war das Relief der Landschaft, in welcher diese oligozänen Vallendahrer Schotter zur Ablagerung gelangten, und es erscheint einstweilen wenig aussichtsvoll, das ihnen entsprechende Netz der mit minimalem Gefälle träge dahinschleichenden Gewässer zu rekonstruieren. Dann klafft jedenfalls ein gewaltiger zeitlicher Hiatus zwischen diesen oligozänen Vallendahrer Schottern und den altplozänen Kieseloolithschottern des Mittelrheingebietes, und die Entwicklung, welche während des Miozäns sich vollzog, ist noch in völliges Dunkel gehüllt. Sollte aber die Annahme von MAULL sich als zutreffend erweisen und tatsächlich schon die Vallendahrer Schotter einem nordwestlich gerichteten einheitlichen Flußsystem ihre Entstehung verdanken, dann käme dem ganzen Mittelrheingebiet in seiner heutigen Anlage ein ungewöhnlich hohes Alter zu. Dabei ist zu beachten,

¹⁾ Vgl. den Nachtrag!

wie sich die Gesamterstreckung des Mittelrheinlaufes in strenger Abhängigkeit von dem rechtwinklig dazu verlaufenden variskischen Gebirgsbau hält. Wie in nacholigozäner Zeit die Angliederung der südlich angrenzenden oberrheinischen Senke an das Mittelrheingebiet erfolgte, bleibt ebenfalls noch eine offene Frage.

Wo der Rhein heute ins Flachland der Kölner Bucht hinaustritt, ist sein Bett wie im Oberrheingebiet in Ablagerungen jugendlichen Alters eingeschnitten. Die Untersuchungen von FLIEGEL und WUNSTORF (80) haben die vielfältigen Flußverlegungen dieses Gebietes während und seit der Diluvialzeit dargestellt.

Sehr wichtig ist der durch die zuletzt genannten Geologen erbrachte Nachweis, daß bei Erkelenz, also weit im Westen des heutigen Rheinlaufes, die rheinischen Kieseloolithschotter sich mit denjenigen der Maas vereinigen. Da nun aber die noch zu besprechenden Verhältnisse des heutigen und früheren Maasgebietes für die Kieseloolithschotter der Maas mit zwingender Notwendigkeit ein oberpliozänes Alter dieser Schotter erfordern, ist der Nachweis einer ununterbrochenen Entwicklung des Rheines seit dem Altplioziän gegeben. Der altdiluviale Rhein lag aber schon weiter im Osten. Er fand an den Endmoränen der älteren und größten nordischen Vereisung ein Hindernis, welches ihn bei Cleve zum Abbiegen nach Westen zwang. Vor diesen Endmoränen hat er sich gestaut und ein breites Schwemmland aufgeschüttet, in welchem er willkürlich die verschiedensten Läufe innehatte. Daß er dabei im Laufe der Zeit eigentlich immer mehr nach Osten gewandert ist, mag durch den mächtigen Schuttkegel der aus Hochbelgien ins Niederland hinaustretenden Maas bedingt worden sein; die Vereinigung beider Flüsse selbst ist dabei gleichzeitig immer weiter nach Norden hinausgeschoben worden.

Ehe der Wall der nordischen Endmoränen das westliche Abbiegen des Rheines hervorrief, bestand für den Fluß keine Ursache, aus seiner im wesentlichen südnördlichen Richtung abzuweichen. Es liegt keinerlei Anhaltspunkt dafür vor, daß schon der vordiluviale Rhein sich durch die heutigen Niederlande ergoß. Vielmehr verdienen die Ausführungen von VAN DE WIELE (79) vollste Beachtung, welcher auf die Senke der Zuidersee als die ursprüngliche Fortsetzung des Rheintales hinweist. Es wird hier eine postdiluviale Einwalmung angenommen, und tatsächlich beweist ja die geschichtliche Entwicklung des römischen Flevosees eine fortschreitende Ausbreitung des Meeres. Ob diese aber nicht aus der

allgemeinen säkularen Senkung der niederländischen Küste allein hinreichend erklärt werden kann, erscheint erwägenswert. Jedenfalls bildete die ursprüngliche Yssel, welche auch nördlich des Flevo-sees einen Unterlauf besaß, die unmittelbare Fortsetzung des Rheinlaufes: nach dem Rückzuge des nordischen Eises haben die Gewässer jenen alten, schon vor der Vereisung bestehenden Tiefenzug erneut aufgesucht, aber es ging nur ein geringer Teil der Rheinwasser hindurch; der Hauptstrom folgte auch weiterhin dem Rande der Endmoränen nach Westen.

Diese Auffassung steht im Widerspruch mit der auch in die Lehrbücher übergegangenen Ansicht von HARMER (35), wonach schon im oberen Pliozän der Rhein nach Westen abgebogen und an der Südostecke der britischen Insel die sog. Chillesfordtone abgesetzt habe. Der Widerspruch ist jedoch nur scheinbar und entfällt sofort, wenn diese Tone nicht ins Pliozän, sondern in das präglaziale Diluvium gestellt werden. HARMER kennt nur die Möglichkeit: entweder pliozän oder glazial, und da er das letztere mit gutem Grunde verneint, so nimmt er das erstere an. Da aber auf die Amstelstufe in den Niederlanden das glaziale Diluvium folgt, so hat schon LORIÉ (52) auch die über dem gleichaltrigen Red Crag liegenden Bildungen in England dem Quartär zugerechnet. Tatsächlich fehlt in den Niederlanden, wo, wie noch neuerdings durch BOTKE (5) nachgewiesen wurde, nur eine einmalige Vergletscherung zur Zeit der größten Ausdehnung des nordischen Inlandeises stattfand, das ältere glaziale Diluvium ebenso wie das jüngste Glazial Norddeutschlands. Ganz wie schon STOLLER (26) die präglazialen Tone von Tegelen an der Maas zum älteren Diluvium stellte, worin ihm LAUTERBORN (49) beipflichtet, kann auch die ganze Amstelstufe und der britische Red Crag sehr wohl an der Grenze von Tertiär und Diluvium stehen, der diesen gegenüber jüngere Rheinlauf durch Südostengland demnach mindestens altquartär sein. — Es liegt auf der Hand, daß schon bei Beginn der Vereisung durch die nach Süden abfließenden Schmelzwässer des allmählich anwachsenden nordischen Inlandeises in dem Gewässernetz des heutigen niederländischen und niederdeutschen Tieflandes eine gründliche Veränderung und teilweise sogar vollkommene Umkehr der bisherigen Verhältnisse stattgefunden haben wird. Dies gilt besonders von jener Hochstandszeit, welche in Norddeutschland als erste Eiszeit betrachtet wird. Es ist kaum anzunehmen, daß der Rhein jemals in die Eiskalotte hineingeflossen ist, ob deren

Rand nun westlich von Jütland oder im Süden der Zuidersee seinen Lauf querte. Vielmehr werden die dem Eisrande entströmenden Schmelzwässer der erste Anlaß zur westlichen Abbiegung des Rheinlaufes gewesen sein, der dann durch die Endmoränen der größten Vergletscherung gewissermaßen stabilisiert wurde.

Andererseits ist keine Ursache erkennbar, welche diese Abbiegung des Rheines schon vor dem Diluvium und vor dem Beginn der Vereisung erklären könnte. Die jungpliozänen, im wesentlichen ostwestlich gerichteten Störungen im Maas-, Schelde- und Ysergebiet liegen erheblich weiter im Süden, und es ist keinerlei Anhaltspunkt dafür vorhanden, daß sie sich etwa bis in das Gebiet der heutigen Niederlande fortgesetzt haben. Im Gegenteil lehrt die fortschreitende Meeresregression seit dem mittleren Pliozän, daß die allgemeine Abdachung des Landes zweifellos nach Norden gerichtet war. Es wäre vollständig unbegreiflich, wenn unter solchen Umständen der Rhein seine bisherige Südrichtung plötzlich mitten im Flachlande geändert haben sollte. Darum erscheint die Auffassung von VAN DE WIELE (79) vollständig gerechtfertigt, daß der vordiluviale Rhein sich durch die Rinne der heutigen Zuiderzee nach Norden ergossen und zwischen der Doggerbank und Jütland den Weg zum Meere gefunden habe. Jene Zeit größter Landfestigkeit im älteren Diluvium wird in ihrer Bedeutung für das Rheingebiet von LAUTERBORN (49) folgendermaßen treffend gekennzeichnet: „In dem neu auftauchenden Gebiete schob der Rhein seine Mündung immer weiter vor und zog schließlich mit einem seiner Arme durch Ostengland hindurch nach Norden, wobei er die Themse als Nebenfluß aufnahm. Auch Weser und Elbe traten allem Anschein nach damals mit dem Unterlauf des Rheins in Verbindung und bildeten gemeinsam mit ihm ein ungeheures vielarmiges Delta, das bis weit in das Diluvium hinein den Bereich der Nordsee erfüllte.“

Allerdings war dieser Zustand nicht von langer Dauer. Denn noch im obersten Pliozän hatte die Nordsee der Amstelstufe sich bis Uden und Tiel nach Osten erstreckt, die Küste der mittelplozänen Scheldestufe ist bei Gennep und Arnhem zu suchen, diejenige der altpliozänen Diesterstufe gar unweit nördlich von Roermond, so daß Rhein und Maas der Kieseloolithzeit zeitweise unterhalb ihrer Vereinigung bei Erkelenz nur einen sehr kurzen gemeinsamen Unterlauf hatten. Dies gilt besonders auch für den Beginn des Pliozäns, wie er auf der beigegebenen Tafel dargestellt ist. — Die mannigfachen Veränderungen der Rheinmündung nach der Eis-

zeit bis in die geschichtliche Zeit hinein sind untergeordneter Natur, wie sie jedem größeren Flußdelta eigen sind, und teilweise beeinflußt von der bis in die Gegenwart hineindauernden säkularen Senkung der Nordseeküste. NORLIND (60) hat sie eingehend dargestellt.

e) Schwaben.

Von den Nebenflüssen des eigentlichen Stammrheines sind diejenigen der rechten Seite bis zum Mainzer Becken von besonderer Bedeutung, da in ihrem Werdegang sich der erbitterte Kampf widerspiegelt, den die Systeme von Rhein und Donau in weiten Grenzgebieten um die Oberherrschaft geführt haben und teilweise noch führen. Die Donau hat dabei immer mehr den kürzeren gezogen, ihr Einzugsgebiet weist alle Merkmale fortschreitender Verarmung auf.

Allgemein anerkannt und stratigraphisch bewiesen ist der Fall der Wutach, eines Nebenflusses des Hochrheines. Wie zuerst durch PENCK (62) dargelegt und erst jüngst wieder von DEECKE (18/19) eingehend behandelt, ist der vom Feldberg kommende ursprüngliche Quellarm der Donau bei Blumberg vom Hochrhein her angezapft worden, der Torso des alten Unterlaufes ist im Tale der Aitrach erhalten. Diese Anzapfung ist erst in spätdiluvialer Zeit, nämlich zwischen der letzten Hauptvereisung und der ersten Rückzugsendlage der Schwarzwaldvergletscherung (vielleicht Laufen- oder Achenschwankung?) erfolgt; sie kann vielleicht mit der fortgesetzten, großenteils tektonisch bedingten Eintiefung des Hochrheintales in Zusammenhang gebracht werden. — Über die Quelläste dieser Ur-Donau herrscht noch Unklarheit. v. BUBNOFF (14) betrachtet die heutige Talentwicklung im Osten des Feldberggebietes als durchaus quartär. Präglazial in seinem Sinne ist eine alte, südostwärts gerichtete Entwässerung in rückwärtiger Verlängerung des heutigen Mettmatales und parallel zum heutigen Haslachtale, wobei er die Frage offen läßt, ob diese Ur-Mettma, deren Quellgebiet über das Bärenental hinaus nach Norden, mutmaßlich sogar durch das Sägenbachtal bis in die Gegend von Hinterzarten zurückverlegt wird, ursprünglich nicht parallel der heutigen Wutach von Amertsfeld im Süden des Schluchsees durch eine noch heute vorhandene Depression ostwärts, teilweise dem Laufe der heutigen oberen Steina und des Merenbaches folgend, zur Ur-Donau bei Blumberg geflossen sei. Sie hätte demnach den eigentlichen Quellast der Ur-Donau gebildet, während der andere, dem heutigen Wutachoberlaufe entsprechende

Ast im Tale der Ur-Haslach begonnen und durch dieses sein Quellgebiet bis über Saig hinaus, vielleicht gar im Joostal gehabt habe. Diesen Ansichten kann nicht ohne weiteres beigepflichtet werden. Richtig ist, daß das heutige Mettmatal auch ohne Rücksicht auf die Vergletscherung offenbar jünger oder mindestens „verjüngt“ ist gegenüber dem es gebirgseinwärts fortsetzenden Talzuges Rotes Meer-Windgfällwehler-Aha-Schluchsee; denn im unteren Mettmatal ist die Eintiefung des Hochrheintales ebenso zur Geltung gekommen wie im Wutachtale und allen anderen südlichen Schwarzwaldtälern. Aber ob jene nach v. BUBNOFF präglaziale Südostentwässerung nicht erheblich älter ist als die unmittelbar dem Quartär vorangehende Zeit, erscheint zumindest zweifelhaft, ebenso wie die Annahme, das ganze Bärenthal und der breite Talzug von Hinterzarten und Titisee sei durch interglaziale Flußerosion, hauptsächlich aber durch den eiszeitlichen Gletscherschurf entstanden. Näher liegt die Deutung, die Südostrichtung der alten Täler weise auf jene Zeiten hin, da in dieser Richtung, nämlich im Hegau und dessen Umgebung, noch das Molassemeer sich ausdehnte, während die westöstliche Talentwicklung bis zum Bärenthal hinauf in die nachmiozäne Zeit fallen kann, als die Donau als Fluß entstanden war und ihrer allgemeinen Abflußrichtung nach auch ihr Einzugsgebiet bis zum Feldberg ausdehnte. Die eiszeitlichen Gletscher haben wohl wie in den Alpen so auch in dem doch weniger stark vergletscherten Schwarzwalde ein vorhandenes Talnetz aus- und umgestaltet, nicht aber selber geschaffen (51). — Es ist sicher kein Zufall, daß auch das obere Albtal solche Verhältnisse zeigt: seine ursprüngliche Fortsetzung lag in dem heutigen Torso von Häusern bei St. Blasien, wo es gleichfalls nach Osten zu jener Ur-Mettma abbog. Dagegen führt ein anderer Torso weiter talaufwärts, gerade oberhalb der Vereinigungsstelle der Bernauer und Menzenschwander Alb, über Todtmoos ins Wehratal und weiter in ausgesprochen südlicher Richtung; zu diesem Talsystem gehört wohl auch der Oberlauf des Prägaches und der Paß der Weißenbacher Höhe. Dieses Talsystem mit seiner ausgesprochen südwestlichen Erstreckung kann vielleicht mit der ersten Entstehung der oberrheinischen Senke in Verbindung gebracht werden, ehe das Hochrheintal den Randen vom Schweizer Jura getrennt hatte; dann käme ihm und in entsprechender Weise wohl auch den alten südöstlichen Urtälern im Mettma- und Haslachgebiet ein viel höheres, vielleicht gar oligozänes Alter zu. Alle diese Fragen bedürfen noch sorgfältiger Einzeluntersuchung; hier

handelte es sich vor allem um eine Begründung dafür, warum auf der beigelegten Karte (Tafel) für das Quellgebiet der Donau an der Wende von Miozän und Pliozän nicht in Übereinstimmung mit v. BUBNOFF verfahren, sondern die Ur-Donau durch das heutige obere Wutachtal und über den Titisee und das Bärenthal zum Feldberg geführt ist.

Im Oberlaufe des Neckar sind die Verhältnisse umstritten. PENCK (62) hatte die Ansicht geäußert, der obere Neckar und die Eschach seien ursprüngliche Nebenflüsse der Donau, welche von Norden her angezapft und in der Laufrichtung umgekehrt worden seien. Demgegenüber äußerte zuerst HAAG (34) die Anschauung, daß die obere Donau bei Tuttlingen durch das Faulenbach- und Primtal dem Neckar zugeströmt und mit diesem nach Norden abgeflossen sei. Der genaue Nachweis für die Richtigkeit dieser Ansicht ist durch GÖHRINGER (30) erbracht worden, welcher aus dem Material der diluvialen Schotter der Gegend den schlüssigen Nachweis erbrachte, daß tatsächlich während einer gewissen Zeit im Diluvium die obere Donau dem Neckar und damit dem Rheine tributär war und erst nachträglich wieder von diesem unabhängig wurde. Als Ursache wurde die weiter talabwärts im Donautale durch die Moränen des Rheingletschers erfolgte Verstopfung desselben angesehen. — Nun hat aber, auf dem Boden dieser Anschauung stehend, DIETRICH (22) mit Hilfe zusammenhängender Schotterablagerungen die pliozäne Donau verfolgt und den reichen Gehalt dieser Schotter an Quarziten nur durch Ableitung derselben aus dem Schwarzwald deuten zu können erklärt. Demnach kam die Donau im jüngsten Tertiär eben doch als einheitlicher Fluß vom Schwarzwald herunter, und ihre nördliche Abweichung bei Tuttlingen während des Diluviums war — geologisch gesprochen — nur eine ganz ephemere Erscheinung. Damit erscheint die Ansicht PENCK's wieder gerechtfertigt, und aus der Tatsache der sogar ein Abfließen der Donau zum Neckar ermöglichenden großen Labilität der Donau-Neckar-Wasserscheide noch während des Diluviums kann der Rückschluß abgeleitet werden, daß der Verlust des oberen Neckars samt der Eschach an das Rheinsystem erst kurz zuvor, also wahrscheinlich noch während des Pliozäns erfolgte.

SCHAU (69) lieferte für Kocher und Jagst den Nachweis, daß sie erst während des Diluviums der Donau entfremdet und dem Rheinsystem angegliedert wurden. Ihr ursprüngliches Einzugsgebiet reichte über Hall und Crailsheim nach Norden hinaus und umfaßte

auch den größeren Teil der heutigen Rems. Der Beweis ist stratigraphisch einwandfrei erbracht. Gemeinsamer Unterlauf zur Donau erfolgte durch den heutigen Taltorso der Brenz.

Für das Gebiet der Donau zwischen Faulenbach und Brenz hat RECK (64) in seinen theoretisch allzu voreingenommenen und daher mitunter etwas phantasievollen Gedankengängen eine Reihe von Erwägungen angestellt, welche im einzelnen hier nicht weiter in Betracht gezogen zu werden brauchen. GRADMANN (31) hat diese Fragen eingehend gewürdigt und alle zu machenden Einwände und Einschränkungen erhoben. Hervorgehoben sei hier nur die Talwasserscheide zwischen Eyach und Schmiecha, welche sich durch die Rückwitterung des Juraabfalles erklären läßt, wie auch die ganz ähnliche Erscheinung im Quellgebiet der Lauchert bei Schloß Lichtenstein: hier wie dort sind der Donau tributäre Talzüge ihres ursprünglichen Oberlaufes, vermutlich im Zusammenhang mit dem Rückschreiten des Jurasteilabfalles verlustig gegangen, gewissermaßen geköpft und zu Taltorsi umgewandelt, ohne daß aber das heute nicht mehr erkennbare ursprüngliche Einzugsgebiet an sich erheblich über das heutige hinausgegriffen haben muß. Bei der Schmiecha liegt allerdings eine rückwärtige Verlängerung durch das Eyachtal bis zum Oberlauf der Nagold und Waldbach nahe, auf deren allen natürlichen Verhältnissen zuwiderlaufende Entwässerung auch M. SCHMIDT (71) hingewiesen hat.

Über die ursprünglichen Verhältnisse im ganzen Neckargebiet sind die Ansichten noch nicht geklärt. Im Bereiche von Kocher und Jagst hat SCHEU (69) festgestellt, daß am Albrande eine Vertikalverschiebung eingetreten ist, so daß das Tal der Brenz mit einer um 60 m zu hohen Stufe beginnt. DEECKE (19) hat eine ähnliche Ansicht viel allgemeiner ausgesprochen: daß der im variskischen Streichen verlaufende Steilabfall der Alb gegen die Stuttgarter Keupermulde einer einheitlichen, wenn auch vielleicht nicht immer sehr erheblichen Störungslinie seine landschaftlich so geschlossene und bezeichnende Erscheinung zu verdanken habe. Andererseits haben KREBS und LEHMANN (48) im benachbarten Franken darauf hingewiesen, daß der Betrag, um welchen der Steilabfall des Jura seit dem oberen Miozän zurückgewichen sei, als ganz minimal angesehen werden könne. Wird diese Ansicht, was nach Lage der Sache durchaus berechtigt ist, auch auf Schwaben angewandt, so läßt sich daraus folgern, daß auch das ganze, dem Albrande folgende und von ihm in enger Abhängigkeit

stehende Längstal des Neckars von der Gegend von Horb bis nach Plochingen mindestens obermiozän ist. Das widerspricht allerdings mancher Anschauung von der ursprünglichen „konsequenten“ Entwässerung des Albgebietes; aber hierbei ist bisher vielfach nur das allgemeine Gefälle der Abdachung zur Donau hin und nicht das mindestens ebenso wichtige vom Schwarzwalde weg in Berücksichtigung gezogen worden. Diesem letzteren entspricht das Neckarlängstal ebenso wie der Lauf der Donau selber. Ist also das Neckarlängstal alt, so fragt sich, wo seine ursprüngliche Fortsetzung zu suchen ist. RECK (64) sieht diese in dem für den Verkehr seit alters so wichtigen Taltorso der Geislinger Steige, GRADMANN (31) hat diese Frage als nicht beweisbar offen gelassen. Neuerdings hat nun KREBS (47) in einer dem Maingebiet gewidmeten Abhandlung auf einer Kartenskizze auch die Entwicklung des Neckargebietes darzustellen versucht, ohne aber in dem zugehörigen Texte darauf einzugehen. Aus der ganzen Art der Darstellung wird aber die Grundauffassung mit hinreichender Deutlichkeit klar: die ganze angegebene Anordnung der Zuflüsse zeigt, daß auch das Neckarsystem bei KREBS die ursprüngliche Anordnung eines „Baumes“ zeigt, dessen Wurzel im Süden zu suchen ist. Tatsächlich weisen die Neckarnebenflüsse bis weit in das Gebiet des heutigen Unterlaufes hinein in auffallendster Weise eine starke südliche Komponente in ihrer Laufrichtung auf: so der Unterlauf von Kocher und Jagst, so die bei Wimpfen mündende Schefflenz; die Elz von Mosbach, ja der Oberlauf des Mümling weist entschieden nach Süden über den Torso von Beerfelden zum Neckar bei Eberbach und ist anscheinend erst nachträglich von einem Nebenflusse des Untermaines angezapft worden. In diesem Sinne ist es verständlich, wenn der nordwärts gerichtete Unterlauf der Enz als „neue Verbindung“ angesehen wird; tatsächlich hat sie ja auch nach GRADMANN (31), wie sich an Schotterablagerungen nachweisen läßt, noch in altquartärer Zeit ihre fast rein westöstliche Laufrichtung bis zum Neckar hin beibehalten. Die der Abhandlung von KREBS beigefügte Kartenskizze vertritt also die Auffassung, daß ursprünglich nur ein ganz kurzes Stück des heutigen Neckarunterlaufes, vielleicht etwa von Hirschhorn ab, als dem Rheinsystem zugehörig zu gelten hat, während das ganze übrige Neckargebiet früher der Donau tributär war. Wo aber die alte Verbindung zur Donau zu suchen ist, wird nicht gezeigt. Vielmehr wird die Umbiegungsstrecke der heutigen Fils zwischen Geislingen und Salach ebenfalls als „neue Verbindung“

bezeichnet und danach anscheinend die Geislinger Steige ebenso wie der Taltorso der Schmiecha, Fehle und Lauchert als geköpfter Lauf eines niemals wesentlich bedeutenderen Gewässers betrachtet, für welchen etwa die heutige obere Fils als Quellast in Frage kommen könnte. Tatsächlich ist der landschaftliche Eindruck des an der Geislinger Steige beginnenden, geköpften Lonetales durchaus nicht derjenige eines alten Haupttales. Aber es ist doch wohl nicht gut denkbar, daß der ganze Neckar ursprünglich in umgekehrter Richtung wie heute bis zum Eyachtal bei Horb oder gar bis Rottweil und Tuttlingen geflossen sei. Vielmehr weisen sowohl eine ursprüngliche Nordsüdrichtung des Heilbronner Neckars wie die der Schwarzwaldabdachung folgende Westostrichtung des Rottenburger Neckars gleichartig auf jenen Durchlaß an der Geislinger Steige, dem KREBS nur untergeordnete Bedeutung zuerkennen will. Aus diesen Erwägungen heraus ist auch auf der beigefügten Karte (Tafel) der ursprüngliche Neckarunterlauf über die Geislinger Steige und das Lonetal zur Brenz und Donau gezeichnet worden. Doch geht aus Vorstehendem zur Genüge hervor, wie wenig geklärt alle diese Fragen noch sind und wie sehr es hier noch eingehender Einzelforschung bedarf.

Wenn nun, wie ausgeführt, nach den vorliegenden Untersuchungen das heutige Quellgebiet des Neckars erst kurz vor dem Diluvium dem doch recht weit entfernten Rheingebiet angegliedert worden ist und dieser Vorgang sich während des Diluviums vorübergehend sogar bis zur Donau selbst ausdehnte, dann müssen natürlich die weiter talabwärts gelegenen Flußstrecken des Neckarlaufes in entsprechend früherer Zeit dem Rheine tributär geworden sein. Auch GRADMANN hat darauf aufmerksam gemacht (31), daß nach der Verbreitung der altdiluvialen Höhengotter in Schwaben zu schließen, alle solche Talumkehrungen, wenn sie sich überhaupt nachweisen lassen, mindestens vordiluvial sein müssen. Nun hat aber, wie oben bereits dargelegt (S. 20 [28]), die starke Vertiefung des Oberrheintales, welche mit einem entsprechenden Aufsteigen seiner Flanken verbunden war, erst nach dem mittleren Pliozän wieder eingesetzt. So ist auch ein unteres Alter der in Frage kommenden Talumkehrungen gegeben. Dabei ist es auch in Schwaben selber zu weiträumigen Bodenbewegungen gekommen: aus der von GRADMANN (31) mitgeteilten Höhendifferenz zwischen den diluvialen Neckarschottern und dem heutigen Flußbette ergibt sich zwischen Besigheim und Gundelsheim, also in der Gegend von Heilbronn, eine

flache Aufwölbung, während vielleicht die Stuttgarter Keupermulde sich gleichzeitig noch vertiefte. Daraus ergibt sich das Verständnis für die Verhältnisse im Tale der Enz und ihrer Zuflüsse.

Auf die südwärts gerichteten Oberläufe der Nagold und des Waldbaches wurde oben schon hingewiesen. Das Enztal selber dagegen zeigt unterhalb Neuenbürg, wo es aus der südnördlichen Richtung nach rechts abbiegt und nach Nordosten weiterverläuft, eine Erscheinung, welche später aus den Tälern der Ruhr, Emscher und Lippe noch zu schildern sein wird und in besonders bezeichnender Weise schon seit einiger Zeit aus dem Gebiet der Sambre, Maas und Henne in Belgien beschrieben und erläutert worden ist. Mit der Richtungsänderung des Flusses ändert sich auch in auffallender und höchst bemerkenswerter Weise das Verhalten der zugehörigen Wasserscheide. Oberhalb von Neuenbürg treten von rechts und links fiederförmig mehrere Nebenflüsse hinzu, das Einzugsgebiet ist im wesentlichen symmetrisch und zu beiden Seiten der Enz in gleicher Weise entwickelt. Unterhalb der Umbiegung von Neuenbürg tritt an Stelle der Gleichseitigkeit eine sehr ausgesprochene Einseitigkeit in der Entwicklung des Enzsystemes in Erscheinung: von rechts erhält sie auch weiterhin eine Anzahl südnördlich gerichteter Zuflüsse, während am linken Ufer die Wasserscheide auf 20 km Erstreckung fast ununterbrochen unmittelbar auf der Höhe verläuft, welche den oberen Rand der malerischen Enzschlucht bildet, und erst von Mühlacker an einzelne ganz unbedeutende Gewässer auch auf dieser Seite den Fluß erreichen.

Die nördlichen Ausläufer des Schwarzwaldes und der sich anschließende Kraichgau bilden eine ziemlich gleichmäßig nach Norden abgedachte, niedrige Schwelle, deren Gewässer entsprechend dieser Abdachung durchweg einen südnördlichen Verlauf haben, wie dies auch bei der oberen Enz, der unteren Nagold und der Würm der Fall ist. Ersteigt man bei Neuenbürg die Anhöhe über dem linken Enzufer, welche den Fluß um kaum 100 m überragt, so gelangt man schon $1\frac{1}{2}$ km nördlich des alten Städtchens in das Tal eines Quellbaches der Pfinz. Wer auf dem 130 m über den Talgrund bei Pforzheim unmittelbar bei der Stadt sich erhebenden Wartberg steht, der sieht nach Süden auf die sich hier vereinigenden schmalen Talausgänge der Nagold und Würm, während unmittelbar nördlich das zur Pfinz führende breite Tal des Kampfelbaches bei Ispringen sich öffnet, dem auch die Haupteisenbahnlinie von Karlsruhe nach Stuttgart folgt; hier liegt die Wasserscheide an der tiefsten Ein-

sattlung westlich des Wartberges nur 85 m über der Enz. Es ist sicher kein Zufall, daß unmittelbar im Norden des oberen Enztales die Quelltäler der Pfinz beginnen, während unmittelbar im Norden der vereinigten, ebenfalls von Süden kommenden Nagold und Würm, nur etwa 2 km von ihnen entfernt beginnend, das Tal von Ispringen sich erstreckt. Das Pfinzsystem ist im Vergleich zur Enz und ihren Nebenflüssen erheblich weniger tief in die nach Norden sich senkende Kraichgauschwelle eingeschnitten. Die ganze Talentwicklung drängt hier zur Annahme nachträglicher Veränderung eines ursprünglich einheitlich in süd-nördlicher Richtung entwässernden Flußnetzes, und zwar ist hier bemerkenswerterweise nicht vom Rheine her infolge der jungpliozänen Bewegungen eine Anzapfung erfolgt, sondern gerade ein ursprünglich zum Rheine gehöriges Flußsystem wurde von einem Nebenfluß des Neckars seiner Quelläste beraubt. Dies kann nur auf die erwähnte Einwalmung der Stuttgarter Keupermulde zurückgeführt werden. Stratigraphisch ist diese ganze Veränderung des Gewässernetzes nicht nachweisbar, da im Pfinzgebiet ältere Schotterablagerungen vollkommen fehlen. Wie M. SCHMIDT (71) gerade für das Gebiet der Nagold ausgeführt hat, gehören der Diluvialperiode „die tiefen Taleinschnitte an, die das am Schlusse der vorangegangenen Tertiärperiode sehr einförmig wellenförmige Relief des Plateaus in charakteristischer Weise nach einem neuen Typus gegliedert haben“. In gleicher Weise hat GRADMANN für das mittlere Neckargebiet die Ansicht ausgesprochen, daß dasselbe in vordiluvialer Zeit „das Bild eines ganz ausgesprochenen Flachlandes geboten“ habe. Daraus ergibt sich das Alter jener Talverlegungen im Enzgebiet: sie sind älter als das Diluvium und somit wohl pliozän. Gerade im gänzlich flachen Lande haben solche Anzapfungen und Talverlegungen am leichtesten und ausgiebigsten stattfinden können.

Das Enzgebiet ist eine beachtenswerte Ausnahme der sonst allgemein zur Geltung gelangenden Erscheinung, daß seit dem mittleren Pliozän das Rheinsystem sich in Schwaben auf Kosten des Donausystems beträchtlich ausgebreitet hat. Ja es ist sogar möglich, daß zur Zeit, als die Enz das Pfinzsystem seiner Quelläste beraubte, sie selber wie auch der Neckar, in welchen sie einmündete, noch der Donau tributär waren. Das liegt an der besonderen Eigenart des Kraichgaues, welcher den steten Anstieg von Schwarzwald und Odenwald über die gleichzeitig einsinkende

Rheinebene nicht mitmachte und daher noch heute eine breite orographische Senke darstellt.

Lassen sich demnach die Verhältnisse des Pliozäns immerhin mit leidlicher Klarheit und einiger Wahrscheinlichkeit für Schwaben wiedererkennen, so muß der vorpliozäne Zustand noch als durchaus dunkel gelten. GRADMANN (31) hat auch hier auf Grund eingehender Kenntnisse mögliche Zusammenhänge angedeutet, jedoch selbst hinzugefügt, daß ein auch nur angenäherter allgemeinerer Überblick heute mangels genauerer Unterlagen noch unmöglich ist. Auch hier scheint wie im Rheinischen Schiefergebirge eine scharfe Diskrepanz zwischen dem oberen Miozän und dem Pliozän in der Entwicklung des Gewässernetzes zu bestehen. Nach GRADMANN lassen sich die ältesten Talböden „weder mit dem heutigen noch mit dem pliozänen Entwässerungssystem des Neckars verknüpfen“. Erst wenn durch künftige Einzelforschung solche Talböden zusammenhängend beobachtet und verfolgt werden, kann eine Aufhellung dieser dunklen Verhältnisse erhofft werden.

f) Franken.

Im Vergleiche zu Schwaben muß Franken auch heute noch in vielen und wichtigen geographischen und geologischen Einzelfragen als terra incognita gelten, obschon von außerbayerischer Seite in den letzten Jahren eine Anzahl wertvoller Beiträge zur Kenntnis des Landes geliefert worden ist. Der fast vollkommene Mangel an geologischen Spezialkarten, welche vor allem auch hinsichtlich der Tektonik den Anforderungen der Gegenwart genügen würden, findet nur in dem fast noch peinlicheren Mangel auch nur topographischer Spezialkarten für ausgedehnte Gebiete sein Gegenstück und beleuchtet den Stand der Dinge in schlagender Weise.

Auch hier hat RECK (64) eine Fülle von entwicklungsgeschichtlichen Gedanken entwickelt, welche aber durch KREBS und LEHMANN (48), dann durch SEEFELDNER (74) und MECKENSTOCK (55), neuerdings abermals durch KREBS (47) auf Grund tatsächlicher Begehungen und Ortskenntnisse eigentlich in allen maßgebenden Fragen eine so entscheidende Einschränkung und teilweise Ablehnung erfahren haben, daß seine Ansichten hier nicht im einzelnen wiedergegeben zu werden brauchen.

KREBS und LEHMANN (48) haben für das Problem der beiden Rezzattäler den auf Schottervorkommnisse gestützten stratigraphischen

Nachweis erbracht, daß noch während des älteren Diluviums mindestens diese beiden Täler durch den Taltorso der Fossa Carolina südlich Weißenburg nach Süden zur Altmühl entwässerten und dann nachträglich, vermutlich im Zusammenhang mit der Einsenkung des Nürnberger Beckens, nach Norden umgelenkt wurden. Die Altmühl floß damals bei Treuchtlingen in die durch das Wellheimer Trockental kommende Donau, was nach SCHWERTSCHLAGER (73) im Gegensatz zu BAYBERGER (3) jüngst MECKENSTOCK (55) wieder genau begründete.

Anschließend an seine gemeinsame Arbeit mit LEHMANN (48) hat nun KREBS (47) in einer neuen, äußerst gehaltvollen Abhandlung den ganzen Fragen des Regnitz- wie des gesamten fränkischen Maingebietes eine zusammenfassende Darstellung gewidmet. Keine alte, später durchbrochene Wasserscheide ist im ganzen Regnitztale zu erkennen, und wenn ihre Quellläste, die beiden Rezat, noch im Diluvium nach Süden zur Donau entwässerten, dann ist dies ohne weiteres in entsprechend früherer Zeit auch für das ganze Regnitztal anzunehmen, was auch durch die ausgesprochen südwärts gerichtete Laufrichtung der meisten Nebenflüsse, vor allem der Pegnitz, deutlich genug veranschaulicht wird. Im Gegensatz zu SEEFELDNER (74), welcher den ganzen heutigen Mainlauf als einheitliche Bildung und gewissermaßen Abdachungsfluß einer von ihm angenommenen, nach Westen schiefgestellten Rumpffläche betrachtet, vertritt KREBS (47) wieder die alte Ansicht von GÜMBEL (32) und NEUMAYR (59), welche später auch von RECK (64) geäußert wurde, daß nämlich der „Bamberger Main“ als ursprünglicher Nebenfluß der Altmühl-Donau zu gelten hat. Sein Quellgebiet lag im Fichtelgebirge, wo aber seine Talgeschichte nicht weiter verfolgt wird (76), ferner im Frankenwald und im südlichen Thüringen, im Westen im Bereiche der heute bei Haßfurt mündenden kleineren Gewässer.

Mit der Ansicht von einer ursprünglich südwärts gerichteten Entwässerung des „Bamberger Maines“ ist die weitere Annahme begründet, daß der heutige Lauf des Maines mit seinen verschiedenen, so auffälligen großen Windungen in dem Sinne zu deuten sei, daß hier eben eine Anzahl ursprünglich selbständiger und benachbarter Flußsysteme nachträglich zu einer Einheit verschmolzen worden sei. Das wird von KREBS im einzelnen ausgeführt und begründet und demnach der „Schweinfurter“ und „Würzburger Main“ mit dem spitzen, südwärts gerichteten Knie von Ochsenfurt als ursprüngliche Quellläste eines weiteren, südwärts über Marktbreit und

die Pforte von Uffenheim zur Donau entwässernden Flußsystems dargestellt. Dieses System reichte im Nordosten ziemlich weit in den Thüringer Wald ins Quellgebiet der heutigen Werra mittels einer Sammelader, welche durch das Ebenhausener Trockental die obere Werra erreichte und noch bis ins Diluvium hinein bei Schweinfurt in den Main mündete. Im Nordwesten reichte dieses Flußgebiet bis zum hessischen Landrücken, wobei ursprünglich anscheinend auch das Quellgebiet der Kinzig über den Paß von Sterbfritz hinweg der oberen Sinn angehörte. — Die Zusammenschweißung der beiden Flußgebiete wird auf eine Aufwölbung der Muschelkalkzone quer durch den „Würzburger Main“ in streng variskischer Richtung sowie die Einwalmung der Gegend von Schweinfurt zurückgeführt. Es erscheint begreiflich, daß ein solcher Vorgang, verbunden mit den Bewegungen am Rande der Rheinebene, zu einer Angliederung der einzelnen Stromstrecken an einen ursprünglichen Ur-Main nacheinander geführt hat. Dieser Ur-Main scheint aber nach KREBS nur aus den bei Hanau sich vereinigenden und aus entgegengesetzter Richtung kommenden Systemen der Kinzig und des Aschaffener Maines, dessen Quellgebiet im Mudbachtal noch heute der zum unteren Neckar entwässernden Elz sehr nahe kommt, bestanden zu haben. Für die nordsüdlich gerichtete Laufstrecke des gesondert ausgeschiedenen „Wertheimer Maines“ wird im Texte keine weitere Erläuterung gegeben, auf der Kartenskizze aber ausdrücklich die Naht zwischen Haßloch und Stadtprozelten als „neue Verbindung“ bezeichnet. Eine solche Naht zwischen dem Wertheimer und dem ursprünglich entgegengesetzt entwässernden Würzburger Main ist wohl nur versehentlich nicht angegeben. Die Darstellung bei KREBS läßt auf die Annahme schließen, als sei auch der Wertheimer Main ein ursprünglich selbständiges Teilstück des heutigen Stromes und als sei sein ursprünglicher Unterlauf durch das heute in entgegengesetzter Richtung entwässernde Tal der Tauber über die Senke von Steinach und zum heutigen Quellgebiet der Fränkischen Rezat zu suchen. In diesem Sinne ist auch das ursprüngliche Gewässernetz der beigegeführten Kartenskizze (Tafel) ausgeführt. Doch wenn KREBS selber seine auf eigenen Beobachtungen fußenden Ausführungen für das Gebiet des Bamberger, Schweinfurter und Würzburger Maines nur als „Formulierung“ der talgeschichtlichen Probleme Unterfrankens bezeichnet, so kann die Darstellung der Nachbargebiete auf der seiner Arbeit beigegeführten Kartenskizze auch nur als Anregung und Mög-

lichkeit gewertet werden, der genaue Nachweis im einzelnen muß künftiger Forschung noch vorbehalten bleiben.

Hinsichtlich der für die Talverlegungen im Maingebiet in Frage kommenden Zeit bemerkt KREBS, daß das ursprüngliche Gewässernetz einer nach ihm „postuntermiozänen“ und „präoberpliozänen“ Rumpffläche in ihrer allgemeinen Abdachung folgt. Als wahrscheinlichstes Alter dieser Rumpffläche bezeichnet er die jungmiozäne Zeit. Das stimmt durchaus mit den im Rheingebiet und in Schwaben gemachten Erfahrungen: noch das ältere Pliozän ist gekennzeichnet durch vollkommene Ausgeglichenheit und Ausdruckslosigkeit des Reliefs, und erst im jüngeren Pliozän setzt eine lebhaftere Talbildung und Talvertiefung ein. Wie in Schwaben ist diese Zeit auch durch weiträumige tektonische Bewegungen in Gestalt von Großfalten gekennzeichnet, wodurch die im flachen Lande leicht eintretenden Flußverschiebungen in besonderer Weise beeinflußt und kompliziert sind.

Ist so schon der Werdegang des Gewässernetzes in Franken bis ins Pliozän hinein noch vielfach unsicher, so läßt sich über die noch älteren Zeiten, für welche RECK (64) ein kühnes Gemälde zu entwerfen wagte, in noch höherem Maße als schon für das Gebiet von Schwaben nur der Ausdruck vollkommen unbekanntes Dunkels prägen.

g) Hessen.

Unterhalb des Maines erhält der Rhein seine Zuflüsse aus dem Schiefergebirge und dessen einzelnen Bestandteilen. Man könnte daher denken, daß die Vorstellung eines bei fortschreitender Heraushebung des Gebirges immer stärker werdenden Einschneidens wie des Haupttales so auch der Nebentäler den Werdegang des Gewässer- und Talnetzes im wesentlichen erschöpfen könne. Dem ist aber durchaus nicht so.

Die Forschung, welche hier lange Zeit hindurch sehr im argen lag, ist besonders für das Lahnggebiet sowohl durch das Erscheinen der einschlägigen geologischen Spezialkarten von Hessen und Preußen als auch durch anderweitige Untersuchungen wesentlich gefördert; in letzterer Hinsicht hat besonders die neue Arbeit von MAULL (54) als erheblicher Fortschritt zu gelten.

Die Lahn entspringt auf dem Hauptkamme des Westerwaldes und folgt dessen östlicher Abdachung bis in die Gegend von Marburg. Hier betritt sie die Wetterau, und hier ist ihr der

Weg einmal durch die tektonischen Verhältnisse dieser sich weit nach Süden öffnenden Senke, dann aber auch durch die Ausbreitung der vulkanischen Massen des Vogelsberges, welche nach SCHOTTLER (72) teilweise erst pliozäner Entstehung sind, vorgezeichnet. Die Entwässerung des Vogelsberges selber ist durchaus radial angelegt. Bei Gießen verläßt nun die Lahn in höchst auffälliger Weise die Wetterausenke und fließt mit scharfer Umbiegung nach Westen weiter, in das Schiefergebirge hinein. Die Dill und alle die kleineren Nebenflüsse bis über Weilburg hinaus fließen ihr entgegen und münden spitzwinklig. Schon MEYER-HARRASSOWITZ (56) hat die Ansicht geäußert, daß die Lahn ursprünglich von Gießen aus nach Süden durch die Wetterau zum Main abgeflossen sei. Demgegenüber hat SCHOTTLER (72) betont, daß schon die altdiluvialen Schotterterrassen dem heutigen Lahnlaufe nach Westen zum Rhein hin folgen, daß also jener südwärts gerichtete Lahnlauf mindestens schon in vordiluvialer Zeit außer Funktion gesetzt worden sein muß. MAULL (54) hat durch Verfolgung von Terrassen und Geländevertiefungen diesen vordiluvialen Lahnlauf über Grünigen südwärts zur heutigen Wetter näher festgelegt. Der Vorgang selber ist unschwer verständlich: das seit dem Pliozän anhaltende starke Aufsteigen des Rheinischen Schiefergebirges hat einem Nebenfluß des Rheines durch kräftige Rückwärtserosion die Anzapfung des Lahnlaufes erlaubt, und die während des Diluviums erfolgenden tektonischen Vorgänge im Bereiche der Limburger Senke haben energisch im gleichen Sinne gewirkt. Diese tektonischen Vorgänge während des Diluviums haben durch Heraushebung auch des Taunusgebietes der durch den vordiluvialen Verlust ihres ursprünglichen Einzugsgebietes stark geschwächten Wetter gleichfalls eine neue Erosionstätigkeit erlaubt, so daß sie die Wieseck bei Münster ihres ursprünglichen Oberlaufes berauben konnte; hierauf hat ebenfalls MEYER-HARRASSOWITZ (56) unter Hinweis auf die noch heute dort bestehende Bifurkation aufmerksam gemacht.

KINKELINS Schilderungen (44) der pliozänen Landschaft im Gebiet der Wetterau und ihrer Nachbarschaft stimmt voll und ganz zu SALOMONS (68) Darstellung der pliozänen Landschaft im Obertheinengebiet und zu GRADMANN'S (31) Ansichten über das pliozäne Antlitz von Schwaben: es war eine ganz ausdruckslose, schwach gewellte Landschaft mit träge dahinschleichenden Gewässern, welche infolge ihres geringen Gefälles ausgedehnte Versumpfung und Seen-

bildung zur Folge hatten. In solcher Landschaft fanden auch hier wieder die grundlegenden Talverlegungen statt. Später trat im Diluvium bei lebhafter Tektonik auch eine ganz neuartige Ausgestaltung der Täler ein, und KAYSER (42) konnte den engen Zusammenhang zwischen dem Lahntalverlauf bei Marburg und jüngsten tektonischen Vorgängen zeigen.

Solche spätere tektonische Vorgänge haben auch im Oberlauf der Lahn die Erkenntnis der ursprünglichen Verhältnisse erschwert. MAULL (54) hat nachgewiesen, daß eine ursprüngliche „Cölber Lahn“ durch das Amöneburger Becken nach Osten zur niederhessischen Senke abfloß und über Kirchhain, Neustadt und Treysa die zur Eder und Fulda entwässernde Schwalm erreichte. Er machte aber gleichzeitig wahrscheinlich, daß diese Cölber Lahn nicht etwa die Fortsetzung des heutigen Quellgebietes der Lahn bildete, sondern daß dieses durch die Gladenbacher Senke zur Salzböde und weiter zu der südwärts gerichteten Gießener Lahn entwässerte. Das Bild, welches sich hiernach für den ursprünglichen Oberlauf der Lahn ergibt, erscheint in hohem Maße wahrscheinlich und den natürlichen Verhältnissen angepaßt. Die „Cölber Lahn“ bildete demnach nur einen untergeordneten Seitenfluß der Ohm, welche mit ihrer süd-nördlichen Laufrichtung in der Schwalm eine durchaus natürliche Fortsetzung fand. Unsicher bleibt aber noch die Entwicklung der Wetschaft, deren Quellast in ausgesprochener Weise zur nahe benachbarten Eder hin gerichtet ist. MAULL selber hat ausdrücklich die Frage nach der Entwicklung der weiteren Umgebung des Lahngebietes offen gelassen. Doch gehört diese schon nicht mehr zum Gebiet des Rheines. Es erscheint aber lohnend, hier die wichtigen Untersuchungen von MAULL räumlich weiter auszudehnen.

Auch für die alte Gladenbacher und Cölber Lahn nimmt MAULL nach Analogie zu Rhein, Mosel und Unterlahn ein unterpliozänes Alter an und vervollständigt auch mit seinen Schilderungen von weitgehender Einebnung der Gegend um Amöneburg zu jener Zeit das von KINKELIN (44) gezeichnete Bild nach Norden hin.

Die vorpliozäne Geschichte des Lahngebietes wird beherrscht durch die gewaltigen Vulkanausbrüche der Vogelsberggegend. So spricht MEYER-HARASSOWITZ (56) davon, daß die Schotter einer obermiozänen, durch die Wetterau nach Süden abfließenden Lahn unter diesen vulkanischen Aufschüttungen begraben wurden. Einzelheiten dieses wie des den oberoligozänen Vallendahrer Schottern

(vgl. S. 22 [30]) entsprechenden Gewässernetzes lassen sich heute noch nicht zusammenhängend erkennen.

h) Die rechtsrheinischen Zuflüsse im Rheinland und in Westfalen.

Für die nördlich der Lahn folgenden Nebenflußgebiete des Rheinsystems bis zur Ruhr hin liegen unsere Kenntnisse noch ganz im argen. Außer ganz allgemeinen Betrachtungen im Rahmen von Gesamtuntersuchungen über die Entwicklung des Mittelrheinlaufes gibt es nichts, was zu einer genaueren Vorstellung über den Werdegang auch der Nebenflüsse beitragen könnte. Es können daher hier nur einige Hinweise und mehr allgemeine Überlegungen geboten werden, deren Zweck nicht über eine Anregung hinauszugehen vermag.

Über das Siebengebirge gibt es eine zahlreiche Literatur; aber soviel ich erkennen kann, ist nirgends darauf hingewiesen, daß der heutige Lauf der Wied in augenfälliger Weise durch die Entstehung dieser oligozänen Vulkangruppe bedingt ist. Vielleicht hängt dies mit Härteunterschieden des Gesteines zusammen, welche besonders seit der pliozänen und diluvialen starken Eintiefung des Mittelrheintales zur Geltung gelangten. Ob jemals ein dem Oberlauf entsprechender, im wesentlichen westlich gerichteter Unterlauf der Wied bestand, ist nicht bekannt.

Die Sieg bietet dasselbe Bild wie die untere Lahn, wenn auch in erheblich abgeschwächtem Maße. Sie hat infolge der fortgesetzten Heraushebung des Gebirges sich kräftig in dasselbe eingeschnitten und dabei wohl auch talaufwärts ihr Einzugsgebiet ausgedehnt. Bemerkenswerte Verhältnisse herrschen bei Hachenberg, wo die Nister auf $1\frac{1}{2}$ km sich den Quelllästen der Wied nähert und von diesen durch eine tief eingesattelte, nur 80 m hohe Wasserscheide getrennt ist. Unweit talabwärts beginnt die Nister, in vielgewundenem Laufe sich durch eine tief eingeschnittene Talschlucht dahinzuschlängeln. Diese Verhältnisse legen den Gedanken an eine Anzapfung nahe, wodurch die Wied ihres ursprünglichen Quellgebietes an das Siegsystem verlustig ging. — Ob die Richtung der obersten Sieg und ihrer Zuflüsse bis nach Siegen auf ursprüngliche Zusammenhänge mit der zur Lenne entwässernden Bigge hinweist, mag dahingestellt bleiben, zumal die Wasserscheide im Hintergrunde des Birlenbachtals zur Quelle der Bigge rund 170 m über der heutigen

Siegaue liegt und auch die Geländeentwicklung jener Gegend keine Anzeichen solcher früheren Zusammenhänge aufweist.

Das südliche, rheinaufwärts gerichtete Umbiegen der zunächst in nahezu westlicher Richtung aus dem Gebirge heraustretenden Agger und ihrer Nebenflüßchen ist wohl mit den tektonischen Vorgängen der jüngsten geologischen Vergangenheit am Rande der Kölner Bucht in Verbindung zu bringen.

Auf sichererem Boden bewegt sich die Kenntnis erst wieder im Ruhrgebiete, wo eine eingehende Untersuchung von GOEBEL (29) durch eine kurze und vorsichtige Studie von MARG. KIRCHBERGER (45) in glücklichster Weise ergänzt wird. GOEBEL betrachtet das heutige Flußnetz im Bereiche des Ruhrsystemes als ein „Verwachsungsprodukt verschieden entstandener Einzelstrecken prämiozänen Alters, durchkreuzt von den Flüssen der postmiozänen Abdachung“. Alle die so auffallend untereinander gleichgerichteten, in nordwestlicher Richtung verlaufenden Flußstrecken gehören nach GOEBEL der prämiozänen Abdachung an: die obere Ruhr, die Lenne in ihrem nordwestlich gerichteten Teile, die Volme, die obere Ennepe, die obere Wupper sowie das Wuppertalstück zwischen Elberfeld und Burg, welches heute in entgegengesetzter Richtung entwässert. Letztere Ansicht ist stratigraphisch durch BÄRTLING (2) gestützt worden, welcher auf der Hochfläche bei Velbert, fast 200 m über dem heutigen Talboden der Ruhr, pliozäne Quarzschotter fand. Als gleichaltrig wie diese nordwestlich gerichteten Täler gelten nach GOEBEL auch die ausgedehnten Längstalstrecken, für deren Entstehung geologische d. h. petrographische Bedingtheit angenommen wird; es sind dies die Möhne, die oberste Ruhr, die oberste Lenne, die mittlere Ruhr, das Verbindungsstück der beiden Nordweststrecken der Wupper und endlich auch das Iserlohner Längstal. Dagegen sind nach GOEBEL alle süd-nördlich gerichteten Täler und Talstrecken wesentlich jünger, sie sind infolge einer postmiozänen Schrägstellung der rheinischen Rumpffläche, welche auch dieses ganze Gebiet in seinen Hochflächen kennzeichnet, und dadurch neu entstandenen nördlich gerichteten Abdachung zur Ausbildung gelangt.

Der Ruhrunterlauf unterhalb von Witten ist erst postglazial. Ursprünglich hielt die Ruhr auch über Witten hinaus eine nordwestliche Richtung auf Bochum inne, wo auch ausgedehnte diluviale Schotter vorkommen. Was zur Herausbildung des heutigen Unterlaufes geführt hat, wird von GOEBEL nicht ausgeführt; vielleicht

darf an jüngste tektonische Erschütterungen im Niederrheingebiet gedacht werden.

Bemerkenswert ist der Hinweis auf die Gleichaltrigkeit der ursprünglichen, nordwestwärts abgedachten Rumpffläche mit der nur wenig über das Meeresniveau aufragenden mitteltertiären Rumpffläche des Rheinischen Schiefergebirges. Daraus ergibt sich, daß sie wie jene auch noch im älteren Pliozän ziemlich unverletzt erhalten war und sich gleichfalls jener ausdruckslosen altpliozänen Landschaft angliedert, welche bis weit ins Gebiet des Oberrheins und der oberen Donau zu verfolgen ist.

Das Trockental von Schwelm in seiner Verbindung mit dem Wuppertal zwischen Barmen und Vohwinkel einerseits, dem Tal der Ennepe bis Hagen andererseits, wo es sich in einem weiteren heute zum Torso gewordenen Talstück über Iserlohn hinaus fortsetzt, hat bei GOEBEL nicht die gebührende Beachtung gefunden. MARG. KIRCHBERGER (45) spricht von „Randflüssen“ an der Grenze des Schiefergebirges gegen das Flachland und zieht zum Vergleiche die Maas-Sambre heran, erwägt die Möglichkeit von Folgeerscheinungen der verschiedenen Randlagen des hier endenden nordischen Inlandeises und lehnt diese ab, weil die Längstäler größtenteils mindestens schon präglazial seien. Jedenfalls ist es richtig, daß die ganze Frage nach der Entstehung der Längstäler nicht nur nach den eng begrenzten Verhältnissen des Ruhrgebietes beurteilt und entschieden werden darf. Denn wenn auch innerhalb des letzteren der Einfluß der geologisch-petrographischen Bedingtheiten keineswegs gelegnet oder unterschätzt werden soll, so muß doch darauf hingewiesen werden, daß diese Längstäler eine ganz allgemeine Erscheinung nicht nur am Nordrande des Schiefergebirges beiderseits des Rheines und bis weit nach Belgien hinein, sondern auch noch im anschließenden Gebiete des Flachlandes darstellen: Emscher und Lippe, wohl die einheitlichsten Längstallflüsse des ganzen Gebietes, verlaufen bereits durchweg im Gebiet der Kreide und können nicht mehr mit der Struktur des paläozoischen Untergrundes in Beziehung gebracht werden. Sicher sind diese Längstäler älter als die der heutigen Südnordabdachung folgenden Gewässer, aber auch gegenüber der ursprünglichen, nach GOEBEL „prämiozänen“ Abdachung nach Nordwesten hin bilden sie so augenfällige Fremdkörper, daß an eine Gleichzeitigkeit ihrer Entstehung mit jener Nordwestabdachung nicht gut zu denken ist. Im Bereiche der ganz gleichartigen Verhältnisse des Sambre-Maasgebietes, auf welche

noch ausführlicher einzugehen bleibt, ist die belgische und nordfranzösische Forschung zu dem Ergebnis gelangt, daß durch jungpliozäne Krustenbewegungen, teils in Gestalt von Verbiegungen und Einwalmungen, teils als lineare Verschiebungen, ein ursprünglich den — hier nach Nordosten gerichteten — allgemeinen Abdachungsverhältnissen des Landes angepaßtes Flußnetz in eine Reihe von Längstalfurchen abgelenkt worden ist, welche im wesentlichen den alten, wiederaufgelebten variskischen Linien entsprechen. Sollte nicht auch ein gleichartiger Werdegang für das ganz entsprechende Verhältnisse aufweisende rechtsrheinische Gebiet anzunehmen sein, zumal ja auch anderweitig, von Schwaben bis nach Hessen, auf weiträumige Faltenwurfbildungen im variskischen Streichen wiederholt hingewiesen werden konnte?

Die ursprüngliche, nach Nordwesten gerichtete Entwässerung dieses Gebietes bildet das vollkommene Gegenstück zu dem nordostwärts gerichteten ursprünglichen Maas- und Scheldesystem. Die Mittelachse für beide Gebiete ist im Westen des ja noch selbst nach Nordnordwesten gerichteten Mittel- und Niederrheines zu suchen. Es ist die auch heute noch fast ungestört meridional verlaufende Linie der Ourthe-Maas-Yssel, welche sich mit geringer Abweichung durch die Zuidersee fortsetzt. Zu dieser Linie strebt auch die obere Ems bis in die Gegend von Münster.

Wo aber genau die ursprünglichen Grenzen dieses alten Gewässernetzes nach Osten hin zu suchen sind, bleibt noch unsicher. Für die Randflüsse betont GOEBEL nur, daß sie räuberisch in die alten Rumpfflächenstücke eindringen und dadurch die Entstehung von Talwasserscheiden herbeiführen, und führt als wichtiges Beispiel einer solchen Talwasserscheide die Ruhrquelle an. Danach besteht die Möglichkeit, daß das eigentliche heutige Quellgebiet von Ruhr und Möhne vor der Entstehung der Längstäler zur östlichen Entwässerung des Sauerlandes gehörte und dem System der Weser tributär war. Hier bleiben aber noch fast alle Einzelheiten festzustellen und zu klären.

In ungefähren Umrissen läßt sich sonach ein Bild gewinnen, welches die pliozänen und anscheinend auch schon die miozänen Verhältnisse annähernd erkennen läßt. Es ist dabei zu beachten, daß je älter die geologische Epoche, um so näher hier die Meeresküste lag, aus welcher erst nachträglich das belgische Niederland, dann das Mündungsgebiet des Rheines samt Nachbarschaft auftauchte. Gerade diese alte niederländische Meeresbucht war an-

scheinend von ausschlaggebender Bedeutung für die so scharf auch heute noch hervortretende Festlegung des Gewässernetzes zu einem weiten, zwischen Flandern und Westfalen gespannten Fächer.

Für die oligozäne Zeit der Vallendahrer Schotter (vgl. S. 22 [30]) lassen sich auch für dieses Gebiet nur Vermutungen aussprechen, denen einstweilen noch jede tatsächliche Unterlage fehlt.

i) Das Moselgebiet.

Im Gegensatz zu der Fülle entwicklungsgeschichtlicher Möglichkeiten in den rechtsrheinischen Nebenflußgebieten des Schiefergebirges bieten die linksseitigen Nebenflüsse für die hier behandelten Fragen nur örtlich eine gewisses Interesse. Bestimmend ist hier die große Konstanz des Gewässernetzes sowohl im Bereiche der Nahe als in demjenigen der Mosel seit der Zeit der altpliozänen Kieseloolithschotter. Das Tal der unteren Mosel ist von DIETRICH (21) eingehend geschildert worden.

Das Einzugsgebiet der Mosel enthält dagegen einige Besonderheiten. Auf die schon seit längerer Zeit bekannte, aber erst durch DAVIS (17) sozusagen volkstümlich gewordene und in die Lehrbücher übergegangene (78) Anzapfung eines ursprünglichen Quellastes der Maas durch die stärkere Meurthe bei Toul, welche neuerdings durch Schotterablagerungen auch hinsichtlich ihres diluvialen Alters sichergestellt ist (50), wird bei der Würdigung des Maasgebietes nochmals zurückzukommen sein. Aber auch die Meurthe selber ist in ihrem Quellaufe nach den Untersuchungen von HEMMER (37) noch in pliozäner Zeit unmittelbar nordwärts zur Vezouse und Saar geflossen und war somit einer der Hauptquellarme der letzteren.

BODEN (4), welcher die jenen alten, zur Saar gerichteten Meurthelauf beweisenden pliozänen Schotter nochmals genauer untersucht hat, betont immer wieder einmal die vollkommene Ausdruckslosigkeit des ganz ausgeglichenen vorpliozänen Reliefs, andererseits die jüngeren flachwelligen Auffaltungen und -sattelungen des letzteren samt der ihm aufgelagerten Plioänbildungen und die enge Abhängigkeit der Einzelheiten des heutigen Gewässernetzes von dieser jungen Tektonik. Dies verdient in Anbetracht der ganz gleichartigen Verhältnisse rechts des Rheines besondere Hervorhebung. Es liefert aber auch den Schlüssel zum Verständnis der weitgehenden Veränderungen, welchen das allgemeine Gewässernetz

dieses Gebietes seit dem Rückzuge des oligozänen Meeres unterlag. HEMMER (37) faßt die älteren Beobachtungen in dieser Hinsicht dahin zusammen, daß „das Hauptflußnetz des Gebietes nach dem Zurückweichen des Oligozänmeeres entsprechend der allgemeinen Abdachung zunächst gegen Westen gerichtet war, worauf Ablagerungen mit Vogesengeröllen in Französisch-Lothringen hindeuten“. Beweisend ist hier vor allem das Vorkommen solcher Gerölle im Flußgebiet der Aire bei Montfaucon und Cunel, rund 150 m über dem heutigen Talboden, ja sogar beiderseits der Biesme von Beaulieu bis nach Vienne-le-Château, also bis in unmittelbare Nachbarschaft der Aisne. „Vermutlich“, führt HEMMER weiter aus, „hat dann infolge von Hebungen des Gebirges noch während der Miozänzeit auch ein Abfluß nach Süden stattgefunden, worauf die miozänen Vogesensande im Schweizer Jura hindeuten“. Dies kann nach Lage der Dinge nur durch eine Verbindung des Einzugsgebietes von Maas und Mosel mit der südwärts gerichteten Saône eingetreten sein. Es ist dabei anzunehmen, daß nach dem Rückzuge des Oligozänmeeres das miozäne Meer der Nordwestschweiz die nächstgelegene tiefe Erosionsbasis bildete und so gleichfalls die Vogesenentwässerung an sich zog. Daß diese Verhältnisse in gewissem Sinne auch nach dem Schwinden der nordwestschweizerischen Wasserbedeckung noch im obersten Miozän bestehen blieben, lehren die Untersuchungen von DELAFOND und DEPÉRET (20) im Doubsgebiet (vgl. S. 12 [20]). Dann aber kam die große Gewässerumkehr in die entgegengesetzte Richtung im Pliozän, wo weit und breit kein Meer mehr bestand.

Diese auffallende Erscheinung ist nur verständlich im Zusammenhange mit der Tatsache des ausgeglichenen und ausdruckslosen obermiozänen und altpliozänen Landschaftscharakters. Nur unter solchen Umständen waren derartige weitgehende Flußverlegungen überhaupt möglich. Dazu kam das kräftige Erstarken des Maassystemes durch das Landfestwerden des belgischen Niederlandes, wodurch zwar der Lauf der Maas selber unter Hinausschiebung der Mündung verlängert wurde, aber dafür auch eine Anzahl kräftiger Gewässer sich mit dem neuen Unterlaufe vereinigte. Dabei muß betont werden, daß das genaue Alter der pliozänen Ablagerungen im oberen Saargebiet nicht feststeht; nach BODEN scheint es dem Quartär nahezustehen (4), dann hätte auch die Herausbildung der großen belgischen Längstäler als wirksamer Faktor zu gelten. In diesen Einzelheiten herrscht noch Unklarheit.

Doch erscheint die Annahme berechtigt, daß jene Erstarkung des Maassystems in dem ganz flachen Lande zur Angliederung dieser Vogesenentwässerung führte und damit erst die Grundlagen auch noch für das heutige Quellgebiet der Maas und Mosel schuf.

Die heutigen Verhältnisse sind im übrigen weitgehend durch die nachpliozäne Tektonik bestimmt, wobei z. B. nach HEMMER (37) durch eine Aufsattelung die Wasserscheide zwischen Saar und Vezouse entstand.

Das Gebiet der unteren Saar und vor allem der Werdegang ihres merkwürdigen rechtsseitigen Einzugsgebietes ist noch nicht hinsichtlich der hier in Betracht kommenden Fragen untersucht. Es erscheint müßig, sich hier reinen Mutmaßungen hinzugeben.

k) Zusammenfassung.

So zeigt denn das Rheingebiet entsprechend der Darstellung auf der Kartenskizze S. 21 [29] seit dem jüngeren Tertiär eine sehr kräftige Ausbreitung seines Einflusses. Auf die stürmisch bewegte Zeit des Oligozäns und Miozäns, wo sich am Fuße der Alpen, im Rheintalgraben, in der Wetterau weite wassererfüllte Senken gewissermaßen als Ausgleich für die gewaltige Auftürmung der Alpenmassive wie die Herauswölbung der südwestdeutschen variskischen Gebirge herausbildeten und natürliche Mittelpunkte für die Entwässerung der Randgebiete darstellten, folgte zunächst im unteren Pliozän eine Zeit großer tektonischer Ruhe, welche nur allmählich im Aufsteigen des Rheinischen Schiefergebirges zu der wieder bewegteren Zeit des jüngeren Pliozäns hinüberleitete. Im Altpliozän entstand eine über ungeheure Flächen eintönig sich ausdehnende, ganz flachwellige Rumpflandschaft, wie sie SALOMON (68) so treffend für jene Zeit geschildert hat. Ihre Grenzen können hier nicht näher festgelegt werden; doch genügt der Hinweis auf ihre Fortsetzung in die Abtragungsebene des Alpenvorlandes, welche noch in präglazialer Zeit bestand, um ihre Bedeutung für das altpliozäne Bild von Mitteleuropa zu erkennen. Als dann im jüngeren Pliozän wieder eine lebhaftere Tektonik einsetzte, da kam es in diesem flachen Lande zu weitgehenden Flußverlegungen und Talveränderungen, welche in Anbetracht der heutigen, erst während des Diluviums der Hauptsache nach endgültig eingetieften Täler manchmal in Erstaunen setzen können. Wie dieses altpliozäne Flachland sich landschaftlich unter dem Ein-

flüsse der eigentümlichen Tier- und Pflanzenwelt dargestellt haben dürfte, hat schon GÜMBEL (32) in bekannter Meisterschaft geschildert.

Wie das Gewässernetz der oligozänen Vallendahrer Schotter im Mittelrheingebiet beschaffen war, ist einstweilen noch ebenso wenig bekannt wie die Vorgänge, welche zur Angliederung des Oberrheingebietes an die alte Nordseeentwässerung führten. Der altpliozäne Stammrhein, dessen Quellgebiet im heutigen Fechtale am Kleinen Belchen, in der Grabensenke am Kaiserstuhl lag, war ein unansehnliches Gewässer, dem die Saar-Mosel mindestens ebenbürtig war. Seine bedeutendsten Zuflüsse waren die dem Schwarzwalde entströmende Kinzig und Murg, alle anderen Seitengewässer hatten nur ganz untergeordnete Bedeutung¹⁾. Noch der Main war damals im Vergleich zu heute ein unbedeutendes Gewässer, welches nur bis in die unmittelbare Nachbarschaft seine Quellläste erstreckte; immerhin war er auch damals durch die Vereinigung des Aschaffenburger Maines mit der hessischen Kinzig und vor allem mit der zu jener Zeit noch durch die Wetterau südwärts entwässernden Lahn ein richtiger, hydrographisch nicht unwichtiger Fluß und zugleich das erste dem Stammrhein tributäre Gewässer, auf welches sich diese Bezeichnung anwenden läßt. Der Ausbreitung und Bedeutung des Einzugsgebietes nach hatte zu jener Zeit die Mosel den entschieden Vorrang.

Wenn sich aus diesem unbedeutenden Gewässer dann später ein so weit ausgedehntes und mächtiges Stromsystem entwickeln konnte, dann ist dies eine ausschließliche Folge der tektonischen Bewegungen, welche bereits im jüngeren Pliozän wieder einsetzten und während des Diluviums zu beträchtlicher Intensität gesteigert wurden. Das neuerliche Einsinken der Oberrheinebene und das gleichzeitige langsame, aber stetige Aufsteigen der beiderseitigen Flanken führte zu einer starken Erosionsbelebung bei den Zuflüssen, und so griffen diese, durch einzelne besondere tektonische Vorgänge wie in Franken unterstützt, immer weiter in das Bereich der Nachbarflüsse über, welche allesamt einen Teil ihres Gebietes an das Rheinsystem abgeben mußten. Das gilt von der Maas und Weser, stärker von der Rhone, in besonders hohem Maße aber von der Donau, deren Oberlauf unter der Einwirkung des Rheingebietes vollständig verkümmerte. Noch heute ist dieser Vorgang, welcher während des Diluviums seine stärkste Entwicklung erfuhr, nicht

¹⁾ Vgl. Nachtrag.

abgeschlossen; während des größten Teiles des Jahres ist die ganze obere Donau bis Immendingen dem Rheine tributär, zu dem in ständig und geschichtlich nachweisbar gesteigertem Maße ihr Wasser durch die Klüfte der südlichsten Albausläufer versetzt.

In einzelnen Gegenden, vor allem im Bereiche des Niederrheines, aber auch im mittleren Schwaben haben die jungen tektonischen Bewegungen dem Gewässernetz einen besonders gearteten Zug verliehen. Flache Aufsattelungen und Einwalmungen haben hier gemäß dem alten variskischen Streichen die Herausbildung ausgedehnter Längstäler veranlaßt, welche das ursprüngliche Flußnetz kreuzen und zu einer sehr bezeichnenden Asymmetrie der Einzugsgebiete geführt haben. In gleicher Weise zeigt sich dies im Niederrheingebiet im Bereich der Wupper, Ruhr, Emscher und Lippe wie bei der schwäbischen Enz, und es wird auch bei dem Maasgebiete hervorzuheben sein.

Am wirksamsten waren die tektonischen Vorgänge im Ober- rheingebiete. Durch sie wurde der Hochrhein dem Oberrhein angegliedert, aber auch der Alpenrhein mit dem Hochrhein verbunden. Überall, von den Niederlanden bis zum Bodenseegebiet, vom Bereich der oberen Saar bis nach Niederhessen hat sich demnach eine jungpliozäne und vor allem auch diluviale Tektonik als ausschlaggebend für die Gestaltung des Gewässernetzes wie überhaupt des Landschaftsbildes erwiesen. Es wäre merkwürdig, wenn diese jungen Bewegungen, von denen die alten variskischen Gebirgsstücke ebenso ergriffen wurden wie die Gebiete der saxonischen Faltung oder auch diejenigen bisher ganz oder nahezu ungestörter Schichtlagerung, vor den Alpen Halt gemacht haben sollten. Tatsächlich lassen sich auch die Verhältnisse des Alpenrheingebietes kaum ohne Zuhilfenahme inneralpiner tektonischer Vorgänge befriedigend deuten.

Gering ist neben der Tektonik und der von ihr abhängigen reinen Flußerosion die Bedeutung der eiszeitlichen Vergletscherung auf die Entwicklung des heutigen Gewässernetzes. Sie spielt eigentlich nur im schweizerischen Mittellande eine nennenswerte Rolle, und zwar hauptsächlich durch die Entstehung mächtiger diluvialer Aufschüttungen einerseits, unabhängig neu entstandener Schmelzwasserrinnen andererseits. Die Wirkung des eigentlichen Gletscherschurfes muß in dem hier untersuchten Zusammenhange als ziemlich belanglos bezeichnet werden.

II. Das Maasgebiet.

So mannigfach der Wechsel in den Landschaften ist, welche vom Laufe des Rheines durchmessen werden, so einheitlich geschlossen erscheint das Gebiet, welches von der Maas entwässert wird. Die Jurastufenlandschaft von Ostfrankreich schließt sich eng an das sie in der Höhenentwicklung nicht übertreffende belgische Schiefergebirge an, letzteres geht ohne äußerlich scharf erkennbare Grenze in das Tertiärhügelland von Flandern und Mittelbelgien über, und dieses wieder senkt sich ziemlich allmählich — auf die Ausnahmen wird noch eingegangen werden — zu der weiten und außerordentlich einförmigen Ebene des belgischen Niederlandes, welches nach Norden ohne Grenze in die Niederung der Rheinmündungen übergeht. Nirgends gibt es hier die weiten und tektonisch so beweglichen Senken, welche für die Ausbreitung und Entwicklung des Rheingebietes von ausschlaggebender Bedeutung sind. Weit ist hier jedes Faltengebirge jüngerer Zeit entfernt, ja der Lauf der Maas führt bis über Lüttich hinaus durch Gebiete, welche seit mesozoischen Zeiten trocken gelegen haben und keinen erheblichen tektonischen Störungen ausgesetzt waren. Im Gegensatz zur Mannigfaltigkeit des Rheingebietes steht hier die größte Gleichförmigkeit. Ganz anders mußte in einem solchen Gebiete die Entwicklung des Gewässernetzes sich vollziehen. Und tatsächlich ist die Maas ja auch ein Schulbeispiel für einen sog. „verarmten“ Fluß, auf dessen Kosten sich benachbarte Flußgebiete ausdehnten; wenige und unbedeutende Nebenflüsse sind ihr tributär, ihr Einzugsgebiet zieht sich wie ein schmaler Strang an der Grenze zwischen Mittel- und Westeuropa nach Norden.

Drei Unterabteilungen lassen sich am Maaslaufe selber unterscheiden: der Oberlauf durch die ostfranzösische Stufenlandschaft, der Mittellauf durch das belgische Schiefergebirge und der Unterlauf durch das belgisch-niederländische Tiefland. Dazu kommt noch das wenig ausgedehnte Gebiet der Nebenflüsse, von denen allein die Sambre einige Bedeutung besitzt, während Chiers, Semois, Lesse und Ourthe nur ganz untergeordnete Gewässer sind; da sie dem Mittellauf der Maas tributär sind, werden sie im folgenden im Zusammenhange mit diesem einer Erörterung unterzogen.

a) Die ostfranzösische Stufenlandschaft.

Wie ein dürrer, abgestorbener Zweig erstreckt sich der oberste Lauf der Maas vom Quellgebiet am Plateau von Langres 150 km weit nach Norden bis über Verdun hinaus, ohne einen anderen Zufluß als ganz unbedeutende, teilweise sogar periodisch versiegende Bäche. Die Wasserscheide verläuft immer in der nächsten Nähe beider Flußseiten, und das ganze Flußgebiet hat bis in die genannte Gegend von der Vereinigung der wenigen eigentlichen Quellbäche bei Domremy-la-Pucelle an eine Breite, welche nirgends 30 km überschreitet. Aber auch noch weiter flußabwärts bis in die Gegend von Fumay entfernt sich die Wasserscheide vom linken Ufer nicht über 20 km, nur das Sambregebiet bedeutet eine geringfügige Ausweitung des westlichen Einzugsgebietes, und von Namur an hält sich die Wasserscheide wieder in unmittelbarer Nähe des linken Ufers des Hauptflusses.

Diese Verhältnisse sind in solch extremer Ausbildung noch nicht alt. Es wurde bereits oben (S. 44 [52]) darauf hingewiesen, daß die oberste Mosel bis ins Diluvium hinein der Maas bei Toul zufloß und erst nachträglich durch eine von der Meurthe ausgehende Anzapfung dem Rheinsysteme tributär wurde. Auch auf der westlichen Seite des Flusses finden sich ganz entsprechende Verhältnisse. DOLLFUS (23) hat die quartären Schotter der Talwasserscheide zwischen Ornain und der oberen Aisne so gedeutet, daß die obere Aisne früher nach Süden geflossen und bei Vitry sich mit der Marne vereinigt habe, welche ebendort über die heutige Talwasserscheide von Vallentigny hinweg den oberen Lauf der Aube von Süden her aufgenommen habe. Demgegenüber hat DAVIS (17) mit Recht darauf hingewiesen, daß die ganze Entwässerung der östlich der Staubigen Champagne gelegenen Gegend durch die auffallende Parallelität der einzelnen Flüsse untereinander eine allgemeine Abdachung nach Norden zur Voraussetzung habe. Stratigraphisch ist die Frage kaum zu entscheiden; denn die Zusammensetzung der genannten Schotter bleibt die gleiche, ob nun das Ursprungsgebiet im Norden oder im Süden von ihnen lag. Sie beweisen nur, daß tatsächlich noch im Diluvium eine zusammenhängende Wasserverbindung zwischen dem oberen Ornain und der oberen Aisne bestand. Die Richtung dieser Wasserverbindung ergibt sich aus den allgemeinen hydrographischen und Abdachungsverhältnissen der Gegend schlüssig als von Süden nach Norden

gerichtet. Die Zusammenhänge mit der Maas werden in der Gegend von Sedan sehr deutlich. Hier reicht der durch ein flaches Tal träge sich dahinschlängelnde Barbach mit seinem Einzugsgebiet bis auf 10 km an die untere Aire bei Grandpré heran, ja sein Quellbach fließt mit einer Bifurkation über das breite, versumpfte Hochtal heute noch nach Süden zur scharf eingeschnittenen Aire ab. Die alten Schotter dieser „Argonnermaas“ hat HOL (40) gewürdigt. Auch hier bestand eine südnördliche Entwässerung der Aisne und Aire zur Maas bis ins Quartär hinein, ja nach HUMMEL (41) ist die Anzapfung am Barbach noch heute sehr deutlich wirksam; landschaftlich liegen die Verhältnisse hier heute ganz ähnlich wie an der Stelle der Anzapfung der Aitrach durch die Wutach bei Blumberg (vgl. S. 26. [34]). Es kann also als gesichertes Forschungsergebnis gelten, daß zu dem aus dem jüngsten Tertiär übernommenen Maassystem die obere Aube, Marne, Ornain, Aisne und Aire als Einzugsgebiet gehörten. Damit besaß die Maas ein reich verästeltes und ausgedehntes Quellgebiet. Im Diluvium entstand im Pariser Becken eine orographische Senke und hydrographische Tiefenzone in annähernd derselben Gegend, welche einst vom Meere bedeckt gewesen und zuletzt von diesem geräumt worden war. Nach DOLLFUS (23) erfolgte ferner in einer jedenfalls vordiluvialen Zeit, welche keine Zeugen mehr hinterlassen hat, durch die von der Seine aus kräftig rückwärts sich einschneidende Oise die Anzapfung erst der mittleren Aisne bei Compiègne und dann auch der Serre bei La Fère, welche beide vordem als Quellarme der Somme tributär waren. Es ist sehr bezeichnend, daß auch hier, genau wie im Mittelrheingebiet, in Franken und Schwaben, erst die diluvialen Schotter eingesenkt sind in eine einförmige, weit ausgedehnte Flachlandschaft, welche von BRIQUET (12) eingehend als pliozäne Rumpflfläche gewürdigt worden ist, und daß ebenso etwaige vordiluviale Flußablagerungen sich nicht erhalten haben. Entsprechend der erheblich weiteren Entfernung vom Pariser Senkungsgebiet hat die Marne erst während des Diluviums ihren Oberlauf oberhalb Vitry-le-François erworben; das gleiche gilt von der Aube für ihren Oberlauf oberhalb Brienne-le-Château wie für die Angliederung der Aire und oberen Aisne an die mittlere Aisne oberhalb Vouziers. Inwieweit bei dem räuberischen Vordringen der Oise tektonische Nachhilfe eine Rolle gespielt hat, soll bei der Erörterung des Kampfes zwischen Oise und Sambre noch näher ausgeführt werden.

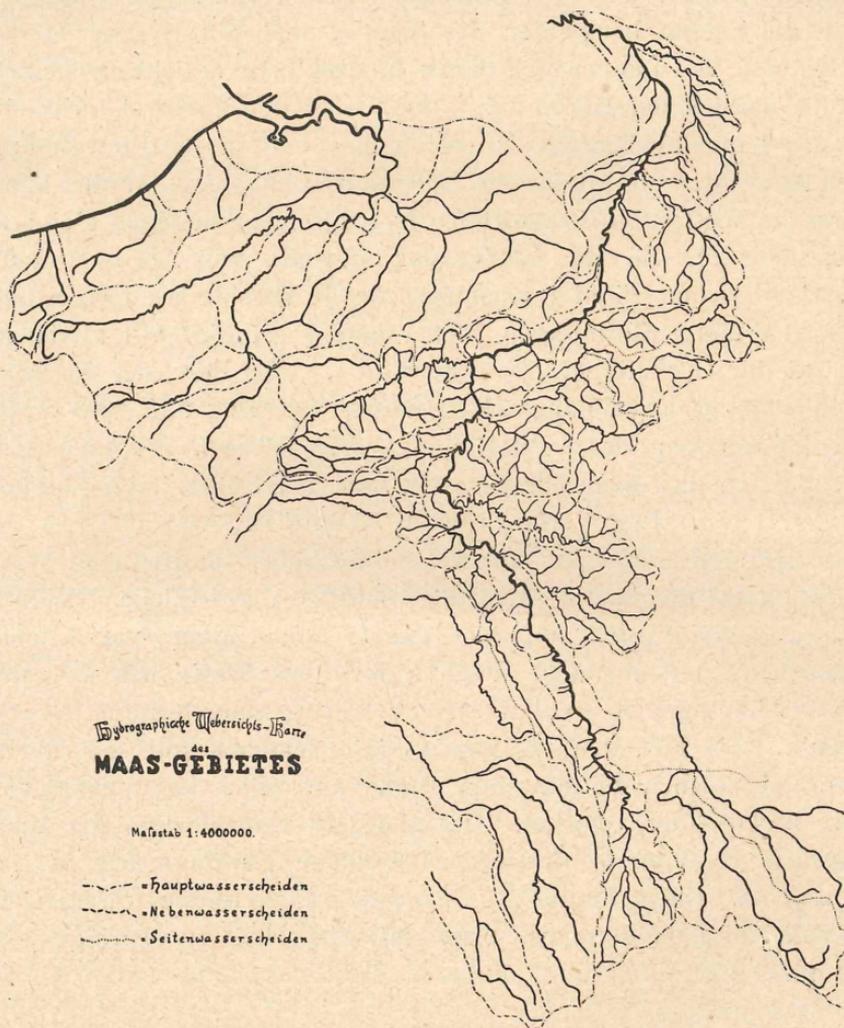
Was vor dem Pliozän lag, ist größtenteils noch dunkel. In-

sofern ist der Streit zwischen der Anschauung von der epigenetischen Natur des Maaslaufes von Lothringen über das belgische Gebirge hinweg nach den Niederlanden, welcher hauptsächlich von CORNET (15) vertreten wird, und der durch HOL (40) geäußerten Ansicht, die uralte Entwässerung der mesozoischen Ardenneninsel habe durch nachträgliche Heraushebung der südlich anschließenden Gebiete von Nordfrankreich auf diese nach Süden übergegriffen, eigentlich unfruchtbar. Wenn nach HUMMEL (41) im eozänen Nummulitenkalk der Champagne Nester kristalliner Geschiebe aus den Ardennen vorkommen, so zeigen diese deutlich eine der heutigen entgegengesetzte Entwässerung im älteren Tertiär. Inwieweit die südwärts nach der Saône gerichtete vorpliozäne Entwässerung des oberen Moselgebietes (vgl. S. 45 [53]) auch weiter nach Westen hin sich erstreckte, ist noch unbekannt. Es ist aber anzunehmen, daß auch im oberen Aube- und Marnegebiet die Quelladern einer nordwärts gerichteten Entwässerung nicht wesentlich früher zur Entwicklung gelangten als im Bereiche der Maas und Mosel, wo dies erst in pliozäner Zeit geschah. Man könnte an eine flache Aufsattelung denken, wodurch seit dem Pliozän am Plateau von Langres und an den Sichelbergen die noch heute bestehende Wasserscheide entstand. Da auch dieses ganze Gebiet im Altpliozän als ausdruckslose Rumpflandschaft zu gelten hat, so genügten jedenfalls nur ganz geringe Niveauveränderungen, um dem ganzen Gewässernetze eine andere Richtung zu weisen. Doch muß betont werden, daß auf alle diese Fragen erst durch künftige Forschungen eine Antwort erhofft werden kann.

b) Hochbelgien und Französisch-Flandern.

Für den Lauf der Maas in Belgien und seine Entwicklung seit dem jüngeren Tertiär hat CORNET (16) in einer grundlegenden Untersuchung ein klares und sorgfältig begründetes Bild entworfen. Das lange und scharf eingeschnittene Längstal der Sambre und der Maas unterhalb der Sambremündung bei Namur steht im Mittelpunkt dieser Erörterungen. Scharf ist der Knick, mit dem die von Süden herankommende Maas bei Namur in dieses Längstal einbiegt. Auffallend ist auch die vollkommene Einseitigkeit des Einzugsgebietes: auf der Nordseite des Längstales hält sich die Wasserscheide in enger Nähe des Hauptflusses, während von Süden eine ganze Anzahl von allerdings nicht sehr

bedeutenden Nebenflüssen ihm zuströmt. Mehrere der wenigen Nebenflüsse der Nordseite haben die bezeichnende Eigentümlichkeit, daß ihr Quellauf nach Norden, also vom Längstale weg gerichtet ist und dann mit scharfer Biegung in steil eingeschnittenem Tale dem Hauptflusse zustrebt. Ferner findet sich fast überall die



Tatsache, daß dort, wo von Süden her Nebenflüsse in das Längstal einmünden, auf der entgegengesetzten Seite desselben jenseits der Wasserscheide der Beginn von abermals nordwärts gerichteten Tälern liegt, welche in unmittelbarer Fortsetzung der südlichen Nebenflüsse des Haupttales verlaufen. Es sind genau dieselben Verhältnisse, welche aus dem Rheingebiet schon von der Enz und

vor allem im Bereiche des Niederrheines von Ruhr, Lippe usw. beschrieben worden sind; hydrographisch betrachtet, schneidet diese lange Längstalflucht ein anderes, südnördlich gerichtetes Gewässernetz mitten durch und zerlegt die einzelnen, ursprünglich einheitlichen Wasserläufe in mehrere selbständige Strünke. Im südlichen Hennegau geschieht dies — ganz wie bei Ruhr und Lippe — doppelt durch die beiden Längstäler der Sambre und der Henne, so daß die Systeme von Dender und Senne in drei Teile zerlegt erscheinen.

Im Bereich der Henne hat CORNET (16) den Nachweis erbracht, daß das Längstal bedingt ist durch eine tektonische Einwalmung, deren Alter hier als mindestens nachmiozän festgelegt werden kann. Weiter im Westen hat BRIQUET (8) in zahlreichen fleißigen kleineren Untersuchungen für das Gebiet der Schwelle von Artois und die sog. Flandrischen Hügel ganz entsprechende Verhältnisse festgestellt; unter den Längstalbildungen jener Gegend sei hier vor allem auf das Tal der Grevelinger Aa hingewiesen. Hier läßt sich das Alter der Entstehung dieser Längstäler genauer festlegen, und zwar ergibt sich, daß sie dem oberen Pliozän angehören müssen. Sie entstanden erst, als sich das Meer bereits ganz vom belgischen Boden zurückgezogen hatte. Der Verlauf dieser Längstäler, welcher von der Küste bis zum Hennegau nordwest-südöstliche, im Hennetal west-östliche und im Sambre-Maastale südwest-nordöstliche Richtung einhält, schließt sich auf das engste dem alten variskischen Streichen an und erscheint in ganz derselben Weise wie weit und breit im Rheingebiet als junge Neubelebung einer uralten Grundtektonik. Es läßt sich annehmen, daß demnach nur das untere Sambretal solchen tektonischen Einflüssen seine Entstehung verdankt und daß der Oberlauf etwa oberhalb von Charleroi als durch rückwärts schreitende Erosion entstandene Verlängerung zu betrachten ist. Ein geologischer Nachweis ist gerade hier im Bereiche des paläozoischen Rumpfes kaum mit Sicherheit zu erbringen, da hier zwischen alter und jüngerer Tektonik nicht unterschieden werden kann.

Das Gewässernetz bot demnach vor der Entstehung dieser Längstäler das Bild reiner Abdachungsflüsse, so jedoch, daß die nordöstliche Richtung bei nach Westen immer stärkerer östlicher Komponente nachdrücklich auf die alte Südordachse der Ourthe-Maaslinie hinweist. Die Entwässerung geschah ausgesprochen fächerförmig. Noch in nächster Nähe der altpliozänen wie der heutigen Küste strebten die Flüsse nicht etwa dieser zu, sondern liefen spitz-

winkelig zu ihr nach Ostnordosten bis Osten. Im Diluvium scheint eine allgemeine Hebung des Küstengebietes erfolgt zu sein, denn nach BRIQUET (8) erfolgten damals mehrere Anzapfungen von Westen her, so daß die Authie sich von der Canche unabhängig machte, aber auch die Yser und Leie (Lys) Quelläste an die Aa, endlich die Leie einen starken Zufluß an die von einem Längstal rückwärts ausgreifende Yser verlor, was durch Schotter zweifelsfrei festgelegt ist. Diese Anzapfungen im Gebiete der Yser und Leie sind doppelt bemerkenswert, wenn man berücksichtigt, daß gerade während des Diluviums die Meeresbedeckung sich weit nordwärts zurückzog, so daß alle ihr tributären Gewässer einen unverhältnismäßig stark verlängerten Unterlauf bekamen, was gerade die gegenteilige Wirkung als Anzapfungsvorgänge im Quellgebiet voraussetzen ließe. Vielleicht darf man auch hier annehmen, daß jene allgemeine Hebung, welche die Trockenlegung des größten Teiles der Nordsee herbeiführte, nicht in einfachem epirogenetischem Aufstieg des Landes bestand, sondern mit geringfügigen Aufsattelungen verbunden war, welche dann die Entwicklung des Gewässernetzes so auffällig beeinflussten.

Solche Annahmen werden durch die Verhältnisse im Bereiche der oberen Oise gestützt. Unterhalb Guise folgt die Oise rechtwinklig zur Artoislinie einer Talflucht, welche einerseits tektonisch bedingt ist, andererseits dem Einsinken des Pariser Beckens ihre Eintiefungskraft verdankt. Rechtwinklig bricht sie durch die Stufenlandschaft von Kreide und Eozän im Norden des Pariser Beckens hindurch. Hydrographisch stellt sie ein recht vollkommenes Gegenstück zur fränkischen Regnitz dar, besonders als diese noch nach Süden zur Donau entwässerte. DOLLFUS (23), DOUXAMI (24) und besonders wieder BRIQUET (11) haben sich um die Aufhellung dieser Verhältnisse verdient gemacht. Daß der mittleren Oise in einer jedenfalls vordiluvialen Zeit die Aisne und Serre zum Opfer fielen, wurde bereits ausgeführt. Viel ausgeprägter ist der Kampf, den die Oise bisher siegreich gegen die Sambre ausgefochten hat. Aus Schotterablagerungen, welche allerdings steril sind, aber nach den ganz entsprechenden Bildungen anderer, benachbarter Gegenden wohl mit Sicherheit ins Diluvium gestellt werden können, geht hervor, daß der ganze Oberlauf der Oise bis Guise ursprünglich der Sambre tributär war und erst nachträglich von dem Gebiet der Seine erobert wurde. Sehr deutlich und überaus anschaulich läßt sich hier das allmähliche weitere Vordringen der räuberischen

Oise nach Norden verfolgen: nachdem sie erst den eigenen Oberlauf bei Guise gewonnen hatte, rückte sie auf den Iron, dann auf den Noirieu vor und hatte bereits in postdiluvialer Zeit die nördlich des letzteren gelegene Wasserscheide so weit unter ihre Herrschaft gebracht, daß im Jahre 1684 durch einfache Anlage eines Staudammes die sog. Alte Sambre durch Menschenhand mühelos abgelenkt und zu einem Quellast der Oise gemacht werden konnte.

Es ist nun nicht ganz einfach, das ursprüngliche pliozäne Gewässernetz wiederherzustellen, wenn das Längstal der Sambre-Maas und der Henne als nachträgliche Einwalmung fortgedacht wird. Auf belgischem Boden bereitet dies keine Schwierigkeit, da die südlichen Nebenflüsse des Längstales sich unschwer zu Quellästen des Dender-, Senne-, Dyle- usw. -gebietes ergänzen lassen. CORNET (16) hat nun auch die weiter aufwärts zuströmenden Seitenflüsse über das Sambretal mit ihren unmittelbaren Fortsetzungen im Quellgebiet der Schelde verbunden, und die beigegefügte Karte (Tafel) schließt sich dem an. Doch kann man Bedenken vorbringen, da die von der Fagne kommenden obersten Quelläste der Sambre und Oise bereits durchaus im Artoisstreichen verlaufen und dem alten variskischen Grundplane folgen. Sie können daher auch gleicher Entstehung wie die großen Längstäler und, wenn auch im einzelnen jeweils besonderen Einwalmungen folgend, doch mindestens eine Folge nachträglich entstandener Abdachungsverhältnisse im Zusammenhange mit den Längstälern sein. Dagegen spricht allerdings wieder die Tatsache, daß die im selben Streichen verlaufenden südlicheren Flüsse: Canche, Authie, Somme, Serre usw. sicher bereits in vorpliozäner Zeit vorhanden waren. Dann müßte eine vorpliozäne oder auch noch pliozäne Wasserscheide zwischen dem Quellgebiet der Sambre oberhalb von Maubeuge und dem nordöstlich gerichteten belgischen Gewässernetze angenommen werden. Wo aber die nach Nordwesten gerichteten Quelläste der Oise, Sambre und Schelde dann ihre unmittelbare Fortsetzung gefunden haben, ist um so unklarer, als seit dem Miozän, vielleicht sogar schon seit dem Oligozän und bis ins Diluvium hinein die einheitliche Entwässerung des Artoisrückens nach Nordosten hin sichergestellt ist.

Unter Berücksichtigung dieser neueren Forschungsergebnisse bleibt für die von RUTOT (67) geäußerte und immer wieder, auch in populären Darstellungen vertretene Anschauung kein Raum, wonach das Sambre-Maastal eine sehr alte Tiefenlinie darstelle,

welche ursprünglich von der bei Mézières durch das Tal der Sorbonne sich fortsetzenden Maas durch die Täler des Gland und des Oiseoberlaufes in weitem westlichen Bogen erreicht worden wäre. Das Durchbruchstal der Maas zwischen Mézières und Namur wäre dann vollkommen unverständlich, ganz abgesehen davon, daß aus dem Gebiet der oberen Sambre und Oise keinerlei Ablagerungen bekannt geworden sind, welche aus dem Einzugsgebiet der Maas stammen könnten und sich vor allem durch Jurabestandteile auszeichnen müßten. Die Tiefenlinie Mézières-Guise ist ausschließlich tektonisch bedingt und folgt einer der von DOLLFUS (23) eingehend gewürdigten Synklinalen in der Umrandung des Pariser Beckens.

Noch eine andere, nicht unwichtige Schlußfolgerung ergibt sich aus dem durch die neueren französischen und belgischen Forschungen gewonnenen Bilde. Solange die Maas über das heutige Längstal hinweg nach Norden strömte, konnten keine Geschiebe ihres Einzugsgebietes in die Gegend ihres heutigen Unterlaufes gelangen; zum Einzugsgebiet der alten pliozänen Maastrichter Maas gehörte nur das System der Ourthe, welches nach Süden nicht über das Gebiet des Schiefergebirges hinausgreift und insbesondere keinerlei Juraschichten berührt. Wenn nun aber durch FLIEGEL (26 und 80) nachgewiesen ist, daß an der Stelle, wo sich einstmal Maas und Rhein bei Erkelenz vereinigten, in den Kieseloolithschottern beider Ströme verkieselte Juraversteinerungen vorkommen, so beweist dies, daß zur Zeit der Ablagerung dieser Schotter die großen Längstäler bereits entstanden waren. Da dies aber erst im oberen Pliozän geschah, so ist damit der Nachweis erbracht, daß die Kieseloolithschotter von Erkelenz nicht, wie im allgemeinen von den Kieseloolithschottern des Rheines auf Grund verschiedener Pflanzenfunde und der Verzahnung mit marinen Ablagerungen in den Niederlanden angenommen wird, altpliozän sein können; daraus geht hervor, daß die Kieseloolithzeit wenigstens in diesem Gebiete mit dem gesamten Pliozän gleichgesetzt werden kann — oder mit anderen Worten, daß sich die betr. Entwässerungsverhältnisse im Mittel- und Nieder-rheingebiet während des ganzen Pliozäns nicht wesentlich verändert haben. Auf das verschiedene Alter der Kieseloolithschotter im Rhein- und Maasgebiet hat wieder BRIQUET (10) nachdrücklich hingewiesen. Er ist darin vielleicht sogar etwas zu weit gegangen, indem er sie im Maasgebiet ins Diluvium stellen wollte. Jedenfalls ist aber auch im Sambre-Maasgebiet wie im Durchbruchstal der Maas oberhalb Namur die eigentliche Taleintiefung und die Ent-

stehung der damit verbundenen berühmten landschaftlichen Reize das Werk der Diluvialzeit, und wenn hier die großartigen Ausmaße des Rheintales zwischen Bingen und Bonn nicht erreicht werden, so liegt das einfach daran, daß hier die Heraushebung des Schiefergebirges bei größerer Entfernung von der Haupthebungsachse wesentlich geringer gewesen ist als weiter im Osten im Rheingebiete.

Auch das Tal der Weser (Vesdre) gehört wohl in die Gruppe der erst nachträglich entstandenen Längstäler. Leider hat MARG. KIRCHBERGER (46) ihre sorgfältige Untersuchung über die Formenentwicklung der weiteren Umgebung von Aachen infolge des Krieges nicht auch auf das belgische Nachbargebiet ausdehnen können. Die Beziehungen zur Tektonik in der Umrahmung des Hohen Venns bedürfen hier noch durchaus der Aufklärung.

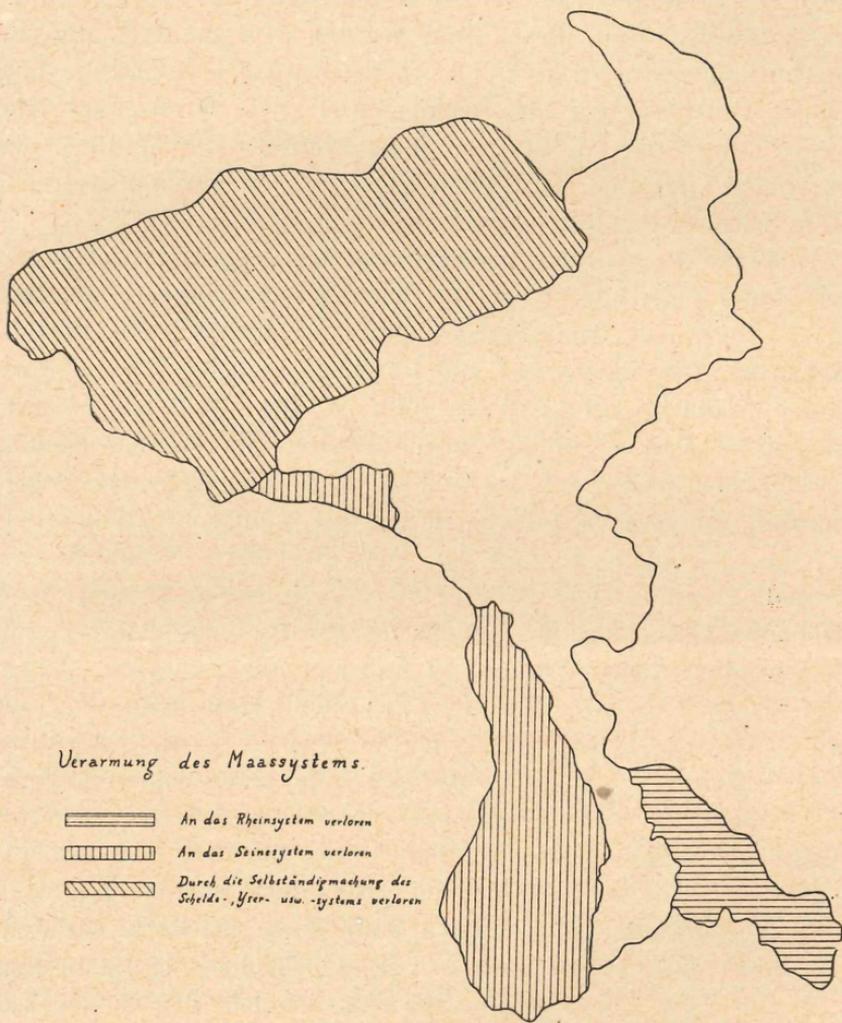
c) Das belgische Niederland.

Über die Entstehung des eigentümlichen Gewässernetzes im Tieflande von Nordbelgien besteht eine ziemlich reichhaltige Literatur. Wenn trotzdem immer wieder neue Auffassungen laut und alle möglichen, teilweise recht phantastischen Kombinationen vorgebracht werden, so liegt das daran, daß in dem niedrigen Lande, dessen weitaus größter Teil sich auch heute noch keine 50 m über den Meeresspiegel erhebt, von einer Verfolgung einzelner Terrassen- oder Schotterssysteme keine Rede sein kann. Träge schleichen die Flüsse durch weite, sumpfige Niederungen, unmerkliche Wasserscheiden trennen die einzelnen Läufe, und es ist klar, daß es hier im allgemeinen keiner großen Umwälzungen bedarf, um das Bild der Entwässerung von Grund aus anders zu gestalten.

Die Maas scheint zunächst mit der ganzen belgischen Hydrographie nichts zu tun zu haben. Sie fließt von Lüttich an nach Norden mit geringer östlicher, dem Rheine entgegengerichteter Komponente, biegt bei Venlo in weitem Bogen nach Nordwesten und schließlich nach Westen ab und mündet zusammen mit den verschiedenen Rheinarmen in einem gewaltigen Delta in die Nordsee.

LORIÉ (53) hat darauf aufmerksam gemacht, daß die massenhaften Ardennengesteine im Diluvium der unteren Schelde keine andere Erklärung zulassen, als daß die Maas im Diluvium durch das Tal der Demer und Rupel in die Gegend von Antwerpen gelangt sei. Ja ihr weiterer Lauf sei durch das Tal der Durme noch weiter nach Westen gerichtet gewesen und habe von Gent an die

Tiefenlinie benutzt, durch welche heute der Gent-Brügger Seekanal verläuft. Für das Demertal erscheint diese Erklärung außerordentlich einleuchtend. Man braucht nur etwa von der Zitadelle von Diest auf das breite Tal hinabzusehen, in dessen kilometerbreiter, von



scharf abgeschnittenen Steilhängen begrenzter Aue sich der viel zu kleine Fluß kümmerlich hindurchwindet, um zu erkennen, daß dieses mächtige Hauptteil mit dem heute hindurchfließenden Gewässer in keinem ursächlichen Zusammenhang stehen kann. Es ist auch klar, daß jene Vorgänge, welche während des älteren Diluviums die Ablenkung des Niederrheines nach Westen herbeiführten, an der nahe benachbarten Maas nicht spurlos vorübergegangen sein können.

Die starke Wirkung der von Norden, aus dem anrückenden Inlandeis kommenden Schmelzwässer wurde ausschlaggebend, und so wurde auch die Maas auf ihrem eigenen pliozänen Schuttkegel bei Maastricht nach Westen abgedrängt. Noch heute liegen die Quellbäche der Demer keine 8 km von der Maas entfernt und keine 40 m über diesem Flusse. Und diese 40 m werden von jüngeren diluvialen Aufschüttungsterrassen gebildet. Ebenso wird die eigenartige fächerförmige Entwässerung des Kempenlandes — Große und Kleine Nethe, Turnhouter Aa usw. — ohne weiteres verständlich, wenn ihre Anlage mit der nordischen Vereisung im Zusammenhang gebracht wird.

Schwieriger wird die Beantwortung der Frage nach der weiteren Fortsetzung des alten Maaslaufes nach Westen hin, da die Demer bei Aerschot aus dem Tertiärhügelland in das tiefe Flachland hinaustritt. Die eigenartige und durchaus verschwommene Hydrographie im Südwesten des Waeslandes, wo die Alte Caele, Moervaert und Durme eine nördliche zusammenhängende Wasserverbindung zwischen der oberen Schelde und der Leie einerseits, dem Scheldeunterlauf andererseits bilden, ferner der scharfe Richtungswechsel der Schelde bei Gent und ihr vielgewundener Westostlauf bis unterhalb Dendermonde parallel zu der eigentlichen, nach Norden gerichteten Abdachung des Landes machen es recht wahrscheinlich, daß ein einheitlicher Fluß diese ganze ununterbrochene Längstalflucht geschaffen hat. Westlich von Gent kann man aber nicht wohl von einer „Tiefenlinie“ reden, welcher der Kanal nach Brügge folgt, höchstens von einer in die Umgebung eingesenkten Eintiefung von wenigen Metern Sprunghöhe, innerhalb welcher aber diese künstliche Wasserstraße wie überall im Tieflande auf einem die Umgebung nicht unwesentlich überhöhenden Damme geführt ist. Solche geringfügige Eintiefungen sind noch mehrfach vorhanden. z. B. längs des unweit Eecloo vorbeiführenden sog. Ableitungskanals der Leie. Bei Brügge allerdings erreicht der Genter Kanal den Unterlauf des aus der Gegend von Thorhout und Swevezele kommenden Waerdammesystemes und folgt diesem bis zum Meere. Möglich ist es also, wenn auch nicht schlüssig beweisbar, daß die altdiluviale Maas in dem von LORÉ (53) geäußerten Sinne bei Zeebrügge in die Nordsee gemündet hat.

Da nun nach den Ausführungen im vorigen Abschnitte die Anzapfung der oberen Yser und der oberen Grevelinger Aa samt dem Hem erst im Laufe des Diluviums erfolgte, so war demnach

im älteren Diluvium nicht nur das gesamte Scheldesystem, sondern auch die gesamte nordwärts gerichtete Entwässerung des Rückens von Artois der Maas tributär. Allerdings kann diese Zeit größter Ausdehnung des Maasgebietes nicht von sehr langer Dauer gewesen sein; denn nicht nur im äußersten Westen gingen die heutigen Oberläufe der Yser, Grevelinger Aa und des Hem verloren, sondern auch die Maas selber gewann im mittleren Diluvium ihre alte Nordrichtung wieder und schuf die tieferen Terrassen ihres Unterlaufes unterhalb von Maastricht. Inwieweit dabei zeitweise auch noch eine Gabelung durch das heutige Demertal bestand, entzieht sich der Kenntnis.

Im Laufe des Diluviums haben sich von dem ausgedehnten Längstal aus dann zwei weitere Verbindungen mit dem Meere im Norden von Gent und unterhalb von Antwerpen gebildet. Daß der letztere, am meisten landeinwärts gelegene Auslaß schließlich die Oberhand gewann, scheint darauf hinzuweisen, daß nach Überwindung des Längstales — dessen eigentliche Anlage im variskischen Streichen möglicherweise auch auf eine leichte tektonische Einwalmung parallel den südlicheren Längstalzügen neben der durch die nordischen Schmelzwässer bedingten Maasablenkung zurückgehen mag — die ursprüngliche, südwest-nordöstliche Entwässerungsrichtung entsprechend den allgemeinen Abdachungsverhältnissen des Landes wieder in Kraft getreten ist. Nach MÜLLER (58) ist noch in altgeschichtlicher Zeit die Oosterschelde in ausgesprochen nordöstlicher Richtung weitergeflossen und hat sich nördlich des Landes von Strijen in der Gegend von Dordrecht mit der Maas vereinigt. Erst die gewaltigen Sturmfluten des Mittelalters haben Schelde und Maas endgültig voneinander getrennt und die Herausbildung der heutigen Verhältnisse in die Wege geleitet.

Das schon im Oligozän und Miozän in seinen Oberläufen angelegte Gewässernetz des Scheldesystemes hat im Laufe der Zeiten mannigfache Abwandlungen erfahren, welche von BRIQUET (9) und VAN DE WIELE (79) eingehend erörtert worden sind, aber hier außer Betracht bleiben können. Daß auch heute dieser Vorgang noch nicht abgeschlossen ist, möge an dem einen Beispiel der kempischen Wimpe erläutert werden, welche nördlich von Oosterloo bei Gheel von der Großen Nethe abzweigt und deren weit nach Süden ausgreifenden Bogen als gestreckte Sehne abschneidet, um unterhalb Iteghem wieder in dieselbe einzumünden. Der Fall ist nicht vereinzelt, denn die ganze Hydrographie des belgischen Nieder-

landes ist, von den Hauptflüssen abgesehen, ganz unklar und verschwommen.

d) Zusammenfassung.

Im Altdiluvium stand das Maasgebiet gewissermaßen „auf der Höhe seiner Macht“. Ganz Belgien und weite Teile von Nord- und Ostfrankreich waren ihm tributär. Seine Quellgebiete lagen in den südlichen Vogesen, am Plateau von Langres, in der Thiérache und am Rücken von Artois. Aber gerade im Diluvium wurde es auch wieder von einem ausgedehnten zu einem ganz verarmten Flußsystem. Das stärkere Aufsteigen des Rheinischen Schiefergebirges im Osten veranlaßte die Eroberung der oberen Mosel durch das Rheingebiet, das starke Einsinken des Pariser Beckens den Verlust der oberen Aube, Marne, Aisne, Aire und Oise; von der Küste her gewannen Yser und Grevelinger Aa ihre Oberläufe und heutigen Quelläste, und zuletzt und teilweise sogar erst gewissermaßen in geschichtlicher Zeit ging das Scheldegebiet verloren.

Allein die gewaltige quartäre Ausbreitung des Maasgebietes war, wie dargelegt, nur gleichsam eine ephemere Erscheinung und bestand noch im Pliozän nicht in annäherndem Umfange, vor allem nicht im belgischen Niederlande. Aber auch in vorpliozäner Zeit muß an Stelle des heutigen Maassystemes eine wesentlich andere Entwässerung vorhanden gewesen sein; damals machte sich die Wasserbedeckung der Nordwestschweiz ausschlaggebend geltend, nachdem in anscheinend altmiozäner Zeit zunächst der Westen von Frankreich die Hauptrolle gespielt hatte. Es ist nun sehr bezeichnend, in wie enger Abhängigkeit die Ausbreitung des Maassystemes von den tektonischen Vorgängen stand, welche das mittlere und westliche Europa heimsuchten: solange die großen Bewegungen der Oligozän- und Miozänzeit andauerten, war die Entwässerung von diesen abhängig und gravitierte nach den Tiefländern im Westen und Süden; in der tektonischen Ruhezeit des jüngsten Miozän und des älteren Pliozän entstand dann das Maassystem als ausgebreitetes Flußnetz mit nördlicher Entwässerung; als im oberen Pliozän neuerdings tektonische Bewegungen in den Nachbargebieten einsetzten, entstanden die Vorbedingungen, durch welche später die Maas eines großen Teiles ihres Einzugsgebietes verlustig ging. In dieser Entwicklung bedeutete das Eiszeitalter eine eigenartige Unterbrechung in dem Sinne, daß unter den Einwirkungen der Schmelzwässer des nordischen Inlandeises die Maas aus ihrer ursprünglichen Südnord-

richtung nach Westen abgelenkt und so zur Sammelader eines ganz besonders weit ausgedehnten und ihr eigentlich fremd gegenüberstehenden Einzugsgebietes wurde.

Die Tatsache, daß nur während der tektonisch ruhigen Zeiten des obersten Miozän und des älteren Pliozän die große Ausdehnung des Maasgebietes vor allem auch nach Süden hin erfolgte und daß gleichzeitig in jenen Zeiten auch hier bis zur flandrischen Küste eine ausdruckslose, nur ganz schwach modellierte Rumpflandschaft bestand, weist auf ursächliche Beziehungen zwischen beiden Erscheinungen. Dabei wird wohl angenommen werden müssen, daß außer der kräftigen Anziehung, welche in dem flachen Lande von der niederbelgischen Meeresbucht und später von der Walmlinie der Yssel-Zuidersee ausging, auch wohl noch eine durch an sich vielleicht ganz geringfügige tektonische Vorgänge hervorgerufene nördlich gerichtete Gesamtabdachung innerhalb des ganzen Flußgebietes der Maas sich in deren starker Ausbreitung geltend machte. Doch bleiben alle diese Einzelfragen erst noch durch künftige Forschung zu lösen. Bemerkenswert ist aber jedenfalls auch der Gegensatz zwischen diesem starken Wechsel im Gebiet des heutigen Einzugsgebietes der Maas und der großen Beständigkeit, welche die Entwässerung nördlich des Artoisrückens seit der Oligozän- und Miozänzeit bis in die Gegenwart hinein ausgezeichnet hat. Hier war eben jederzeit die nahe Meeresküste bzw. die durch sie ausgedrückte Yssel-Zuidersee-Walmlinie ausschlaggebend. Dabei hat aber jedenfalls noch bis ins Miozän hinein auf der Südseite des Artoisrückens wie der ganzen alten Ardenneinsel eine der heutigen entgegengesetzte Entwässerung erst zum Oligozänmeer und später, nach dessen Rückzuge, zunächst ebenfalls noch zu der von jenem innegehabten Tiefenzone hin stattgefunden.

III. Schluß.

Die Entwicklung des Rhein- und Maasgebietes zeigt zwei grundsätzlich große Gegensätze: zunehmende Ausdehnung im einen, fortschreitende Verarmung im anderen Falle. Allerdings ist dieser Vorgang in beiden Fällen nicht ganz synchron: die gewaltige Ausbreitung des Rheingebietes beginnt zunächst auf Kosten des Donau- und Wesersystemes im mittleren Pliozän und ist bis auf untergeordnete Erweiterungen während des Diluviums selber mit dem Anschluß des Hochrheines an den Stammrhein an der Schwelle von

Pliozän und Diluvium im wesentlichen schon abgeschlossen; die Verarmung des Maasgebietes beginnt dagegen eigentlich erst im Laufe des Diluviums, erfolgt ziemlich gleichzeitig und ausgiebig von allen Seiten und ist auch im Diluvium bereits wieder abgeschlossen.

Wie immer wieder hervorgehoben wurde, ist dieser Unterschied klar in den allgemeinen tektonischen Verhältnissen vorgezeichnet. Die außerordentlich eintönige Flachlandschaft des älteren Pliozäns hat im Maasgebiet außer der weiträumigen Heraushebung des belgischen Schiefergebirges keine erhebliche gewaltsame Störung erfahren. Das Rheingebiet ist dagegen ausgezeichnet durch eine ganze Anzahl sehr labiler Gegenden, welche als stark sich vertiefende Senken im Alpenvorlande wie im Bodenseegebiet und Hegau, im Sundgau wie im Tale des Hochrheines und der breiten südwestdeutschen Grabensenke, im Mainzer Becken wie in der Wetterau, in der Kölner Bucht wie im Bereiche der von säkularen Senkungen heimgesuchten niederländischen Küste auf die Umgebung einen maßgebenden Einfluß von jeher ausgeübt haben.

Es ist dabei zu beachten, daß die Reihenfolge der tektonischen Vorgänge eine ganz bestimmte Gesetzmäßigkeit erkennen läßt: auf die von starken vulkanischen Ausbrüchen in den Randgebieten begleiteten tektonisch so überaus stürmischen Zeiten des Oligozäns und des Miozäns folgte bereits im obersten Miozän eine Zeit der Ruhe, welche auch noch während des älteren Pliozäns anhielt. Diese Zeit ermöglichte nicht nur eine weitgehende Abtragung der nur wenig über den Meeresspiegel aufragenden Festlandsgebiete von Mittel- und Westeuropa, sondern auch innerhalb derselben eine weitgehende Festlegung der Gewässersysteme. Aus diesen altpliozänen Flußsystemen sind die heutigen hervorgegangen, sie bilden die einzige Grundlage zu deren Verständnis, alle älteren Zustände sind durch sie entweder unverändert übernommen und somit erst festgelegt oder im Falle der Abänderung bis zur gänzlichen Unkenntlichkeit verwischt worden. Was sich mancherorts über vorpliozäne Flußentwicklungen heute noch erkennen läßt, das ist größtenteils nur noch mittels vereinzelter, erhalten gebliebener Schotterreste festzustellen und tritt im heutigen Landschaftsbilde meist nicht mehr hervor.

Es darf hier auf einen Zusammenhang aufmerksam gemacht werden, der in den bisherigen Erörterungen über die landschaftliche Formenentwicklung noch wenig berücksichtigt worden ist.

Es ist wohl kaum ein Zufall, daß die Ausbildung eines „Gleichgewichtszustandes“ im Formenbilde, einer Rumpflandschaft mit ganz ausgeglichenen und ausdruckslosen Formen in dem weiten Bereiche von Mittel- und Westeuropa nicht nur mit einer Zeit lange anhaltender tektonischer Ruhe, sondern auch mit erheblichen klimatischen Veränderungen zusammenfällt: die subtropischen Urwälder der Molassezeit, welche HEIM (36) noch neuerdings so anschaulich geschildert hat, machten bei zunehmender Milderung des Klimas im Sinne einer langsamen, aber stetigen Abkühlung im Pliozän einer ganz anders gearteten Vegetation Platz, und diese bot mit ihren den heutigen mehr und mehr angenäherten Verhältnissen den Kräften der Abtragung und Abspülung ganz anderen Spielraum. Der grundlegende Wechsel in der Vegetation, wie er sich gerade seit dem Miozän in Mittel- und Westeuropa vollzogen hat, ist neben den tektonischen Ereignissen sicherlich von ausschlaggebender Bedeutung für die Entwicklung nicht nur des ganzen Landschaftsbildes, sondern auch des Gewässernetzes selber geworden.

Die seit dem mittleren Pliozän wieder stärker einsetzende tektonische Unruhe hat dann zur Herausbildung der heutigen Verhältnisse geführt und einst zusammenhängende Gebiete getrennt, früher getrennte Systeme vereinigt. Dabei tritt noch heute im Bereiche der deutschen und belgischen Niederlande klar der alte pliozäne Flußfächer hervor, welcher sich von der flandrischen Küste bis nach Westfalen um die Mittelachse der Ourthe-Maas-Yssel-Zuidersee-Linie herausgebildet hatte: er ist der zwingende Beweis für die innere Zusammengehörigkeit beider Flußgebiete des Rheines und der Maas, aus ihm erwuchs auch für die vorliegende Arbeit die hauptsächlichste Berechtigung zu einer einheitlichen Behandlung beider Flußgebiete in einem Rahmen.

Zahlenmäßig stellen sich Erwerb und Verlust beider Flußgebiete ungefähr folgendermaßen dar:

I. Rhein: Stammgebiet zu Beginn des Pliozäns	76 000 qkm
davon Rheingebiet bis unter-	
halb der Mündung der Lim-	
burger Lahn	29 000 qkm
Moselgebiet	25 000 qkm
Erwerb während des Pliozäns:	
Main- und Neckargebiet	27 000 qkm
Gebiet der Cölber Lahn und Ohm	1 200 qkm

Östliches Sauerland	3 800 qkm	
Hochrhein und Aaregebiet	31 000 qkm	
Erwerb während des Diluviums:		
Kocher- und Jagstgebiet	3 000 qkm	
Rednitzgebiet	2 000 qkm	
Oberstes Moselgebiet	3 600 qkm	
Prättigaurhein und Thurgau	9 000 qkm	
Wutachgebiet	<u>400 qkm</u>	
Gesamterwerb (ohne Nordsee- gebiet)	81 000 qkm	81 000 qkm
Verlust des Wallis im Diluvium		7 000 qkm
Demnach heutiges Flußgebiet bis zur nieder- ländisch-deutschen Grenze		150 000 qkm
Gebiet des Donauverfalls bei Immendingen (als werdender Zuwachs)		1 000 qkm
II. Maas: Größte Ausdehnung im Altdiluvium		65 000 qkm
Diluviale Verluste: Oberstes Mosel- gebiet	3 600 qkm	
Aube-, Marne-, Aisne- und Aire- gebiet	8 400 qkm	
Oberes Oisegebiet	1 000 qkm	
Schelde-, Yser-, Aa- und Waer- dammegebiet	<u>23 000 qkm</u>	
Gesamtverlust	36 000 qkm	36 000 qkm
Demnach heutiges Flußgebiet bis Megen bei Nymegen		29 000 qkm
Die pliozäne Entwicklung des Maasgebietes läßt sich nicht genau in Zahlenwerten angeben, da hier der Wechsel der Meeres- bedeckung in Niederbelgien eine erhebliche Rolle spielt; man kann daher nur etwa folgende Aufstellung als einigermaßen richtig gelten lassen:		
Altplioziänes Stammgebiet oberhalb Namur	24 500 qkm	
Ourthegebiet nach Entstehung des Weser- längstales		3 800 qkm
Vordiluviales Sambre-Maasgebiet nach Ent- stehung der Längstäler		13 700 qkm
Scheldegebiet nach dem Rückzuge des Meeres		22 500 qkm
Waerdammegebiet		<u>500 qkm</u>
Demnach altdiluviale Höchstausdehnung		65 000 qkm

Die im Rhein- und Maasgebiet entstandenen Veränderungen sind auch insofern wichtig, als ihre Wasserscheiden zu einem großen Teile mit den europäischen Hauptwasserscheiden zusammenfallen. In Anbetracht der Kontinentalität des Ärmelkanals bis in das späte Quartär hinein können vier große europäische Wassergebiete unterschieden werden: dasjenige der Nordsee, des Atlantik, des Mittelmeeres und des Schwarzen Meeres. Zu dem erstgenannten gehören Rhein und Maas, zu dem zweiten Somme und Seine, zu dem dritten die Rhone und zu dem vierten die Donau. Da also alle beide hier behandelte Flußgebiete dem Bereiche der Nordsee angehören, so hat dieses seit dem Altplozän folgende Veränderungen im Inneren des Kontinentes erfahren (unter Ausschluß der eigentlich marinen Trans- und Regressionsgebiete):

Verlust an das Gebiet des Atlantik (Maas)	9 400 qkm
Gewinn von dem Gebiet des Mittelmeeres (Rhein)	31 000 qkm
davon ursprünglich erworben	38 000 qkm
nachträglich wieder verloren	7 000 qkm
Gewinn von dem Gebiet des Schwarzen Meeres (Rhein)	41 400 qkm

In Worten ausgedrückt bedeutet dies, daß die Hauptwasserscheide des Atlantik und des Schwarzen Meeres nicht unerheblich nach Osten verschoben worden ist, während das im Rhonesystem weit nach Norden ausgreifende Mittelmeergebiet nach Süden zurückgedrängt wurde. Das dem letzteren abgewonnene Gebiet hatte allerdings zum großen Teile noch kurz zuvor (geologisch gesprochen) dem Bereiche des Schwarzen Meeres angehört, so daß sich dessen Gesamtverlust seit dem Altplozän auf beinahe 80 000 qkm beläuft, also mehr, als das Gebiet der Maas selbst zur Zeit ihrer größten Ausdehnung in Belgien und Frankreich betrug, ja sogar mehr als das ganze altplozäne Stammgebiet des Rheines bis in die Niederlande hinein! Man wird darin auch eine Folge des Schwindens der pannonischen Wasserbedeckung und der Herausschiebung des Erosionsendpunktes im Donaugebiet zu sehen haben.

Aus obigen Zahlenzusammenstellungen ergibt sich klar wiederum die überwiegende Bedeutung des Plozäns für die großen Fluß- und Talverlegungen, welche im Rhein- und Maasgebiet stattgefunden haben. Sie waren eben in solchem Umfange nur möglich, solange das Land flach und ausgeglichen war und die Flüsse nicht in enge Talschluchten eingezwängt wurden. So wird hier weitgehend bestätigt, was SÖLCH (75) in einer gedankenreichen Studie auf rein theoretischem Wege abgeleitet hatte.

Die seit dem mittleren Pliozän wieder auflebende tektonische Tätigkeit ist dadurch gekennzeichnet, daß in ihr der uralte variskische Bauplan erneut in überraschender Eindringlichkeit wieder auflebte. Ein weiter und flacher Faltenwurf spannte sich über das Land, von einzelnen Zerreißen und Verschiebungen begleitet, und zu gleicher Zeit lebte in der Eifel ein großartiger Vulkanismus auf, welcher im übrigen im Gebiete des Vogelsberges seit dem Miozän angehalten und offenbar auch die altpliozänen Zeiten tektonischer Ruhe überdauert hatte. So ist denn das altpliozäne Gewässernetz mit seinen regelmäßigen Fächern und Verästelungen heute zerschnitten von fremdartigen Linien, welche in strenger Abhängigkeit von jenem variskischen Bauplane stehen. Dies gilt nicht nur von den großen Längstalfuchten in Nordfrankreich, Belgien und im Niederrheingebiet, das gilt auch von dem Jura- und Randflusse des Rottenburger Neckars, der Donau und der Ziehl-Aare; ja im einzelnen ist diese Abhängigkeit noch viel größer, wie BODEN (4) z. B. für das obere Vezousegebiet ausgeführt hat. Und nicht nur im Verlauf der Gewässer spiegelt sich der variskische Bauplan wieder, sondern auch in der Anordnung und im Verlaufe der Wasserscheiden, im kleinen wie im großen. Als Beispiel mag nur darauf hingewiesen werden, daß es sicher kein Zufall ist, daß die erst nachmiozäne Maas-Rhönewasserscheide am Plateau von Langres und an den Sichelbergen genau im variskischen Streichen verläuft und in strenger Fortsetzung dieser variskischen Richtung in den alten, pliozänen Wasserscheiderücken des Kaiserstuhles inmitten der oberrheinischen Grabensenke sich fortsetzt. So erhält das heutige Gewässernetz einen besonderen Stempel strenger, tektonisch bedingter Gesetzmäßigkeit.

Es ist hier nicht der Ort, die wichtigen biologischen Folgerungen zu ziehen, welche sich aus diesem Wechsel in der Entwicklung des mitteleuropäischen Gewässernetzes ergeben mußten. LAUTERBORN (49) hat solche Folgerungen im eng begrenzten Rahmen der eigentlichen heutigen Rheinstromlinie zu ziehen versucht. Aber die größeren Zusammenhänge bedürfen auch hier noch durchaus der Aufhellung. — Das hier gesteckte Ziel war der Versuch einer Klarlegung des landschaftlichen Werdeganges eines großen Teiles von Mitteleuropa seit dem jüngeren Tertiär in seiner Abhängigkeit von dem Wandel der Entwässerung. Das Formenbild konnte nur in großen Zügen gestreift werden, aber die Erörterung eigentlich morphologischer Fragen wurde auch als außerhalb des hier ge-

steckten Rahmens gelegen betrachtet. Nur ein einzelner Baustein sollte geliefert werden zur weiteren Förderung des großen Baues einheitlicher paläogeographischer Vorstellungen!

Nachtrag.

Seit dem Abschluß der vorliegenden Arbeit sind einige weitere Untersuchungen bekannt geworden, welche besonders für die Geschichte der oberrheinischen Senke von Bedeutung sind.

A. BUXTORF und R. KOCH (Zur Frage der Pliozänbildungen im nordschweizerischen Juragebirge. Verh. d. Naturf. Ges. Basel XXXI, 1920, S. 113) haben auf breiter Grundlage den Nachweis erbracht, daß nicht nur durch den Sundgau, sondern auch über das Gebiet des heutigen Jura hinweg im älteren Pliozän — also zur Zeit der Vogesenschotter des Doubstales nach DELAFOND und DEPÉRET (s. Lit. Nr. 20) — eine nordsüdwärts gerichtete Entwässerung erfolgte, welche Schwarzwald- und Vogesenmaterial in die Nordschweiz brachte. Ganz eindeutig ergibt sich daraus, mindestens für jene Zeit eine die oberrheinische Senke quer durchziehende Wasserscheide anzunehmen, welche das mittelmeerische Einzugsgebiet von demjenigen der Nordsee trennte. Demgegenüber hat P. KESSLER (Geologische Beobachtungen im Reichslande. I: Tertiäre Terrassen am Vogesenrande und ihre Bedeutung für die Geschichte des Rheintals. Ztschr. d. Dtsch. Geol. Ges. LXXI, 1919 (1920), Abh. S. 152) die Ansicht vertreten, daß auch im Pliozän ein aus den Alpen kommender Fluß die oberrheinische Senke einheitlich in nordwärts gerichtetem Laufe durchfloß und im Sundgau auch damals eine Wasserscheide gegen das Rhonegebiet bestand. Er stützt sich dabei auf alte Terrassen am Vogesenrande in der Gegend von Rappoltsweiler und Barr, welche den heutigen Rheinspiegel um bis zu 300 m überhöhen und jedenfalls älter sind als das fast 200 m tiefer liegende sandige Oberpliozän der Gegend von Dambach und Epfig, dabei aber zu ihrer Entstehung einen ziemlich ansehnlichen Fluß erforderten. Die Schlußfolgerung ist aber nicht zwingend, denn diese Terrassen sind nur mit Schottern aus dem Buntsandstein der Umgegend überstreut, das völlige Fehlen alpinen Materiales kann auch KESSLER nicht bestreiten und erklärt

es durch theoretische Annahmen von Seebildungen u. dgl., welche aber nicht zu beweisen sind. Um Gerölle abzulagern und durch Seitwärtserosion ein breites Bett zu schaffen, aus welchem dann bei nachträglicher Hebung Terrassen herausgeschnitten werden, ist gar kein besonders großer Fluß erforderlich. Gerade wenn man die Fecht, wie es an vorliegender Stelle geschehen ist (s. o. S. 19 [27]), als den eigentlichen Hauptquellarm des pliozänen Nordseerheines betrachtet, dann erscheinen solche Längsterassen gerade am Vogesenrande aus jener Zeit nicht weiter erstaunlich.

Daß die Wasserscheide im Sundgau wie überhaupt die ganze heutige Lagerung des jungpliozänen Sundgauschotters, welcher neben dem Gefälle ins Doubstal hinein auch ein solches nach Norden gegen die Gegend von Thann besitzt, auf ganz junge tektonische Störungen dieses Gebietes zurückzuführen ist, ist auch jüngst wieder durch R. OBERDORFER (Über den Sundgau-Deckenschotter. Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Verein. N. F. IX, 1920, S. 26) nachgewiesen worden.

Die bis ins Diluvium hineindauernde starke relative Eintiefung der oberrheinischen Senke hat in den Quellgebieten der beiderseitigen Gebirge zu weitgehenden Flußverlegungen, Anzapfungen und Verschiebungen der Wasserscheide geführt. W. HASEMANN (mündliche Mitteilung) beobachtete im Kriege solche Verhältnisse im Quellgebiet der Breusch, wo einerseits ein Quellast der heutigen Breusch ursprünglich vom Westabfall des Weinberges südwärts zur Fave und weiter zur Meurthe gerichtet war und erst nachträglich von der Breusch erobert wurde, während andererseits in möglicherweise jüngerer Zeit der oberste Quellast des Steiger Gießenbaches, welcher ursprünglich über Roggenbach zur Breusch floß, dieser verloren ging. Die Breusch, deren nordwärts gerichteter Bogen bei Molsheim auf künstliche Eingriffe zurückgeht, blieb in ihrem Quellgebiet vom jung aufgestiegenen Gebirgsrande weiter entfernt als der Gießenbach, welcher dadurch das erosive Übergewicht erlangte. — Rückwärts vordringende kräftige Talvertiefung vom jung gehobenen Gebirgsrande her hat anscheinend auch zu einer Anzapfung der Mossig geführt, welche augenscheinlich ursprünglich nordwärts zur Zorn floß, während sie heute, aus niedrigerem Gelände kommend, höhere Schwellen bei Wasselnheim und Sulzbad in zwei engen Durchbrüchen quert. Auch das Lebertal weist diese Eigentümlichkeit auf: sein alter Ausgang lag offenbar im Norden des Damhurstes in der Gegend von Epfig, auch

dieses Tal besaß demnach ursprünglich ausgesprochene Süd-nord-erstreckung, und erst infolge der jungen Tektonik des Gebirgsrandes wurde es angezapft und erhielt so eine neue Laufkomponente, aus welcher aber nun natürlich keinerlei Schlußfolgerungen auf die alte Erosionsbasis gezogen werden können.

Im Schwarzwalde sind diese Verhältnisse viel großartiger entwickelt. Leider fehlt es hier aber noch durchaus an Einzeluntersuchungen. Aber die vielen scharfen Knie der Flußläufe, die rückläufig einmündenden Seitentäler usw. reden eine deutliche Sprache. Sie zeigen, daß in jener Zeit, als der Gebirgsrand noch nicht wie heute den Ausgang scharf eingerissener Schluchttäler bildete, das Einzugsgebiet der Donau viel weiter westlich gereicht haben muß als jetzt, und daß der pliozäne Nordseerhein nur ganz untergeordnete Zuflüsse erhielt. Die Zuflüsse des Simonswäldertales haben bis dorthin, wo die Wildgutach aus süd-nördlicher in nordwestliche Richtung abbiegt, ausgesprochene Südrichtung: eine alte Wasserscheide, zu welcher rasch ansteigende Terrassen von Untersimonswald her hinaufführen, hat offenbar in der Verbindungslinie zwischen Kandel und Rohrhardsberg das heutige Tal gequert. Der Quellast der Elz ist aus seiner ursprünglichen Nordsüdrichtung über die noch heute als Talwasserscheide entwickelte Gegend des Katzensteiges zur Breg hin nachträglich in der Laufrichtung umgekehrt worden und bildet jetzt das scharfe Prechtaler Talknie. Die Quelläste der Schiltach weisen nach Südosten zur Eschach und über die Spaichinger Talwasserscheide zur Donau. Ja selbst noch in der Gegend von Freudenstadt deuten der Oberlauf der Murg und des Forbaches in auffälliger Weise mit zum Haupttale rückläufiger Laufrichtung auf eine alte Verbindung zur Glatt und zur pliozänen Donau hin. So gewinnt man den Eindruck, daß die alte Donauwasserscheide vom Feldberg nordwärts zum Kandel verlief — wobei es zunächst unentschieden bleiben muß, ob die in prächtiger Weise jung angezapften Quelläste der Glotter in der Gegend von St. Peter durch die breite Großmulde von St. Märgen auch noch nach Osten entwässerten oder bereits einem Vorläufer der Dreisam zugehörten — und weiter über den Rohrhardsberg und Gschasikopf etwa zum Hauenstein und Schnallenstein sich fortsetzte, das heutige Gutachtal unterhalb von Hornberg querte und dann über den Moserkopf die Ostabdachung des Gebirges erreichte, um noch einmal weiter nördlich vom Kniebis bis in die Nachbarschaft der Hornisgrinde auf den Hauptkamm zurückzubiegen.

Aber auch der durch die Elz bestimmte Quellast des pliozänen Rhonerheins reichte offenbar ursprünglich erheblich weiter nach Nordosten ins Gebirge hinauf; der niedrige Paß des Landwasser-ecks weist darauf hin, daß das ganze Kinzigtal mit den rechten Nebenflüssen hier auf der wichtigen tektonischen Leitlinie nach Südwesten abfloß, und das rückläufig bei Zell am Harmersbach einmündende Tal der Nordrach mag als westlichster Quellast dazu gehört haben. Ja die rückläufig gerichteten Quelläste der Rench weisen über den niedrigen Paß des Löcherbergwasens ebenfalls noch zum Harmersbach und damit zu dem alten Einzugsgebiet des Rhonerheins.

So ist die ursprüngliche Wasserscheide des Nordseerheins von der Hornisgrinde, wo sie ja noch heute als sekundäre Wasserscheide zwischen Rhein und Murg unmittelbar über der Tiefebene verläuft, in südsüdwestlicher Richtung über den Mooswald zum Hünersedel zu suchen, wo sie nach Südwesten zum heutigen Kaiserstuhl abbog; das Renchtal war demnach erst unterhalb Oppenau, das Kinzigtal erst etwa von der Gegend von Biberach an dem Nordseerhein tributär.

Im einzelnen bedürfen natürlich alle diese Fragen noch sorgfältiger Nachprüfung. Möge sie nicht allzu lange mehr auf sich warten lassen.

Daß die Enz-Nagold ursprünglich über die Pforzheimer Gegend nach Norden weiterfloß (S. 33 [41]), geht auch schon aus den altpliozänen, mit Buntsandsteingeröllen bedeckten Terrassen der Gegend von Bruchsal hervor, welche FREUDENBERG (Über pliozäne Buntsandsteinschotter im Kraichgau, nebst Bemerkungen über alttertiäre Juraschotter bei Ubstadt. Mitt. d. Oberrhein. Geol. Verein. 1916) vor einigen Jahren bekannt gemacht hat.

Endlich ist noch für das Gebiet von Franken auf eine neue Arbeit von L. HENKEL (Die Terrassen des Maintals bis zum Eintritt in die oberrheinische Tiefebene. Geol. Rundschau X, 1920, S. 137) hinzuweisen, welcher sich nur auf das Diluvium beschränkt und u. a. auch die Anzapfung der unteren Steinach aus dem Trebgaster Längstal zum Roten Main hin erörtert.

Literatur.

(Nur die wichtigsten Arbeiten sind aufgeführt, besonders solche mit eingehenden weiteren Quellennachweisungen, da eine Vollständigkeit in dieser Hinsicht hier nicht angestrebt werden konnte.)

- 1) AHLBURG, J., Über das Tertiär und Diluvium im Flufsgebiet der Lahn. Jahrb. kgl. preufs. Geol. L.-A. XXXVI, 1915, S. 269.
- 2) BÄRTLING, R., Die geologischen Verhältnisse der weiteren Umgebung von Dortmund auf Grund der neuen geologischen Spezialkarten. Verh. Naturhist. Ver. d. preufs. Rheinlande und Westfalens für 1912, LXIX, 1913, S. 229.
—, Die Endmoräne am Nordabfall des Rheinischen Schiefergebirges und ihre Beziehungen zur Talbildung. Ztschr. Dtsch. Geol. Ges. LXV, 1913, Monatsber. S. 204.
- 3) BAYBERGER, FR., Zum Problem des Wellheimer Trockentales. Geognost. Jahresh. f. 1910, XXIII, 1911, S. 155.
- 4) BODEN, K., Die pliozänen Ablagerungen im Gebiet des Oberlaufes der Vezouse in Lothringen. Sitzber. Bayer. Ak. Wiss., math.-phys. Kl. 1919, S. 229.
- 5) BOTKE, J., Het aantal ijsbedekkingen van ons land gedurende de glaciële periode. Tijdschr. Kon. Nederl. Aardrijksk. Genoots. Amsterdam XXXIV, 1917, S. 650.
- 6) BRAUN, G., Deutschland. Textband. 1916. S. 216, 237f.
- 7) —, Das Rheingebiet oberhalb Basel. Eine morphologische Studie. Ztschr. Ges. Erdk. Berlin 1919, S. 211.
- 8) BRIQUET, A., Quelques phénomènes de capture dans le bassin de l'Aa. Ann. de la Soc. géol. du Nord XXXIV, 1905, S. 111.
— La capture de l'Authie. Ebenda S. 290.
In derselben Zeitschrift noch zahlreiche andere, derartige Abhandlungen des gleichen Verfassers.
- 9) —, Contribution à l'Étude des Origines du Réseau hydrographique du Nord de la Belgique. Bull. Soc. Belge de Géol. XX, 1906, Mém. S. 71.
- 10) —, Les gisements d'oolithe silicifiée de la Région de la Meuse. Ann. de la Soc. géol. du Nord XXXVI, 1907, S. 203.
- 11) —, Sambre et Oise: une capture. Ann. de la Soc. géol. du Nord XXXVII, 1908, S. 14.
- 12) —, La Pénéplaine du Nord de la France. Ann. de Géogr. XVII, 1908 S. 205.
- 13) BRÜCKNER, E., Die Alpen im Eiszeitalter. II, 1903/04, S. 479, 612.
- 14) VON BUBNOFF, S., Die Geschichte der Wasserscheide zwischen Wutach und Schwarza. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. XX, 1913, S. 105.
- 15) CORNET, J., La Meuse Ardennaise. Bull. Soc. Belge de Géol. XVIII, 1904, Mém. S. 21.

- 16) —, Études sur L'Évolution des Rivières belges. Ann. Soc. géol. de Belgique XXXI, 1904, S. 259.
- 17) DAVIS, W. M., La Seine, la Meuse et la Moselle. Ann. de Géogr. V, 1895, S. 25.
- 18) DEECKE, W., Geologie von Baden. II, 1917. S. 520 ff.
- 19) —, Morphologie von Baden. (Geologie von Baden III.) 1918. S. 181 f., 307 ff.
- 20) DELAFOND, E. u. DEPÉRET, C., Les Terrains tertiaires de la Bresse. Études des Gites minéraux de la France, publ. par le Minist. d. Trav. Publ. 1893. Besonders S. 220.
- 21) DIETRICH, BR., Morphologie des Moselgebietes zwischen Trier und Alf. Verh. Naturhist. Ver. d. preufs. Rheinlande u. Westfalens für 1910, LXVII, 1911, S. 83.
- 22) DIETRICH, W., Älteste Donauschotter auf der Strecke Immendingen-Ulm. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XIX, 1904, S. 26.
- 23) DOLLFUS, G., Relations entre la Structure géologique du Bassin de Paris et son Hydrographie. Ann. de Géogr. IX, 1900, S. 313, 413.
- 24) DOUXAMI, H., Esquisse de Géographie Physique et d'Hydrologie du Nord de la France. Ann. Soc. géol. du Nord XXXVIII, 1909, S. 264.
- 25) EISENMENGER, G., Contribution à l'étude du Landwasser et de la vallée de Davos. C. R. Ac. d. Sc. Paris 1908 (Sitzung v. 1. Juni).
- 26) FLIEGEL, G. u. STOLLER, J., Jungtertiäre und altdiluviale pflanzenführende Ablagerungen im Niederrheingebiet. Jahrb. d. Kgl. preufs. Geol. L.-A. XXXI, 1910/I, S. 227.
- 27) FREI, R., Monographie des schweizerischen Deckenschotters. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, 67. Lief., 1912.
- 28) FREY, O., Talbildungen und glaziale Ablagerungen zwischen Emme und Reufs. Neue Denkschr. d. Schweiz. Naturf. Ges. XLI, 1907, S. 352.
- 29) GOEBEL, FR., Die Morphologie des Ruhrgebietes. Verh. Naturhist. Ver. d. preufs. Rheinlande u. Westfalens für 1916, LXXIII, 1917, S. 105.
- 30) GÖHRINGER, A., Talgeschichte der oberen Donau und des oberen Neckars usw. Mitt. Bad. Geol. L.-A VI, 1909, S. 415.
- 31) GRADMANN, R., Das ländliche Siedlungswesen des Königreichs Württemberg. Forsch. z. dtsh. Landes- u. Volkskunde XXI, 1913, S. 10 ff.
- 32) VON GÜNBEL, C. W., Geognostische Beschreibung des Königreichs Bayern. IV Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Frankenjura) mit dem anstossenden fränkischen Keupergebiete. 1891. (S. 27 ff., 41 ff.)
- 33) GUTZWILLER, A., Die Diluvialbildungen der Umgebung von Basel. Verh. Naturf. Ges. Basel X, 1894, S. 512.
- 34) HAAG, F., Zur Talgeschichte der oberen Donau. Zentralbl. f. Min. usw. 1903, S. 597.
- 35) HARMER, F. W., On the Pliocene Deposits of Holland and their Relation to the English and Belgian Crags usw. Quart. Journ. Geol. Soc. London LII, 1896, S. 767.
- 36) HEIM, ALB., Geologie der Schweiz. I. 1919. (Erster Hauptteil, C. S. 345 ff.)
- 37) HEMMER, A., Untersuchungen über Oberflächengestaltung und Talstufen

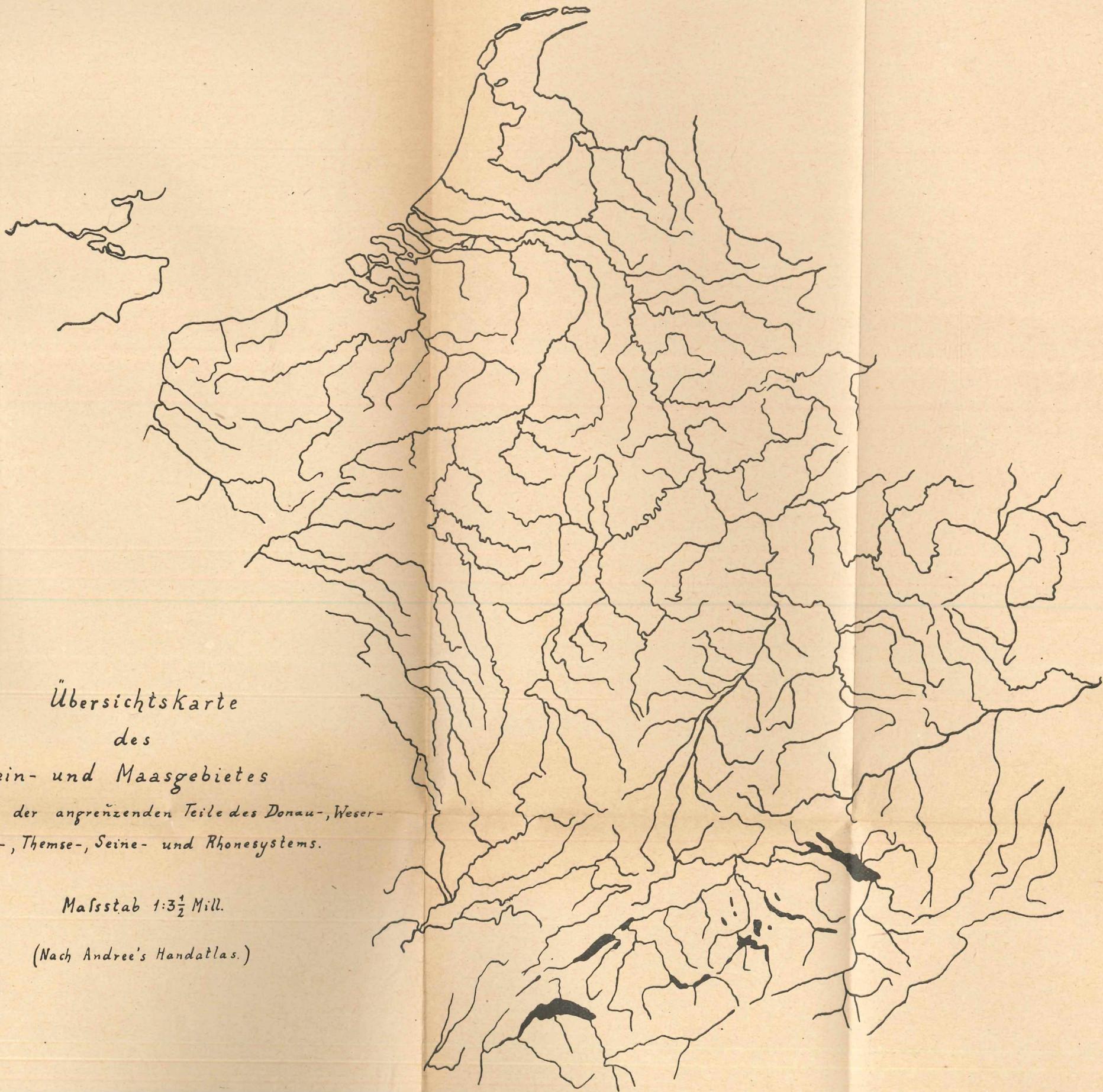
- im Flufsgebiet der oberen Saar. Mitt. Ges. f. Erdk. und Kolonialwesen zu Strafsburg für 1915/16 u. 1916/17, Strafsburg 1918, S. 1.
- 38) HERITSCH, FR., Die österreichischen und deutschen Alpen bis zur alpino-dinarischen Grenze (Ostalpen). Handb. d. Region. Geol. II/5, 1915, S. 1.
- 39) HOFFMANN, C., Morphologische Studien im Wasgenwald. Mitt. Ges. f. Erdk. u. Kolonialwesen zu Strafsburg für 1915/16 u. 1916/17 (1918), S. 40.
- 40) HOL, JACOBA, Hydrographie der Ardennen. Jahrb. Ver. f. Geogr. u. Stat. zu Frankfurt a. M. LXXIX/LXXXI, 1914/16, S. 1.
- 41) HUMMEL, K., freundl. mündl. Mitteilung eigener Kriegsbeobachtungen.
- 42) KAYSER, E., Über die Beziehungen zwischen Tektonik und Geländegestaltung, insbesondere Talbildung in der Umgebung von Marburg. Geol. Rundschau V, 1914, S. 158.
- , Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lieferung 212, 1915: Blatt Marburg, S. 40 ff., Blatt Niederwalgern, S. 43 f., 56 ff.
- 43) —, Lehrbuch der Geologie. 5. Aufl. I. 1918. S. 480.
- 44) KINKELIN, F., Die Tertiär- und Diluvialbildungen des Untermaintales, der Wetterau usw. Abh. z. Geol. Spezialkarte v. Preußen IX/4. 1892.
- 45) KIRCHBERGER, MARG., Vorläufige Ergebnisse einiger Exkursionen ins Bergische und ins westliche Sauerland. (Zur deutschen Landeskunde X.) Ztschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1917, S. 230.
- 46) —, Der Nordwestabfall des Rheinischen Schiefergebirges zwischen der Reichsgrenze und dem Rurthalgraben. Verh. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinlande u. Westfalens für 1917, LXXIV, 1919, S. 1.
- 47) KREBS, N., Morphologische Probleme in Unterfranken. Ztschr. Ges. Erdk. Berlin 1919, S. 307.
- 48) KREBS, N. u. LEHMANN, O., Zur Talgeschichte der Rezat-Alt Mühl. Ztschr. Ges. Erdk. Berlin 1914, S. 280.
- 49) LAUTERBORN, R., Die geographische und biologische Gliederung des Rheinstroms. Sitzber. Heidelberg. Ak. Wiss., math.-naturw. Klasse, Abt. B, VII, 1916, 6. Abh.; VIII, 1917, 5. Abh.; IX, 1918, 1. Abh.
- 50) LEMOINE, P., La preuve définitive de la capture de la Moselle par la Meurthe. La Géogr. XXVII, 1913/I, S. 211.
- 51) LEVY, FR., Der Formenschatz des Eiszeitalters. Geogr. Ztschr. XXVII, 1921 (im Druck).
- 52) LORIÉ, J., Contributions à la Géologie des Pays-Bas. I—III: Extr. d. Archives du Musée Teyler 2/II, 1885; 2/III, 1886; 2/IV, 1887. IV Bull. Soc. Belge de Géol. III, 1889, Mém. S. 409.
- 53) —, Le Diluvium de l'Escaut. Bull. Soc. Belge de Géol. XXIV, 1910, Mém. S. 335.
- 54) MAULL, O., Die Landschaft um Marburg a. d. L. in ihren morphologischen Beziehungen zur weiteren Umgebung. Jahresber. Ver. f. Geogr. u. Stat. zu Frankfurt a. M. LXXXI LXXXIII, 1917/1919, S. 1.
- 55) MECKENSTOCK, W., Morphologische Studien im Gebiet des Donaudurchbruches von Neustadt bis Regensburg. Mitt. d. Ver. d. Stud. d. Geogr. a. d. Univ. Berlin I/3. 1915.

- 56) MEYER(-HARASSOWITZ), HERM. L. F., Die Lahn-Main-Wasserscheide bei Giefßen. *Peterm. Mitt.* LXII, 1916, S. 416.
- 57) MORDZIOL, C., Über einen Zusammenhang des Pliozäns des Mainzer Beckens mit dem am Niederrhein. *Ber. üb. d. Versamml. d. Niederrhein. geol. Ver.*, Sitzg. v. 10—13. April 1907.
—, Die Austiefung des Rheindurchbruchtales während der Eiszeit. *Die Rheinlande*, Heft 1, 1912. (S. 35.)
- 58) MÜLLER, FR., Zur Geschichte und Natur der Scheldemündungen in der Niederländischen Provinz Zeeland. *Ztschr. Ges. Erdk.* Berlin 1911, S. 367.
- 59) NEUMAYR, M., Die geographische Verbreitung der Juraformation. *Denkschr. d. K. k. Ak. Wiss. Wien, math.-naturw. Klasse L*, 1885, S. 68.
- 60) NORLIND, A., Die geographische Entwicklung des Rheintales bis um das Jahr 1500. *Akad. Abh.* Lund u. Amsterdam 1912.
- 61) NUSSBAUM, F., Über die Fortschritte der morphologischen Erforschung der Schweiz in neuer Zeit. *Ztschr. Ges. Erdk.* Berlin 1914, S. 745.
- 62) PENCK, A., Talgeschichte der oberen Donau. *Schriften d. Ver. f. d. Gesch. d. Bodensees XXVIII*, 1899.
- 63) —, Die Alpen im Eiszeitalter. II. 1902. S. 427 ff.
- 64) RECK, H., Die morphologische Entwicklung der süddeutschen Schichtstufenlandschaft im Lichte der Davis'schen Zyklustheorie. *Ztschr. Dtsch. Geol. Ges.* LXIV, 1912, Abh. S. 81.
- 65) Der Rheinstrom und seine wichtigsten Nebenflüsse usw. Hgg. v. d. Centralbureau f. Meteor. u. Hydrogr. im Großsh. Baden. 1889.
- 66) ROTHEPLETZ, A., Über die Entstehung des Rheintales oberhalb des Bodensees. *Schriften f. d. Gesch. d. Bodensees XXIX*, 1900, S. 31.
- 67) RUTOT, A., Les Origines du Quaternaire de la Belgique. *Exposé chronologique des Événements qui se sont passés en Belgique depuis les temps oligocènes jusqu'à nos jours.* *Bull. Soc. Belge de Geol.* XI, 1897, *Mém.* S. 104.
- 68) SALOMON, W., Die Bedeutung des Pliozäns für die Morphologie Südwestdeutschlands. *Sitzber. Heidelberg. Ak. Wiss., math.-naturw. Klasse, Abt. A*, 1919, 1. Abh.
- 69) SCHEU, E., Zur Morphologie der schwäbisch-fränkischen Stufenlandschaft. *Forsch. z. dtsch. Landes- und Volkskunde XVIII*, 1909, S. 361.
- 70) SCHMIDLE, W., Die diluviale Geologie der Bodenseegegend. *Die Rheinlande*, Heft 8, 1914.
- 71) SCHMIDT, M., Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte des Königreichs Württemberg. *Blatt 94: Nagold.* 1909.
- 72) SCHOTTLER, W., Zwei pleistozäne Tuffvorkommen in der Wetterau. *Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Geol. L.-A. Darmstadt f. d. Jahr 1912*, IV/33, S. 55.
—, Erläuterungen zur Geologischen Karte des Großherzogtums Hessen, *Blatt Giefßen*, 1913, S. 19 ff.; *Blatt Allendorf*, 1913, S. 19 ff.
- 73) SCHWERTSCHLAGER, J., Die Beziehungen zwischen Donau und Altmühl im Tertiär und Diluvium. *Geognost. Jahresh. f. 1910.* XXIII, 1911, S. 11.

- 74) SEEFELDNER, E., Morphogenetische Studien aus dem Gebiete des Fränkischen Jura. Forsch. z. dtsh. Landes- und Volkskunde XXI, 1914, S. 231.
- 75) SÖLCH, J., Ungleichseitige Flußgebiete und Talquerschnitte. Peterm. Mitt. LXIV, 1918, S. 249.
- 76) STADELMANN, W. wird demnächst eine eingehende Talgeschichte des Fichtelgebirgsmaines veröffentlichen.
- 77) STEINMANN, G. u. GRAEFF, FR., Geologischer Führer durch die Umgebung von Freiburg. 1890.
- 78) SUPAN, A., Grundzüge der physischen Erdkunde. 6. Aufl. 1916. S. 545.
- 79) VAN DE WIELE, C., L'Évolution du Système fluvial de la Moyenne et de la Basse-Belgique. Bull. Soc. Belge de Géol. XXV, 1911, Mém. S. 191.
- 80) WUNSTORF, W. u. FLIEGEL, C., Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. Abh. Kgl. Preufs. Geol. L.-A., Neue Folge LXVII, 1910.

In zwölfter Stunde erhalte ich Kenntnis einer wertvollen Studie von K. HUMMEL über „Meeresbewegungen und tektonische Erscheinungen im südlichen Ardennenvorland“ (Geol. Rundschau XI, 1920, S. 18), welche für die Verhältnisse und Vorgänge der jungtertiären Zeit im lothringischen Maasgebiet mit den hier dargelegten Ansichten weitgehende Übereinstimmung aufweist.

Zur Beachtung: Die Kartenskizzen auf S. 15 [23], 21 [29], 53 [61] und 59 [67] sind sämtlich im gleichen Maßstab 1 : 4 Mill. gehalten und daher ohne Weiteres untereinander vergleichbar. Die Schraffenkärtchen waren ursprünglich als Oleaten für die hydrographischen Übersichtskarten gedacht; da dies aus technischen Gründen leider nicht durchführbar war, muß es dem Leser überlassen bleiben, sich durch Pausen der Schraffen-skizzen solche Oleaten selbst herzustellen.



Übersichtskarte
des
Rhein- und Maasgebietes
und der angrenzenden Teile des Donau-, Weser-
Ems-, Themse-, Seine- und Rhonesystems.

Masstab $1:3\frac{1}{2}$ Mill.

(Nach Andree's Handatlas.)