FID Biodiversitätsforschung

Decheniana

Verhandlungen des Naturhistorischen Vereins der Rheinlande und Westfalens

Beiträge zur Morphologie und Morphogenese des Flußgebietes der mittleren und unteren Saar - mit 33 Abbildungen (Bildern, Skizzen und Karten)

Reichrath, Johann Jakob

1937

Beiträge zur Morphologie und Morphogenese des Flußgebietes der mittleren und unteren Saar.

Von **Johann Jakob Reichrath** (Hostenbach/Saar).

Mit 33 Abbildungen (Bildern, Skizzen und Karten).

INHALTSVERZEICHNIS.

Seite

Vorwort 7

Einleitung: Geographische Lage und Umgrenzung des Untersuchungsgebietes. a) Der Untersuchungsraum, b) Arbeitsprobleme und Arbeitsziel, c) Untersuchungs- und Darstellungsmethode 11

A. Analytischer Teil.

I. Geologisch-morphologischer Überblick 16

II. Die geologischen Grundlagen der Untersuchung.

Der paläozoische Unterbau

1. Das Unterdevon im westlichen Hunsrück als Teil der gehobenen Faltenrumpfscholle des Rheinischen Schiefergebirges 20
   a) Gedinne-Schichten 26
   b) Hermeskeilschichten 27
   c) Taunusquarzit 27
   d) Hunsrückschiefer und Dhroner Quarzite . . 29
   e) Palaeovulkanische Eruptivgesteine im Gebiete der unteren Saar und ihre Bedeutung für die Oberflächengestaltung 34
2. Das Oberkarbon und Rotliegende der Permo-Karbonscholle der westlichen Saar-Nahe-Senke . . 35
   a) Das Oberkarbon (Saarbrücker- und Ottweiler-Schichten) 38
   b) Das Unter- und Ober-Rotliegende 41
   c) Der permische Vulkanismus im Flußgebiete der Saar und seine Bedeutung für die Oberflächenformen 43

Seite

Der mesozoische Oberbau

3. Die germanische Trias des Pfälzisch-Lothringischen Tafel- und Stufenlandes 49
   a) Der Buntsandstein 49
   b) Der Muschelkalk 54
   c) Der Keuper 55
4. Strukturelle Züge und tektonische Leitlinien im Untersuchungsgebiete und ihre Beziehungen zum Bewegungsmechanismus der beiden Großschollen, des Rheinischen Schiefergebirges und der Saar-Nahe-Senke 57

III. Die Hauptformenelemente.

Zur Analyse der Hochflächen 64

α) Die fossilen Flächen des Untersuchungsgebietes . 69
   1. Die permische Einebnung oder prätriadische Rumpfebene als Basisfläche der Trias . . . 70
   2. Die alttertiäre Einebnung als Uroberfläche der heutigen Flächenelemente und Landformen unseres Gebietes 73

β) Die aktuellen Flächen des Untersuchungsgebietes 75
   1. Reste alttertiärer Hochflächen der Rumpfregion 77
      a) Die obere Rumpffläche des Hunsrückgebietes 78
      b) Die untere Rumpffläche des Hunsrückgebietes 79
      c) Die mio-pliozänen Trogflächen der Trogbödenregion. Der Saartrog und die Saar-Trogterrasse 81
   2. Übersicht über das Gewässernetz und seine Talbildung. Saar S. 87, Nied S. 106, Leuk S. 112, Blies S. 114, Prims, S. 119, Ruwer S. 123. Flußtabellen S. 129 87
   3. Zur Analyse der Talbildung 137
      a) Probleme morphologischer Talforschung . 137
      b) Perioden der Talbildung. Die diluvialen Flußterrassen im Gebiete der mittleren und unteren Saar 145
         aa) Altdiluviale Hochterrassen 148
         bb) Mitteldiluviale Mittelterrassen . . . 149
         cc) Jungdiluviale Saar-Hauptterrassen . . 150
         dd) Spätdiluviale Niederterrassen . . . 157
         ee) Alluviale Sohlenterrassen mit Hochflutbett 160
         ff) Terrassen-Übersichtstabelle . . . 161

Seite

c) Auswertung der Terrassenuntersuchungen für die Tal- und Landschaftsgeschichte . . 165

d) Laufänderungen der Saar in horizontaler Richtung. Mäanderbildungen, Flußbettverlegungen, Trockentäler 169

B. Synthetischer Teil.

I. Junge Krustenbewegungen im Flußgebiete der Saar und ihre Beziehungen zum Problem des rheinischen Großfaltensystems 178

II. Versuch einer geologisch-morphologischen Entwicklungsgeschichte des Untersuchungsgebietes. Die Entstehung seiner Großformen 182

III. Zur Entwicklungsgeschichte des Saar-Flußsystems . 199

IV. Der Anteil des Untersuchungsgebietes an den geomorphologischen Landschaftseinheiten und seine Gliederung in Einzelgebiete 203

1. Der westliche Hunsrück als Teil der devonischen Faltenrumpfscholle des Rheinischen Schiefergebirges 203

2. Das Nordwestpfälzer Bergland mit dem Saarkohlengebiete und dem Hunsrückvorlande als Teil der Permokarbonscholle der Saar-Nahe-Senke . . 207

3. Das Saarpfälzisch-Lothringische Tafel- und Stufenland als Randzone der südwestdeutschen Trias. 210

a) Die Buntsandsteinzone, b) Die Muschelkalkzone, c) Die Keuperzone 216

V. Einfluß der Lage und der geologisch-morphologischen Verhältnisse des Untersuchungsraumes auf seine geopolitische Funktion und das Schicksal seiner Bewohner 223

C. Zusammenfassung der Hauptergebnisse . 231

Verzeichnis der Abbildungen (Bilder, Skizzen und Karten mit Quellenangaben) 238

Literatur- und Quellenverzeichnis 240

Anhang 282

VORWORT.

Die Saar durchfließt auf ihrem Mittel- und Unterlaufe Randzonen zweier verschieden bewegter Schollen im Gebiete des Rheinischen Schiefergebirges und der Saar-Nahe-Senke.

Seit Jahrzehnten bildet das Rheinische Schiefergebirge den Gegenstand eingehender morphologischer Untersuchungen. Diese galten anfangs besonders der Entwicklungsgeschichte seiner Täler. Erst in jüngerer Zeit ist man mehr bestrebt, die Talgeschichte durch die Erforschung der Entwicklungsgeschichte der Hochflächen zu ergänzen (A. Philippson L. 132—136, a. a. O.[1]); K. Oestreich L. 122—127; R. Stickel L. 151—153; C. W. Kockel L. 85; H. Spethmann L. 674; W. Behrmann L. 406 bis 407; W. Hartnack L. 69; W. Paeckelmann L. 130; W. Panzer L. 131; M. Galadé L. 47 u. a.).

Zuerst waren es naturgemäß die größeren in das Gebirge hinein strömenden Flüsse, wie der Rhein (E. Kaiser L. 72—75; B. Stürtz L. 155; G. Mordziol L. 110—118, a. a. O.; F. Jungbluth L. 71, Holzapfel, Rothpletz, Ruhland, Fenten, Schaeling, Will u. a.) und die Mosel (A. Leppla L. 102; O. Münch L. 120—121; B. Dietrich L. 33; O. Borgstätte L. 19; A. Schwarzer L. 146; E. Wandhoff L. 161; E. Kurtz L. 92—94), denen man das Hauptaugenmerk zuwandte. Ihre Untersuchungsergebnisse brachten auch eine grundlegende Änderung in der Auffassung über die Entwicklung und die Gesamtbewegungen des Rheinischen Schiefergebirges und regten zu weiteren Arbeiten an.

So wurden dann immer mehr auch die bedeutenderen Nebenflüsse, wie die Lahn (J. Ahlburg L. 397; K. Oestreich L. 123; W. Lauterbach L. 98), die Ruhr

1) Die in Klammern hier angegebenen Zahlen beziehen sich auf das Literatur- und Quellenverzeichnis am Schlusse des Buches.

(F. Goebel L. 54—57; G. Steinmann L. 150; H. Spethmann L. 675; H. Breddin L. 25; K. Hamacher L. 488); die Rur (A. Quaas L. 140), die Sieg (H. Knuth L. 84), die Dill (E. Plümer L. 137), die Nahe (W. Wagner L. 315; H. Grebe L. 63), die Ahr (G. Lafrenz L. 96; G. Grommes L. 66), die Kyll (J. Zepp L. 168) und andere rheinische Gewässer in den Bereich der Untersuchungen einbezogen.

Gerade die Verfolgung der Zertalungsgeschichte und der Talbildung dieser Flüsse bot nicht nur weitere stützende Argumente für die erwiesene allgemeine Hebungstendenz als die vorherrschende junge Bewegung im Rheinischen Schiefergebirge, sondern zugleich auch die Möglichkeit, Art und Ausmaß lokaler Einzelbewegungen und Spezialverbiegungen zu erschließen. Nachdem bereits die Talbödenuntersuchungen am Rheine und an der Mosel ergeben hatten, daß die Hebung im Rheinischen Schiefergebirge keine einheitliche sein kann und nachträgliche Verbiegungen zweifellos stattgefunden haben, mußten auch andere in das Gebirge eintretende Flüsse zu ähnlichen Untersuchungen anregen. Dabei galt es auch festzustellen, welche von den heutigen Formen und Reliefer-scheinungen den Spezialverbiegungen und welche der allgemeinen Heraushebung des devonischen Faltenrumpfes zu verdanken sind (W. Behrmann).

Da besonders die Randgebiete des Gebirges wichtige Argumente zur Lösung aller dieser Probleme liefern können, erschien es mir zunächst lohnend, das Durchbruchstal der unteren Saar von Dreisbach bis Konz daraufhin näher zu untersuchen.

Aber auch für das Gebiet der mittleren Saar, das infolge des Versailler Friedensdiktates vom 28. Juni 1919 ein Objekt internationaler Politik wurde und dadurch das Interesse der Wissenschaft besonders auf sich zog, sind weder geomorphologische Einzeluntersuchungen veröffentlicht [2]), noch eine zusammenfassende beschreibende und zugleich erklärende Geomorphologie vorhanden, während A. Hemmer (L. 5) die Oberflächengestaltung und Talstufen im Flußgebiete der oberen Saar behandelt hat. Darum war es angebracht, den Untersuchungsraum auf das gesamte Einzugsgebiet der

2) Erst nach Abschluß dieser Arbeit erschien die Dissertation von H. Rücklin: „Die Diluvialstratigraphie der mittleren Saar" (L. 776).

mittleren und unteren Saar von Saargemünd bis zur Mündung auszudehnen. Da neuere Arbeiten ähnliche Probleme meist unter zu engräumigen Gesichtspunkten und ohne Berücksichtigung der organischen, ganzheitlichen Zusammenhänge und Folgerungen behandeln, wurde aus Kausalitätsgründen der Rahmen der Untersuchung bewußt stellenweise weiter gespannt und die Dynamik stärker berücksichtigt.

Es greift also unser Untersuchungsraum hauptsächlich über zwei in alter Zeit tektonisch verschieden bewegte Schollen der Erdkruste, die heute orographisch und morphogenetisch eine gewisse Einheit darstellen. Dadurch drängte sich mir noch das reizvolle Problem auf, inwieweit dieselben endogenen Kräfte, welche das Rheinische Schiefergebirge betroffen und in diesem die Herausarbeitung seiner heutigen Oberflächenformen durch das Widerspiel gegen die exogenen Kraftfaktoren veranlaßt haben, auch für die Entwicklung der Nachbarscholle verantwortlich zu machen sind. Außerdem konnte die allmähliche Entwicklung des Flußnetzes der Saar bei der Untersuchung eine gewisse Klärung erfahren.

Die vorliegende Arbeit beruht hauptsächlich auf eigenen Beobachtungen und Untersuchungen im Gelände, die ich auf zahlreichen Begehungen meiner Saarheimat besonders in den letzen Jahren durchgeführt habe. Daneben bilden sowohl das Studium der betreffenden Karten und die kritische Auswertung der in einschlägiger Literatur zerstreuten Einzelschriften die Grundlagen der Bearbeitung.

Jedoch wurde die Untersuchung im Gelände nicht nur durch die derzeitige politische Grenzziehung, sondern besonders dadurch sehr erschwert, daß die meisten amtlichen geologischen Spezialkarten des Gebietes ohne spätere Korrekturen lediglich aus den Jahren 1875—1896 vorliegen und deshalb gegenüber neueren Untersuchungen vielfach überaltert sind, dem heutigen Stande der geologischen Forschung also nicht mehr entsprechen, daher oft versagten und leicht zu Trugschlüssen und irrtümlichen Folgerungen führen konnten.

Der seit dem 15. Jahrhundert im Saarkohlengebiete betriebene Steinkohlenbergbau regte dort zwar schon früh zu immer neuer Beschäftigung mit geologischen Problemen an und förderte stetig unsere Kenntnis von der Struktur des Saarkohlengebietes, das als „klassisches Land“ deutscher

geologischer Forschung bezeichnet wurde. Sein drohender Verlust infolge des Versailler Diktats führte zu besserer Würdigung und Bewertung jenes an Bodenschätzen reichen und strategisch wichtigen Grenzlandes im Raume des lothringisch-pfälzischen Tores und drängte ständig zu neuen Untersuchungen. So kam es, daß wir heute auch über seinen geologischen Aufbau verhältnismäßig gut unterrichtet sind und reiches Unterlagen-Material dem Morphologen zu eigenen Studien vorliegt, das hier ausgewertet werden konnte.

EINLEITUNG.

Geographische Lage und Umgrenzung des Untersuchungsgebietes.

a) Der Arbeitsraum. Der Mosel tributär, zum Rheine gravitierend, hat das Flußsystem der Saar der Reliefgestaltung der Grenz- und Übergangszone zwischen dem deutschen und französischen Mittelgebirge charakteristische Oberflächenzüge eingeprägt. Das eigentliche Untersuchungsgebiet der vorliegenden morphogenetischen Arbeit auf geologischer Grundlage umfaßt den größeren nördlichen Teil dieser hydrographischen Einheit und zwar das Einzugsgebiet der mittleren und unteren Saar von Saargemünd bis zur Mündung bei Konz. Es reicht also von der Bliesmündung im S bis zum Einflusse der Saar in die Mosel im N, während ungefähr die Hauptwasserscheiden der Saar im W gegen die Mosel, im O gegen Mosel, Nahe und Rhein die Grenzen bilden.

Das so umschriebene eigentliche Arbeitsfeld liegt ungefähr zwischen 6° 18' (Knie der Französischen Nied = Westpunkt) und 7° 24' (Blieskniee = Ostpunkt) östlicher Länge von Greenwich sowie zwischen 49° 6' (Bliesmündung = Südpunkt) und 49° 42' (Saarmündung bei Konz = Nordpunkt) nördlicher Breite und bedeckt einen Niederschlagsraum von rund 3740 qkm, also etwas mehr als die Hälfte des Gesamteinzugsgebietes der Saar, die 7420,8 qkm entwässert.

In diesem Ausschnitte aus größeren geologisch-morphologischen Landschaftseinheiten berühren sich, auf engem Raume zusammengedrängt, zwischen dem Vogesenmassiv, den östlichen Schichtstufenrändern des nordfranzösischen Pariser Beckens und dem Rheinischen Schiefergebirgsblock in dieser politisch viel umstrittenen westdeutschen Grenz- und Übergangszone drei geologische Provinzen, die auch morphologisch in der Oberflächengestaltung deutlich zum Ausdruck kommen. Sie erscheinen in dem gehobenen, zertalten Devonfaltenrumpfe des Rheinischen Schiefergebirges, dem Tafel- und Stufenlande der pfälzisch-lothringischen Trias, sowie dem hügeligen Berglande der hauptsächlich von Karbon und Rotliegendem erfüllten

Saar-Nahe-Senke, die im Süden unter den Buntsandstein des Pfälzer Berglandes ausrandet.

Wer mit kundigem Blick von entsprechenden Aussichtswarten das abwechslungsreiche Gebiet überschaut, wird erkennen, daß sich in edaphischer Abhängigkeit das buntscheckige Mosaik der geologischen und tektonischen Karte generell in der Reliefenergie sowie den Bodenformen und der gesamten Physiognomie der Landschaftsteile widerspiegelt. Denn die Verschiedenheit des geologischen Aufbaues, der petrographischen Beschaffenheit und morphologischen Gesteinswertigkeit des Baumaterials sowie dynamisch-geotektonische Bewegungen und Leitlinien waren vielfach grundlegend für die Herausgestaltung der heutigen orographischen, hydrographischen und morphologischen Verhältnisse, die das Landschaftsbild beherrschen und seine Teile charakterisieren.

b) Arbeitsprobleme und Arbeitsziel. Wie bereits im Vorworte angedeutet, haben neuere geomorphologische Untersuchungen der Oberflächengestaltung und Zertalungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges ergeben, daß diese Rumpfscholle seit dem Tertiär (Oligozän) in Hebung begriffen ist und durch die diluvialen Bewegungen Aufwölbungen quer zum durchströmenden Rheine erlitten hat, die nach ihren Rändern ausklingen. Demnach mußte sich der heutige Rhein und seine zentripetal in das Gebirge hineinfließenden Nebenadern antezedent in das langsam hebende labile Gebiet einschneiden, während ihre mehr stabilen randlichen Quellregionen weniger von diesen jungen Krustenbewegungen in Mitleidenschaft gezogen wurden (W. Behrmann). Es fragt sich nun, inwieweit sich diese allgemeine Heraushebung sowie junge Spezialverbiegungen am Südrande des Gebirges besonders im Flußgebiete der Saar auswirkten und heute noch bemerkbar machen. Weder über die Entwicklung des Flußnetzes und die Talgeschichte, noch über die Morphographie und Morphogenese dieser Randzone liegen bis jetzt entsprechende Veröffentlichungen vor.

Darum will die vorliegende Arbeit im Anschlusse an B. Dietrichs „Morphologie des Moselgebietes“ (L. 33) auf geologischer Grundlage sowohl einen Beitrag zur Morphologie und Morphogenese des Flußgebietes der mittleren und unteren Saar, als auch zu jenem schwierigen Probleme jugendlicher Bewegungen westdeutschen Bodens liefern. Dabei soll auch versucht werden, die Frage der Entstehung des Saarlaufes und die Entwicklungsgeschichte des Fluß-

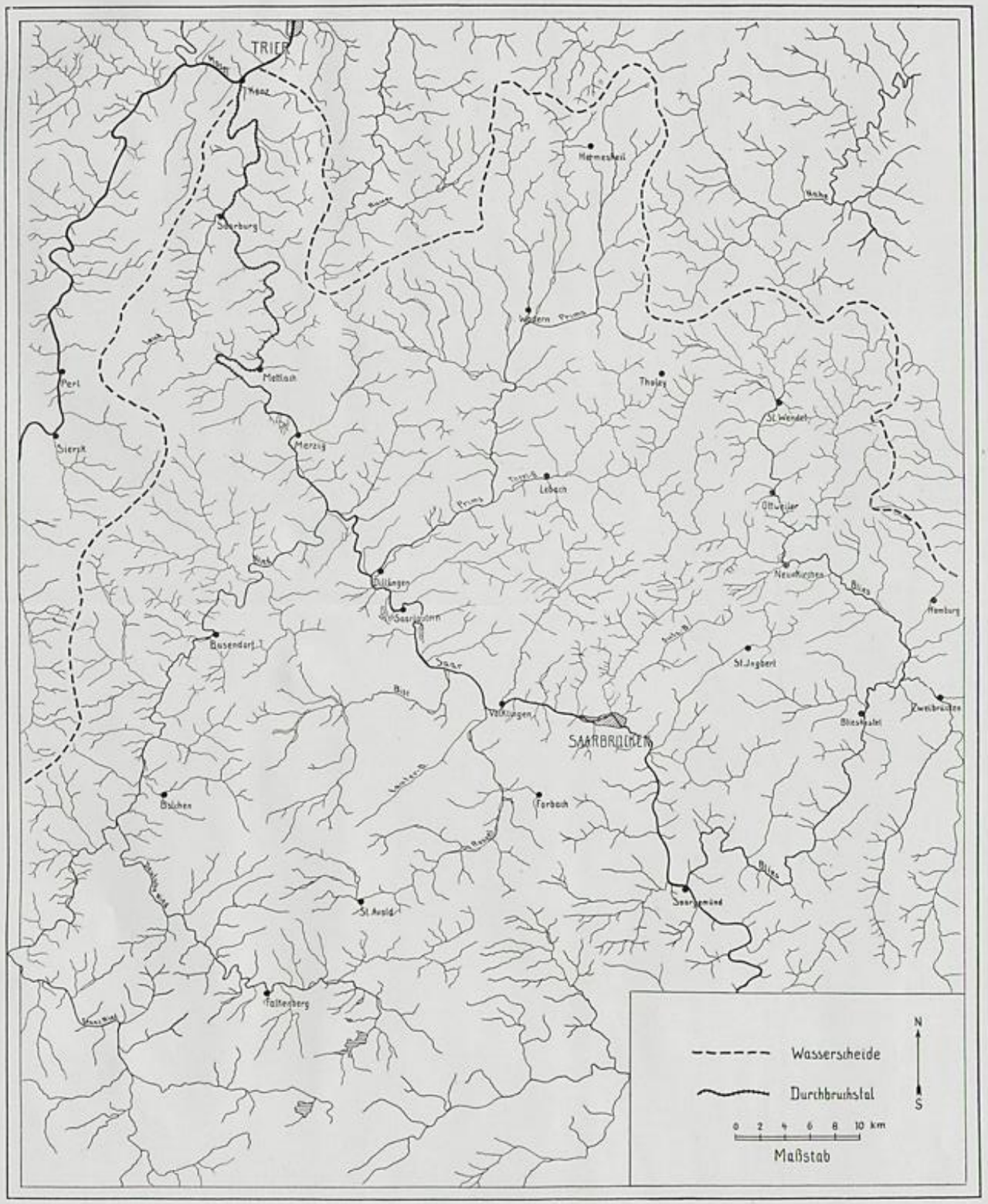


Abb. 1. Gewässernetz der mittleren und unteren Saar.

netzes zu klären sowie die ganze Untersuchung in Beziehung zu setzen zu den Forschungsergebnissen aus anderen Randgebieten. Die geopolitischen, wirtschaftlichen und siedlungsgeographischen Funktionen der morphologischen Raumfaktoren können dabei im Rahmen der Arbeit nur gelegentlich angedeutet und am Schlusse übersichtlich beleuchtet werden. Die Morphogenese fordert, daß das Dynamische gegenüber dem Statischen stärker betont wird.

c) Zur Untersuchungs- und Darstellungsmethode. Die Oberflächenformen stellen den Rohbau der Landschaft dar. Sie sind entstanden durch das Wechselspiel der ständig an der Erdoberfläche gestaltend arbeitenden innenbürtigen (endogenen, tektonischen) und außenbürtigen (exogenen) Kräfte, die meist mit ungleicher Intensität auf bestimmte Strukturen [3]) und deren Gesteine wirken.

Da die geomorphologische Untersuchung die Oberflächenformen in Beziehung zu ihrem Inhalte und ihren Funktionen, also zu Struktur und Tektonik zu setzen sucht, muß sie natürlich auf eingehender Beobachtung und der Kenntnis der Geologischen Grundlagen beruhen, um zu richtiger Lösung der Probleme gelangen zu können. Nach G. Braun (L. 426) gehen wir bei einer solchen genetischen Betrachtungsweise zweckmäßig entweder von den an der Erdoberfläche gestaltend wirkenden Kräften und Vorgängen aus, um deduktiv zu untersuchen, in welcher Weise sie formenbildend wirksam sind. Oder wir stellen den Formenschatz der Landschaft in den Vordergrund, um ihn induktiv nach seiner Entstehung und Entwicklung zu analysieren. Wie in allen naturwissenschaftlichen Disziplinen, sind auch hier bei geomorphologischen Untersuchungen meistens beide Arbeitsmethoden zur gegenseitigen Ergänzung notwendig. Wir gelangen auf diesem Wege aus dem Verständnis der Beziehung zwischen Oberflächenformen, Struktur und Tektonik zu einer Entwicklungsgeschichte der Landschaft. Diese Arbeitsweise wurde besonders durch die Anhänger der von W. M. Davis aufgestellten Theorie immer mehr ausgestaltet und hat sich als erfolgreich erwiesen neben der von S. Passarge (L. 578) besonders gepflegten Richtung der „Physiologischen Morphologie", die rein induktiv den formengebenden exogenen Kräften nachgeht. Dabei sind

3) Als „Struktur" bezeichnen wir hier mit G. Braun (L. 417 I S. 165, II S. 1, L. 426 S. 2) den augenblicklichen inneren Bau eines Stückes der Erdkruste mit seiner Lagerungsform und Zusammensetzung, als „Tektonik" dagegen das Ergebnis der ununterbrochen, wenn auch mit wechselnder Intensität wirkenden endogenen Vorgänge.

natürlich die geophysikalischen Verhältnisse des Erdganzen sowie die paläogeographische und klimatische Entwicklung des Gebietes stets im Auge zu behalten. Jedoch dürfen wir nicht, wie es W. M. Davis hauptsächlich zu Veranschaulichungszwecken getan hat, eine Erdscholle für lange Zeit als ruhend und unbeweglich betrachten. Die neueren geologischen und geophysischen Forschungsergebnisse über den Bau der Erde und die Gebirgsbildung haben nämlich erwiesen, daß wir auch heute noch der Erdkruste in vertikaler und horizontaler Richung eine ständige Beweglichkeit zuerkennen müssen. Darum setzen wir mit G. Braun an die Stelle des Zeitbegriffes des Davis'schen Stadiums eine Bezeichnung der Art der jüngsten tektonischen Bewegungen, von denen in unserem Gebiete die vertikalen am wichtigsten sind.

Je nachdem die Intensität der relativen Hebung eines Krustenteiles größer, kleiner oder gleich der Abtragung ist, ergeben sich 3 Grundformen des Verhältnisses zwischen den endogenen tektonischen und den exogenen Kräften: die Landoberfläche steigt, sinkt oder bleibt in relativer Höhe, d. h. Hebung und Abtragung halten sich ungefähr das Gleichgewicht.

Der Ermittlung und Feststellung solcher Bewegungen dienen außer Feinmessungen sowohl geologische wie auch rein morphologische Verfahren. Während bei der geologischen Arbeitsweise Lagerung, Klüftung, Verbiegung alter Landflächen und korrelate Schichten eine Hauptrolle zur Feststellung der Bewegung spielen, bilden Verebnungen, Talentwicklung, Flußterrassen, Hangformen und Flußerosion die wichtigsten Kennzeichen bei der morphologischen Untersuchung.

Die Auswertung der Flußterrassen zur Diagnose von Hebungen und Senkungen ist alt, die Analyse der korrelaten Schichten hat G. Braun bereits 1907 im nördlichen Apennin angewandt. Erst in jüngerer Zeit trat durch die Arbeiten von O. Lehmann (L. 551) und J. Sölch (L. 673) die Analyse der Flußerosion auf bewegter Scholle als weiteres Kriterium hinzu, dessen Systematisierung W. Penck (L. 594, 595) genauer durchführte. Er betont besonders die entscheidende Rolle, die das fließende Wasser unter den an der Erdoberfläche tätigen Kräften spielt. Die von diesem erzeugte Talform im Längs- und Querprofil ist von dem Verlaufe des Erosionsvorganges, seiner Verstärkung und Abschwächung, abhängig. Die wichtigste Ursache solcher Ver-

änderungen im Erosionsvorgange sind tektonische Bewegungen der Erdscholle, auf der sich die Erosion abspielt.

Bei wachsender Erosionsintensität treten nach W. Penck konvexe Gefällsbrüche und konvexe Hangprofile auf; die relative Höhe nimmt zu. Während dieser „aufsteigenden" Entwicklung ist die Hebung stärker als die Erosion.

Der „absteigende" Entwicklungsgang ist charakterisiert durch Verringerung der Erosionsstärke, konkave Gefällsbrüche, konkave Hangprofile und Abnahme der relativen Höhe. Er führt schließlich zu einer welligen Ausgleichsfläche, einer nahezu ebenen Rumpffläche von der Form der Peneplain oder Endrumpffläche (L. 426). Auch oberhalb einer lokalen Erosionsbasis findet nach W. Penck diese absteigende Entwicklung statt und gelangt schließlich zur Ausbildung eines hochgelegenen Rumpfes, der dann später zerschnitten wird.

Bleiben infolge des selten herrschenden Gleichgewichts zwischen Hebung und Abtragung die Erosionsbeträge in aufeinander folgenden Zeiteinheiten ziemlich gleich, so spricht man von „gleichförmiger" Entwicklung. Ihre Kennzeichen sind nach W. Penck Hänge mit mehr gerader Profillinie. Wenn sich diese von zwei Tälern her wechselnd verschneiden, dann bleibt die relative Höhe konstant. Das Verfahren, aus dem beobachteten gegenwärtigen morphologischen Tatsachenschatze der Landschaft unter Berücksichtigung der dort gestaltend wirkenden Kräfte und exogenen Vorgänge auf den Ablauf von Erdkrustenbewegungen und die Entwicklung der Oberflächenformen zu schließen, bezeichnet W. Penck (L. 594, 595) als morphologische Analyse. Durch seine Betrachtungsweise, der wir ohne schematische Bindung folgen wollen, wurde die Geomorphologie in ein neues Stadium gerückt.

d) Arbeitsrichtung und Arbeitsweg der nachfolgenden Untersuchung sind dadurch schon im allgemeinen vorgezeichnet, und die von G. Braun (L. 417, 426) betonte Arbeitsweise der „Synthetischen Morphologie" wies uns die Arbeitsschritte, die zur Lösung dieser morphologischen Probleme und der Darstellung der Untersuchungsergebnisse führten.

Besonderer Wert sollte auf die kritische Auswahl und möglichst erschöpfende Zusammenstellung der wichtigsten einschlägigen Literatur des Gebietes am Schlusse der Arbeit gelegt werden, die zu Spezialuntersuchungen willkommen sein wird.

A. ANALYTISCHER TEIL.

I. Geologisch-morphologischer Überblick.

Größtenteils eingezwängt in eine Innensenke der Außenzone des varistischen Gebirgszuges, zwischen den alten Widerlagern des Rheinischen Devonmassivs und dem kristallinen Kerne der Vogesen sowie den östlichen Randstufen des nordfranzösischen Pariser Beckens, beteiligen sich auf verhältnismäßig engem Raume des Untersuchungsgebietes sowohl Glieder der paläozoischen wie auch der känozoischen und mesozoischen Formationsgruppe. Die einzelnen Formationen treten heute horizontal so nebeneinander geordnet zutage, daß die älteren und widerstandsfähigeren Gesteine hauptsächlich im junggehobenen höheren Nordosten, die jüngeren dagegen vorwiegend im niedrigeren Südwesten oberflächlich erscheinen und durch ihre verschiedene Lagerung und petrographische Beschaffenheit die Herausgestaltung der Oberflächenformen mannigfach beeinflußten.

So ragen im NO in dem gehobenen und verbogenen Devon-Faltenrumpfe des Hunsrücks, jener südwestlichen Teilscholle des rheinischen Schieferblocks, altpaläozoische Fundamente des varistischen Grundgebirges aus den permisch-mesozoischen Deckschichten heraus. Südlich schmiegt sich daran die abgesunkene jüngere, vielfach von permischen Eruptiven durchbrochene, Permo-Karbonscholle der Saar-Nahe-Senke. Beide Zonen tauchen nach S und W unter die flach lagernden Deckschichten der pfälzisch-lothringischen Trias. Vereinend überzieht die Saar als Sammelader mit ihrem ausgedehnten, relativ jugendlichen Gewässernetze diese unter sich sowohl petrographisch wie auch morphologisch heterogenen und sehr verschiedenalterigen Landschaftselemente ihres Einzugsgebietes. Sie hat ihnen durch reiche Zertalung nicht nur charakteristische Züge aufgeprägt und die geomorphologische Gesteinswertigkeit gegenüber den Erosions- und Denudationseinflüssen hervortreten lassen, sondern gewährt uns auch in dem Werdegang ihrer Talbildung einen Einblick in die jüngere morphologische Entwicklungsgeschichte des Gebietes.

Mannigfache Krustenbewegungen mit ihren Folgeerscheinungen haben im Laufe der Erdgeschichte auch hier die Grundlagen für die Herausgestaltung des jetzt so wechselvollen geologischen und morphologischen Landschaftsbildes geschaffen, wie es ein Blick auf die geologische und topographische Übersichtskarte zeigt. (Vergl. auch S. 57 ff. sowie Karten Abb. 2, 5, 6, 7 und Profile Abb. 3, 4, 22, 27, 28, 29, 30, 31, 32.) In langer Entwicklungsgeschichte wurden diese verschiedenen Groß- und Kleinformen unseres Gebietes herausmodelliert, die wir von entsprechenden Aussichtswarten des Geländes überschauen. Sie alle sind aufzufassen als das Ergebnis des gesetzmäßigen Wechselspiels jener endogenen und exogenen Kräfte, die auch heute noch vielfach an der Umgestaltung der Erdoberfläche tätig sind, wobei erstere hauptsächlich die Struktur-, letztere mehr die Skulpturformen schufen, die der Mensch zwar auszunutzen, aber kaum zu beeinflussen vermag. Allgemein zeigt sich die Erscheinung, daß die Oberflächengestaltung des Gebietes weniger durch die Art der Lagerung, als vielmehr durch die Verwitterbarkeit der die Landschaften zusammensetzenden Gesteine bestimmt wird.

Darum erschien es angebracht, hier zunächst in einem besonderen Abschnitte die geologischen, tektonischen und petrographischen Verhältnisse im Aufbau des Gebietes soweit zu erörtern, als sie in kausalem Zusammenhange mit der Herausgestaltung der Oberflächenformen stehen und die Entwicklung des Gewässernetzes ursächlich beeinflußten. Orogenetische Bewegungen haben sich hier in verschiedenen geologischen Zeiten als mehr oder weniger starke Faltungen oder Bruchbildungen geäußert und kleinere geologische Einheiten geschaffen.

Schon beim ersten Blick auf C. Mordziols Geologische Lehrkarte des Mittel- und Niederrhein-Gebietes (L. 751) erscheinen zu beiden Seiten der Saar die Schichten wellenförmig quer zum Flußlaufe in SW—NO streichende Sättel und Mulden verbogen, die jedoch jetzt oberflächlich durch die exogenen Kräfte ziemlich ausgeglichen und umgeformt sind. Jedem gehobenen Sattel entspricht ein Vorstoß älterer Gesteine nach SW, jede Mulde zeigt ein Übergreifen der Trias auf die älteren Zonen nach NO, wie es die nachstehende geologisch-tektonische Übersichtsskizze (Abb. 2) veranschaulicht, worauf bereits A. Noll (L. 9) hingewiesen hat. Hier an dieser Naht, welcher die Saar allgemein in ihrem Mittel- und Unterlaufe in auffälliger Weise aus einem niedrigeren

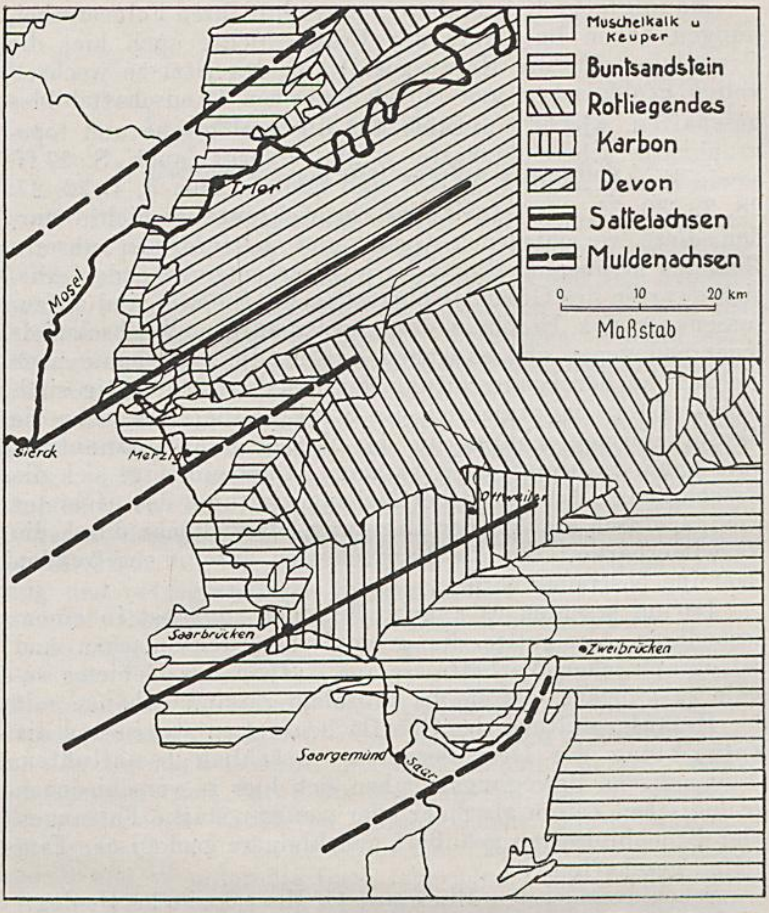


Abb. 2. Geologisch-tektonische Übersichtsskizze des Flußgebietes der mittleren und unteren Saar.

in ein höheres Gebiet folgt, verzahnen sich infolge des Achsengefälles die paläozoischen Gesteine des Devon, Karbon und Rotliegenden mit den mesozoischen Bildungen der Trias und greifen zackenförmig ineinander über. Abwechselnd folgt dabei von N nach S zuerst der Vorsprung mesozoischer Schichten in der Schwächezone der Luxemburg-Trierer Mulde nach O auf den Schiefergebirgskörper. Anschließend greift der devonische Hunsrück besonders im Orscholzer-Quarzitsattel nach W weit über das linke Saarufer, mit geringer

Unterbrechung im Siercker Sattel sogar bis zur oberen Mosel hinüber. Südlich davon verläuft durch den Merziger Ausraum die Achse der Nied-Primsmulde, welche durch die Nohfeldener Porphyritmasse nach O gegen die Nahemulde abgeriegelt ist. Ihr folgt die Trias als Merchinger Platte nach der rechten Saarseite hin. Daran schiebt sich weiter südlich der Saarbrücker Kohlensattel nach W vor, an den sich dann die Saargemünd-Pfälzer Mulde anlehnt und ehemals der Trias das Vordringen über den Blieswestrich nach O zum Rheine erleichterte.

Völlig unabhängig von den Falten und Verwerfungen sowie ohne Rücksicht auf die hier sich verzahnenden verschiedenartigen Formationen und Gesteine, durchschneidet die Saar in diesem geologisch und morphologisch ausgeprägten Grenzsaume generell fast rechtwinkelig die Wellen folgender geologischen Mulden und Sättel, die von den Gewässern modelliert auch in der Oberflächengestaltung, besonders in den Quertälern, zum Ausdruck kommen:

I. die Luxemburg-Trierer Triasmulde,
II. der Sierck-Orscholzer Quarzitsattel als westliche Fortsetzung der Hunsrückaufwölbung,
III. die Merzig-Mecherner Mulde in der Nied-Prims-Nahe-Muldenzone,
IV. der Saarbrücker Kohlensattel als mittlerer Teil des Pfälzisch-Lothringischen Hauptsattels,
V. die Saargemünd-Pfälzer Mulde, deren Rand bis an die Vogesen reicht.

Diese lappenförmige Verzahnung der paläozoischen mit den mesozoischen Schichten quer zur Saar ist durch das nach Südwesten gerichtete Achsengefälle der Sättel und Mulden sowie durch die über diese hinwegziehende Abtragung bedingt. Dadurch sind die beiden Randzonen, welche hier den Fluß links und rechts begleiten und von seinen Nebenbächen zerschnitten worden sind, besonders abwechslungsreich sowohl im geologischen Aufbaue, wie auch in ihrer morphologischen und landschaftlichen Gestaltung. Ihnen wird neben dem Saartale selbst hauptsächlich unsere Untersuchung gelten.

Zweifellos ist hier die Saar als konsequenter Fluß auf einer Landoberfläche in dieser Übergangszone angelegt worden, auf der die Reliefunterschiede ausgelöscht waren. Erst durch die nachträgliche Hebung derselben kam die jüngere Struktur im späteren Bau der alten Saar-Nahe-Senke infolge

der Lagerungs- und Gesteinsunterschiede wieder zur Geltung. So wird auch der Härtlingsdurchbruch des Flusses durch die Merchinger Muschelkalkplatte im jetzigen Muldentiefsten sowie die Antezedenz des Saartales im Quarzit des Sierck-Hunsrücksattels auf der tektonisch vorgezeichneten Linie verständlich. Zur Erklärung dieser Erscheinungen auf engerem Raume, die auch im rheinischen Großfaltenwurf wiederkehren (S. 178), wird uns die Entwicklungsgeschichte im weiteren Rahmen der Untersuchung führen. Denn es sind folgende drei Rumpf- und Tafel-Schollenzonen, die im Flußgebiete der mittleren und unteren Saar zusammenstoßen und so als tektonische Großeinheiten die geologisch-morphologischen Hauptelemente unseres aus dem Grenzsaume herausgeschnittenen engeren Untersuchungsfeldes darstellen:

1. im westlichen Hunsrückgebiete der zertalte Devon-Faltenrumpf der verbogenen und junggehobenen rheinischen Schiefergebirgsscholle,
2. im Saar-Nahe-Hügel- bezw. Nordpfälzer Bergland die teilweise aufgewölbte Permo-Karbonscholle der ehemaligen Saar-Nahe-Senke,
3. im lothringisch-pfälzischen Tafel- und Stufenlande die Randzonen der süddeutschen Trias bis zur Liasstufe des Pariser Beckens.

II. Die geologischen Grundlagen des Untersuchungsgebietes (Baustoff, Baustil, Baugeschichte).

Da die geologischen, tektonischen und petrographischen Verhältnisse der einzelnen Teile unseres Gebietes für die Herausgestaltung der Oberflächenformen und des Gewässernetzes von besonderer Bedeutung sind, sollen diese hier zunächst eine entsprechende Behandlung erfahren (Abb. 2 u. 6).

A. Der palaeozoische Unterbau.

1. Das Unterdevon im westlichen Hunsrück als Teil der gehobenen Faltenrumpfscholle des Rheinischen Schiefergebirges.

Die ältesten Gesteine des engeren Untersuchungsgebietes gehören stratigraphisch der Devonformation an, die in den weit abgetragenen, dann gehobenen und jetzt stark zertalten Faltenzügen des Hünsrücks, dem südlichen Aus-

läufer der Rumpfscholle des Rheinischen Schiefergebirges, zutage tritt und weithin den Unterbau der Deckschichten unseres Arbeitsfeldes bildet. Dieses rheinische Devon zeigt im allgemeinen gegenüber der bömisch-herzynischen, küstenfernen kalkigen Fazies eine vorwiegend sandig-tonige, küstennähere Entwicklung. Es wurde von A. Leppla (L. 105), dem wir unter kritischer Auswertung und Beurteilung teilweise hier folgen, stratigraphisch eingehender untersucht.

Während in anderen Teilen des rheinischen Schieferblocks auch noch Mittel- und Oberdevon oberflächlich erscheinen, bauen den westlichen Hunsrück nur die nachstehenden tieferen Stufen des Unterdevon auf:

5. Drohner Quarzite 4. Hunsrückschiefer	Mittleres Unterdevon.
3. Taunusquarzit 2. Hermeskeil-Schichten 1. Gedinne-Schichten	Unteres Unterdevon.

Obwohl seine oberen Horizonte (Unter-Koblenzschichten, Koblenzquarzit und Ober-Koblenzschichten) erst weiter nordöstlich an Mosel und Rhein auftreten, stellt das Unterdevon im westlichen Hunsrück und an der Saar allein in obigen Stufen eine mehr als 2 km mächtige, sandig-tonige Schichtenfolge dar, die hauptsächlich aus Tonschiefern, Grauwacken und Quarziten besteht. Alle diese unterdevonischen Sedimentgesteine sind ursprünglich Ablagerungen des im Paläozoikum nach N ausgebuchteten mitteleuropäischen Devonmeeres. Seine randlich schwankenden Tiefen infolge Transgression, Regression und Ausfüllung spiegeln sich deutlich in der verschiedenen Ausbildung der Devonschichten unseres Gebietes zeitlich und räumlich wider.

Die Südküste dieses Devonmeeres vermutet man unweit vom Südrande des heutigen Hunsrücks, wo hauptsächlich die sandig-tonigen Verwitterungsprodukte des benachbarten alten Festlandes das dunkle Ablagerungsmaterial für seinen Aufbau lieferten.

Nach E. Kayser (L. 518) und anderen Forschern soll der Baustoff, welcher der Sedimentationszone des mitteleuropäischen Unterdevonmeeres zugeführt wurde und so auch zur Bildung der tieferen Glieder des rheinischen Unterdevons diente, sowohl vom englisch-skandinavisch-russischen Nordkontinent, wie auch von den damals als Inseln aus dem Meere emporragenden kambrischen Kernen des Massivs von Rocroi

und des Hohen Venn stammen, während für die höheren Glieder des rechtsrheinischen Devons der sogenannte Siegerländer Block wohl eine wesentliche Rolle spielte. Teile dieses alten Nordkontinents sind heute unter dem Atlantischen Ozean begraben, seine Überreste ragen noch in Schottland, Skandinavien und Rußland empor. Innerhalb desselben wurden damals in einem Trockenklima mit Wüstenbildung riesige Binnenseen mit Sandmassen ausgefüllt, die heute als alter roter Sandstein (old red sandstone — im Gegensatz zum marinen Devon und dem jungen roten Buntsandstein) in erstaunlicher Mächtigkeit besonders als englisch-schottische Devonfazies zutage treten. Zwar wurden in jener Zeit von dort aus auch beträchtliche Massen von Sedimenten durch Ströme nach S verfrachtet. Aber jene Sand-, Schlick- und Schlammablagerungen, aus denen die Hunsrückgesteine geworden sind, dürften ursprünglich hauptsächlich von jenem kambro-silurischen Festlande abgetragen worden sein, das damals infolge der kaledonischen Gebirgsbildung bis in die Nähe der alten Strukturlinie am Südrande des Hunsrücks reichte (Mitteldeutsche kristalline Schwelle Abb. 33).

Eingehende Studien im rheinischen Gebiete haben erwiesen, daß die kambrischen Schichten bereits v o r der allgemeinen Aufrichtung des varistischen Gebirges gefaltet worden sind, während des größten Teiles der Silurzeit aus dem Meer herausragten und erst zu Beginn der devonischen Periode wieder überflutet wurden. Demzufolge beginnen auch in unserem Gebiete die devonischen Ablagerungen mit grobkörnigen Sandsteinen und Konglomeraten, die naturgemäß ungleichförmig auf den verschiedenen kambro-silurischen Schichten auflagern. Diese U n t e r l a g e des rheinischen Devons ist oberflächlich in größerem Umfang bis jetzt nur in zwei Gebieten aufgeschlossen. Im Hohen Venn greift das tiefste Unterdevon mit scharfer Diskordanz über die kaledonisch gefalteten kambro-silurischen Schichten des Vennsattels, während am Ostrande des Schiefergebirges, vom Kellerwald bis nach Gießen, das Obersilur erst von höheren Stufen des Unterdevons überlagert ist. In den anderen Teilen des rheinischen Devonmassivs erhalten wir Aufschluß über seinen tieferen Untergrund nur durch die vulkanischen Eruptionen der Tertiär- und Diluvialzeit. Die Füllmassen der Schlote sowie die ausgeworfenen Tuffe und Schlacken enthalten nämlich zahlreiche Brocken des durchschlagenen Untergrundes. Unter ihnen fanden wir nicht nur devonische, sondern auch archaische Gesteine, wie Gneise,

Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer und Phyllite, sowie verschiedenartige Tiefengesteine, wie Granit und Syenit neben metamorphem Material (L. 29). Daß solche vordevonischen Gesteine auch im tieferen Untergrunde unseres Gebietes nicht fehlen, beweisen die am Südfuße des Hunsrücks und Taunus aus der Sohle des hier tektonisch stark beanspruchten Unterdevons emportauchenden vordevonischen Schiefer und Gneise. Wir folgern daraus, daß auch im südlichen Teile des Rheinischen Schiefergebirges alte Gneise, metamorphe Schiefer und verschiedene Tiefengesteine in weiter Verbreitung die Basis des Devons zusammensetzen (Abb. 5). N. Tilmann und K. Chudoba (L. 157) haben jüngst nach eingehenden geologischen, petrographischen und mineralogischen Untersuchungen festgestellt, daß zwar ein Teil der in dem Höhenzuge von Hülferskopf-Wartenstein im südlichen Hunsrück anstehenden Gesteine aus metamorphisierten Gedinneschichten hervorgegangen ist, aber die größte Masse derselben ein höheres Alter besitzt und der vordevonischen Unterlage angehört, die heute dort in einem steilen Sattel aus dem Perm zutage tritt. Dieser „Gneis von Wartenstein" im Hahnenbachtale, der den Kern der steil aufgerichteten Falte bildet, ist somit für das Verständnis der Entwicklung unseres Gebietes von besonderer Bedeutung. Dort sind die benachbarten Schichten unvollständig und stark gequetscht. Gewaltige Störungen am Südrande des Devons müssen diese Fetzen aus dem Untergrunde emporgepreßt haben. Da auch der Tuffschlot von Schweppenhausen (L. 29) neben Granit hauptsächlich Gneise geliefert hat, dürfen wir annehmen, daß die Unterlage des Devons auch am Südrande des Hunsrücks hauptsächlich aus alten kristallinen Schiefern und Graniten besteht (Abb. 33).

Ob aber im Hunsrückgebiete auch in weiterer Verbreitung vordevonische Schichten an die Oberfläche reichen, ist noch nicht mit Sicherheit festgestellt. A. Leppla (L. 105) vermutet solche tektonisch eingeschaltet in der breiten Ausdehnung des Gedinne bei Hermeskeil sowie überhaupt in den streichenden Störungen am Südrande des Gebirges, wo an den steilwandigen Verwerfungen auch die devonischen Schichten tektonisch stark beansprucht sind und häufig einen deutlich metamorphen Habitus angenommen haben. Hier erscheinen auch die ältesten Gesteine unseres Gebietes. Es treten nämlich im Primstale am Nordwestabhange des Litermont (413 m) bei Düppenweiler phyllitische und glimmerige Gesteine mit schwarzen Quarziten zutage, die nach ihrer

Beschaffenheit kambrischen Gesteinen ähnlich sind. In geringer Ausdehnung ragen dort die Gesteine unvermittelt aus den umgebenden Schichten des Rotliegenden empor. A. Leppla vermutet darin die Verlängerung des unterirdisch in der Gegend von Alzingen-Busendorf in Lothringen bei Bohrungen nachgewiesenen Rückens von devonischen und vordevonischen Gesteinen, der sich von dort über Düppenweiler nach NO fortsetzt. Dieser quert vermutlich unterirdisch das schmale Bruchfeld des Oberrotliegenden und des Buntsandsteins der Merziger Mulde beiderseits der Linie Merzig - Losheim - Wadern und macht sich weiterhin wieder in den begleitenden Störungen über Hermeskeil - Nonnweiler bemerkbar. Dann taucht er in den eigenartigen Taunusgesteinen zwischen Kirn und Nahemündung wieder auf, um sich in den Äquivalenten jenseits des Rheines am Südrande des Taunus fortzusetzen. Es sind meist kristalline Gesteine, Serizitgneis, Serizitschiefer und Taunusphyllite; letztere durchziehen wie lange schmale Bänder den Taunusquarzit. Das Alter dieser Gesteinsschichten ist noch nicht sicher festgestellt, da Versteinerungen bisher darin noch nicht gefunden wurden. Die Mehrzahl der Forscher hat sie als vordevonisch bezeichnet.

Wenn wir an dem vordevonischen Alter dieser Taunusgesteine festhalten, so erscheint es doch sehr merkwürdig, daß nicht auch in dem Sattelzuge von Wartenstein diese altpaläozoischen oder jüngsten algonkischen Gesteine die Unterlage des Devons bilden, sondern alte Gneise, die aus dem sicher bestimmten Paläozoikum der deutschen Mittelgebirge nicht bekannt sind. Obwohl dieser Sattel von Wartenstein im einzelnen stark zerrüttet ist, war doch anzunehmen, daß N. Tilmann und K. Chudoba wenigstens Reste der Taunusgesteine zwischen Gneis und Devon hätten antreffen müssen. Da aber dort solche Spuren vollkommen fehlen. nehmen wir mit obigen Forschern an, daß am Südrande des Hunsrücks auch die Südgrenze des Schiefergebietes im Unterbau des Devons erreicht ist und sich hier an dem heutigen Südrande des Devons in der streichenden Abbruchslinie der Saar-Nahe-Senke eine alte Strukturlinie im tieferen Untergrunde neu belebte, wie das bereits in anderen Teilen des deutschen Mittelgebirges mehrfach nachgewiesen worden ist. Nach ihrem geradlinigen Verlaufe muß es sich wohl um eine steile Längsstörung handeln, die ursprünglich eine flache Überschiebung gewesen ist, auf der die vordevonischen Taunusgesteine dort an und auf das Devon geschoben

wurden und erst später ihre heutige Aufrichtung durch nachträgliche tektonische Faltungsvorgänge erhalten hat.

Auf dieser vordevonischen Unterlage stellt nun auch im Hunsrück das eigentliche Unterdevon eine mehrere Kilometer mächtige, vorwiegend sandige im flachen Meere abgelagerte Schichtenfolge dar, die hauptsächlich als Tonschiefer, Grauwackenschiefer, sowie Quarzitsandsteine und Quarzite ausgebildet ist. Die Schichtlagen sind wie Tuchstreifen aufgefaltet und zusammengestaucht, die Sättel und Mulden merkwürdigerweise meist von NW nach SO überkippt, obwohl der Druck der Grundbewegung hauptsächlich von S bezw. SO kam (Erklärung s. Entwicklungsgeschichte). Ihre allgemeine Streichrichtung verläuft von SW nach NO. Die Faltensättel sind teils bis zum Rumpfe abgetragen. An der Oberfläche ist die genaue Abgrenzung der einzelnen Schichten oft erschwert durch die Schuppenstruktur infolge Überschiebungen, sowie Massen von Gesteinsschutt an den Gehängen und Mangel an guten Aufschlüssen auf den Hochflächen.

Nach der Altersfolge der Schichten beginnt das Unterdevon im Hohen Venn und in den Ardennen diskordant über dem Kambrium bezw. Silur mit dem Gedinne, das auch in unserem Gebiete die älteste Unterdevonschicht darstellt. Es enthält dort an der Basis Konglomerate und Arkosen, darüber beginnen erst die Tonschiefer. Das Unter-Gedinne wird auf Grund seiner Fauna (schistes de Mondrepuits) noch dem Silur zugewiesen, während man das Ober-Gedinne heute dem Unterdevon zurechnet.

Zwar sind auch zwischen Soonwald und Taunus an mehreren Stellen deutliche Spuren solcher obersilurischer Konglomerate festgestellt, wie sie auffällig die devonischen Ablagerungen in den Ardennen (Konglomerat von Frépin) einleiten. Aber im Hunsrück beginnt das Gedinne hauptsächlich erst mit den auf jene Küstenbildungen in den Ardennen folgenden sandig-tonigen Ablagerungen, den sogenannten Bunten Schiefern und Phylliten des Obergedinne, als Äquivalente der Oignies-Schiefer der Ardennen.

Betrachten wir die unterdevonischen Gesteine des westlichen Hunsrücks zunächst kurz bezüglich ihrer Entstehung. Lagerung, Zusammensetzung und geomorphologischen Wertigkeit im Rahmen unserer Untersuchung.

a) Die Gedinne-Schichten.

Die Bunten Tonschiefer und seidenglänzenden Taunus-Phyllite der oberen Gedinneschichten durchziehen als tiefstes rheinisches Unterdevon, hauptsächlich im Gebiete der oberen Prims, den südlichen Hunsrück wie schmale Streifen in der allgemeinen Streichrichtung der Falten von SW nach NO, in die sie stellenweise wie eingewalzt erscheinen. Sie bilden auf Blatt Hermeskeil eine breite Mulde mit einem Kern von Taunusquarzit und Hermeskeil-Sandstein. Erst nördlich vom Erbeskopf tauchen die Züge unter, um weiter östlich wieder zu erscheinen. Wo das Unterdevon des Schwarzwälder Hochwaldes von der Saar aus nach NO staffelförmig an den zahlreichen Querstörungen emporsteigt, gewinnen die Bunten Schiefer in dieser Richtung oberflächlich an Raum. Wo sich die Faltenachsen anscheinend dorthin senken, tauchen auch die Bunten Schiefer unter (L. 105). Entsprechende Aufschlüsse zeigen in unserem Gebiete besonders die querenden Durchbruchstäler der oberen Prims, des Löster- und Wadrillbaches; dagegen ist die südwestliche Fortsetzung im engeren Saartale zwischen Mettlach und Taben nur wenig sichtbar. Weil bisher in diesen Schichten noch keine Fossilien gefunden wurden, war das Alter dieser Bunten Schiefer und Phyllite lange Zeit strittig. Sie wurden meist für Vordevon gehalten. Erst die Untersuchungen von J. Gosselet in den Ardennen haben die Zugehörigkeit der Bunten Schiefer und stark metamorphen Taunusphyllite zum tiefsten Unterdevon als Obergedinne erwiesen. Sie enthalten wenig Quarz, aber stark toniges Bindemittel und haben daher nur geringe Festigkeit; im Gelände machen sie sich jedoch bei der Abtragung noch als flache Rücken geltend.

Die Gesteine verwittern zu kalireichen, kalkarmen, lockeren, zuletzt stark tonigen Böden von graubrauner Farbe, die wegen ihrer geringen Wasserdurchlässigkeit sehr zu Vermoorungen neigen, wie wir das besonders im Gebiete der oberen Prims und Ruwer erkennen.

b) Die Hermeskeilschichten.

Entsprechend der normalen Altersfolge lagern über den Bunten Tonschiefern und Phylliten des Gedinne in der speziellen Hunsrückausbildung die glimmerreichen Sandsteine der sogenannten Hermeskeilschichten, deren Gesamtmächtigkeit etwa 100 m beträgt. Ihre oberflächliche Verbreitung folgt besonders an den bunten Gedinneschiefern und setzt sich in deren Streichrichtung fort. Im oberen Primsgebiet geben die Tal-, Eisenbahn- und Wegeeinschnitte in der Nähe von Hermeskeil, Nonnweiler und Damflos gute Aufschlüsse über Lagerung und Beschaffenheit der Schichten. Es sind hauptsächlich graugelbe oder durch Roteisenerz rötlich gefärbte, meist mit feinen Glimmerblättchen besetzte feldspatarme, grobkörnige, weniger feste Sandsteine mit feinschieferigem Gefüge. Außer der Farbe unterscheiden sie sich auch durch gröberes Korn und die feinschieferige Anordnung der Glimmerblättchen vom Taunusquarzit. Tritt dagegen der Serizit-Glimmergehalt in diesen Sandsteinen mehr zurück, so werden sie massiger, das feinschieferige Gefüge verschwindet und durch ihr quarzisches Aussehen wird dann ihre Unterscheidung vom Taunusquarzit im Handstück schwieriger. Bei der Verwitterung zerfallen die Hermeskeilsandsteine leichter, rundkantiger und sandiger als die Taunusquarzite. Ihre Oberflächenformen erscheinen im Gelände flacher mit weniger geneigten Gehängen. Wir beobachten dies hauptsächlich im Bereiche der eben genannten Quertäler, wo sich die Hermeskeilschichten fast regelmäßig am Rande der Bunten Schiefer gegen die Taunusquarzite einstellen.

c) Der Taunusquarzit.

Auf die Hermeskeilsandsteine folgen die beiden morphologisch wichtigsten Gesteinsreihen des Hunsrücks; nämlich die wetterfesten Taunusquarzite und die weitverbreiteten Hunsrückschiefer.

Infolge seiner Härte und Verwitterungswiderständigkeit muß der Taunusquarzit als der wichtigste Kammbildner unseres Gebietes bezeichnet werden. Ebenfalls in nordöstlicher Richtung streichend, bestehen von der Mosel bei Sierck über die Saar und den Rhein hinaus die höchsten Bergzüge des Schiefergebirges aus diesem graurötlichen bis blaugrünlichen Quarzsandstein und ragen als Härtlinge oft mit scharfen Graten aus ihrer weicheren Umgebung heraus. Die

Grenze der Quarzitzüge scheint durch streichende Störungen (Überschiebungen) bedingt zu sein.

Dieser Taunusquarzit ist ein ursprünglich in einem bewegten Flachmeere gebildeter, an Glimmer und Feldspat armer, feinkörniger Quarzsandstein, dessen Quarzkörner später durch Kieselsäure verkittet und so verfestigt wurden, daß sie zuletzt auf Spannungen der Erdkruste nur mehr durch Bruch reagieren konnten. Er zeigt deutliche Schichtung und tritt meist in dicken, oft mit Glimmerblättchen überzogenen Bänken auf. Durch nachträgliche Quarzausscheidungen auf Klüften infolge Druck- und Temperaturerhöhung ist der Quarzit vielfach von weißem Milchquarz in Adern und Gängen meist streichend durchsetzt, wodurch Bindung und Festigkeit der Gesteine noch erhöht, Brüche geheilt, Zerfall und Abtragung erschwert wurden (L. 105). So hat er infolge seines hohen Kieselsäuregehalts (bis 98 %) unter allen Gesteinen unseres Gebietes die größte Wetterbeständigkeit, nur die reinen grauweißen Quarzgänge mögen ihn darin noch übertreffen, wie wir sie besonders an den scharfen Kanten und Ecken, den trotzigen Formen, Blöcken und Graten des Lützelsoons und Idars, aber auch im Durchbruchstale der Saar deutlich erkennen. Die Ablösungsblöcke und Zerfallstücke behalten sehr lange ihre scharfkantige Form. Besonders am Durchbruchstale der unteren Saar lösen sich häufig durch Spaltenfrost bei ungünstiger Lagerung mächtige, fast unverwitterbare Quarzitblöcke ab und stürzen den steilen Abhang hinunter. Viele sind so zur Diluvialzeit bereits im Eise bis in die Trierer Talweitung verfrachtet worden. So fanden wir auf den unteren Terrassen zwischen Wiltingen und dem Trierer Friedhof mächtige ortsfremde, rohe Quarzitblöcke bis zu 5 cbm umherliegen. Abweichend von dem normalen graurötlichen bis blaugrünlichen Aussehen, zeigen die Quarzite im W des Gebietes, besonders im Saartale zwischen Mettlach und Taben, sowie an der Mosel bei Sierck eine mehr graugelbe bis graubraune Farbe. Diese Umfärbung ist wohl auf nachträgliche Anhäufung von Brauneisen zurückzuführen, die wahrscheinlich von oberflächlichen Erzausscheidungen vor Auflagerung des Buntsandsteins herrührt oder aus dem Buntsandsteine selbst kam. Demnach scheint hier das ursprünglich aufgenommene Roteisenerz in Brauneisenerz umgelagert worden zu sein (L. 105).

Infolge der außerordentlichen Härte und Wetterfestigkeit des Taunusquarzits zeigen sich in seinem Bereiche außer dem großblockigen und scharfkantigen Zerfall, sehr steile

Böschungen, felsige und riffartige Oberflächenformen und Schuttbildung an den Hängen (Steinrosseln, Blockhalden, Steinmeere). Die Entstehung des massenhaften Quarzitschuttes dürfte wohl hauptsächlich auf die starke mechanische Zertrümmerung des eiszeitlichen Klimas zurückzuführen sein. Wegen des Mangels an Verwitterungs- und Vegetationsboden kennzeichnen Unfruchtbarkeit die größtenteils waldbedeckten Quarzithöhen.

Der Taunusquarzit ist für das Verständnis der Morphologie und der Tektonik des Hunsrückgebietes von besonderer Bedeutung. Die SW—NO streichenden Quarzitzüge treten morphologisch als Härtlinge und Kammbildner im Landschaftsbilde deutlich hervor. So ragen infolge ihrer Verwitterungswiderständigkeit die sich geologisch als Sattelrücken darstellenden, parallel verlaufenden Härtlingszüge des Errwaldes, Schwarzwälder Hochwaldes, Idarwaldes, Lützelsoons und Soonwaldes mit steilen Böschungen über die flachere Umgebung aus dem jüngeren, weicheren Hunsrückschiefer heraus.

Die besten Einblicke in die Schichtenlagerung gewährt das Durchbruchstal der Saar zwischen Dreisbach - Mettlach - Saarhölzbach und Hamm, jener engsten Strecke des ganzen Flußlaufes (Abb. 10). Ebenso bieten die Quertäler des Schwarzwälder Hochwaldes, besonders die der Idar, der Prims und des Lösterbaches gute natürliche Aufschlüsse. Den Gewässern ist es bei rückschreitender Erosion und Talvertiefung nur selten gelungen, das großblockig zerfallende Gestein zu durchnagen oder zu verfrachten. Hauptsächlich gelang es jedoch der Saar auf obiger Durchbruchsstrecke, in geringerem Maße auch dem Idarbache bei Katzenloch und der oberen Dhron. Antezedenz und Epigenese erleichterten den Vorgang. der noch in den Klippen der Flußbetten zu erkennen ist.

d) Der Hunsrückschiefer.

Unter den devonischen Gesteinen unseres Gebietes nimmt der Hunsrückschiefer in ziemlich gleichmäßiger Einförmigkeit den größten Raum ein, dem die übrigen in Betracht kommenden unterdevonischen Schichtglieder auf der geologischen Karte wie schmale, parallel verlaufende Bänder einbezw. aufgelagert erscheinen. Gegen den älteren und härteren Taunusquarzit schneidet er im Gelände scharf ab und zeigt diesem gegenüber große Gegensätze. Gute Einblicke in die Struktur und Lagerung des Gesteins bieten die Täler

der Saar und Prims, sowie einige ihrer Nebenflüsse in ihren tief in das Gebirge eingeschnittenen Strecken.

Ursprünglich hauptsächlich als feiner, dunkler Tonschlamm in größerer Meerestiefe abgelagert, sind diese ziemlich dichten, feinkörnigen, deutlich geschichteten, leicht spaltbaren Tonschiefer früher als Wisperschiefer (nach einem bei Lorch in den Rhein mündenden Bache) bezeichnet worden. Ähnlich dem Taunusquarzit, sind auch an manchen Stellen die Hunsrückschiefer infolge Quarzausscheidung von weißen Quarzadern und Gängen (Milchquarz) streifen- und bandförmig durchsetzt. Die dünnschieferigen, leicht spaltbaren Lagen gehen in Dachschiefer über (Gruben bei Bundenbach). Seine dicken Platten lassen sich leicht in Dachschieferstärke spalten. Die Spaltfläche verläuft in Richtung der Schieferung, meist in spitzem Winkel zur Schichtung. Während die Schichtung der ehemaligen Ablagerung im Meere entspricht, ist die Druckschieferung eine Begleiterscheinung der Gebirgsbildung. Sind Schicht- und Schieferflächen ziemlich gleichmäßig ausgebildet, dann entstehen beim Zerfall des Gesteins scharfkantige, leisten-, stengel- und griffelförmige Absonderungsstücke.

Im Gegensatze zum Taunusquarzit ist der Hunsrücktonschiefer ein fast undurchlässiges Gestein und bildet morphologisch im Gelände flache, sanfte Formen und zertalte Hochflächen. Seine Verwitterung verläuft sehr langsam. Er wird dabei gebleicht, blättert auf und zerfällt. Als Endprodukt bleibt ein graubrauner, unreiner, sandiger Tonboden übrig, vermischt mit feinem Schieferschlamm, dem besonders nach der Tiefe hin noch zahlreiche Schieferbröckchen und schwer verwitterbare Quarzstückchen beigemischt sind. Dieser Verwitterungsboden, der an den Talhängen der Saar, Mosel, Ruwer und Dhron die Weinberge trägt, ist wohl zu unterscheiden von dem Schieferschutt, der sich in großer Mächtigkeit an den Abhängen bildet und vornehmlich an den Rändern der Talsohle als Gehängeschutt ansammelt.

Die Dhroner Quarzite. Als Dhroner Quarzite hat A. Leppla auf der Geologischen Übersichtskarte von Deutschland 1 : 200 000, Blatt Trier-Mettendorf, besonders im Gebiete der oberen Dhron und Ruwer bis zur Saar hin lokale quarzitische Sandsteine und Quarzite ausgeschieden, welche mehr sandige Einlagerungen in dem mittleren Hunsrückschiefer darstellen, aber von den Quarziten der Gedinne,

dem Hermeskeilsandstein, dem Taunusquarzit wie auch von den Grauwacken der unteren Koblenzstufe erheblich abweichen. Auch äußerlich haben sie mit dem Taunusquarzit, der mehr eine geschlossene Masse von Quarzit ohne wesentliche Einlagerungen von Tonschiefer bildet, keine Ähnlichkeit. Die Dhroner Quarzite bestehen vielmehr aus graugrünlichen, plattigen bis bankigen, oft auch etwas Glimmer und Feldspat führenden Sandsteinen, Grauwacken und auch reinen feinkörnigen Quarziten. Es sind zahlreiche bis 10 m mächtige, sandig-quarzige Einlagerungen innerhalb der dunkelgrauen mittleren Hunsrückschiefer, anscheinend entstanden aus dem Schlick der ausgeschlemmten und angereicherten gröberen Kornsorten. Sie verwittern viel langsamer als die auch wetterbeständigen Hunsrücktonschiefer und zerfallen dabei in etwas lehmigen Sand. Morphologisch ragen die meist Wald tragenden Dhroner Quarzite als scharfe Rücken aus ihrer flachen geböschten Umgebung heraus.

Der Hunsrückschiefer geht außerhalb unseres engeren Untersuchungsgebietes im nordöstlichen Hunsrück in die Koblenzschichten über, die als oberstes Unterdevon eine Folge von grauen bis schwarzen, oft sandigen Tonschiefern, rauhen Grauwacken und Quarziten darstellen. Diese ganze, etwa 3—4 km mächtige Schichtenfolge vom Gedinne bis zu den Oberkoblenzschichten bildet das Unterdevon. Darüber folgen in anderen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges das Mitteldevon in seiner schieferigen und kalkigen Entwicklung (besonders in der Eifel, an der Lahn und in Westfalen, in kleineren Resten auch bei Stromberg und Bingerbrück im östlichen Hunsrück) und schließlich in geringerer Ausdehnung das Oberdevon (hauptsächlich in Belgien, erscheint auch als schmaler Saum am Nord- und Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges).

Weitere Untersuchungen gewähren uns Einblicke in die Struktur und Tektonik des Devon. Wenn heute die in einem tiefen Meere abgelagerten Mittel- und Ober-Devonschichten in unserem Untersuchungsgebiete fehlen, so dürfen wir an Hebung dieser Zone, sowie an schnellere Zerstörung und Abtragung jener hier weniger mächtigen Auflagerungen denken. H. Quiring ist bei seinen Untersuchungen über den geologischen Bau des Koblenzer Pressungsgelenks (L. 141) zu dem Ergebnisse gekommen, daß um die Wende vom Unter- zum Mitteldevon im Hunsrück und Taunus durch einseitige regionale Hebung eine von SO nach NW vorschreitende

Meeresregression eintrat und in der Kieselgallenschieferzeit dieser südliche Teil des Rheinischen Schiefergebirges als schmaler Landstreifen aus dem Devonmeere herausragte. Als Nordwestküste bezeichnet er die Linie Soonwald - Lorch - Kamberg. Dieser von H. Quiring aus dem Studium tektonischer Vorgänge gezogene Schluß bestätigt die stratigraphische Feststellungen von G. Dahmer (L. 31), nach denen Hunsrück und Taunus am Ende des Unterdevons bereits Festland waren.

Die starke Stauchung, Faltung und Aufrichtung des devonischen Schichtenpaketes erfolgte hauptsächlich in der Karbonzeit bei der Auffaltung des varistischen Gebirgszuges, von dem die Faltenrumpfscholle des gesamten Rheinischen Schiefergebirges einen der zerstückelten Reste seiner schieferigen Außenzone darstellt. Nach der Transgression und den submarinen Diabasergüssen setzte nämlich zu Anfang der jüngeren Karbonzeit die Zusammenfaltung der Sedimentschichten auch unseres Gebietes ein, die um die Wende zwischen Unter- und Oberkarbon ihren Höhepunkt erreichte und in der Folgezeit noch ausklang. Selbst einzelne Teile des vordevonischen Untergrundes wurden in die Faltung mit einbezogen, worauf oben bereits hingewiesen wurde.

Richtung und Stärke der gebirgsbildenden Kräfte haben ihre deutlichen Spuren in den wichtigsten Strukturlinien der Tektonik, besonders in der Richtung und Art der Faltenzüge, hinterlassen. Sie beweisen, daß der tangentiale Gebirgsschub des Untergrundes primär von SSO kam, der sich allerdings am Südrande und in der Saar-Nahe-Senke antithetisch in Südfaltung und Südüberschiebung der oberen Schichten auswirkte. So wurden die gesamten Devonschichten in enge Sättel und Mulden zusammengeschoben, gefaltet, aufgerichtet, stellenweise nach NW (in der Südzone entgegengesetzt nach SO) überkippt, und zwar die dünnschichtigen und nachgiebigen Tonschiefer in viel stärkerem Maße als die dickbankigen und festeren Quarzite. Wie allgemein im Rheinischen Schiefergebirge, beobachten wir daher auch in unserm Gebiete ein dominierendes erzgebirgisches Streichen der Faltenachsen von SW nach NO und ein vorherrschend isoklinales Einfallen der Schichten nach SO. Da die Quarzite mit dieser vorherrschenden südöstlichen und flacheren Neigung ihrer Falten sich der im Schiefergebirge herrschenden Ordnung besser einfügen als die Tonschiefer, kann man annehmen, daß ihre Faltenlage echter und ursprünglicher

ist als diejenige der steiler und teilweise nach NW geneigten Tonschiefer. Im Engtale der Saar zwischen Mettlach und Taben ist deutlich zu beobachten, wie der breite Zug massiger Quarzite, der von Sierck an der Mosel über die Saar nach dem Errwald streicht, in ziemlich flach nach SO geneigte Falten gelegt ist. Dort im Saardurchbruch bei Hamm stehen wir an einer Kernwurzel des Faltengebirges, aber nicht mehr im Bereiche der Überfaltungsdecken, die längst abgetragen sind. Auch an der Cloev oberhalb Mettlach, am linken Talgehänge der Saar und ebenso unterhalb Saarhölzbach bis Taben an beiden Ufern, lassen sich die nach SO geneigten Mulden- und Sattelfalten nicht nur in ihren geraden Schenkeln, sondern auch in ihrem Umbiegen deutlich verfolgen. Die dicke Bankung der starren Quarzite verhinderte jedoch ein spitzeres Ausziehen der Faltenköpfe.

Die Abweichungen des Hunsrückschiefers im nordwestlichen Hunsrück von den allgemeinen Lagerungsverhältnissen sucht A. Leppla (L. 105) dadurch zu erklären, daß der von SO wirkende Seitenschub während der Auffaltung ungefähr längs der Muldenlinie Altlay - Feldenz - Saarburg in der Tiefe ein Hindernis aus vordevonischen, starren Gesteinsmassen vorfand. (Erklärung siehe Entwicklungsgeschichte S. 182.)

Sehr deutlich ist im Hunsrück eine Querwellung der Faltenzüge zu erkennen, d. h. ein streichendes Auf- und Untertauchen der Sättel- und Muldenachsen infolge des wechselnden Achsengefälles.

Morphologisch haben die Längs- und Querverwerfungen und die Flexuren besondere Bedeutung, die oft mit Quarzgängen verknüpft sind. Im gesamten Hunsrückdevon unterbrechen nämlich zahlreiche in der Faltenrichtung streichende Schichtzerreißungen den Zusammenhang. Die meisten dieser streichenden Längsstörungen stammen aus dem Faltungsvorgange selbst, haben also karbonisches Alter. Sie zeichnen einen großen Teil der Quarzgänge vor, sind also etwas älter als die Querstörungen. Die quer zum Streichen gerichteten Zerreißungen, Brüche und Verwerfungen fallen bei der Verfolgung der Schichten leicht auf. Sie heben und senken die Gebirgsschollen anscheinend in regelloser Weise und verursachen das sattelförmige Emporheben der Quarzitzüge und ihrer Unterlagen von der Saar bis zur Hochfläche von Hermeskeil sowie ihr

ähnlich gestaltetes Absinken von dort nach der oberen Nahe hin. So machen sie sich noch morphologisch im Gelände bemerkbar. Aber nur wenige Querstörungen reichen bis in die permischen Ablagerungen hinein. Im allgemeinen fällt ihre Entstehung noch in die Zeit der Faltung der Devonschichten, also in das jüngere Karbon und ist auf ähnliche Kräfte zurückzuführen, wie die Ursachen der Druckschieferung und Pressung.

Die Metamorphose ist im Vordevon stärker und nimmt gegen O zu. Die älteren hydrothermalen Verquarzungen und Quarzgänge sind hauptsächlich auf den Südrand des Rheinischen Schiefergebirges, auf Vordevon und älteres Unterdevon, einschließlich Hunsrückschiefer, beschränkt. Das beweist, daß die umwandelnden Vorgänge, wie z. B. die Serizitisierung, seit der kaledonischen über die varistische Faltung hinaus bis in das Tertiär hinein das Gebiet schwächten und zeitweise in Bewegung hielten (Saar-Nahe-Senke, permischer Vulkanismus, tertiäre Nachbrüche).

Da die Schichten des Unterrotliegenden am Südrande des Hunsrücks diskordant und ungestört unmittelbar auf den stark abgetragenen Falten des Devonkörpers ausgebreitet sind, muß die Faltung in unserm Gebiete vorpermisch sein. Genauer läßt sich die Zeit der Faltung unter Tage bestimmen an der Auflagerung des Oberkarbons des Saarbeckens auf den Devonfalten; sie hat sich dort als postkulmisch und zwar mittel-oberkarbonisch erwiesen.

e) Palaeovulkanische Eruptivgesteine im Gebiete der unteren Saar und ihre Bedeutung für die Oberflächengestaltung.

Die in der jüngeren Devonzeit eingetretene Bodenunruhe machte sich bei uns auch in submarinen Lavaergüssen bemerkbar, die im Rheinischen Schiefergebirge oft plattenförmig zwischen den Meeresablagerungen eingeschaltet sind. So ist im Bereiche des Hunsrückschiefers das Unterdevon, besonders im Gebiete der unteren Saar, Ruwer und Dhron, von zahlreichen (etwa 300) kleineren palaeozoischen Diabasergüssen durchbrochen, die also jedenfalls jünger

als Unterdevon, vermutlich doch präkarbonischen Alters sind. Das basische Material, das hier einst in schmelzflüssigem Zustande empordrang und in Gängen, Stöcken und Lagern erstarrte, ist in den umgebenden Hunsrück-Tonschiefer eingeknetet und hat diesen in Kontaktzonen metamorphisiert. Oberflächlich meist zu kalkspatreichem Grünstein verwittert und aus ihrer weicheren [4]) Umhüllung infolge Abtragung herausgeschält, machen sich die Diabaskuppen im Gelände als kleinere und größere, größtenteils bewaldete Erhebungen bemerkbar. Solche Inselberge, die hier wie die Quarzitrücken zugleich als Härtlinge mit scharfem Absetzen aus ihrer flachen Umgebung herausragen, sind charakteristische Reste der Endrumpfflächen (Rumpfrestberge L. 417 II). Während sie vielfach örtlich unregelmäßig verteilt kein bestimmtes Lagerungsverhältnis erkennen lassen, ordnen sie sich an anderen Stellen (besonders zwischen der unteren Saar und Ruwer) in mehreren Zügen deutlich dem SW—NO-Streichen der devonischen Gebirgsschichten unter. So verläuft im W ein Zug von der Saar bei Kanzem in der Richtung nach Trier über Kommlingen, Merzlich, Feyen, Olewig durch das Aveler-Tal über Kürenz zum Grüneberge. Ein anderer beginnt hauptsächlich nördlich Saarburg und setzt sich dann nach NO über Pellingen, Olmuth und jenseits der Ruwer nach Oberfell fort.

Diese untermeerischen Ergüsse von gelblichen kieselsäurereichen (porphyrischen) und dunklen, kieselsäurearmen (basaltischen) Laven und vulkanischen Tuffen hingen wohl mit stärkeren Absenkungen einzelner Krustenteile zusammen, die dann auch zu Druck- und Zerrungsklüften führten.

2. Das Oberkarbon und Rotliegende der Permo-Karbonscholle der westlichen Saar-Nahe-Senke.

Die Permo-Karbonscholle des Saar-Nahe-Hügel- und Nordpfälzer Berglandes lagert in einer Geosynklinale am Südrande des Rheinischen Schiefergebirges, deren Mulden-

4) Die Ausdrücke „hart“ und „weich“ werden hier nicht im physikalischen, sondern im morphologischen Sinne gebraucht. Sie beziehen sich auf die geomorphologische Wertigkeit des Gesteins, also auf seine Widerständigkeit gegen jede Form der Verwitterung und Abtragung (Zusammensetzung, Festigkeit, Zerklüftung, Lagerung, Wasserdurchlässigkeit).

charakter morphologisch in unserm Gebiete zwar nicht mehr in Erscheinung tritt, aber in ihrer Uranlage und im geologischen Aufbaue der Schichten noch deutlich zu erkennen ist. Die nachstehende Abb. 3 zeigt einen geologischen Querschnitt durch den asymmetrischen Bau der Saar-Nahe-Senke von der nördlichen Anlagerung auf den stark abgetragenen Devonfalten nördlich Nonnweiler nach SSO durch den Lothringisch-Pfälzischen-Karbonsattel und die große Südliche Randüberschiebung am Hauptsprung bis Ober-Würzbach. Die Schichten sind deutlich gefaltet, von Verwerfungen sehr zerbrochen und in der Überschiebungszone oberflächlich stark abgetragen.

Hier hatte sich, hauptsächlich während der Auffaltung des varistischen Gebirges und in der Folgezeit, zwischen der devonischen Hunsrückscholle und den kristallinen Gesteinen im Gebiete der heutigen Nordvogesen und der Haardt eine Senkungszone herausgebildet, die jetzt vorwiegend von oberkarbonischen und rotliegenden Sedimenten, sowie jungpermischen Melaphyr- und Porphyritergüssen erfüllt ist. Als Grabenmulde mit sinkender Tendenz (L. 414) und WSW bis ONO streichender Achse, stellte sie eine präoberkarbonische in varistischer Streichrichtung angelegte Geosynklinale dar, die durch nachträgliche Einbrüche und Senkungen zu ihrer heutigen Breite erweitert worden ist. So erscheint die Anlage der Saar-Nahe-Senke als eine parallele Einschaltung in den Verlauf des varistischen Bogens und bildet einen Teil des permokarbonischen intermontanen Senkungszuges im Inneren des Varistischen Faltengebirges. Ihre nordöstliche Fortsetzung läßt sich mit größeren Unterbrechungen weithin als Saar-Selke-, bezw. Saar-Nahe-Wetterau-Saale-Katzbach Senke durch die stark gestörten Formationen West- und Mitteldeutschlands verfolgen, obwohl dort jüngere Deckschichten ihre Grundform auf weite Strecken verhüllen.

Im W des Grabens treten in unserm Gebiete die Füllschichten (Oberkarbon und Rotliegendes) zuerst an der Saar zwischen Saarbrücken und Mettlach zutage. Dann breiten sie sich nordostwärts unter starker Vorherrschaft des Rotliegenden über die ganze Saar-Nahe-Senke aus, die im O, wo in ihr das Mainzer Tertiärbecken eingelagert ist, vom Rheintalgraben scharf durchschnitten wird.

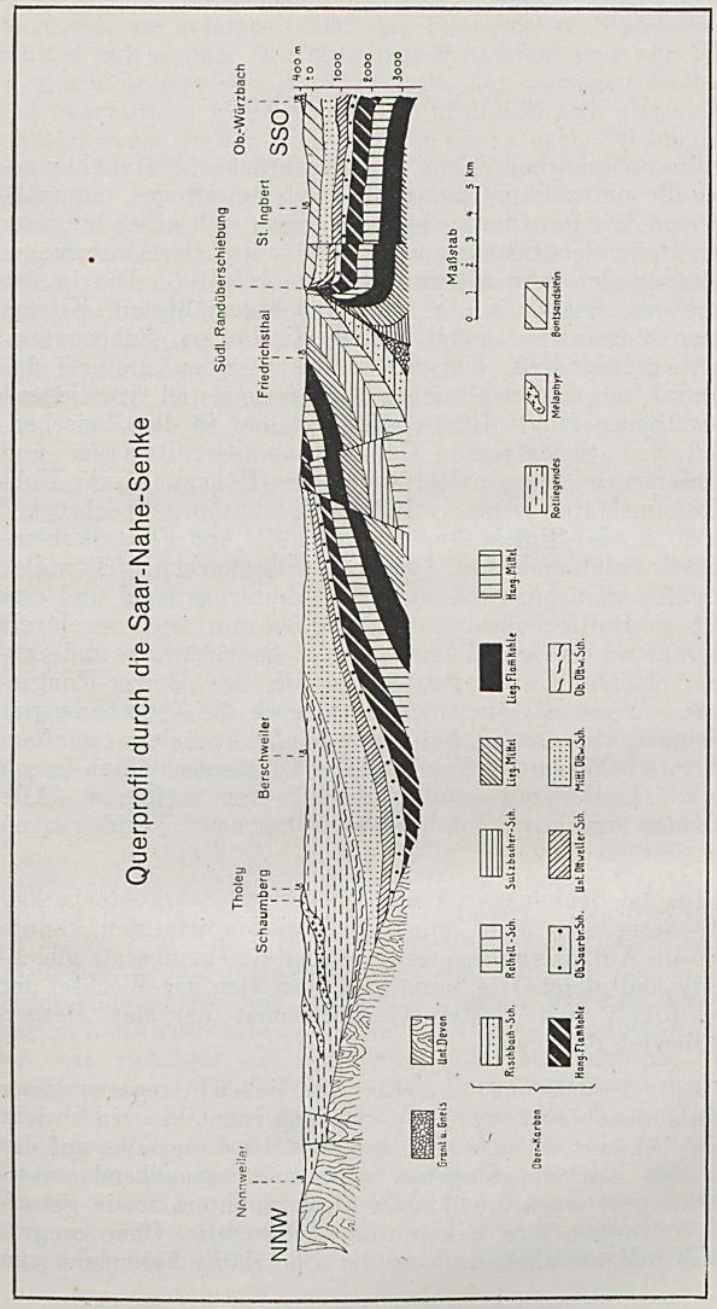

Querprofil durch die Saar-Nahe-Senke
NNW
SSO
Nonnweiler
Tholey
Schaumberg
Berschweiler
Friedrichsthal
Südl. Randüberschiebung
St. Ingbert
Ob.-Würzbach
400 m ± 0
1000
2000
3000
Maßstab
0 1 2 3 4 5 km
Grund u. Gerölle
Unt. Devon
Ober-Karbon
Rothbach-Sch.
Hang. Flammkohle
Rothtl.-Sch.
Ob. Saarbr.-Sch.
Sulzbacher-Sch.
Unt. Ottweiler-Sch.
Liegend Mittel
Mittl. Ottw.-Sch.
Liegend Flammkohle
Ob. Ottw.-Sch.
Hang. Mittel
Rotliegendes
Melaphyr
Buntsandstein

Abb. 3.

a) Das Oberkarbon.

Das Oberkarbon bildet als Saarbrücker Steinkohlengebirge die untere Ausfüllung dieses Sammeltroges, der während der Zeit des Oberkarbon und Perm sich unter langsam fortschreitender Senkung mit festländischen Abtragungsprodukten der benachbarten Gebirge erfüllte. Die in der sumpfigen Senke infolge des feuchtgemäßigten Klimas üppige Vegetation (hauptsächlich Sigillarien, Sphenopteriden, Lepidodendren, Kalamiten, Pekopteriden) lieferte das Material zu den zahlreichen limnischen und vorwiegend autochthonen Kohlenflözen, die jetzt hier in den Zwischenlagen von Sandsteinen, Grauwacken, Geröllmassen und Schiefertonen eingeschaltet sind. Der Höhepunkt der Kohlenbildung fällt in das mittlere Oberkarbon (Saarbrücker Schichten oder Sigillarienstufe mit Fett- und Flammkohlengruppe), während im jüngeren Oberkarbon (Ottweiler Schichten oder Farnstufe mit Magerkohlengruppe) und erst recht im Rotliegenden die Kohlenflöze nur noch vereinzelt und schwach entwickelt erscheinen. Saarbrücker- und Ottweiler-Schichten sind getrennt durch das Holzer-Konglomerat. Weder die einzelnen Flöze noch die Zwischenmittel sind horizontbeständig. Sie keilen häufig aus oder vereinigen sich zu mächtigen Bänken. Nur die Tonsteinschichten lassen sich als Leithorizonte auf weite Strecken verfolgen. Alle Schichten sind heute durch Verwerfungen und Verbiegungen sehr gestört.

Da die Senkungsvorgänge im ganzen Saarkohlenbecken zwar stetig, aber nicht immer gleichmäßig erfolgten, konnte auch die Auffüllung der Geosynklinale nicht überall gleichmäßig und gleichartig sein. So erklärt sich der Wechsel der Mächtigkeit und Gesteinsbeschaffenheit der das Becken erfüllenden Sedimente.

Die Ausdehnung und die wirklichen Grenzen dieser Steinkohlenablagerungen im Saarkohlengebiete sind nicht genau bekannt. Ebenso sind wir über die Unterlage, auf der sich das Karbon ablagerte, noch nicht eingehend unterrichtet, weil mächtige jüngere Deckschichten, sowie gewaltige Störungen ihre Erkenntnis erschweren. Ohne orographisch und morphologisch an der Oberfläche besonders zum

Ausdruck zu kommen, tritt das Saarbrücker Steinkohlengebirge mit seinen flözführenden Schichten quer zur Saar in einem dreieckigen Zipfel zutage, der zwischen Forbach und Saarlautern ungefähr 20 km breit ist, sich allmählich verschmälernd in der Richtung der Senke nach NO hinzieht und in der Pfalz südlich Kusel unter den jüngeren Deckschichten des Rotliegenden untertaucht. Da das Karbon jedoch in dieser Verlängerung bald weiter nordöstlich in der doppelten Sattelkuppe des Königsberges (549 m) und Portzberges (562 m) in seinen oberen Teilen wieder emporsteigt und sogar noch im Lehmberg bei Münster am Stein wieder erscheint, können wir annehmen, daß es sich nach O unter dem Deckgebirge noch weiter fortsetzt. Westlich der Saar verschwindet das Karbon bald unter die lothringische Triastafel, ist aber in seiner südwestlichen Fortsetzung unter dieser Decke an mehreren Stellen aufgeschlossen. Nur die tiefere Lage, die zahlreichen Verwerfungen und die starke Wasserführung der Triasschichten bereiten dort dem Abbau der wertvollen Fettkohlen größere Schwierigkeiten. Noch weiter westlich haben neuerdings Bohrungen bei Pont à Mousson, Marlincourt und Atton im Moselgebiete das produktive Karbon in größerer Tiefe (500—800 m) angetroffen. Sogar bis in die Gegend von Toul und Epinal ist produktives Karbon im Untergrunde nachgewiesen. So erreicht nach unserer heutigen Kenntnis die Karbonablagerung im Saarkohlengebiete eine Länge von mindestens 180 km. Wie weit die unter das mächtige Rotliegende sich senkenden flözführenden Schichten nach N reichen, ist noch unbekannt. Festgestellt ist nur, daß am Nordrande der Senke erst das Rotliegende in verschiedenen Stufen unmittelbar auf das gefaltete Devon diskordant übergreift, an anderen Stellen an streichenden Verwerfungen schroff absetzt. Den Südflügel des Lothr.-Pfälzischen Haupt-Karbonsattels schnitt ein nachträglicher großer „Hauptsprung“ im Scheitel der N—S-Überschiebung ab und versenkte ihn in größere Tiefen. Darum hielt man bisher an diesem südlichen „Hauptsprung“, den wir richtiger als „Südliche Randüberschiebung“ bezeichnen, auch die Südgrenze des Bergbaues für erreicht, ohne daß wir bis jetzt wissen, wie weit sich das Karbon noch unter der Pfälzischen Trias gegen die Vogesen hin fortsetzt. Da jedoch das Saar-Nahe-Senkungsbecken in den späteren Phasen seiner Entwicklung nach N und S an Breite gewann und sich dort naturgemäß nur mehr jüngere Schichten ablagern konnten, dürfen wir annehmen, daß das Saarkohlen-

gebirge nur den mittleren Teil der Senke zwischen Hunsrück und Vogesen ausfüllt.

Die Mächtigkeit der abgelagerten Schichten des Oberkarbon und Rotliegenden wird auf 10 000 m geschätzt. Davon entfallen auf das Karbon allein etwa 5 000 m. Seine untere flözreiche Abteilung bildet die Saarbrücker Stufe, die flözärmere obere Abteilung stellen die Ottweiler Schichten dar (Abb. 3).

Die allgemeine Lagerung des Karbon im Saarbecken ist flach muldenförmig mit deutlicher Faltung nach SO, also einseitig vom Schiefergebirge hinweg mit gestauchter Südflanke, die dann an der großen schrägen Faltenüberschiebung in dem sogenannten südlichen „Hauptsprung" abgerissen ist. Wir sehen in dieser Südfaltung und Südüberschiebung eine Fortsetzung der bereits in früherer Zeit im Rheinischen Schiefergebirge angelegten Nord-Südbewegung, wie sie H. Scholtz schon 1930 nachgewiesen hat. Das Karbongebirge erscheint in dem durch den Bergbau aufgeschlossenen Gebiete unterirdisch als langes, ebenfalls nordöstlich streichendes Gewölbe, das man als Pfälzisch-Saarbrückisch-Lothringischen Kohlensattel, oder kurz als Pfälzisch-Lothringischen Hauptsattel bezeichnet und durch mehrere Spezialsättel quer gegliedert wird. Gerade diese bis zum Rheintalabbruch reichende etwa 180 km lange Aufwölbungszone hat im Saarlande die tiefsten Schichten, das produktive Oberkarbon, an die Oberfläche gebracht und im Bereiche des aufgebogenen Saarbrücker Hauptsattels schon früh einen regen Bergbau veranlaßt. Die anstehenden aufgeschlossenen Schichten der Steinkohlenformation gehören nur dem Nordflügel dieses nordöstlich streichenden Hauptsattels an, weil dessen Südflügel durch die nach N einfallende Randüberschiebung tiefer verworfen ist.

Eine größere Zahl von Querstörungen zerlegt das Saarbrücker Steinkohlengebiet in zahlreiche gegeneinander verschobene Schollen. Der Hauptsattel wird sowohl im NO wie auch namentlich im SW, besonders in Lothringen, von mehreren Nebensätteln begleitet und löst sich selbst in eine Reihe von mehr oder weniger parallelen Sätteln auf, von denen bald dieser, bald jener durch das diskordant aufgelagerte Deckgebirge empordringt und oberflächlich als Erhebung erscheint. Solche Spezialsättel bilden im O die Gewölbe des Königsberges (532 m) und Potzberges (562 m) bei

Altenglan, sowie des Höcherberges (521 m) und des Dudweiler-Wellesweiler Sattels (S. 59).

b) Das Perm (Unter- und Ober-Rotliegendes).

Der übrige Teil der Saar-Nahe-Senke ist hauptsächlich von den mehr als 4 000 m mächtigen Schichten des Rotliegenden ausgefüllt und stellenweise von permischen Ergüssen durchsetzt. Dabei entwickelten sich die tiefsten Rotliegend-Schichten ohne eine scharfe Grenze aus dem Oberkarbon, greifen aber weit über die liegende Steinkohlenformation hinaus und lagern im N größtenteils diskordant auf dem rheinischen Devonsockel.

Die Gesteine des Rotliegenden sind vorwiegend Trümmergesteine, Breccien, Konglomerate, Arkosesandsteine, Schiefertone und Letten mit schwachen, kaum abbauwürdigen Kohlenflözen und Kalken mit Toneisenstein-Konkretionen. Das Material zum Aufbau der Permformation lieferten hauptsächlich terrestrische Einebnungsvorgänge des varistischen Gebirges. Tektonische Einbrüche erleichterten das Zerstörungswerk. Die Schichten umfassen in unserem Gebiete das Unterrotliegende (Kuseler-, Lebacher- und Tholeyer-Schichten), sowie das Oberrotliegende (Soeterner-, Waderner- und Kreuznacher Schichten).

Das Unterrotliegende tritt in der Nähe der Saar unter der überlagernden Trias als schmaler Streifen hervor, der an Breite allmählich abnehmend sich ununterbrochen bis fast an die Nahe hinzieht und so eine geologisch scharf markierte Grenze gegen die Schichten des Unterdevon bildet. Es beginnt mit den Kuseler-Schichten, in denen die Steinkohlenbildung in Form schwacher Flöze noch ausklingt. Vorwiegend sind es aber rote und graue Konglomerate, Schiefertone und Arkosensandsteine. In den Steinbrüchen am Südhange des Litermont bei Nalbach sind die Konglomeratgerölle durch kieseliges Bindemittel zu glashartem Gestein verbacken.

Darüber folgen die Lebacher-Schichten mit braunen Sandsteinen und mächtigen grauschwarzen, dünn-

blätterigen Schiefertonen sowie schalig verwitternden Toneisensteinnieren, die sogenannten „Lebacher-Eier", in denen beim Zerschlagen meist organische Reste (Estherien, Ganoidfische, Koprolithen) sichtbar werden. Diese Toneisensteinknollen bilden die wichtigste Grundlage der ältesten Eisenindustrie an der Saar und wurden früher im Tagbau gewonnen, ebenso wie die Rot- und Brauneisensteine dieser Schichten und die Brauneisenstein-Sanderze aus dem Buntsandstein.

Die Tholeyer-Schichten bestehen hauptsächlich aus bunten roten und grauen Arkosesandsteinen, Quarzkonglomeraten und Schiefertonen mit eingeschalteten Eruptiv-Lagern und Decken.

Durch den vulkanischen Erguß einer riesigen Melaphyrdecke (Grenzmelaphyr) wurde die Bildung flözführender Karbonschichten völlig abgeschlossen und die Oberrotliegende Zeit eingeleitet, nachdem zahlreiche Porphyrit- und Porphyrvulkane entstanden waren, die ihre Lavamassen entweder oberflächlich ergossen oder auf ihrem Wege als große Lakkolithen aus Quarzporphyr oder Tholeyit bezw. Kuselit in der Decke stecken blieben.

So folgt über den Tholeyer-Schichten eine deutliche Diskordanz, die das Unterrotliegende vom Oberrotliegenden trennt. Die dann folgenden Soeterner- und Waderner-Schichten des Oberrotliegenden liegen hier überall diskordant auf dem Oberkarbon und Unterrotliegenden.

Am Ende des Unterrotliegenden wurde der Pfälzer Hauptsattel aus dem Saar-Nahe-Becken empor gehoben und dabei noch fast ohne Brüche von Eruptivmassen durchsetzt (S. 43). Damals quollen gewaltige Lavadecken stellenweise in mehreren Strömen übereinander aus der Erde, und zahlreiche Lagergänge drangen in das Nebengestein ein. So entstanden auch neben der riesigen Porphyrmasse des Nohfeldener Massivs kleinere Vorkommen bei Düppenweiler, Außen u. a. O. unseres Gebietes. Im unteren Primstale ragt die Quarzporphyrkuppe des Litermont noch mit 413 m Höhe aus der Terrassenlandschaft heraus. Die oberkarbonischen Schichten lagen damals bereits stellenweise zutage, und der Pfälzer Sattel war schon tiefgreifend abgetragen, sodaß wir eine intrarotliegende Einebnungsfläche annehmen dürfen.

Die Soeterner-Schichten enthalten vornehmlich basische Ergüsse ausgedehnter Porphyr-, Porphyrit- und Melaphyr-Einlagerungen und Decken; sie bestehen hauptsächlich aus braunroten Melaphyr-Konglomeraten und Porphyr-Breccien, sowie Tuffen und Sedimenten aus dem Materiale der kurz vorher gebildeten Eruptivgesteine. Auch in den nun folgenden Waderner-Schichten baut sich das Oberrotliegende noch vorwiegend aus Porphyr- und Melaphyrkonglomeraten sowie braunroten Sandsteinen auf, während seine obere Abteilung, die Kreuznacher-Schichten, hauptsächlich feinkörnige Sandsteine und Rötelschieferletten enthält, die den Gesteinen des Buntsandsteins sehr ähnlich sehen und oft damit verwechselt werden.

Die räumliche Verbreitung des Oberrotliegenden ist größer als die des Unterrotliegenden; besonders in der Prims-Nahe-Mulde greift es über verschiedene ältere Schichtglieder über, die vorher von tektonischen Bewegungen betroffen waren. In der Saar-Nahe-Senke füllt es ungefähr das Dreieck aus, welches durch die Nahe und die Linie Kirn-Münster bei Bingen begrenzt wird. Vom Saar-Nahegebiet aus greifen die Schichten des Oberrotliegenden westlich um den Hunsrück herum in das Moselgebiet ein, wo sie hauptsächlich die Trier-Wittlicher Senke erfüllen. Wir finden sie dort vor allem an der Basis des Einbruchsfeldes der Trierer Mulde und ihrer Fortsetzung.

Das Rotliegende bildet eigentlich auch hier den Abschluß der älteren Entwicklungsphase des deutschen Bodens; im Zechstein, dem oberen Gliede der Permformation, das in unserm Gebiete völlig fehlt, beginnt bereits ein neues Stadium.

c) Der permische Vulkanismus im Flußgebiete der mittleren Saar und seine Bedeutung für die Oberflächenformen.

Wie im vorigen Abschnitte angedeutet, treten in unserm Untersuchungsraume noch Formenelemente auf, die sich an vulkanische Gesteine knüpfen. Zwar gibt es im Gebiete der Saar keine vulkanischen Erscheinungen junggeologischen Alters, wie wir sie weiter nordöstlich, im Siebengebirge, im Neuwieder Becken und besonders in der Eifel erkennen. Hier

erinnern an diesen tertiären und diluvialen Vulkanismus nur jene feinen vulkanischen Sande, die bereits H. Grebe von der Vordereifel her über den Hunsrück und über das lothringische Muschelkalkplateau zwischen Sierck und Merzig verfolgt hat. Diese dunkeln Sande wurden von den Eifelvulkanen durch den Wind hierher transportiert und finden sich noch allenthalben namentlich in Ackerfurchen, in denen sie vom Regen aus dem zusammengeschwemmten Boden ausgewaschen und angereichert wurden. Sie verraten sich leicht durch ihr auffallendes Glitzern und enthalten viele Körnchen aus Magnetit, Augit und Hornblende. Weitere Zeugen dieser junggeologischen Vulkantätigkeit, die am Mittelrhein von so großer Bedeutung für die Entstehung der Landschaftsformen waren, suchen wir vergeblich im Saarlande.

Dagegen hat der permische Vulkanismus in unserem Gebiete bedeutende Spuren hinterlassen und zur Ausgestaltung der Oberflächenformen im Saar-Nahe-Gebiete sehr viel beigetragen. Er äußerte sich nicht nur in Oberflächenergüssen, sondern ein erheblicher Teil des Magmas blieb innerhalb der Sedimentdecken stecken und erstarrte hier als intrusive Massen. Dann wurde durch die Abtragung ein Teil der oberflächlichen Lavaergüsse zerstört und einige Intrusiv-Stöcke, -Lager und -Gänge von der sie umhüllenden Sedimentdecke befreit, so daß sie heute bloß liegen und uns in den Aufschlüssen einen tieferen Einblick in ihren Aufbau gewähren. Ihre räumliche Verbreitung zeigt eine auffällige Abhängigkeit vom geologischen Bau. Sie sind anscheinend aufgereiht an alten Bruchlinien, deren Fächerzone zusammenfällt mit dem Südrande des Rheinischen Schiefergebirges bezw. dem Nordrande des Oberkarbonbeckens (Nohfeldener Porphyrmassiv, Porphyr- und Porphyritstöcke bei Düppenweiler und Außen). Auf diesen Eruptivspaltenlinien sind hauptsächlich auch die Kupfer-Erzlösungen epigenetisch emporgestiegen, die den Erzbergbau bei Düppenweiler, Beckingen, Wallerfangen u. a. O. bedingten. Die Erscheinungen der Tektonik und des Vulkanismus gehen hier wohl auf gemeinsame Ursache zurück und lösten sich sowohl in dem tiefsten Senkungsbereich der Prims-Nahe-Mulde wie auch im Pfälzer Hauptsattel als Zone mit starker Aufstiegtendenz besonders aus.

Das durch den Vulkanismus zutage geförderte oder in die Deckschichten eingepreßte Material erstarrte zu den verschiedensten Gesteinen von kieselsäurereichsten Felsitpor-

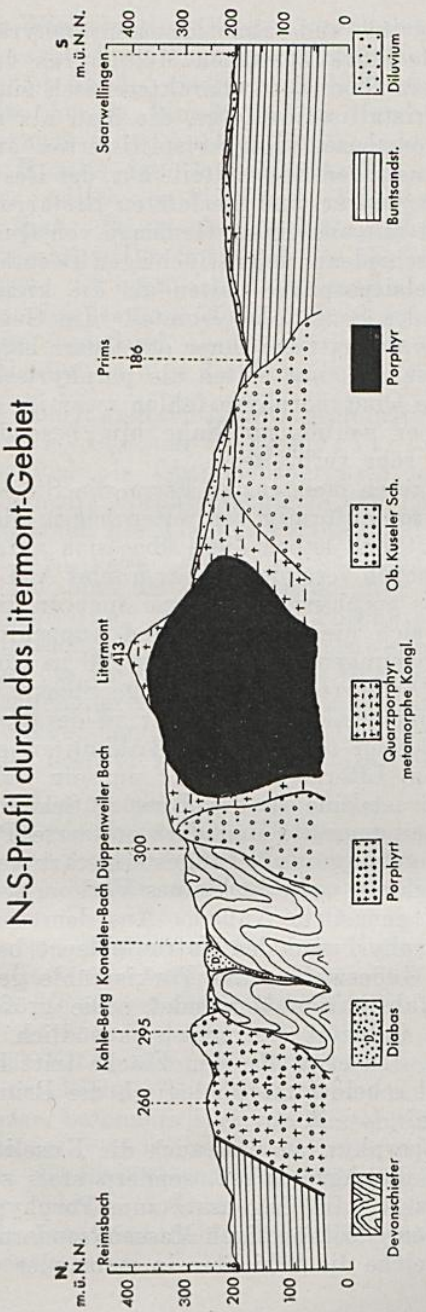


Abb. 4.

Der emporgequollene Porphyr-Pfropfen des Litermont blieb als Lakkolith im Untergrund stecken und ist bis jetzt oberflächlich nur wenig bloßgelegt. Die widerständigen kontaktmetamorphen Quarzporphyre und Porphyrite treten im Gelände als Härtlinge hervor. Der eingepreßte phyllitische Devonschiefer erscheint als Teil eines im Hunsrück-massiv verwurzelten nach S ausgestreckten Faltenfächers.

phyr über Porphyrite und abnorme keratophyrähnliche Kuselite bis zu den stark basischen Melaphyren der Tholeyite, die für unsere Gegend so charakteristisch sind. Bei der allgemeinen Kristallisationsfolge, die man als magmatische Differentation bezeichnet, kristallisierten aus dem Magma zuerst die basischen Bestandteile aus, der Rest wurde infolgedessen immer saurer, und die letzten Erstarrungsprodukte bestehen fast nur aus einem Gemenge von Quarz und Feldspat neben verschiedenen leichtflüchtigen Bestandteilen. Die Quarz- und Felsitporphyre gelten als die kieselsäurereichsten Gesteine des Saar-Nahe-Gebietes. Im Gegensatze zu den Quarzporphyren tritt bei ihnen der Quarz hauptsächlich als Grundmasse auf, nur selten als porphyrische Einsprenglinge. Echte Quarzporphyre fehlen zwar im engeren Saarlande, sind aber weiter zur Nahe hin, besonders bei Münster am Stein, sehr verbreitet.

Die Porphyre treten meistens in Form von Stöcken auf. Sie wurden also pfropfenförmig von unten her in die Deckschichten eingepreßt und haben diese über sich aufgebogen und kontraktmetamorph verändert. Zwar nimmt A. Leppla (L. 105) an, daß das porphyrische Magma auch an die Oberfläche drang und sich hier zu mächtigen kuppenförmigen und länglichen Erhebungen von mehr als 100 m Höhe auftürmte, die alsbald erstarrten. Aber einige Stöcke, wie der Litermont bei Düppenweiler, sind sicher in der Sedimentdecke stecken geblieben und hier als Lakkoliten erstarrt. Das Vorkommen am Litermont umfaßt nur ein Areal von kaum 1 qkm. Es ist eine in die Kuseler Schichten des Unterrotliegenden eingepreßte und dort erstarrte Porphyrmasse, in deren Umgebung das Nebengestein stark verquarzt ist. Ebenso zeigt sich ein weiteres kleines Vorkommen etwas nördlich davon bei dem Orte Außen. Aus dem zersetzten (kaolinisierten) Porphyr wird der Natronfeldspat besonders bei Düppenweiler, Güdesweiler und Türkismühle gewonnen und zur Porzellanfabrikation verwendet. Die größte Porphyrmasse unseres Gebietes erstreckt sich südlich Birkenfeld bei Nohfelden. In etwa 40 qkm Fläche tritt hier das Gestein zutage und scheidet morphologisch die Primsmulde von der Nahemulde.

Wie der Felsitporphyr, so sind auch die Kuselite nicht bis zur Oberfläche durchgedrungen, sondern stets schon in der Erdkruste erstarrt. Im Gegensatz zum Porphyr bilden sie aber keine großen, stockförmigen Massen, sondern relativ schmale Bänder, welche die Schichten in mehr oder weniger

spitzen Winkeln als Gänge durchbrachen oder als Lager nahezu parallel zwischen die Schichtflächen eindrangen. Sie finden sich in der Saargegend hauptsächlich im weiteren Umkreise von St. Wendel in den verschiedensten Schichten des Oberkarbon und unteren Rotliegenden. Am bekanntesten ist der Kuselit des Doppelkopfes Spiemont-Steinberg, den die Blies südlich von St. Wendel bei Oberlinksweiler durchbrochen hat. Er ist als Lagergang gleichförmig zwischen die oberen Ottweiler Schichten des obersten Oberkarbon eingedrungen. Gelegentlich findet man auch größere Karbonschollen gleichsam in diesem Eruptivgestein schwimmend, und diese sind dann, ebenso wie die unter- und überlagernden Schichten, infolge der Hitze stark verändert.

Die beiden anderen Eruptivgesteinstypen des Saarlandes, die Tholeyite und Porphyrite, treten als Intrusivgesteine und als Oberflächenergüsse auf. Als Intrusiva bevorzugen die Porphyrite gleich den Porphyren die Stockform, während die Tholeyite hauptsächlich als Lagergänge erstarrt sind. Die Porphyritstöcke sind etwas kieselsäureärmere Gesteine als der Felsitporphyr und halten sich in ihrer Verbreitung dicht an die Porphyrstöcke. Wir finden sie hauptsächlich nördlich Düppenweiler und bei Außen. Hier ragt die Porphyritkuppe des Horstes (415 m) weit über seine Umgebung empor. Von den intrusiven Tholeyitlagern ist der Schaumberg (571 m) bei Tholey das bekannteste und bildet die höchste Erhebung des Saarlandes.

Ihre Hauptbedeutung aber haben die Porphyrite und Tholeyite als lavaartige Deckenergüsse im sogenannten Grenzmelaphyr der Nahemulde. Dieser besteht aus hunderten von Metern mächtigen, mannigfach übereinander geflossenen Lavaströmen. Von den Intrusivmassen unterscheiden sie sich durch feineres Korn und blasige Hohlräume, die mit verschiedenen Mineralien ausgefüllt wurden und nun die sogenannten Mandelsteine bilden. Besonders sind die dunklen Melaphyrfelsen, die an der Nahe bei Oberstein und Kirn aufragen, als solche Melaphyrmandelsteine blasig ausgebildet. Die Blasenräume sind von chloritischen Substanzen, besonders aber von Kieselmineralien (Chalcedon, Quarz, Amethyst) teilweise oder ganz erfüllt. Diese Achatmandeln, die man ehemals in jener Gegend herausgewittert auf den Feldern und in der Nahe fand, haben die einst blühende Achatstein-Schleifindustrie von Idar und Oberstein ins Leben gerufen.

Die größte Verbreitung hat der Grenzmelaphyr außerhalb unseres Gebietes im südöstlichen Teile der Nahemulde, von einer Linie Birkenfeld - Namborn aus nach NO bis Kirn, Oberstein und Ilgesheim.

Der Vulkanismus im Saar-Nahe-Gebiete war nur von kurzer Dauer. Obwohl am Nordrande der Nahemulde die vulkanische Tätigkeit anscheinend schon etwas früher eingesetzt hat, haben wir im Unterrotliegenden noch kaum eine Spur davon. Zunächst drangen dann im Oberrotliegenden die Felsitporphyrstöcke in die Schichten ein. Sie fielen aber bald der Zerstörung anheim und lieferten das Material für die Konglomerate der Soeterner Schichten, über die sich dann die porphyritischen und tholeyitischen Laven des Grenzmelaphyrs ausbreiteten. Gelegentlich schalten sich Porphyrkonglomerte auch zwischen zwei Ergüsse des Grenzlagers ein, so z. B. bei Namborn und Heisterberg. Mit Beginn der Bildung der Waderner Schichten des Oberrotliegenden war aber der Vulkanismus in unserem Gebiete bereits erloschen.

Besondere morphologische Bedeutung haben die vulkanischen Gesteine unseres Gebietes dadurch erlangt, daß sie infolge ihrer relativ hohen Widerstandsfähigkeit durch die Kräfte der Abtragung allmählich aus ihrer leichter zerstörbaren Umgebung herausgeschält wurden und so heute überall, je nach der Form der Eruptivmasse, als rundliche Bergkuppen, langgestreckte Rücken oder als plattenförmige Hochflächen aus der tiefer abgetragenen Umgebung herausragen und schon von weitem deutlich erkennbar sind. Wo der sehr gleichmäßig ausgebildete Porphyr in größerer Fläche zutage tritt, wie z. B. in der Nohfeldener Gegend, verleihen die wenig gegliederten, breiten, rundlichen Kuppen der Landschaft ein ganz typisches Gepräge. Stärker sind naturgemäß die Höhenunterschiede, wenn eine kleinere Masse vulkanischen Gesteins rings von weicheren Sedimenten umgeben ist. So erhebt sich z. B. der Litermont (413 m) bei Düppenweiler um mehr als 150 m über die vorgelagerte Buntsandsteinfläche von Beckingen - Nalbach heraus (Abb. 4). Genauer wurden die permischen Eruptivgesteine der Saar-Pfalz von M. Schuster (L. 309) und A. Helmers (L. 229) untersucht. Im Saar-Nahe-Berglande bilden besonders die Porphyrite und Melaphyre die Grundlage der Hartsteinindustrie.

B. Der mesozoische Oberbau.

3. Die germanische Trias des Pfälzisch-Lothringischen Tafel- und Stufenlandes.

Zwischen Vogesen und Hunsrück liegt das paläozoische varistische Gebirgsfundament hauptsächlich infolge epirogenetischer Einmuldung unter den Schollen mesozoischer Deckschichten begraben. Diese ziehen unter schwachem westlichem Einfallen vom Ostrande des Pariser Beckens über die lothringischen Hochflächen in unser Gebiet, das sie nördlich im Senkungsfelde der Luxemburg-Trierer-Mulde, südlich in der lothringisch-pfälzischen Mulde (Nancy - Saargemünd - Hochspeyer) umsäumen und über den Pfälzerwald und die Haardt sich jenseits des Rheingrabens im schwäbisch-fränkischen Stufenlande fortsetzen.

Im N reichte die Trias ehemals als schmaler Saum durch den Eifelgraben bis zur Kölner Bucht und hat sich noch in einzelnen Buntsandsteinschollen in dieser Zone durch die Eifel erhalten. An der unteren und mittleren Saar greifen Buntsandstein, stellenweise auch noch Muschelkalk, lappenförmig auf Devon, Karbon und Perm hinüber, während im S des Saar-Nahe-Gebietes der Nordrand der pfälzischen Buntsandsteinplatte in varistischer Streichrichtung an der südlichen Hauptüberschiebung (Wellesweiler-Saarbrücken) scharf abbricht, wo auch die Permo-Karbonschichten tiefer verworfen sind.

Auch in unserem Untersuchungsbereiche treten die drei Abteilungen der germanischen (der kontinental-binnenmeerischen Fazies im Gegensatze zu der ozeanisch-alpinen) Triasfazies auf und zwar je nach ihrer vorwiegend sandigen, kalkigen oder mergeligen Beschaffenheit als: Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper. Sie sind für große Teile des Landschaftsbildes besonders bezeichnend.

Von diesen Triasgesteinen reicht der Buntsandstein am weitesten in das Untersuchungsfeld hinein. Er schlingt sich von der Saargemünd - Pfälzer Mulde im S nach W um Karbon, Perm und Devon nach N. Als schmales Band folgt ihm stufenbildend im W der Muschelkalk und zuletzt auf den Hochflächen der Keuper. Die Verbreitung veranschaulicht die geologisch-petrographische Übersichtskarte, Abb. 5.

Der Buntsandstein unsereres engeren Gebietes stellt also die Verbindung her zwischen dem der Westpfalz und jenem der Luxemburg-Trierer Bucht. Östlich von Saar-

brücken ist er auf dem Karbonsattel nur mehr in spärlichen Resten erhalten, während er in der Kreuzwalder Ebene den Sattelkern noch vollständig bedeckt. Nördlich davon greift der Buntsandstein über die Saar hinüber und dringt in der Primsmulde weit nach NO vor, wo ihn die Merchinger Muschelkalkplatte noch teilweise überlagert. Während er in diesen Gebieten karbonischen und permischen Ablagerungen aufliegt, greift er weiter nordwestlich an der Saar bei Mettlach auf den devonischen Taunusquarzit hinüber. Noch weiter nördlich umsäumt er als randnahestes Schichtglied die Luxemburg-Trierer Mulde zwischen Hunsrück und Eifel, zieht am Ardennenrande entlang, um dort schließlich auszukeilen.

Der Buntsandstein des Saarbrücker Hauptsattels setzt sich vom Warndt her nach O, wo er dem Rotliegenden des Pfälzer Sattels angelagert ist, bis an den Rand des Rheintales bei Dürkheim fort. Im S zieht er bis zum kristallinen paläozoischen Kerne der Vogesen hin, den er im W mantelförmig umgibt, um dann unter jüngeren Schichten unterzutauchen.

Gegen Ende des Oberrotliegenden war in der Hauptsache das Relief unseres Gebietes durch festländische Abtragung zur prätriadischen Rumpffläche eingeebnet. Die nun folgenden Ablagerungen des Buntsandsteinmaterials legten sich diskordant auf die abgeflachten Erhebungen des bloßgelegten Karbon und Oberrotliegenden sowie die abgetragenen Faltenrümpfe des Schiefergebirges. Völlig waren jedoch die Sättel und Mulden noch nicht ausgeglichen. Denn wie das obere Rotliegende weiter ausgreift als das untere, so zeigt sich diese Erscheinung auch beim Buntsandstein. A. Leppla (L. 105) hat nachgewiesen, daß am Südrande des Hunsrücks die älteren Stufen des Buntsandsteins von den nächst jüngeren in westlicher Richtung durch übergreifende Lagerung zugedeckt sind. Die Ursache ist wohl in der allmählichen Senkung des alten Rumpfgebirges zu erblicken. Dadurch wurden nämlich nach W hin immer größere Flächen unter den Meeresspiegel gebracht. Diese Senkung begann mit den Faltungserscheinungen am Ende des Oberrotliegenden. Da der untere Buntsandstein der Nordvogesen zeitlich die gleiche Bildung darstellt, wie die obersten Schichten des Oberrotliegenden (Kreuznacher Schichten) im Saar-Nahe-Gebiete und in der Wittlicher Senke, haben sich diese Bewegungen gegen Ende des Oberrotliegenden in Vogesen und Schwarzwald nicht geäußert;

denn dort liegt der mittlere Buntsandstein konkordant auf dem unteren.

In Mitteldeutschland begründete die ungestörte Aufeinanderfolge von unterem und mittlerem Buntsandstein eine Zeit der Ruhe, während damals das Gebiet der Saar und Nahe weiter nach W bis über das Karbon von Mons und Valanciennes hinaus, sowie auch ein Teil des Schiefergebirgsrumpfes selbst langsam unter den Meeresspiegel tauchten, dabei war die Bewegung in der Eifel schwächer und wuchs von O nach W.

Ob die Buntsandsteinsedimente das ganze linksrheinische Schiefergebirge einst überzogen, ist sehr zweifelhaft. Spuren der alten Bedeckung, die sich in Abrasionserscheinungen, Rotfärbungen der Unterlage und einzelnen Buntsandsteinresten zeigen, reichen zwar mehr als 10 km weit über die heutige Grenze des mittleren Buntsandsteins nach O hinaus, wo jedoch die prätriadische Einebnungsfläche kaum erhalten ist. Weiterhin über den Hunsrück ist eine ehemalige Buntsandsteinbedeckung nicht nachgewiesen. Der Hauptteil des Buntsandsteins ist kontinentaler Entstehung in Binnenbecken und sandbedeckten Niederungen, die größtenteils nicht dauernd unter Wasser standen, denen Flüsse beträchtliche Mengen von Sand und Geröll zuführten. Die im Wasser abgelagerten Tone durchziehen heute in dünnen roten, grünen oder gelblichen Tonschichten die Buntsandsteinbänke, die reich an unlöslichen Quarzkörnern und meist von Eisenoxyd rot gefärbt sind. Die armen Sandböden tragen vorwiegend Nadelholz, das Wahrzeichen unserer deutschen Mittelgebirge.

Der Untere Buntsandstein fehlt im Gebiete der mittleren und unteren Saar; als seine gleichaltrigen Äquivalente wollen einige Forscher die das obere Rotliegende abschliessenden Kreuznacher Schichten ansehen (L. 104, 164, 778). Unser Gebiet berührt er nur in der Saarpfalz, hauptsächlich zwischen Oberbexbach und Waldmohr, wo die Schichten infolge des Muldenbaues westlich der Linie Saargemünd - Contwig - Schopp aus der Tiefe auftauchen. Er besteht hier aus geröllreichen Lagen von weißen Quarzen und dunkleren Quarziten, feinkörnigen Sandsteinen und mürben Sanden, die den permo-karbonischen Schichten auflagern.

Der Mittlere oder Hauptbuntsandstein, der linksrheinisch als Vogesensandstein bezeichnet wird und im S unseres Gebietes, besonders westlich von

Saarbrücken, weit verbreitet ist, erscheint in zwei Abteilungen.

Die untere Abteilung besteht hauptsächlich aus geröllreichen, weißen, hellgrauen bis hellgelben dickbankigen. aber locker gebundenen devonischen Geröllen, stark abgerollten Brocken von Porphyren, aber auch granitischem Vogesenmaterial, wie wir es hauptsächlich auf der linken Saarseite zwischen St. Avold, Saarbrücken und Saarlautern gut verfolgen können. Dort verschwindet diese Abteilung auffälligerweise unter der Talsohle der Saar, anscheinend infolge des bereits zur Permzeit dort vorhandenen Querriegels Düppenweiler - Alsingen - Busendorf. Sie fehlt überhaupt weiter saarabwärts, weil wohl schon damals jenes Devongebiet etwas höher lag; deshalb konnten hier auch in der Folgezeit die jüngeren Schichten leichter abgetragen werden. Nördlich von Merzig keilt der Vogesensandstein zwischen Rotliegendem oder Devon und dem oberen Buntsandstein aus.

Die obere Abteilung des Hauptbuntsandsteins, die besonders an der unteren Saar und Leuk erscheint, ist frei von Vogesenmaterial, anscheinend weil Hunsrück- und Porphyrhöhen die Vogesengerölle zurückstauten. Sie besteht hauptsächlich aus rotbraunen Konglomeraten mit wenig gerolltem Schiefergebirgsmaterial und dünn geschichteten Sandsteinen. Diese eckigen Konglomerate von schuttartiger Beschaffenheit an der Sohle des Buntsandsteins an der Saar sind wohl als eine durch die Quarzitenge bedingte Uferbildung aufzufassen, die sich von den sonst ähnlichen Waderner Schichten nur durch ausgeprägtere Schichtung der Sandsteinlagen unterscheidet.

Dagegen treten in dem breiteren Buntsandsteinstreifen an der unteren Saar nach N zur Eifel hin die konglomeratischen Bildungen sowohl an der Sohle wie auch in den höheren Schichten zurück; der Quarzit als Geröllbildner lag hier wohl schon zu weit ab.

Die Mächtigkeit des mittleren oder Hauptbuntsandsteins (Vogesensandsteins) wechselt sehr in unserem Gebiete infolge der primären Höhenunterschiede der Auflagerungsfläche, vor allem wegen der damals morphologisch noch unausgeglichenen Randüberschiebung zwischen Saarbrücken und Wellesweiler. Dort beträgt sie im Gebiete des südlich unterschobenen Flügels in der Westpfalz 400 m, an

der mittleren Saar 300—350 m, unterhalb Merzig nur mehr 70 m, bei Trier 120 m, bei Kyllburg etwa 60 m. Sie nimmt also von SO nach NW stark ab; an der unteren Saar fehlen somit 200 m. Bei Sierck fehlt der mittlere Buntsandstein gänzlich infolge des devonischen Quarzitrückens. In dieser Richtung ist also ein Ansteigen des paläozoischen Untergrundes anzunehmen, der allmählich durch das Vordringen des Buntsandsteins zugedeckt wurde. Auch in der geringen Mächtigkeit bei Mettlach und Kastel kommt das rückenartige Emporragen des Taunusquarzits aus dem Buntsandstein deutlich zum Ausdruck.

Der Obere Buntsandstein, der hier als Hauptkonglomerat, Zwischenschichten und Voltziensandstein erscheint, zeigt in unserem Gebiete eine wesentlich geringere Verbreitung und erscheint meistens nur an den Steilhängen zwischen Vogesensandstein und unterem Muschelkalk. Sowohl zwischen Blies und Saar, wie auch zwischen Oberhomburg und St. Avold, tritt er plateaubildend auf. Die Zwischenschichten setzen sich aus Sandsteinen, Konglomeraten, Tonen und Dolomiten zusammen. Die Hauptmasse bilden aber Sandsteine in dicken Bänken.

Der relativ durchlässige, widerständige, daher stufenbildende Voltziensandstein (mit Pflanzenresten von Voltzia heterophylla) besteht aus feinkörnigen, tonigen und glimmerführenden, roten oder hellgelben und auch gefleckten dickbankigen Sandsteinen und erscheint hauptsächlich am Südrande der Kreuzwalder Ebene.

Morphologisch treten im Bereiche des Buntsandsteins an die Stelle der unruhigen wellig-kuppigen, stark zerschnittenen Formen des devonischen Grundgebirges und der permischen Ergüsse die langen horizontalen Linien, Ebenheiten, nur von schmalen Talfurchen unterbrochen, stellenweise Tafel- und Sargdeckelberge sowie einzelne Landstufen. Im mittleren Buntsandstein wechseln weiche und harte Schichten miteinander ab, so daß besonders in der Pfalz Stufen (Trifels-, Rehberg-, Karlstal- und Karneolstufe) mit eigenartigen Felsbildungen als Groß- und Kleinformen der Verwitterung und Abtragung entstehen. Der weiche obere Buntsandstein zeigt sich hauptsächlich tafel- und plateaubildend hinter den Steilhängen des Hauptkonglomerates. Ihm fehlen die schroffen Formen. Die Bäche verlaufen in seinem Bereiche in flachen Mulden, aber mit

dem Eintritt in den Hauptbuntsandstein setzen die engen unwegsamen Kerbtäler ein.

Beim Bau der ältesten Bauwerke Triers, verwendeten schon die Römer zu Hochbauten als Werksteine hauptsächlich die wetterfesten grobkörnigen, etwas kieseligen Sandsteine der oberen Abteilung des mittleren Buntsandsteins, besonders aus den Brüchen bei Zerf, Föhren und Salm, die Jahrtausende den Witterungseinflüssen widerstanden.

An den Buntsandstein ist im Saarlande auch alter Kupferbergbau geknüpft, wobei jedoch die Erzlösungen aus den gleichen Störungen wie die Porphyrstöcke aus der Tiefe stammen, z. B. Kupfererze bei St. Barbara und Bleierze bei St. Avold.

Der Muschelkalk zeigt in unserem Gebiete eine etwas andere Ausbildung als im übrigen Deutschland. Seine untere Abteilung ist nicht als Kalkstein, sondern wohl wegen der Nähe des westlichen Festlandes hauptsächlich noch als Muschelsandstein ausgebildet. Daß er nicht über die Grenzen des Buntsandsteins übergreift und auch Keuper und Jura immer mehr gegen Westen zurückbleiben, bezeugt, daß mit dem oberen Buntsandstein in unserem Gebiete die Meerestransgression aufhörte. Nur im W der Trierer Mulde setzte sich die im Buntsandstein begonnene Senkung des Ufergebirges fort bis in die Jurazeit hinein und veranlaßte ein Transgredieren des Meeres und seiner Ablagerungen. An der unteren Saar zeigt sich der seltene Fall, daß Taunusquarzit des Grundgebirges riffartig durch den gesamten Buntsandstein bis in den mittleren Muschelkalk aufragten (Vogelfelsen bei Saarhölzbach).

Der Untere Muschelkalk besteht hauptsächlich aus hellgrauen Tonmergeln und gelbgrauen Dolomitenbänken, die im Saargau zwischen der unteren Saar und Mosel, sowie nordwestlich von Saarbrücken mehrere Meter Mächtigkeit erreichen. Darüber folgt eine sandige Ausbildung des Wellenkalkes, die als Muschelsandstein bezeichnet wird. Diese Gesamtmächtigkeit beträgt im Gebiete der unteren Saar etwa 30 m, in der Trierer Bucht bis 60 m. Westlich von Saarbrücken steht der untere Muschelkalk meist nur in verhältnismäßig schmalen Streifen am Rande des Buntsandsteins an; er bildet stets eine deutliche Stufe beim Aufstieg zur Muschelkalkhochfläche. Westlich von Mettlach greift er über das Gebiet des Buntsandsteins hinüber und legt sich

unmittelbar auf die devonischen Quarzite ohne Änderung der Entwicklung. Das spricht dafür, daß er hier nicht ein Meeresufer, sondern nur eine Klippe vorfand. Östlich und südöstlich von Saarbrücken tritt der untere Muschelkalk in größerem Umfange plateaubildend auf, was wohl mit der hier vorherrschenden dolomitischen Ausbildungsweise und der flachen Lagerung zusammenhängt.

In die Mergel- und Schiefertone des Mittleren Muschelkalks, die eine Gesamtmächtigkeit von 40 m erreichen, ist vielfach Gips bis zu 6 m eingelagert (Champignonkulturen in den alten Gipsstollen bei Siersberg).

Die tonig weichen Schichten werden ebenfalls sehr leicht abgetragen und zeigen daher sehr flache Hänge im Landschaftsbilde. Darüber lagern meist die festen, klotzigen und dickbankigen hellgrauen Kalke und Dolomite des Oberen Muschelkalks mit steilen Böschungen stufenbildend. Darin werden die Trochitenkalke oft oolithisch durch Aufnahme von sehr kleinen runden, schalig aufgebauten Körnern (Oolithe). Die festen Kalke und Dolomitbänke, denen weichere mergelige Schichten zwischengelagert sind, bilden meist Hochflächen und ragen oft in der Landschaft als unfruchtbare Felsmassen empor. Die Mächtigkeit des oberen Muschelkalks beträgt an der Saar noch bis 30 m.

Im Gebiete der Nied bildet der obere Muschelkalk innerhalb der mesozoischen Schichten ein weiteres Plateau und erreicht seine größte Ausdehnung im Buschborner- und Fletringer Sattel. Infolge stärkeren Einfallens der Schichten erleidet das Plateau bei St. Avold eine wesentliche Einengung, verbreitert sich aber wieder in der Richtung gegen Saargemünd und bildet weiter östlich weite Flächen.

Der buntfarbige Keuper erscheint als eine im Durchschnitt etwa 130 m mächtige Schichtenreihe im Gebiete der Nied und enthält vorwiegend Mergel.

So beginnt der geringmächtige Untere Keuper mit dolomitischen Mergeln, über denen rote, grüne und bunte Tonletten, sowie dünne Bänke von feinkörnigen grauen Sandsteinen, gelben Dolomitbänken und Konglomerate lagern. Irrtümlich wurden von einigen Forschern an manchen Stellen die lockeren Schotter des unteren Keupers für diluviale Flußablagerungen gehalten. Mit dem starken Wechsel

der Beschaffenheit der Schichten ändert sich auch der Verwitterungsboden sehr erheblich, je nachdem er aus Mergel, Schiefertonen, Dolomiten oder Schottern hervorgeht.

Der Mittlere Keuper (Gips- und Salzkeuper), der bis 100 m Mächtigkeit hauptsächlich aus Schiefertonen und Mergeln aufgebaut ist, bildet ebenfalls infolge seiner Impermeabilität steilere Böschungen.

Der Obere Keuper (Rhät) mit seinen bunten, hauptsächlich rötlichen Schiefertonen, Mergeln und Quarziten ist spärlich vertreten und findet sich nur mehr auf den Hochflächen.

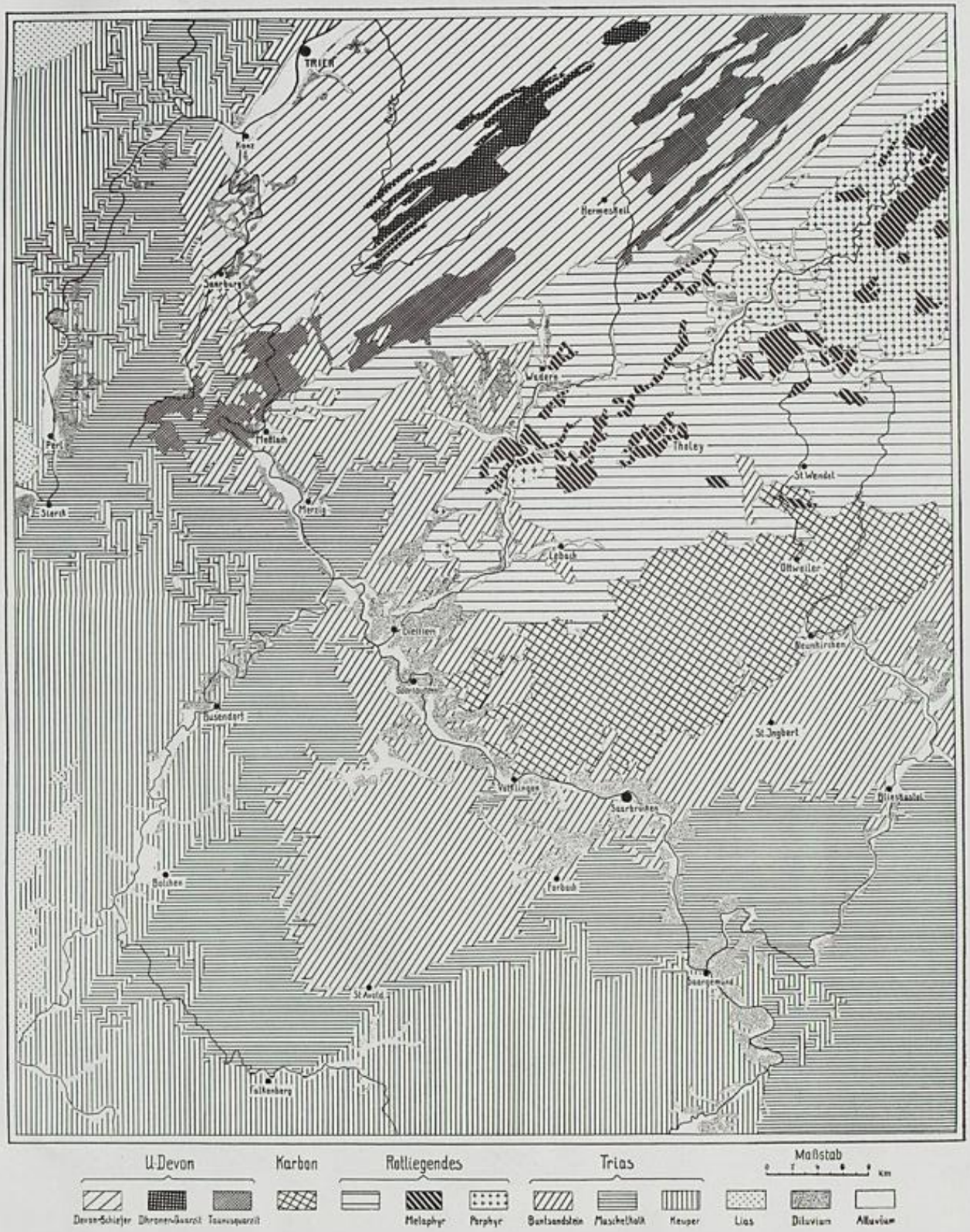
Aus der Verbreitung und Lagerung der Triasschichten in der Luxemburg-Trierer Senke läßt sich eine flache tertiäre Muldung nachweisen, deren Achse etwa in der Richtung Longwy - Bollendorf - Bitburg verläuft und sich an der mittleren Kyll oberhalb Kyllburg heraushebt. Die Triasschichten neigen von beiden Seiten unter sehr kleinem Winkel nach dieser Linie hin.

In dem stark zerstückelten Gebiete westlich von Trier sind Zerreißungen und Verwerfungen zahlreicher, als die geologischen Spezialkarten angeben. Mehr oder weniger parallele Störungen begleiten Ost- und Westrand der Trierer Talweitung. Die südlichen Randbrüche der Wittlicher Senke reichen bis an die Saarmündung, denn der Untergrund der breiten Talsohle der Mosel besteht auf der ganzen Strecke aus Oberrotliegendem. Auch nach Ablagerung des Tertiärs müssen in der Wittlicher Senke noch vertikale Bewegungen stattgefunden haben.

Ebenso machte sich im übrigen Teile unseres Gebietes bei den nachtriadischen Bewegungen der Einfluß der alten tektonischen Leitlinien wieder geltend. So weichen an den Rändern des mächtig aus dem Triasmeere aufragenden Taunusquarzits die jüngeren Störungslinien auseinander, andere vereinigen sich zwischen Saar- und Mosel.

Während sich im Inneren der Trierer Bucht später nur geringe Anzeichen schwacher Faltungen gegenüber den starken prätertiären Einbrüchen bemerkbar machten, läßt die lothringische Trias deutlich mehrere Sättel und Mulden erkennen.

Abb. 5. Geologisch-petrographische Übersichtskarte des Flußgebietes der mittleren und unteren Saar.



4. Strukturelle Züge und tektonische Leitlinien im Untersuchungsgebiete und ihre Beziehungen zum Bewegungsmechanismus der beiden Großschollen, des Rheinischen Schiefergebirges und der Saar-Nahe-Senke.

Daß uns heute auf dem verhältnismäßig engen Raume diese Mannigfaltigkeit an Gesteinen und Formen oberflächlich entgegen treten, verdanken wir hauptsächlich jüngeren tektonischen Bewegungen des Bodens, welche die Schichten größtenteils aus ihrer ursprünglichen Lage brachten, zerbrachen, teilweise auch gegeneinander verschoben oder in Falten legten.

Nach dem geschilderten geologischen Aufbau und der anliegenden Strukturkarte (Abb. 6) lassen sich in unserm Untersuchungsgebiete von N nach S hauptsächlich folgende tektonisch-strukturelle Elemente erkennen, welche im allgemeinen alten varistischen Hauptstrukturlinien des Untergrundes folgen, die bei jüngeren tektonischen Bewegungen wieder auflebten und auch morphologisch noch mehr oder weniger in Erscheinung treten, wie bereits in der geologisch-morphologischen Übersicht S. 16 angedeutet, verlaufen die Sättel und Muldenachsen allgemein in SW—NO-Streichrichtung.

1. Die Luxemburg-Trierer Mulde in der Moselachse setzt sich nach O durch den Moseltrog in der Wittlicher Senke fort und ist über die Lahn hinaus als Tiefenzone zu verfolgen.

2. Der Sierck-Hunsrück-Sattel stellt den Ausläufer der Taunus-Hunsrück-Wölbungszone dar, die sich infolge ihres Untertauchens nach SW in dieser Richtung entsprechend verschmälert. Morphologisch tritt er im Bereiche des Taunusquarzits besonders hervor, ist aber nicht allein durch das härtere Gestein, sondern hauptsächlich tektonisch bedingt, wie im weiteren Verlauf der Untersuchung nachgewiesen wird. Das devonische Hunsrückmassiv ist jedoch kein einheitliches Gewölbe. Der Großsattel baut sich vielmehr aus einer Reihe hintereinander gestaffelter Sattel-

zonen auf, von denen die Sattelaufwölbungen des Taunusquarzits besonders hervortreten. Vom Rheine her tritt der Taunusquarzit in breiter Front in den Hunsrück ein, löst sich aber gegen SW im Soonwald in einzelne Züge auf, die allmählich untertauchen und dann von einer zweiten Aufsattelung abgelöst werden, welche mit dem Idarwald und seinem parallelen Quarzitzuge beginnt. Beide Züge kulminieren in der Gegend von Hermeskeil im Schwarzwälder Hochwald und sinken dann gegen Saarhölzbach im Siercker Sattel allmählich nach SW ab. Diese Sattelzonen zeigen deutlich nach SO gelegte Falten, und im phyllitischen Devonschiefer bei Düppenweiler greift der Rand der Permo-Karbonscholle in die gestaffelten Faltenfächer der metamorphen Zone hinein. An seinem Südrande bricht der Sierck-Hunsrücksattel an einer ebenfalls WSW—ONO-streichenden Flexur innerhalb der Mettlacher Dislokationslinie ab. Letztere verläuft von der Mosel über Montenach - Kirsch in einer postriadischen Verwerfung, zieht über Nohn - Tünsdorf - Büschdorf - Saarhölzbach - Mettlach - Keuchingen und setzt sich am südlichen Abbruch des Schwarzwälder Hochwaldes zwischen Bergen - Sitzerath und dann gestaffelt weiter nach O fort. Ähnlich der Überschiebung des Saarbrücker-Hauptsattels im S, sind auch hier stellenweise die harten und starren Taunusquarzite auf die nachgiebigeren Hunsrückschiefer nach SO aufgeschoben.

3. Die Nied-Prims-Nahe-Muldenzone im Hunsrückvorlande, liegt bereits im Bereiche der ehemaligen Saar-Nahe-Senke und ist im S an den Lothringisch-Pfälzischen Hauptsattel mit seinen Spezialsätteln angelehnt. Im W geht die Primsmulde durch die Niedsenke in die Mulde von Kolmen-Kedingen über und verläuft im O weiter durch das Mainzer-Becken zur Hessischen Senke. Quer hindurch zieht die Nohfeldener Porphyrmasse, welche mit ihrer Achse die nach NO einfallende Nahemulde von der nach SW geneigten Primsmulde trennt.

4. Der Lothringer-Saarbrücker-Pfälzer Karbonsattel hat sich gleichlaufend in der asymmetrischen ehemaligen Saar-Nahe-Senke aufgewölbt, das steinkohlenführende Oberkarbon im Kern des Saarbrücker Hauptsattels an die Oberfläche gehoben und hier schon früh den Bergbau veranlaßt (Abb. 33). Generell stellt die Aufwölbung des Saarbrücker Hauptsattels eine nach SO übergelegte, im Scheitel zerrissene und überkippte Falte dar, deren

Südflügel an der großen südlichen Hauptüberschiebung (Saarbrücken - Wellesweiler) tiefer abgesunken und von Buntsandstein bedeckt ist. Ihre Achse taucht sowohl gegen NO wie auch gegen SW unter, wo sie vom Saarsprung plötzlich abgeschnitten wird. Wie Längsverwerfungen die Primsmulde umziehen, so begleiten ähnliche Störungen auch den Saarbrücker Hauptsattel, die wohl durch seine ständige Aufstiegstendenz verursacht sind. Die Karbonmulde wurde hier auf engeren Raum zusammengeschoben, gefaltet und teilweise herausgehoben. Im NO streicht die Wölbungszone durch das Pfälzer-Bergland, erscheint besonders in den aufgebuckelten Gewölben des Potzberges, Königsberges und Hermannsberges und ist über den Donnersberg hinaus sogar bis zum Rheine zu erkennen. Im SW machen sich parallel zum Saarsprung zunächst weitere große Verwerfungen bemerkbar, von denen diejenigen von Geislautern und von Felsberg die wichtigsten sind. (Vergl. nachstehende Tektonische Strukturkarte, Abb. 6.) Jenseits derselben löst sich der Lothringer-Hauptsattel, von Mulden begleitet, hauptsächlich in die Sättel von Mörchingen, Merlenbach und Buschborn auf und taucht unter die jüngeren Schichten des Rotliegenden, Buntsandsteins, Muschelkalks, Keupers und Juras unter. Als eigentliche Fortsetzung des Saarbrücker Hauptsattels nach SW muß der Merlenbacher-Sattel angesehen werden. Der sogenannte „Südliche Hauptsprung" (Saarbrücken - Wellesweiler - Oberbexbach) ist keine normale Verwerfung, sondern hat sich neuerdings als Überschiebungsfläche erwiesen. Infolge Rückdrehung der nach NW gerichteten Grundbewegung in den oberen Schichten, ist er hervorgegangen aus der Steigerung einer nach SO übergelegten Falte und kann nicht die Südbegrenzung des Karbonbeckens sein. Je mehr die Falte herausgehoben und über ihre Nachbarschaft vorgetrieben wurde, desto stärker wurde die Kraft zum Zerreißen und zur Überschiebung des hangenden über den liegenden Flügel, der hinabgedrückt erscheint. Die Fortsetzung zeigt sich im W jenseits des Klarentaler Sattels in der Überschiebung am Südrande des Merlenbacher Sattels in der Störungszone Kochern - Ebersweiler - Falkenberg.

5. Die Saargemünd-Pfälzer-Mulde zieht über Saargemünd durch das Landstuhler Gebrüch und die Kaiserslauterner Senke zum Rheine hin. Ihre Achse verläuft über Saargemünd - Gersheim - Mittelbach - Kontwig - Reifenberg - Schopp - Hochspeyer - Wattenberg zum Haardrande. Darin hat sich der von Forbach nach SW ziehende Mör-

chinger Sattel entwickelt, der die Lahndorfer Mulde von der Hauptmulde trennt.

Das stellenweise Untertauchen mancher dieser Sattel- und Muldenfalten sowie ihr Wiedererscheinen in weiterer Fortsetzung, besonders im Bereiche des Saar-Kohlengebietes, sucht H. Scholtz (L. 779) durch mechanisch-tektonische Überlegungen verständlich zu machen. Die Zusammenfaltung eines gerahmten Schichten-Paketes erzeugt nämlich nicht nur eine Längsgliederung in Sattel- und Muldenzonen, sondern gleichzeitig auch eine Art Querwellung, die zum Teil dadurch entsteht, daß die einzelnen Sättel und Mulden nicht wie beim Wellblech in gleicher Höhe nebeneinander herlaufen, sondern mit wechselndem Achsengefälle sich gegenseitig ablösen. Sie verzahnen sich also derart, daß häufig die Fortsetzung eines Sattelzuges sogar als Mulde erscheint. Die Sättel laufen wie im Hunsrück nicht horizontal, sondern formen langgespannte, tonnenförmige Gewölbe, die an ihren Enden untertauchen, um an anderer Stelle wieder zu erscheinen. Dieses wechselnde Auf- und Absteigen der einzelnen Sättel geht auch deutlich aus der Verteilung des Karbons und des Bergbaues an der heutigen Oberfläche hervor. Durch die Achsenschwankungen sind auch Höhenunterschiede geschaffen worden, die später jüngeren Schichten ungleiche Räume und Möglichkeiten zur Ablagerung boten. Eine weitere Folge dieses achsialen Wechsels ist die nachträgliche Bruchbildung. Denn in den gebogenen Faltensträngen entstanden nach und nach Druck- und Zerrungsklüfte, Spalten und Verwerfungen quer zum Falten- und Schichtstreichen, wie wir sie unter ähnlichen Verhältnissen auch in der vorgelagerten älteren Devonscholle des Hunsrücks beobachten. Solche Querverwerfungen als Schersprünge oder Zerrspalten entstanden besonders infolge des Dehnungsvorganges im Bereiche des Saarbrücker Hauptsattels während seiner Aufwölbung und gaben Eruptivschmelzen und Erzausscheidungen Gelegenheit zum Aufstieg.

Nach Struktur und Tektonik bestehen also zwischen Saar-Nahe-Senke und dem ihr vorgelagerten, etwas älteren, stabilen Devonmassiv so enge Beziehungen und gleiche Gesetzmäßigkeiten, daß die beiden Großschollen auf einen gemeinsamen Entwicklungs- und Bewegungsplan zurückgeführt werden können. Die Tektonik des Saar-Nahe-Beckens erscheint im allgemeinen als Fortsetzung der im südlichen Rheinischen Schiefergebirge bereits zu varistischer Zeit

angelegten NW-Grundbewegung, die sich nach und nach in der metamorphen Mobilzone aufquellend und fächerförmig spaltend, in den oberen Schichten der Südzone sogar umkehrend gegen SO, auswirkte. Entgegen dem Hauptteile des Rheinischen Schiefergebirges sehen wir seine Südzone nach SO gefaltet, überschoben, geschuppt und geschiefert. Da sich die Erscheinungen mit gleichen Auswirkungen auch im Saar-Nahe-Becken zeigen, ist seine Bewegungsweise wohl als eine Weiterentwicklung der bereits zur Zeit der varistischen Gebirgsbildnug im S der Rheinischen Masse erkennbaren Bewegungstendenz mit Südfaltung und Südüberschiebung aufzufassen. Zu den noch ausklingenden jungkarbonischen Bewegungen traten hier lediglich neue stetig wachsend hinzu. Denn die heutige tektonische Stellung des Untersuchungsgebietes wurde nach H. Scholtz durch das posttriadische Einsinken des Pariser Beckens im W und das folgende Emporsteigen der rheinischen Gebirge im NO bedingt. Das Saarland lag auf dieser Grenze, gleichsam dem Achsendrehpunkt der „tektonischen Schaukel" (H. Cloos) und erhielt so seine Höhenlage und neue Impulse zu seiner Gestaltung. Dabei herrschten wohl im Inneren der gesenkten Zonen (Pariser Becken) einengende Bewegungen vor, während sich in den oberen Schichten des gehobenen Gebietes (Rheinische Masse) allgemein Dehnungserscheinungen bemerkbar machten. So fallen die Schollen-Verbiegungen im Bereiche der Moselachse in der Luxemburg-Trierer Bucht und Wittlicher Senke noch in die paläozoischen Faltenrichtungen. Auch das Saarland liegt noch im Gebiete der Dehnungen. Aber die Stellung der jüngeren Verwerfungen, die sich als feine Indikatoren der Krustenmechanik erweisen, erscheint gegenüber der älteren entgegengesetzt infolge des weiteren Aufstiegs der Sättel bezw. Sinkens der Mulden. Die Brüche streichen nunmehr als dehnende Normalverwerfungen parallel den Sattel- und Muldenachsen. Zwar ist die Fortbildung der alten Faltung noch schwach wirksam, aber es überwiegen doch die neu hinzugekommenen vertikalen Impulse, die von den Verschiebungen mobiler Massen in der Tiefe getragen werden. Sie haben die junge Tektonik unseres Gebietes bestimmt, die Struktur und Höhenlage seiner Teile verursacht und durch jüngere oder wiederbelebte ältere Verwerfungen Erzlösungen in unserem Gebiete den Aufstieg ermöglicht, worauf die anfänglichen Grundlagen der Eisenindustrie des Saarlandes beruhen.

So läßt sich die Tektonik der Saar-Nahe-Senke in die Bewegungsvorgänge der varistischen Gebirgsbildung völlig einordnen. Ihre Kräfteauswirkung ist nur die Weiterentwicklung der bereits zu varistischer Zeit im südlichen Rheinischen Schiefergebirge begonnenen Bewegungstendenz. Beide Großschollen gehorchen denselben Gesetzmäßigkeiten und gehen in Bau und Bewegung auf denselben Beanspruchungsplan zurück.

Auch die oben geschilderten, größtenteils noch morphologisch ausgeprägten tektonischen Wellungen fügen sich harmonisch als Undulationen im Sinne H. Stilles in varistischer Streichrichtung dem rheinischen Undationssystem ein, dem Hunsrückschwelle und Saar-Nahe-Mulde als größere tektonisch-morphologische Einheiten des Großfaltenwurfes angehören.

Auf die gesetzmäßigen Verbiegungen der westdeutschen Gebirgsregion wies u. a. G. Wagner (L. 711) hin. W. Hartnack (L. 69) hat die Wellen weiter verfolgt und die erkannten Schwellen und Mulden des rheinischen Undationssystems in einer Skizze über vermutete Großfaltenzonen nach Blatt München der Internationalen Erdkarte (L. 735) als Einheit zu veranschaulichen und in Einklang zu bringen versucht mit dem ausdrücklichen Hinweis, daß es zur Erkenntnis des genauen Sachverhalts noch intensiver Kleinarbeit bedarf. Danach legen sich, größtenteils alten tektonischen Leitlinien folgend, Großfaltengürtel in regelmäßigem Wechsel von Aufwölbungen (Schwellen) und Einbiegungen (Mulden) wie die Wellen konzentrischer nach NW offenen Bögen um den rheinischen Schieferblock. Das ONO-Streichen dieser Wellenzüge hat zur Folge, daß östlich des Rheines alle Formenelemente gegen N verschoben erscheinen.

Diese regionalen Undationen (H. Stille), d. h. weitspannige Hebungen und Senkungen mit Sonderundulationen und Querwellungen, stellen einen Grundvorgang geologischen Geschehens dar. Das Fortdauern solcher Bewegungen und ihrer treibenden Kräfte müssen wir auch noch für die Gegenwart annehmen, zumal sie noch im Pliozän und älteren Diluvium wieder verstärkt wirksam waren. Daß diese varistisch streichende Großfaltung auf einer paläozoischen Anlage beruht, ist schon daran zu erkennen, daß die jungpaläozoischen Sammelmulden dieser Richtung folgen und die nordwestlichen und südöstlichen Schwellenkerne stratigraphisch und petrographisch einer verschiedenen Fazies angehören.

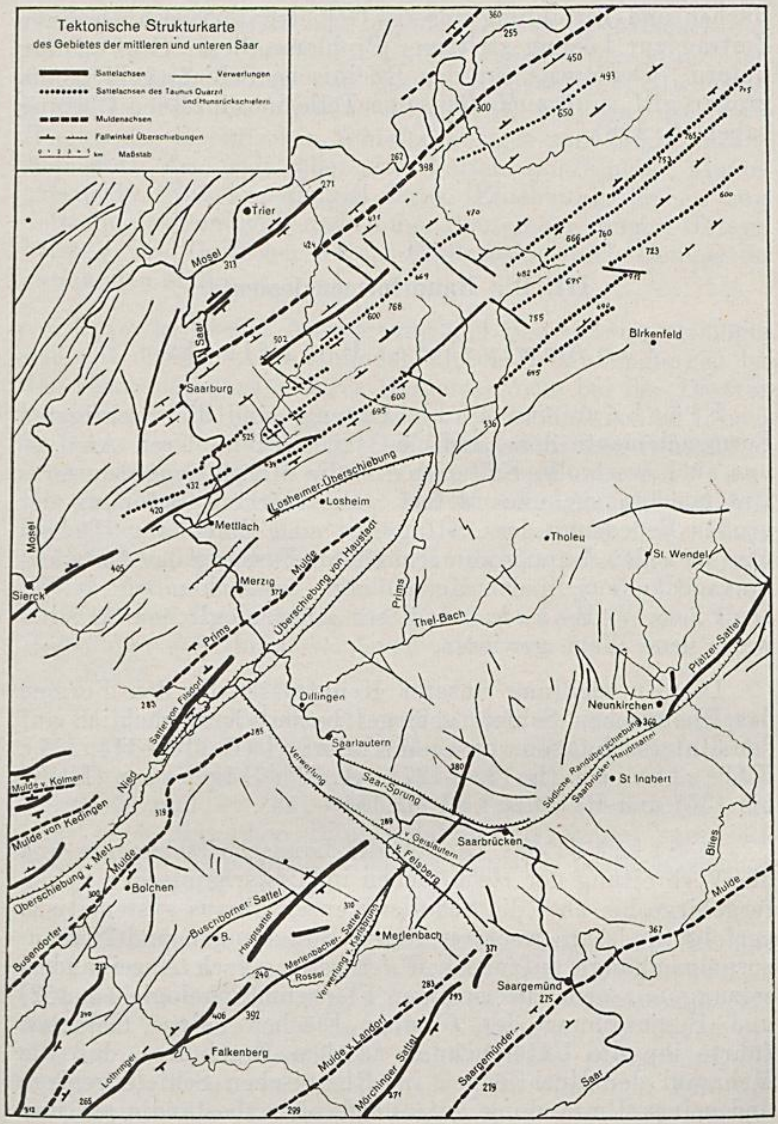


Abb. 6.

Die nachfolgenden Abschnitte über Analyse der Hochflächen und Talbildung unseres Gebietes dürften auch einen Beitrag zur Lösung strittiger Probleme dieser Großfaltung liefern. Denn was für das Rheinische Schiefergebirge im großen gilt, muß auch für seine Teile im einzelnen Geltung haben (S. 178).

III. Die Hauptformenelemente.

Zur Analyse der Hochflächen.

Flächen- und Talbildung sind die wichtigsten Formenelemente der Landschaftsgestaltung, deren Analyse uns auch wertvolle Kriterien für die Morphogenese unseres Untersuchungsgebietes liefert. Die stärkere Betonung der großen Bedeutung der Abtragungs- und Einebnungsflächen, wie auch den Impuls zur schärferen Fassung des Entwicklungsgedankens in der Morphologie, verdanken wir W. M. Davis; W. Penck hat dieser morphologischen Arbeitsweise neue Wege gewiesen.

Die Entwicklung unserer Kenntnisse von den Formen des Rheinischen Schiefergebirges basiert hauptsächlich auf den Untersuchungen von C. Mordziol (L. 110—114, 117), K. Oestreich (L. 122—127), A. Philippson (L. 132 bis 136) und R. Stickel (L. 151—153).

R. Stickel hat 1927/30 die Landschaftselemente und die Verbreitung der Hochflächen im linksrheinischen Schiefergebirge bis über die Schollengrenzen hinaus systematisch verfolgt und ihre wechselseitigen Beziehungen und Niveauzusammenhänge aufzudecken versucht. Nach Auseinandersetzung mit den Theorien der Flächenmorphologie (L. 152) und Beschreibung der fossilen Flächen seines Gebietes, führte ihn die Untersuchung zu dem Ergebnisse, daß die Mehrzahl der Hochflächen im Rheinischen Schiefergebirge und seiner Umrandung auffallend niveaubeständig ist und eine ganz bestimmte landschaftliche Stellung einzuhalten scheint, indem sie sich in drei in der Vertikalen aufeinanderfolgende Landschaftsformen einfügen, die er als Hochflächen der Rumpf- (= R-flächen), Trog- (= T-flächen) und

Hochtal- oder Flurterrassenregion (= F-flächen) bezeichnet. Als Randflächen scheidet er jene Hochflächen aus, welche von außen her in die Ränder des Gebirges eingreifen, ihnen entlang laufen und deren treppenartige Gliederung bewirken. Sein abschließendes Urteil (L. 153) über die Hochflächen des Rheinischen Schiefergebirges geht dahin, daß es sich dort um weit über die Faltenrumpfscholle hinausgreifende Flußverebnungen bezw. Einebnungsflächen handelt, die nacheinander und in den Pausen der jungen Heraushebung des Gebirges durch Flußerosion und Denudation entstanden sind.

Unter kritischer Auswertung und Beurteilung vermögen wir mit einigen Abweichungen diesen Gedankengängen bei der Flächenanalyse unseres Gebietes sowie bei der Darstellung unserer induktiv gewonnenen Beobachtungen zu folgen. R. Stickel unterscheidet im linksrheinischen Schiefergebirge hauptsächlich sechs verschiedene Niveau-Hochflächen, die er in drei Abteilungen gliedert, von denen die ältesten oben liegen. Entsprechend ihrer stockwerkartigen Anordnung teilt er so das paläozoische Rumpfgebiet restlos in obige drei Gruppen (mit je 2—3 Staffelniveaus) von Hochflächen auf und bezeichnet sie nach ihrer Höhenlage und ihrem relativen Alter von oben nach unten wie folgt:

1. Die Gruppe der Hochflächen der Rumpfregion (R 1, 2, 3), die als oberste Staffel nicht nur im Rheinischen Schiefergebirge, sondern auch im Saar-Nahe-Bergland und in der Luxemburg-Trierer-Triasmulde und zwar noch über dem Buntsandstein ausgebildet sein soll. Nach seiner Auffassung sind sie sämtlich postkretazischen bis prämiozänen Alters.

2. Die in die jüngste Rumpffläche eingesenkte Gruppe der jungmiozänen und pliozänen Hochflächen (Trogböden) der Trogregion, an der äußersten ausgeweiteten Talsohle mit sanfteren Gehängen, von denen die obere miozäne als Trogfläche mehrere Täler überspannt, die andere als Trogterrasse sich mehr dem einzelnen Tale anschließt. Diese Trogböden zeigen fast ungestört ein geringes Gefälle in der Richtung der Flüsse, liegen aber quer dazu ziemlich horizontal. Nach seiner Ansicht lassen sich beide aber nur im Rheinischen Schiefergebirge deutlich trennen und sind dort besonders in der Trogregion der sich

zum Gebirgsrande öffnenden Täler klar und deutlich zu erkennen.

3. Die Gruppe der Flurterrassen oder der pliozänen Hochtalböden und altdiluvialen Hauptterrassen der Hochtalregion. Sie dehnen sich hoch am Rande der Täler des Schiefergebirges aus und bilden eine oberste Gruppe der Flußterrassen, die sich vor den tieferen Talböden durch auffallende Breite sowie oft weite horizontale Erstreckung auszeichnen und eine auffallende Gliederung der Täler bewirken. Die Verebnungen dieser untersten Hochflächengruppe, meistens Bestandteile einer Terrassenlandschaft, sind manchmal auch von tektonischen Störungen beeinflußt und zeigen dann oft annormale Abstände.

Nach dieser allgemeinen Gliederung folgen also flußwärts von oben nach unten: Rumpfregion, Trogregion, dann die pliozänen und altdiluvialen Flurterrassen der Hochtalregion, und erst darunter erscheinen die jüngeren Flußterrassen des Tieftals bis hinab zur Talsohle.

Da die sich weit über das Schiefergebirge hinziehenden Hochflächen nach der Auffassung R. Stickels niveaubeständig sein sollen, sich in der gleichen Reihenfolge in den meisten Großschollen wiederholen und fast stets in Anlehnung an die Täler gegenseitig verzahnen, kann es sich nicht um Piedmontflächen W. Pencks (L. 595) handeln; sie werden vielmehr größtenteils als Einebnungsflächen zu erklären sein, die nacheinander in Pausen der Hebung auf relativ ruhender Erdkruste durch Flußerosion und flächenhafte Abtragung entstanden sind, nachdem die Abtragung und die Einebnung größer waren als die Hebung.

Die Untersuchung soll ergeben, inwieweit die Formelemente unseres Arbeitsfeldes den Beobachtungen R. Stickels im Rheinischen Schiefergebirge entsprechen.

Die S. 182 skizzierte Entwicklungsgeschichte unseres Gebietes wird zeigen, daß dieses im Laufe seines geologischen Werdeganges sehr oft sein Antlitz geändert hat. Darum soll hier zunächst untersucht werden, durch welche Kräfte und Vorgänge das heutige Relief hauptsächlich geworden ist, und welche Reste früherer Landformen noch in den gegenwärtigen zu erkennen sind. Beim Rückblick auf

den geologischen Werdegang der Landschaftsgestaltung kommen wir zu der Erkenntnis, daß es im wesentlichen doch drei Stadien der Entwicklung sind, denen unser Gebiet in der Hauptsache die Grundlagen seiner heutigen Oberflächenformen verdankt:

a) Die hier bereits im Devon beobachtete Bodenunruhe, welche zur wechselvollen Oberflächengestaltung führte, steigerte sich im Laufe der Karbonzeit immer mehr. Diese gebirgsbildenden Vorgänge erkennen wir zunächst im Hunsrückgebiete, wo präoberkarbonisch die ursprünglich flach gelagerten Devonschichten im Rahmen des Rheinischen Varistikums zusammengestaucht, in Falten gelegt und gehoben wurden. Gleichzeitig mit dieser Phase der varistischen Gebirgsbildung begann dann die sukzessive Entwicklung der Saar-Nahe-Mulde an seinem Südrande und hauptsächlich im Unterrotliegenden der Einbruch der Trier-Wittlicher Senke, sodaß beide als Sedimentationströge die Abtragungsprodukte aus den benachbarten Zerstörungszonen aufnahmen. Entgegen der kürzlich von W. Paeckelmann (L. 130) bei seinen geologischen Landesaufnahmen allgemein wieder vertretenen Auffassung, nach welcher den heutigen Oberflächenformen des Rheinischen Schiefergebirges vom genetischen Standpunkte aus ein paläozoisches Alter zukommen soll, hat die präpermische Landoberfläche keinen nennenswerten Einfluß auf das heutige von ihr unabhängige Landschaftsbild unseres Gebietes. Sie ist nur noch in einem schmalen Saume vor dem Buntsandstein- und Rotliegenden-Rande vertreten und ohne besondere Einwirkung auf die Entwicklung der heutigen Oberflächengestaltung. Nach J. Zepp (L. 168) sollen zwar auch noch am Rande der Buntsandsteinschollen in der Zone der Eifelkalkmulden große Reste der präpermischen Landoberfläche zutage treten und den Oberbau gestaltend beeinflussen. Im Laufe der morphologischen Erforschung der Großformen des Rheinischen Schiefergebirges ist jedoch die Frage der genetischen Beziehungen zwischen seinen Hochflächen und der präpermischen Landoberfläche oft untersucht worden. Die Mehrzahl der führenden Forscher, so auch Philippson (L. 132 bis 136), K. Oestreich (L. 122—127), O. Maull (L. 567). R. Stickel (L. 151—153) hat sich aber, wie auch die neueren geomorphologischen Arbeiten aus den übrigen Randgebieten, für eine Unabhängigkeit der heutigen Oberflächenformen des Rheinischen Schiefergebirges von der präpermischen Landoberfläche ausgesprochen. Wegen der großen Be-

deutung dieser Frage bei der Behandlung der morphologischen Probleme der Großformen des Rheinischen Schiefergebirges hat neuerdings auch K. L. Neumann (L. 774) vom geomorphologischen Gesichtspunkte aus diese verschiedenen Auffassungen nach eigenen Geländebeobachtungen eingehend überprüft und ist ebenfalls zu dem Ergebnis gekommen, daß die Unabhängigkeit der Rumpfflächen von der präpermischen Landoberfläche vorherrscht und als Regel für das gesamte Rheinische Schiefergebirge und seiner Randzonen gilt. Es erscheint daher abwegig, ihre geringen Reste in unserm Gebiete im Rahmen dieser Arbeit weiter verfolgen und auswerten zu wollen.

Aber schon gegen Ende des Perm hatten die exogenen Kräfte die Abtragung des Gebirges und die Ausfüllung der Senken nahezu erreicht; die Niveauunterschiede waren ziemlich ausgeglichen. Natürlich setzten die verschiedenen Gesteine den einebnenden Kräften auch ungleichen Widerstand entgegen, sodaß zwar keine völlige Ebene, aber doch eine fast ebene Fläche, also eine Fastebene oder Peneplain entstehen konnte. Durch terrestrische Abtragung einerseits sowie Ausfüllung und Aufschüttung anderseits, war so infolge der permischen Einebnung unser Gebiet am Ende des Paläozoikums zu einem prätriadischen Rumpfe mit sanftwelligem Relief von geringer Höhe über dem Meeresspiegel eingeebnet. Diese ziemlich einheitliche permische (oberrotliegende) Oberfläche wurde die Auflagerungsfläche der nun folgenden Buntsandsteinsedimente. Sie war im wesentlichen das Produkt einer relativ kurzen Denudationsperiode, in der die exogenen Kräfte fast ungestört an der Einebnung arbeiten konnten.

b) Eine weitergehende Einebnung unseres Gebietes war wieder nach einer Zeit relativer tektonischer Ruhe durch die subaerischen Kräfte hauptsächlich infolge festländischer Abtragung und Aufschüttung im Alttertiär erreicht. Diese alttertiäre Landoberfläche, die G. Braun (L. 418) 1916 unter der Bezeichnung „Germanische Rumpffläche" als Arbeitshypothese benutzte, setzte sich über die verschiedenen Formationen und Gesteine ausgleichend hinweg. Als Uroberfläche, aus der in der Folgezeit das gegenwärtige Relief herausgearbeitet wurde, ist sie für die Morphogenese unseres Gebietes von besonderer Bedeutung.

c) Als drittes Stadium fassen wir daher alle gestaltenden Veränderungen zusammen, die seit dem Jungtertiär die heutigen Oberflächenformen erzeugten.

Die gegenwärtige Oberfläche unseres Untersuchungsgebietes ist also hauptsächlich aus zwei fossilen Endrumpfflächen entstanden, deren Einzelformen erst seit dem Jungtertiär herausgebildet wurden. Demnach ergeben sich also relativ junge Entwicklungsstadien folgende drei Oberflächenbilder:

1. die permische (oberrotliegende) Einebnung,
2. die alttertiäre Einebnung als Uroberfläche der heutigen Landformen unseres Gebietes,
3. die jungtertiäre und diluviale Umgestaltung zur heutigen Oberfläche mit ihren Formenelementen.

Um für die Flächenanalyse eine geeignete Vergleichungsgrundlage zu gewinnen, erscheint es angebracht, zunächst die in unser Untersuchungsgebiet reichenden, am geologischen Baue als Abtragungsdiskordanzen erkennbaren fossilen Verebnungsflächen zu betrachten. Kriterien für das Vorhandensein einer alten Rumpffläche gewinnen wir leicht dort, wo jüngere Gesteine die Fastebene überlagern; dabei werden uns die Grenzgebiete beider Gesteinsarten die besten Aufschlüsse geben können. Darum erscheint es zweckmäßig, soweit es nach eigenen Beobachtungen und an Hand geologischer Karten möglich ist, innerhalb unseres Gebietes dem Verlaufe der Gesteinsgrenzen zu folgen und die Lagerungsverhältnisse festzustellen. Dabei gilt die Auflagerung als Kriterium für das Vorhandensein der alten Rumpffläche, während bei Anlagerung infolge Verwerfung die Zugehörigkeit zur ehemaligen Rumpffläche nur durch Vergleich mit benachbarten Auflagerungszonen festgestellt werden kann. Trotzdem wird man ein getreues Abbild der ehemaligen Rumpfflächen nicht rekonstruieren können, weil wir kein Maß für die Abtragungsvorgänge nach Enstehung derselben, also den Grad der Erniedrigung der gesamten Landform besitzen. Nur aus den höchsten Kuppen der unverletzten Landoberfläche wäre es möglich, die ursprüngliche Höhenlage des Ganzen zu folgern.

a) Die fossilen Flächen des Untersuchungsgebietes.

Für die geomorphologische Entwicklungsgeschichte unseres Gebietes sind von den fossilen Einebnungsflächen nur noch die prätriadische und besonders die alttertiäre Rumpffläche von größerer Bedeutung, während die mesozoische infolge ihrer Zerstörung kaum noch wirksame Spuren hinterlassen hat.

1. Die permische Einebnung als Basisfläche der Trias.

In unserm Untersuchungsgebiete verhüllt der Buntsandstein noch einen Teil einer festländisch gebildeten Einebnungsfläche, die ehemals weit über sein Verbreitungsgebiet hinaus gereicht haben muß. Sie war nicht erst infolge Abrasion in der Buntsandsteinzeit entstanden, sondern schon vorher vorhanden als Ergebnis terrestrisch-fluviatiler Abtragung des varistischen Gebirgskörpers und Zuschüttung der ihm benachbarten Senken. Es handelt sich also nicht um eine reine Abtragungsfläche, sondern zum Teil auch um die Oberfläche einer Aufschüttungsebene, sodaß man sie auch als Ausgleichsfläche oder mit W. Salomon (L. 636) als „Gleichgewichtsfläche" bezeichnen könnte. Als Korrelate ihres Bildungsvorganges erscheinen die mächtigen Waderner und Kreuznacher Schichten des Oberrotliegenden, in denen die konglomeratischen Gesteine nach oben allmählich abnehmen, in feinkörnige Sandsteine und schließlich in Schiefertone übergehen.

Die zu Beginn des Oberrotliegenden durch die orogenetische saalische Phase bewirkten Höhenunterschiede zwischen der Rheinischen Rumpfscholle und der Saar-Nahe-Senke waren gegen Ende desselben ziemlich ausgeglichen [5]). Die dadurch entstandene oberrotliegende Ausgleichsfläche, welche in unserem Gebiete nicht nur das Rotliegende, sondern auch das bloßgelegte Karbon des Pfälzer Hauptsattels und die stark abgetragenen Devonfalten des Hunsrücks überspannte, ist im wesentlichen zur Basis des Buntsandsteins geworden, dessen untere Konglomerate ihr unmittelbar meist ebenflächig und diskordant aufgelagert sind. An verschiedenen Stellen unseres Gebietes ist dieser prätriadische Rumpf als Denudationsterrasse und Quellhorizont wieder aufgedeckt, so besonders am Rande des Schiefergebirges, im Gebiete der unteren Saar, z. B. östlich Serrig, wo die groben Basiskonglomerate des mittleren oder Hauptbuntsandsteins [6]) unmittelbar dem Quarzit und Hunsrückschiefer diskordant aufliegen (Profile im Anhang).

---

5) Da sich in den Profilen des Nord- und Südrandes der Saar-Nahe-Senke keine entsprechenden Diskordanzen zeigen, kann sich die Pfälzische Phase der Orogenese hauptsächlich nur im Innern des Beckens abgespielt haben.

6) Als zeitliche Äquivalente des unteren Buntsandsteins der Nordvogesen, der hier wie eine stratigraphische Lücke fehlt, sind nach Leppla L. 104, van Werveke L. 164 und Wehrli L. 780 die obersten Schichten des Oberrotliegenden (Kreuznacher Schichten) anzu-

Ähnliche Auflagerungen zeigen sich in der Nordpfalz auf dem Rotliegenden, desgleichen im Gebiete des Karbon an der mittleren Saar, wo aber besonders Anlagerungserscheinungen des Buntsandsteins infolge der vielen Verwerfungen beobachtet werden können. Zahlreiche, unmittelbar dem Karbon, Perm und Devon aufgesetzte Buntsandsteinreste zeugen von der gewaltigen Ausdehnung der Buntsandsteindecke, die ehemals das Gebiet des bloßgelegten Pfälzer Karbonsattels, des Rotliegenden sowie des Devon überzog und geben uns Anhaltspunkte für ihre Höhenlage. Außerdem zeigen sich dort, mehr als 10 km über die heutige Ostgrenze des Buntsandsteins hinaus, Spuren seiner ehemaligen Verbreitung in Abrasionserscheinungen, Rotfärbung der Unterlage und in Buntsandsteinresten.

Im allgemeinen zeigt die wieder aufgedeckte Auflagerungsfläche des Buntsandsteins jetzt eine flache Neigung nach Südwesten, die größer ist als das Einfallen der Buntsandsteinschichten in jener Richtung, so daß wir auf eine sanfte Abdachung der permischen Rumpffläche nach SW schließen können. Die Auflagerungsfläche des Buntsandsteins auf dem Karbon ist wellenförmig (Erl. Geol. Sp., Bl. Saarbrücken), wie auch dort zu beobachten ist, wo der Buntsandstein noch ungestört lagert. Sie liegt nördlich Saarbrücken bis 340 m Höhe, senkt sich am Köllerbach auf 250 m, bis nördlich Völklingen auf 230 m, um östlich Buß auf 300 m anzusteigen und dann bei Saarlautern unter der Talsohle (175 m) zu verschwinden.

Völlig eben dürfen wir uns also die permische Peneplain nicht vorstellen, selbst wenn sie nachträglich von Dislokationen verschont geblieben wäre. Auch aus ihr ragten noch Rumpfhöhen als Härtlings-Restberge empor, zumal bei ihrer Bildung die verschieden widerstandsfähigen Gesteine dem Einebnungsvorgange nur ungleichmäßig folgen konnten. Das dürfte besonders im Bereiche des Taunusquarzits im westlichen Hunsrück der Fall gewesen sein, wo die Quarzithärtlinge an der unteren Saar zwischen Ponten und Serrig wieder aus dem Buntsandstein herausgeschält sind und ebenso weiter westlich bis Sierck durch den ungestört lagernden Buntsandstein und Muschelkalk hoch herausschauen. Weder die Buntsandstein- noch die Muschelkalkzeit hat es vermocht,

---

sehen. Da die mit den Faltungserscheinungen am Schlusse des Oberrotliegenden beginnende Senkung des Hunsrückgebietes sehr langsam erfolgte, konnte erst der mittlere Buntsandstein hinüber greifen und seine Sedimente ablagern.

die wetterbeständigen Quarzitriffe abzutragen, deren Reste heute noch bei Orscholz an der Saar säulenförmig die untere und mittlere Trias überragen (Vogelfelsen bei Saarhölzbach).

Übrigens hat die Transgression des Buntsandsteins diese prätriadische Rumpffläche schon nicht mehr ganz unversehrt angetroffen, sie war vielmehr stellenweise bereits verbogen und zerstückelt. Die Karbonscholle erfuhr nämlich kurz vor dem Übergreifen des Buntsandsteins in der Pfälzischen Phase eine posthume Faltung, wobei der Pfälzer Hauptsattel abermals herausgehoben und seine südwestliche Fortsetzung, der Saarbrücker Kohlensattel, unter das Triasmeer gebogen wurde. Über den Südrand des westlichen Hunsrücks transgredierten dann nach und nach immer höhere Schichtabteilungen der Trias in die flachen Mulden der leicht gewellten Fläche.

In der Merziger Mulde zeigt der mittlere Buntsandstein eine auffällig geringe Mächtigkeit gegenüber demjenigen in der Luxemburg-Trierer-Bucht. Es scheint also jener Teil der Nahe-Gebirgsscholle, in den sich die Merziger Mulde hineinlegte, damals noch relativ hoch gelegen zu haben. Vielleicht hat die Aufsattelung der Nohfeldener Porphyrmasse dem weiteren Übergreifen des Buntsandsteins auf die Nahemulde noch Halt geboten (L. 7). Ebenso fanden wohl die Buntsandsteinsedimente am Westrande des Hunsrücks infolge streichender Verwerfung ein steileres Ufer vor, gegen das sie anbrandeten und schroffe Quarzitfelsen herausmodellieren (L. 103). Nur in unvollständiger Entwicklung ihrer tieferen Schichten legte sich die Trias über den Orscholzer Quarzitriegel hinweg. Auch östlich des Saartales erlangte dort der Buntsandstein nur mehr geringe Mächtigkeit. Besonders an den Rändern der Luxemburg-Trierer-Bucht verrät die konglomeratische Ausbildung des Buntsandsteins, daß sich damals auch dort wohl infolge von Randbrüchen Steilufer befanden. Erst im oberen Buntsandstein erfolgte eine beträchtliche Vertiefung des beckenförmigen Ablagerungsraumes, verbunden mit einer Erweiterung nach NO, wo der obere Buntsandstein (Voltziensandstein) auf den mittleren übergreift und in die vorher vertiefte Wittlicher Senke transgredierte. Ein prätriadischer Graben querte die Eifel von S nach N und verband die Trierer Mulde mit der Kommerner Triasscholle (v. Bubnoff L. 766). So war überall das Übergreifen des Buntsandsteins auf die Permo-Karbonscholle des Saar-Nahegebietes und auf den Rumpfsockel des Schiefergebirges durch Einbiegungen, Brüche und Senkungen

bereits vorbereitet. Größere Schollengebiete blieben jedoch von der Triastransgression verschont. Aber die bedeutende Mächtigkeit des Buntsandsteins, sowie seine geröllreiche Natur beweisen, wie sehr diese Hochgebiete gleichzeitig einer intensiven Abtragung unterworfen waren. Wir folgern daraus, daß die oberrotliegende Einebnungsfläche außerhalb der vom Buntsandstein konservierten Gebiete einer raschen Zerstörung anheim fiel. Außerdem haben nachtriadische Krustenbewegungen Teile der von der Trias eingenommenen Gebiete durch vertikale Verschiebungen erneut in relative Tiefenlage gegenüber den sie umrandenden Schollen gebracht. Aber wie noch heute, blieben die einebnenden Kräfte ständig gegen die endogenen Vorgänge am Werke, um wieder neue Flächen- und Formengenerationen herauszugestalten. So werden sicher auch bald nach der austrischen Orogenese Einebnungen erfolgt sein, ähnlich wie Th. Wegner im nördlichen Sauerland eine cenomane Transgressionsfläche zu erkennen glaubt.

2. Die alttertiäre Einebnung als Uroberfläche der heutigen Flächenelemente und Landformen unseres Gebietes.

Die oben geschilderte prätriadische Rumpffläche wurde in der folgenden Trias- und Jurazeit sowohl durch Überdeckung mit Sedimenten, wie auch durch Dislokationen und Abtragung zerstört. Eine neue allgemeine Einebnung, die bisher von der Mehrzahl der Forscher noch als „präoligozän" angenommen wurde, hatte sich in der Kreide und im Alttertiär herausgebildet. In jener Zeit lag das Areal des Rheinischen Schiefergebirges und ein großer Teil seiner Randgebiete noch flachschildförmig als weitgespannte, sanftwellige Rumpffläche mit seichten Wasserlachen und infolge mangelnden Gefälles träge dahinschleichenden breiten Flußläufen in geringer Höhe über dem Meeresspiegel. Durch spätere, im Süden bereits im Frühtertiär (L. 132) einsetzende und heute noch ausklingende Hebung und wellenförmige Verbiegung ist das Rheinische Massiv erst orographisch zum Gebirge und zwar zum typischen Rumpfschollengebirge herausgestaltet und inzwischen zum heutigen Erosionsrelief zertalt worden.

Infolge des feuchtheißen Klimas waren die Gesteine jener alttertiären Landoberfläche einer intensiven Kaolinverwitterung unterworfen, sodaß die im Oligozän und Miozän hauptsächlich von Flüssen, flachen Lagunen und Binnenseen zusammengeschwemmten, gebleichten tertiären Quarze und

Tone heute eine ganz andere Beschaffenheit zeigen als die gewöhnlichen grauen Sande anderer geologischer Zeiten. Die sehr reinen Tone sind meist ganz weiß, manchmal gelblich oder rötlich, wechseln oft mit feinen, ebenfalls gebleichten weißen Sanden und färben infolge ihres Kaolingehaltes zwischen den Fingern leicht ab. In unserm engeren Untersuchungsgebiete sind zwar solche alttertiäre Restprodukte der Bleichverwitterung nicht mehr mit Sicherheit nachgewiesen. Diesbezügliche Angaben der geologischen Spezialblätter haben sich meist nicht als Alttertiär bestätigt; irrtümlich wurden auch zerstreute Milchquarze, besonders auf dem Hunsrückschiefer, als tertiäre Schotter angesehen (L. 103). Es sind jedoch auf den Höhen des Saargaues an der unteren Saar oberhalb Konz grobe verkieselte Quarzsande und Quarzkiese noch weithin zu finden. In der Nachbarschaft (Trierer Mulde [260—380 m], im Gebiete der Dhron [450 m]), besonders aber im Mainzer Becken (172 m) (Oligozän, Miozän) tritt Tertiär noch in größerer Verbreitung auf. Denn erst im Oligozän hob sich die Alpenkette endgültig heraus und drängte das Meer nach N, wo im unteren Oligozän die sich rasch vertiefende oberrheinische Senke entstanden war (L. 766).

Früher war man geneigt, in dem größten Teile der heutigen Oberfläche des Rheinischen Schiefergebirges noch die wieder freigelegte Auflagerungsfläche der permischmesozoischen Deckschichten auf den eingeebneten varistischen Faltenrümpfen, also die sogenannte präpermische Rumpffläche, zu erblicken, auf die W. Paeckelmann (L. 130 und S. 67) jetzt wieder zurückkommt. Diese war aber bereits im Alttertiär größtenteils zerstört und hatte neuen Verebnungen, ähnlichen Flachlandschaften in tieferem Nieveau Platz gemacht. Die Oberfläche dieser alttertiären Einebnung wurde vorwiegend aus Gesteinen der Trias gebildet, zwischen denen in einigen schon stärker gehobenen und tiefer zerstörten Schollen der gefaltete varistische Untergrund zutage trat. Erst spätere erneute Bodenbewegungen haben sie in einzelne Stücke zerlegt, die heute in verschiedener Meereshöhe liegen. Diese alttertiäre Landoberfläche sehen wir in den oberen Rumpfflächenresten (eozäne R 2 - Flächen Stickels) des Rheinischen Schiefergebirges, die sich im Hunsrückgebiete als die höchsten Flächenteile erhalten haben und heute infolge Hebung und Verbiegung eine Höhenlage von 600—700, in ihren Gipfeln sogar bis 800 m (Erbeskopf 816 m) erreichen. Die Teile

der unteren Rumpffläche des Hunsrücks (oberoligozäne R 1 - Flächen Stickels) ordnen sich einem tieferen Niveau ein, das ungefähr zwischen 425 und 600 m Höhe liegt. (Morphologische Karte Abb. 7, sowie Profile 5 und 8 der Abb. 29 u. 32). Aus beiden ragen hauptsächlich Quarzitrücken als Härtlingsrestberge empor. Die Rumpfflächen wären hier noch besser erhalten, wenn sie nicht sowhl durch diluviale Tiefenerosion nach allen Richtungen zerschnitten, als auch durch tektonische Bewegungen verbogen und zerstückelt worden wären. (Tektonische Strukturkarte Abb. 6.)

Die alttertiäre Einebnung hat ehemals auch weiterhin unser Gebiet überzogen und ist über die einzelnen Formationen ausgleichend hinweggegangen. Sie bildete somit die Ur- und Ausgangs-Oberfläche für die Herausgestaltung der heutigen mannigfachen jüngeren Flächen- und Geländeformen im Einzugsgebiete der mittleren und unteren Saar, die wir hauptsächlich erkennen in den aktuellen Verebnungen, also in den alttertiären Rumpfflächenresten, den obermiopliozänen Trogtalböden, den diluvialen Flußterrassen, sowie den Strukturflächen, Landterrassen und Ausräumungszonen unseres Gebietes, die noch näher betrachtet werden sollen.

β) Die aktuellen Flächen des Untersuchungsgebietes.

Bei der Untersuchung der in unserm Gebiete noch funktionierenden, also aktuellen Flächen, gehen wir zweckmäßig vom Rheinischen Schiefergebirge aus. Um einen umfassenden Überblick über die heutigen Hochflächen und den gesamten Formenschatz unseres Gebietes im Rahmen seiner weiteren Umgebung zu gewinnen, halten wir zunächst bei klarer Sicht Rundschau von der Plattform des Aussichtsturmes auf dem Erbeskopf (816 m), der diese höchste Quarzitkuppe des Hunsrücks und das gesamte linksrheinische Schiefergebirge um 24 m überragt. Rings umpfängt uns scheinbar eine weitgespannte, einförmige, flachgewellte, meist bewaldete Hochfläche, die weder den inneren Faltenbau verrät, noch von oben den Eindruck eines Gebirges macht, den man nur von den meist engen Tälern aus gewinnt. die den eingeebneten Faltenrumpf zerschneidend oft unvermittelt von den Hochflächen absetzen und der Schiefergebirgslandschaft ihr charakteristisches Gepräge geben.

Bei genauerer Beobachtung und Untersuchung können wir jedoch die Rumpfflächenreste in zwei Hauptniveaus ein-

ordnen, von denen das untere in rd. 500 m (prämiozäne R 1 - Fläche Stickels), das obere in rd. 650 m (präoligozäne R 2 - Fläche Stickels) Durchschnittshöhe liegt, aus dem Quarzithärtlinge bis über 800 m (Erbeskopf 816 m) herausragen. Obwohl das Profil dieser beiden Flächenniveaus im Streichen der varistischen Hunsrückwölbungsachse WSW bis ONO geradliniger erscheint und sich eine Verbiegung nach N und S auffällig bemerkbar macht, neigen sie sich doch auch allseits etwas nach den großen in sie räumlich eingehobelten Flußtrögen (Saar-Mosel- und Rhein-Trog), sowie nach der Prims-Nahe-Mulde, wo in diesen älteren tektonischen Einbiegungen bezw. Schwächezonen der Rumpfebenen von alten Gewässern die Trogflächen eingehobelt wurden. Diesen Rumpfflächen sind Quarzit-Härtlingszüge und Kuppen als Rumpfrestberge und Parallelrücken aufgesetzt, die in der allgemeinen varistischen Streichrichtung verlaufen. Das gesamte heutige Relief ist so hauptsächlich bedingt durch junge Hebung, Verbiegung, Aufwölbung, Erosion und nicht zuletzt durch den Gesteinswechsel.

Richten wir den Blick von unserer Aussichtswarte nach der weiteren Umgebung. Während ostwärts Idar- und Soonwald unsere Fernsicht zum Rheine hin beschränken, öffnet sich uns nach N ein prächtiges Panorama über die von der Dhron randlich zerfurchten Rumpfflächen, die von Dislokationen sehr betroffene Trier-Wittlicher Senke, den breit ausgeräumten Moseltrog mit den Terrassen des Moseltales bis hinüber zu der analogen Wölbungsschwelle der Eifel mit ihren gleichartigen Rumpfverebnungen.

Nach S gleitet unser Blick über die bewaldeten Quarzitrücken und Rodungsoasen der Rumpfmulden hinab auf die breite Prims-Nahe-Senke mit den Melaphyr- und Porphyritkuppen des Saar-Nahe-Hügellandes sowie die Muschelkalkplatte des Blieswestrich und die Landstuhler Bruchniederung hinweg zum Stufenlande des Pfälzer Waldes. Der Schaumberg (571 m) bei Tholey und der Donnersberg (687 m) ragen dabei besonders ins Auge fallend empor.

Nach allen Richtungen zeigt sich das gleiche bemerkenswerte morphologische Bild: zwar stufenförmige Anordnung, jedoch auch kontinuierliche Übergänge von Hochflächen, die sich größtenteils über dem gefalteten Gebirgsgerüst paläozoischer Gesteine, aber auch über den aufgelagerten und eingebrochenen Schollen des mesozoischen Deckgebirges ausbreiten. Diese Verebnungen, die hauptsächlich flächenhaft wirkender Abtragung ihr Dasein verdanken, sind stellen-

weise verbogen, nach den großen Flußtrögen hin weiter abgetragen und von jungen Nebentälern zerschnitten.

Verfolgen wir so westwärts in unser engeres Untersuchungsgebiet das Profil, so wandert unser Blick vom Erbeskopf hinab über Reste der oberen („präoligozänen") und unteren („prämiozänen") Rumpfflächen des Hunsrücks; wir betreten die Stufen des „altpliozänen" Flußtroges der unteren Saar, die im Tale eingelagerten diluvialen Terrassengruppen bis hinab zur Talaue und besteigen jenseits in W die Muschelkalkplatte des Saargaues, wo sich an der Wasserscheide Mosel- und Saartrog schneiden. So heben sich hier deutlich zwei Landschaftstypen voneinander ab: die Rumpf- und Trogflächen von den darin eingearbeiteten Terrassensystemen der Flüsse. Sowohl Hochflächen wie auch Flußterrassen stellen sich beim Studium mit fortschreitender Erkenntnis als immer verwickelter heraus. Es soll unsere nächste Aufgabe sein, diese Flächentypen in unserm Untersuchungsgebiete näher zu verfolgen.

1. Reste alttertiärer Hochflächen der Rumpfregion.

Wie oben dargestellt, schneiden allgemein im Rheinischen Schiefergebirge als typischem Rumpfgebirge sanftgewellte bis nahezu ebene Hochflächen die gefalteten Gesteine glatt ab. Diese Rumpfflächen der Rumpfregion repräsentieren die ältesten Oberflächenformen unseres Gebietes und sind das Ergebnis langer festländischer Abtragung bis auf die Nähe des Meeresniveaus. Erst nachträgliche Hebung und Verbiegung, die infolge Aufwölbung der Hunsrückachse im Oligozän begann und heute noch ausklingt, haben diese Einebnungsflächen in die jetzige Höhenlage gebracht, wie wir sie besonders auch im Hunsrückgebiet beobachten. Durch die wellenförmige ruckweise Heraushebung sind sie von den Rändern aus intensiv zertalt worden; so hat sich erst ein gebirgiges Relief herausgebildet. Besonders die großen Flüsse, wie Rhein, Mosel und Saar, haben ihre antezedenten Durchbruchstäler eingeschnitten und dadurch den zahllosen Nebenflüssen den Impuls zur weiteren Eintiefung verliehen. Die relativ verschiedene Höhe und Gestaltung der Rumpfflächenreste im Hunsrück mag vorwiegend wechselnd starker Hebung und Verbiegung, sowie der verschiedenen morphologischen Gesteinswertigkeit zuzuschreiben sein, denn es handelte sich anfänglich doch hauptsächlich um dislozierte Stücke einer ursprünglich einheitlichen Rumpffläche, die

jetzt als zwei selbständige, verschiedenaltrige Verebnungsflächen erscheinen, obwohl sie stellenweise noch ineinander übergreifen. Sie erheben sich völlig unabhängig über dem heutigen Entwässerungssystem und überspannten einst das ganze Rheinische Schiefergebirge und Nahebergland. Alle diese höchstgelegenen Verflachungen unseres Gebietes sind also Reste alter weit eingeebneter Flächen, die ehemals eine Landschaft mit ausdrucksloser Oberflächengestaltung überzogen, aus der sich aber schon zur Zeit der Bildung der höchsten R 2 - Fläche die widerständigen Gesteinshorizonte als Erhebungen bemerkbar machten. So ragten im Hunsrück die Quarzithärtlinge bereits aus dieser Urlandschaft mit Höhenunterschieden bis zu 200 m empor, ähnlich wie der Erbeskopf (816 m), der Potzberg (662 m) und die Porphyrkuppel des Donnersberges (687 m). Zur Zeit der Ausbildung der tieferen R 1 - Flächen gewann das Gebiet bedeutend an Reliefenergie, soweit die ältesten Flächenreste nicht aufgezehrt wurden.

a) Die obere Rumpffläche im Hunsrückgebiete.

Die höhere Rumpffläche des Hunsrücks, die R 2 - Fläche Stickels, durchschnittlich rund 650 m hoch gelegen, ist nur mehr in spärlichen Resten erhalten, knüpft an härteres Gesteinsmaterial an und reicht nur noch wenig in unser engeres Untersuchungsgebiet herein. Ihre Ausdehnung zeigt die morphologische Übersichtskarte Abb. 7. Sie hat hauptsächlich den Charakter einer Fußfläche der Quarzithöhen, insbesondere der Taunusquarzitzonen und greift nur randlich in den Quarzitrücken hinein. Deutlich zu erkennen ist sie noch an der Straße Hermeskeil - Nonnweiler, wo sie in 600—620 m Höhe eine ausgedehnte Hochfläche bildet. Mehr primär als durch tektonische Vorgänge bedingt, treten der Erbeskopf (816 m), der nördliche Kamm des Idar (758 m), sowie der Errwaldrücken (695 m) als Quarzithärtlinge beträchtlich aus dieser höheren Rumpffläche heraus. Nach S und W geht sie auch ohne Unterbrechung noch ausgleichend über den Buntsandstein hinweg. So liegen am Errwaldrücken Taunusquarzit und Buntsandstein in gleichem Niveau nebeneinander. Die höhere Rumpffläche des Hunsrücks muß also jünger sein als der mittlere Buntsandstein. In Analogie mit den höheren Rumpfflächen in anderen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges können wir demnach die Vollendung dieser Rumpffläche des Hunsrücks als weiter abge-

tragenen Teil der prätriadischen Landoberfläche als präoligozän, etwa eozän bezeichnen. Da sie im Süden fast an den Rand des Schiefergebirges reicht und als eine sich in die Landschaftsentwicklung harmonisch einfügende Fläche erscheint, sieht R. Stickel (L. 152) ihr Äquivalent in dem schmalen, tektonisch am stärksten gehobenen Teile der Nahe-Mulde, in dem Südteile der Grenzlagerplatte, sowie den ihr in der Gegend von Baumholder aufgelagerten Schichten. Dort erreicht sie in der Höhe bei Freisen 605 m über NN. Zu den gehobenen Resten dieser tertiären Landoberfläche gehört auch noch die vom Ringwall umschlossene Verebnung auf dem Donnersberge. Jedoch führt Stickel die Identität der sich berührenden oberen Rumpffläche des Hunsrücks und jener der Nahe-Mulde nicht nur auf Niveaugleichheit, sondern auch auf den unmittelbaren Flächenzusammenhang der tieferen, jüngeren Rumpffläche beider Gebiete zurück. Sie ist hier weniger gehoben und in den weicheren Gesteinen mehr abgetragen. Die Hochflächen unterliegen nämlich einem doppelten Zerstörungsvorgang. Einerseits werden sie durch Flußerosion zerschnitten, anderseits durch die Vorgänge der Quellmuldenabtragung in sich selbst abgeflacht und niedriger gelegt.

b) Die untere Rumpffläche des Hunsrückgebietes.

Die in rund 500 m Durchschnittshöhe gelegenen Hochflächenreste des Hunsrücks scheinen einer anderen Rumpffläche anzugehören (R 1 - Fläche Stickels). Wenn diese einer erstmaligen Pause in dem Hebungsakte des Gebirges entspricht, der im Oligozän begann, dürfte ihr Alter prämiozän, wahrscheinlich oberoligozän, sein (L. 132). Sie ist ebenfalls im Sinne der Hunsrückaufwölbung verbogen, grenzt an die Trogregionen der Flüsse und reicht besonders im SW in unser Gebiet hinein, wo sie infolge rückschreitender Erosion im W und S randlich bereits sehr zerschnitten ist. Nordwestlich von Taben rückt sie in Höhe von 500 m bis an das Saartal heran, während sie im Bereiche der Saar-Nahe-Senke weit von den Flußläufen zurückweicht. Da, wo sie über die weniger widerständigen Gesteine des Karbon und Rotliegenden hinüberzieht, liegt sie etwas niedriger als im Hunsrück. Flachkuppen in durchschnittlich 460 m Höhe deuten ihren Verlauf noch an. Ihre weite Ausdehnung ist auf der morphologischen Karte (Abb. 7) dargestellt. Wir haben in ihr eine nahezu ebene Fläche fast in der ganzen Breite des

Hunsrücks vor uns, die jedoch eine flache Aufbiegung im Bereiche der Hunsrückaufwölbung zwischen Mosel u. Nahe bis zur Saar hin aufweist und sich daher nach N und S etwas mehr absenkt. Während sich die Taunusquarzitzüge scharf aus dieser Rumpffläche herausheben, ragen im westl. Hunsrück die Rücken des Dhroner-Quarzits mehr schildförmig auf. Im östlichen Hunsrück greifen Guldenbach, Simmerbach und Hahnenbach, welche die Taunusquarzitzone als Nebenflüsse der Nahe durchbrochen haben, in diese Rumpffläche mit ihren Wurzeln ein. Im westlichen Hunsrück ist sie mehr gewellt. Ihre inneren Teile bilden Rumpfmulden. Dazwischen wölbt sich das Wasserscheidegebiet zwischen Mosel und der unteren Saar sanft bis zu 445 m Höhe auf; dagegen erscheinen die Bodenflächen der Rumpfmulden in 500—510 m über NN. Die Längsmulde der oberen Ruwer, deren Tiefpunkt bei Zerf in 490 m Höhe liegt, verliert sich mosel- und saarabwärts in der dort ausrandenden Rumpffläche, die westlich von Zerf und an der unteren Saar auch über Buntsandsteinschollen hinwegzieht. Weiter westwärts folgt ein relativ steiler Abfall dieser Rumpffläche zum Saartrog, der dort im Schiefergebiet nur noch in schmalen Rippen erhalten ist. Gerade im westlichen Hunsrück wölbt sich die Rumpffläche an der Saar-Mosel-Wasserscheide bis zu 560 m auf und quert in dieser Höhenlage die südlich vorgelagerten Quarzithöhen in Form von Rumpftalböden des Löster- und Wadrillbaches, die bei Nonnweiler und Wadrill in das scharf vom Hunsrück abgesetzte permische Vorland eintreten. Hier ist die Rumpffläche am Südrande des westlichen Hunsrücks an alten Randbrüchen und Flexuren gegen die Primsmulde etwas gehoben, während nach der mittleren Nahe hin die Rotliegenden Schichten ohne Bruchstufe dem Hunsrückschiefer ziemlich niveaugleich angelagert sind. Dort geht sie unmittelbar in die Nahe-Gebirgsscholle über und breitet sich auch über die wechselnden, petrographisch sehr verschiedenen Schichten der Nahe-Mulde aus. Hier scheint sich die Hunsrückrumpffläche streifenförmig in zahlreiche Flachrücken aufzulösen. Im Bereiche der aus Melaphyr- und Porphyritdecken bestehenden Grenzlagerplatte ist die Fläche noch gut zusammenhängend erhalten, wo sie 480—500 m erreicht. Wir folgen hier R. Stickel, der zuerst auf das kontinuierliche Übergehen der Rumpf- und Trogflächen von der rheinischen Rumpfscholle auf die Schollen der ehemaligen Saar-Nahe-Senke hingewiesen hat (L. 153). Jedoch sollen nach seiner Auffassung die tertiären Rumpfflächen nur tertiäre Wel-

lungen, aber keine nachträglichen Verbiegungen und Schiefstellungen erkennen lassen. Wir können dieser Ansicht nicht beipflichten und werden auch bei den nachfolgenden Terrassenuntersuchungen jüngere Tektonik nachweisen.

c) Die mio-pliozänen Trogflächen. Der Saartrog.

Die ältesten Oberflächenformen unseres Gebietes in der Rumpfflächenregion des Hunsrücks grenzen nicht unmittelbar an die diluvialen Terrassentreppen der eigentlichen Flußtäler, sondern sind zunächst umrahmt von den sanft geneigten Flächen der Trogregionen der Mosel, des Rheines, der Nahe und der Saar mit Prims und Blies. Diese durch Seitenerosion der tertiären Urflüsse in tektonisch vorgezeichneten, eingebogenen Schwächezonen der Rumpfebenen hineingearbeiteten Trogflächen (Hochtalböden C. Mordziols, Trogböden R. Stickels), in welche später die heutigen Flußtäler mit ihren Terrassen eingesenkt wurden, begleiten die Flußläufe, während die Rumpfflächen genetisch von diesen unabhängig sind. Sie erreichen im Gebiete der Saar eine Höhenlage von durchschnittlich 420 m über NN und zeigen allgemein flußabwärts, im Gegensatz zu den Flußterrassen, nur geringes Gefälle. Weil sie im allgemeinen im Rheinischen Schiefergebirge und seinen Randgebieten die untermiozänen Ablagerungen, sowie die verschiedenen Schollen glatt abschneiden und die älteste Flußterrasse als unterpliozän festgestellt ist (L. 132), kann die älteste Trogfläche hier frühestens jungmiozän sein.

Die Saar-Trogfläche zu beiden Seiten des Flusses (Abb. 7), von den Vorläufern der heutigen Saar und deren Zuflüssen in tektonischen Einbiegungen und Schwächezonen geschaffen, erstreckt sich vom Moseltrog saaraufwärts, südlich von den Rumpfflächen des Hunsrücks bedeutend verbreiternd, fast über das ganze Gebiet der mittleren Saar, auch über die Strukturflächen hinaus und geht im SO in den Nahetrog über. Dieselbe verbindet über alte Randbrüche hinweg Gebirge und Vorland miteinander. Ziemlich gleichmäßig überzieht sie ohne Unterschied die geschilderten Mulden- und Sattelachsen und gleicht so morphologisch den tektonischen Großbau unseres Gebietes aus. Einen guten Überblick über die vom Moseltrog aus nach S immer breiter ausladenden Saar-Trogflächen gewinnen wir von der Mariensäule auf dem Markusberge (380/330 m) bei Trier, vom Wasserturm auf dem Hosteberg (460/446 m) westlich Saar-

burg, vom Hindenburgturm (392/370 m) bei Berus, vom Winterbergturm (320/298 m) und vom Schwarzenbergturm (412/368 m) bei Saarbrücken, sowie vom Schaumbergturm (596/571 m) bei Tholey. Beim Wandern durch das Saartal ist es meistens der Trogrand, der die Horizontlinie bildet.

In der Rumpfregion des Schiefergebirges ist der Trog deutlich in die untere Rumpffläche eingehobelt und das Saartal unmittelbar in die Trogfläche eingesenkt, die im W auf den tektonisch sehr gestörten Muschelkalkschichten des unteren Saargaues in einem durchschnittlichen Niveau von 425 m bereits bedeutende Ausdehnung erlangt. Auf der rechten Saarseite hält sich die Trogfläche im Hunsrück ungefähr in der gleichen Höhenlage, ist aber im Quarzitengtale, wo die weit ausgedehnte untere Rumpffläche unterhalb Saarhölzbach fast bis unmittelbar an die Saar heranrückt, nur mehr als schmale Leiste erhalten. Im Siercker Sattel erreicht sie etwas größere Durchschnittshöhenlage, so bei Eft 430 m. Infolge junger posthumer Aufwellung der Hunsrückachse macht sich hier nämlich eine schwache rückläufige Neigung gegen die untere Saar hin bemerkbar, die besonders an der Mettlacher Flexurlinie deutlich in Erscheinung tritt. (Siehe Abb. 19 Terrassenprofile.) Über dem Quarzitengtal ist die Trogfläche noch deutlich als zweistufig zu erkennen, wo die untere Stufe in mittlerer Höhenlage von 420 m klar den Charakter einer Trogterrasse angenommen hat, indem sie wie die übrigen Flußterrassen enger dem Haupttal folgt und dessen Windungen mitmacht. Die obere Stufe zieht konstant in durchschnittlich 440 m Höhe gleichmäßig über Gesteine verschiedener morphologischer Wertigkeit, wie Quarzit, Trochitenkalk, Vogesensandstein und Voltziensandstein hinweg und erweist dadurch eindeutig ihre Entstehung als Flußverebnungsfläche der ältesten Phase des Gewässernetzes.

Flußaufwärts folgt der sich immer mehr erweiternde Trog der Saar in das Gebiet der ehemaligen Saar-Nahe-Senke über die Merchinger Muschelkalkplatte, die wohl hier als obere Stufe der Trogfläche anzusehen ist. Ihre etwas tiefere Lage (420 m) findet darin eine Erklärung, daß die Hunsrückscholle seit der Trogterrassenzeit etwa 50 m höher herausgehoben worden ist als die Nachbarscholle der Saar-Nahe-Senke und außerdem hier die Abtragung im allgemeinen leichter war. Südwärts greift der flache Saartrog im Bereiche der mittleren Saar immer weiter über die Buntsandstein- und Muschelkalkablagerungen hinweg (Abb. 7). Seine

breiten, flußwärts geneigten Flanken nehmen morphologisch ganz den Charakter zertalter Hochflächen an, aus denen Härtlinge emporragen. Zuweilen kennzeichnen hier auch lehmig-geröllige Ablagerungen und Schotter die Trogflächen unbedingt als fluviatile Einebnungsflächen.

Auch die größeren Nebentäler der Saar (Prims, Nied, Blies) sind durchweg auf dem Grunde trogartiger Verflachungen eingetieft, welche aber meist jünger sind als der Haupttrog; ein einheitliches genaues Alter kann diesen nicht gegeben werden. Es sind die ältesten flachen Hochtalböden, welche die erste Phase der Talvertiefung beendeten, bevor energische Tiefenerosion einsetzte, die jedoch in einzelnen Talstrecken zu verschiedenen Zeiten eintreten konnte. So überschneiden sich jetzt besonders auf dem weicheren Permokarbon zwischen Saar, Prims, Blies und Nahe die ehemals noch mehr zu ihren Spezialtälern geneigten Haupt- und Nebentrogflächen und sind zur weiten Trogverebnung verschmolzen, aus der die einzelnen Konturen nur mehr stellenweise hindurchschimmern. Hier ist die ursprüngliche Trogfläche nirgends mehr völlig erhalten, sondern durch die Saar und die ihr zuströmenden Seitenbäche vielfach zerschnitten, in dem relativ wenig widerständigen Material zerstört und in ein kuppiges bis sanftwelliges Berg- und Hügelland aufgelöst. Da die Fläche über Gesteine verschiedener morphologischer Wertigkeit hinweggreift, läßt sie sich nur im wesentlichen aus den ungefähr niveaugleichen, meist bewaldeten Flachkuppen in einer Durchschnittshöhe von 420 m rekonstruieren. Am deutlichsten treten die Grenzen der zerlappten Trogränder auf der Arbeitskarte nach Herausarbeitung der Höhenschichten über 400—420 m hervor. Vollständiger erscheinen die Trogflächen noch abseits von den Hauptflußadern, wo die Erosion erst begonnen hat, so am Südrande der unteren Hunsrückrumpffläche in der Gegend von Wadern und Tholey. Dort ragt der Schaumberg (571 m) als Härtling aus ihr heraus. Am stärksten ist die ehemals einheitliche Trogfläche in der Nähe der Saar aufgelöst, wo zahlreiche Nebenbäche sich tiefer in dieselbe eingeschnitten haben, so besonders nördlich von Saarbrücken. Von der unteren Prims zieht die größtenteils durch Abtragung erniedrigte breite Saartrogfläche südostwärts, besonders von Köllerbach, Fischbach, Sulzbach und Scheidterbach zerfurcht zum Blies- und Nahetrog hinüber. Ihre Relikte treten besonders noch am Litermont (413 m), Hoxberg (415 m), bei Walscheid (410 m) und südöstlich St. Ingbert (400 m) in

Erscheinung. Auch weiterhin im Nordpfälzer Bergland kommt dieser rezenten Flußverebnungsfläche große morphologische und landschaftliche Bedeutung zu. Abgesehen von einigen höheren Flächenresten am Höcherberg (518 m), Königsberg (549 m), Hermannsberg (539 m), Potzberg (562 m) und Donnersberg (687 m), wird die ganze Nordpfalz bis zum Rheintrog in rd. 400 m Höhe von der Trogfläche überzogen. Diese morphologisch, landschaftlich und verkehrspolitisch wichtige Trogflächen-Muldenzone, die in der Richtung der alten Saar-Nahe-Senke von der mittleren Saar südlich des Karbonsattels zum Rheine hinüber leitet und als Lothringisch-Pfälzisches Tor funktionierend am Schlusse dieser Arbeit beleuchtet wird, hat also hauptsächlich junger fluviatiler Abtragung ihre letzte Ausgestaltung zu verdanken, die den Verlauf und den Gesteinswechsel der alten Senkungszone immer mehr aufdeckt.

Auch auf der linken Saarseite westlich der Linie Saargemünd - Saarbrücken greift der Saartrog weit über die Muschelkalkhochfläche bis zu 410 m Höhenlage hinüber und ebnet Randbrüche ein. Dadurch, daß die zur Saar geneigte Fläche die gefalteten, zerbrochenen Triasschichten von verschiedener Gesteinswiderständigkeit in nahezu konstanter Höhenlage schneidet, ist erwiesen, daß es sich hier nicht um eine Strukturfläche, sondern um eine hauptsächlich durch fluviatile Erosion geschaffene Einebnungsfläche handelt, zumal sich darauf nicht selten auch lehmige Geröllablagerungen finden.

Die Saar hat ihr Tal seit der Trogbildung tiefer in den Trogboden eingeschnitten, im Unterlaufe sogar die Sohle um 250 m tiefer gelegt. Diese Talbildung wurde sowohl durch tektonische Vorgänge wie auch durch den von der geologischen Struktur bedingten Gesteinswechsel sehr beeinflußt. Die ausgedehnten jungtertiären und diluvialen Flußterrassen haben dann besonders im Gebiete der mittleren Saar die alten Trogböden weithin umgestaltet, sodaß ihre größeren Reste meist nur mehr weit ab von der heutigen Flußrinne erscheinen.

Die Saar-Trogterrasse.

Bei der Betrachtung des Saartroges trat uns besonders im Hunsrückgebiete die Trogflächenregion noch zweistufig entgegen und zwar in einer flußentfernteren, höheren, breit ausgedehnten Trogflächenzone und in einer schmäleren, tieferen Stufe, die sich schon enger an das Haupttal an-

schließt, dessen Windungen mitmacht und als mehr oder weniger schmales Band zum eigentlichen Hochtal und seiner Terrassentreppe überleitet. Obwohl diese untere Stufe als Trogleiste morphologisch noch der Hochflächenlandschaft angehört, zeigt sie doch schon große Ähnlichkeit mit den Flußterrassen. Da sie besonders in der Hunsrückzone den Charakter einer Trogterrasse im Sinne Stickels trägt, wollen wir diese Bezeichnung für ihren ganzen Verlauf im Untersuchungsgebiete beibehalten.

Die Saar-Trogterrasse tritt östlich Saargemünd in 385 m in unser Gebiet ein und erscheint am Südostrande der Saargemünder Mulde ö. Singlingen (384 m), w. Gisingen (377 m), ö. Obergailbach (386 m), bei Ehlingen (380 m), auf der Westseite der Saar am Kadenbronner Berg (371 m), sowie bei Oetingen (374 m). Sie ist weiter unterhalb auf dem weichen Karbon und Buntsandstein sehr verwischt und stellenweise bereits ganz abgetragen. Zwischen dem Fischbach und dem Köllerbach, insbesondere am Schooksberge südlich Güchenbach, liegt sie etwa 382 m hoch und behält ungefähr dieses Niveau auch im Primstale an der Mündung des Teelbaches, am Hoxberge und am Litermont bei, wo ihre Entstehung allerdings hauptsächlich den Wirkungen der Urprims zuzuschreiben ist. Auch auf der 390 m hoch gelegenen Primsterrasse der Porphyrytkuppe des Großen Horstes zwischen Limbach und Außen, hat H. Grebe nach Erl. Bl. Lebach Tertiärquarzite als Flußablagerungen festgestellt. Dort erhebt sie sich unmittelbar über dem Primstal, ist zu diesem geneigt und führt Gerölle aus dem Rotliegenden sowie Tertiärquarzitblöcke, die identisch sind mit den von Grebe beschriebenen Braunkohlenquarziten, denen nach ihrem Fossilgehalt und der starken Kaolinisierung in feuchtwarmem Klima wohl miozänes Alter zukommt. Weiter saarabwärts hält sich das Trogterrassenniveau zunächst in einer mittleren Höhe von 375 m und erlangt in den Verebnungen zwischen Beckingen und Merzig seine größte Breitenausdehnung am Sasselwald, Hangelberg, Saarlouiser Berg und am Rande der Merchinger Triasmulde, die in genetischem Zusammenhange mit der Entstehung der Trogterrasse und dem dann folgenden Quarzitengtale steht. Hier bildet sie den Übergang zur Hochfläche der Merchinger Platte, die wohl als obere Fortsetzung der Trogfläche zu deuten ist.

Zum Erosionsniveau der Trogterrassensaar gehören auf der linken Saarseite die ungefähr ebenso hohen (375 m) Verebnungen bei Büdingen, am Hilbringer Wald, am Alteberg

und Steinhomburger Berg. Alle diese tertiären Talböden verlaufen unabhängig von der Lagerung der Trias, obwohl sich dazwischen besonders auf dem bankigen Trochitenkalk und dem stufenbildenden Voltziensandstein durch ungleiche Verwitterung und Abtragung auch schmale Verwitterungsterrassen herausgebildet haben.

Weiter saarabwärts, im Devongebiet, steigen die Trogterrassenreste auffällig zwischen Keuchingen und Serrig am Leuker-Kopf, Eisenkopf und Kranz sowie am Mauert auf durchschnittlich 410 m an und zeigen teilweise sogar rückläufiges Gefälle, was auf nachträgliche Hebung dieses Gebietes hindeutet. Die Tabener Trogterrasse ist sowohl am Hunsrückrand wie auch am Kranz auf dem durchlässigen Vogesensandstein morphologisch gut erhalten, der hier stellenweise den Quarzitsattel noch in dünner Schicht überdeckt. Die kantigen Tertiärquarzite, die wir auch auf dem der Saartrogterrasse gleichen Nied-Leuk-Talboden bei Büschdorf in 400 m Höhe finden, ruhen noch auf ihrer ursprünglichen Lagerstätte als fluviatile Niederschläge.

Die Leitschotter dieser Saartrogterrassenrelikte bilden gegenüber den jüngeren Flußterrassen eine Auslese aus schwerer verwitterbarem Geröllmaterial und bestehen hauptsächlich aus kleinen bis nußgroßen weißen Quarzitkiesen, die nicht aus dem dort geröllfreien Vogesensandstein des Untergrundes stammen können, sowie Kalkgeröllen und Tertiärquarziten. Leichter verwitterbares Material ist nunmehr selten, auch Quarzkristalle treten nur vereinzelt auf. Da Gerölle und die durchschnittliche Höhenlage von 420 m große Ähnlichkeit mit der von Wandhoff beschriebenen vorpliozänen kieseloolithfreien Kondelwaldterrasse zeigen, dürfen wir wohl hier auf den ursprünglichen Zusammenhang der ältesten Talbodenreste an Saar und Mosel schließen.

Stickel nimmt nach eingehenden Untersuchungen für die Flächen der Trogregion, zu denen auch unsere Saartrogterrasse gehört, jungmiozänes Alter an. Demnach floß die tertiäre Ursaar bereits im Miozän ungefähr in der heutigen Hauptrichtung der Mosel zu und hat die spätere Hebung der Hunsrück-Wölbungsachse in dem Durchbruchstale unterhalb Dreisbach durch tieferes Einschneiden überwunden.

Vor der Betrachtung der weiteren Ausgestaltung des Saartales und seiner diluvialen Terrassen, soll zunächst ein Gesamtüberblick über das gegenwärtige Flußnetz als Ergebnis der langen Entwicklung seit der Ausbildung der Trogterrassensaar folgen.

2. Übersicht über das Gewässernetz und seine Talbildung.

Die Saar.

Unser Untersuchungsgebiet wird von der Saar, dem größten Nebenflusse der Mosel, entwässert. Ihr Einzugsgebiet und Gewässernetz veranschaulicht Abb. 1. Der Name stammt aus dem Keltischen und ist abgeleitet von der indogermanischen Wurzel sar = eilen, laufen, fließen. Erst mit Hilfe der keltischen Endung „avo" entstand „Saravo" und „Sarava" und dann durch den Einfluß der Römer, welche die Flüsse männlich bezeichneten, „Saravus". In der nachrömischen Zeit gebrauchte der Volksmund den kürzeren weiblichen Namen „Sara". Seit dem Jahre 646 kam auch die Schreibung „Sarra" auf, worauf die französische Bezeichnung „Sarre" zurückzuführen ist. Das deutsche Wort „Saar" ist jedoch aus dem Kurznamen „Sara" erwachsen.

a) Der Oberlauf der Saar von den Quellen bis Saargemünd.

Die Saar wurzelt in etwa 720 m Höhe über NN mit zwei Hauptquellästen, der westlichen Weißen Saar (Sarre Blanche) und der östlichen Roten Saar (Sarre Rouge) in der Nähe des Donon-Doppelgipfels (Gr. Donon 1008 m, Kl. Donon 964 m) am Westhange des wasserscheidenen Gebirgskammes der Nordvogesen zwischen den Einzugsgebieten der Plaine, Meurthe und Mosel einerseits, sowie der Zorn und Breusch anderseits. Die beiden reißenden Gebirgsbäche durchfließen mit starkem Gefälle parallel in nordwestlicher Richtung Rotliegendes und Buntsandstein und vereinigen sich südlich Hermelingen beim Eintritte in den Muschelkalk in 261 m über NN.

Die Weiße Saar sammelt ihre Quellen in 710 m Höhe im Devon und Rotliegenden an den Westabhängen des Fallenberges (909 m) und des kleinen Donon (964 m). Sie durchfließt anfänglich enge Felsschluchten, sowie das von steilen Buntsandsteinwänden eingeschlossene und mit üppigen Nadelwäldern umsäumte Blancrupt-Tal. Das im Ursprungsgebiete gegen 92 ‰ starke Gefälle nimmt bald ab, es beträgt am Talausgange kaum noch 5 ‰. Denn bei Niederhof verläßt die Weiße Saar den Buntsandstein und durchzieht in nördlicher Richtung das hügelige Muschelkalkgebiet (Name = Weiße Saar), um nach 25,03 km langem

Laufe den Zusammenfluß der beiden Quelläste bei Hermelingen (261 m) zu erreichen.

Die Quellen der Roten Saar treten in etwa 730 m Höhe nahe der großen Windung der Dononstraße am Nordabhange des Fallenberges (909 m) zutage und vereinigen sich in 530 m Höhe in einem starken Bache, der in nordwestlicher Richtung durch das enge, tief in den Vogesensandstein (Name = Rote Saar) eingeschnittene St. Quiriner Tal abströmt. Durch den Alberschweiler-Bach und den Soldatental-Bach verstärkt, fließt das Gerinne sodann in breitem Sohlentale an Alberschweiler vorbei, nimmt den am Rainkopf (630 m) entspringenden St. Quirinsbach auf und erreicht nach 26,5 km langem Laufe bei Hermelingen die Weiße Saar. Südlich Alberschweiler wird das Tal breiter. Hier gabelt sich der Bach auf einer Strecke von etwa 3 km; der linke schmälere Arm führten den Namen Alte Saar (Vieille Sarre).

Das Durchschnittsgefälle der Roten Saar ist etwas größer als jenes ihrer weißen Schwester und beträgt etwa 20 ‰.

Kurz vor der Vereinigung zweigt aus der Weißen Saar bei der Mühle Zufall (Edusier) ein Graben ab, der südlich Nitting die Rote Saar durchschneidet und in Zeiten größerer Wasseranschwellungen das überschüssige Wasser der beiden Bäche nördlich von dem Orte Hessen in den Rhein-Marne-Kanal ableitet. Durch diese künstliche Wasserstraße gelangt das Wasser in den Sammelweiher von Gunderchingen (Gondrexange) bei Rixingen (Réchicourt-le Château) und ebenso durch den hier in den Rhein-Marne-Kanal mündenden Saar-Kohlenkanal in den nördlicher gelegenen Sammelweiher von Mittersheim, wo es zur Scheitelhaltung beider Kanäle dient.

So laufen die beiden Hauptquelläste der Saar bis zu ihrem Zusammenflusse fast parallel in nördlicher Richtung, getrennt von dem Teufelsberg (Malcòte 872 m) und durchschneiden die von den wasserscheidenden Bergzügen gegen die Lothringer-Hochfläche in gleicher Richtung ausstrahlenden, bewaldeten kuppigen Ausläufer der nördlichen Vogesenkämme. Sowohl der Schönfelsen (Belle Roche 494 m), wie auch der St. Quirinsfelsen (580 m) bieten prächtige Ausblicke über die Täler der beiden reißenden Gebirgsbäche, deren Wasserkräfte von zahlreichen Holz-Sägewerken ausgenutzt werden.

Bald nach dem Übertritte aus tiefen Buntsandsteintälern der welligen, hauptsächlich mit Nadel- und Mischwald bestandenen Landschaft, vereinigen sich beide Gebirgsbäche in

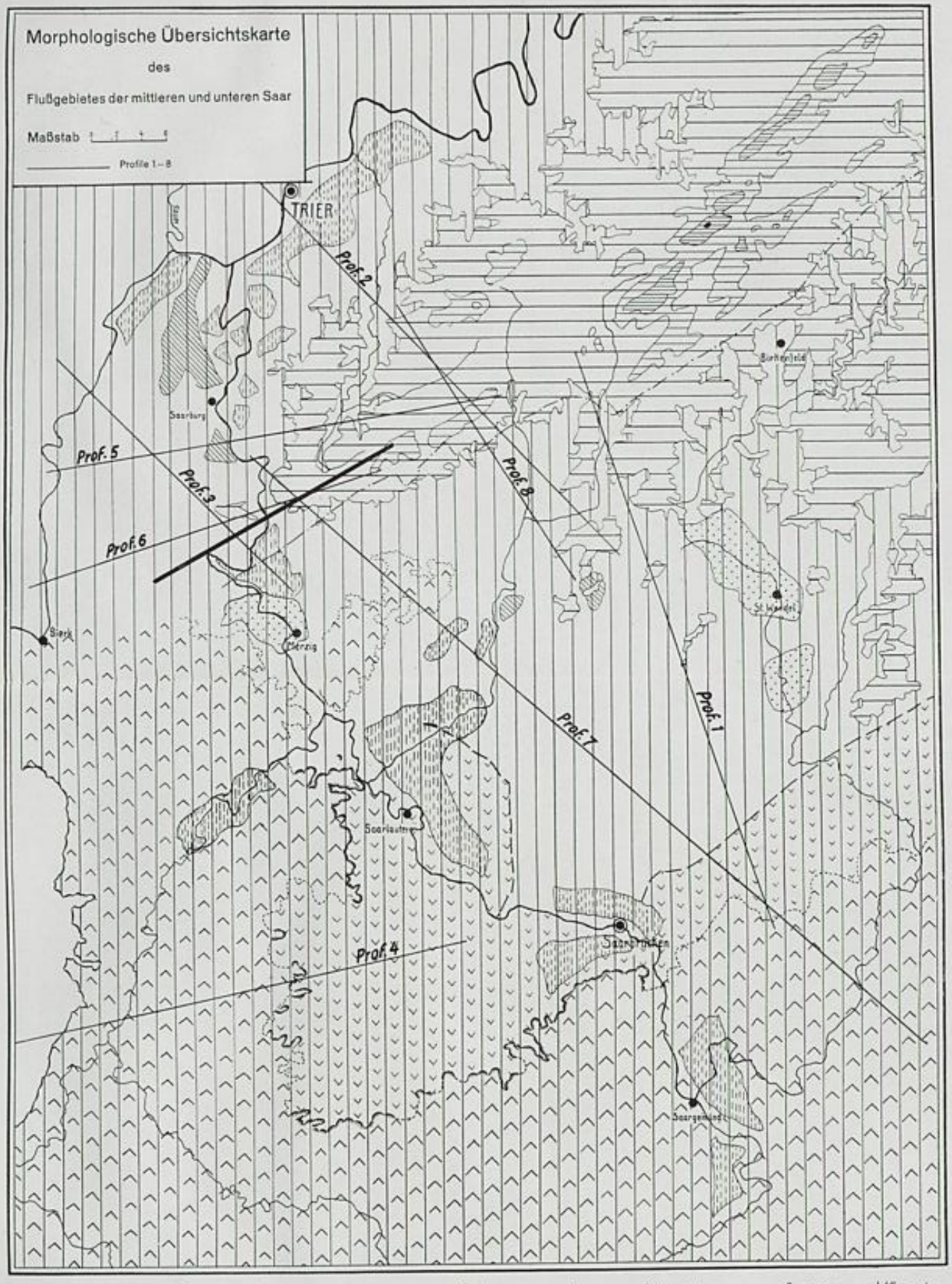


Abb. 7.

einem flachbreiten, sumpfigen Wiesengelände zwischen Erlen und Pappeln bei Hermelingen (Hermelange) in 261 m Höhe über NN unter dem gemeinsamen Namen Saar zu einem ansehnlichen Flüßchen, das bald darauf von dem Rhein-Marne-Kanal durchschnitten wird.

Von Hermelingen ab verfolgt die Saar im allgemeinen nordöstliche Richtung und durchfließt zunächst im Muschelkalk in vielfachen Windungen ein noch ziemlich enges Tal mit sanft ansteigenden, durchschnittlich kaum 100 m hohen Gehängen. In den größtenteils ebenen, weiten, mit üppigen Wiesen bedeckten breiten, sumpfigen Talböden ist die Saar, umrandet von Weiden, Erlen, Pappeln und Birken, in den Niederungen oft kaum 2 m tief eingeschnitten, sodaß die Ufer bei größeren Flußanschwellungen stellenweise weithin überflutet werden. Die Hügelketten treten weit zurück. Das natürliche Gefälle nimmt weiterhin ungleichmäßig stufenweise ab, es beträgt in dem Hügellande zwischen Hermelingen und Saarburg i. Lothr. (Sarrebourg) im Mittel nur mehr 1,7 ‰, von dort ab bis Gosselmingen durchschnittlich 0.9 ‰, von Gosselmingen bis Saarunion (Sarre-Union) 0,7 ‰.

Zahlreiche Muschelkalk-Felsbänke, die als Klippen die Talsohle durchstreichen, bilden im Flußgerinne natürliche, die Strömung hemmende und der weiteren Eintiefung des Gewässers hinderliche Schwellen; ähnlich wirken die vielen künstlich in das Flußbett eingebauten Buhnen, Grippen und Stauwehre. Die Breite des Saarbettes mißt bei Hermelingen 10—15 m und nimmt bis Harskirchen auf 20—25 m zu.

Bei Saarunion erreicht die Saar die Keuperzone. Sie tritt zunächst in ein weites, flaches Tal (die Hohe Au oder Honau und Niederau genannt) ein, das sich in einer mittleren Breite von 2 km durch Diluvium zwischen Muschelkalk und Keuper von Saarunion bis Saaralben hinaus in nördlicher, dann bis Wittringen (Wittring) in östlicher Richtung erstreckt. Der Fluß durchzieht träge mit einem mittleren Gefälle von 5 ‰ und einer durchschnittlichen Breite von 20—30 m den flachen Alluvialboden in großen Windungen und überflutet bei größeren Anschwellungen die breiten, von saftigen Wiesen bedeckten Niederungen.

Bei Saaralben empfängt die Saar ihre ersten größeren Zuflüsse, nämlich links die Albe mit dem Rotbach und dann die Eichel. Unterhalb Herbitzheim tritt der Fluß wieder in das Muschelkalkgebiet über und folgt ihm randlich bis Saargemünd (Sarrequemines). Die ausgedehnte Talweitung der

Honau und Niederau vor der Talenge macht sich bei Wasseranschwellungen als Staubecken geltend.

Bei Saargemünd nimmt die Saar von rechts die Blies (S. 114) auf, wodurch die Fläche ihres Einzugsgebietes nahezu verdoppelt und ihr Wasserreichtum wesentlich vergrößert wird. Gerade bis hierher reicht die lothringische Keuperzone an den Fluß heran und hat in der Saargemünder Triasmulde eine Weitung des Tales begünstigt. Im Kriegsfalle wäre es hier leicht, das Gebiet unter Wasser zu setzen.

Infolge der Einmündung der Blies wird die Saar bei Saargemünd schiffbar. Hier beginnt auch der Saar-Kohlenkanal, der in den Jahren 1862—1866 von der französischen Regierung erbaut wurde, um das Industriegebiet an der Saar mit dem Rhein-Marne-Kanal und dadurch auch mit dem französischen Kanalnetze in Verbindung zu setzen. Er verläuft von Saargemünd aus südlich zunächst der Saar parallel über Saareinsmingen bis Saaralben und dann durch den Stockweiher zum Weiher von Gunderchingen, wo er sich mit dem Rhein-Marne-Kanal vereinigt. Seine Länge beträgt 63 km, die Fahrwassertiefe 2 m, sein Gesamtgefälle 73 m, das mittels 27 Schleusen überwunden wird. Der Kanalweg war von besonderer Bedeutung für den Saarkohlentransport sowohl in das Innere Frankreichs als auch nach Straßburg und dem oberelsässischen Industriegebiete. Allerdings ist er veraltet und genügt heute besonders wegen seiner geringen Tiefe den Ansprüchen der Schiffahrt nicht mehr. Unterhalb Saargemünd ist die Saar nur bis Ensdorf kanalisiert. Ihre weitere Kanalisation von Ensdorf bis Konz und die der Mosel von Diedenhofen bis Koblenz (die Strecke Metz - Diedenhofen wurde 1932 von Frankreich fertiggestellt), und ebenso die Erbauung des Saar-Pfalz-Rhein-Kanals würden die Zu- bezw. Abfuhr der Erze und Kohlen sowie der saarländischen Erzeugnisse wesentlich erleichtern und verbilligen und das Saargrenzland mit dem Mutterlande noch inniger verankern. Hier sei nebenbei erwähnt, daß schon im vorigen Jahrhunderte der Plan bestand, zum besseren Kohlenabsatze die Saar-Kanalisierung zunächst wenigstens bis oberhalb Fremersdorf weiter zu führen und dann durch das Niedtal und das Schetal bis Metz eine Kanalverbindung zwischen Saar und Mosel zu schaffen. Wir sehen allenthalben, daß die künstlichen Wasserstraßen und andere Verkehrswege bestrebt sind, den natürlichen morphologischen Senken, Ausräumen und Flußniederungen zu folgen.

b) Das Tal im Mittellauf der Saar von Saargemünd bis zum Eintritt in das Rheinische Schiefergebirge bei Ponten-Besseringen.

Unterhalb der Bliesmündung bei Saargemünd erreicht die Saar unser Gebiet und strebt gegen Norden durch verschiedene Landschaftstypen. In engem Durchbruch durchfließt sie die Bliesgauer-Muschelkalkplatte. Bei Güdingen weitet sich die Talaue, das Talbild ändert sich, der Fluß tritt aus der offenen Muschelkalklandschaft in das Waldland des Buntsandsteins ein und nähert sich dem Saar-Industriegebiet im Kohlensattel, während die begleitenden Hochflächen noch von jüngeren Triasbildungen eingenommen werden. Die Talflanken fallen stufenförmig gegen die Talsohle ab. Die große Hauptüberschiebung ist überwunden, der Hauptsattel ist durchbrochen und erscheint hier als Ausräumungsmulde. In scharfen Umrissen hebt sich das Profil von der Saargroßstadt zwischen gehobenen Buntsandstein-Kuppen vom Horizonte ab. Eingefaßt vom Halberg, Kaninchenberg, Winterberg, Reppertsberg, Triller, Schanzenberg und Ludwigsberg klettert sie allmählich von der breiten Talsohle aus immer mehr auf die Terrassen der deutlich gestuften Talhänge hinauf. Entwickelt aus dem römischen Kastell auf dem Halberge als Kernzelle und der späteren Burgsiedlung auf einer Saar-Felsterrasse am heutigen Schloß, ist hier im Verkehrsknotenpunkt und Industriezentrum Saarbrücken allmählich aus mehreren Siedlungszellen zusammengewachsen. Vom Triller überschauen wir die vom Verkehr durchflutete Stadt- und Tallandschaft inmitten bewaldeter Höhen, und vom Schwarzenbergturme schweift der Blick in der Richtung der Saarachse auf die qualmenden Kamine und Hochöfen des am dichtesten besiedelten Talabschnittes mit der Industriestraße zwischen Brebach und Dillingen. Die Häuserreihen steigen immer weiter auf höhere Saarterrassen und in die Nebentäler hinauf, wo unvermittelt aus den charakteristischen Kohlenwäldern die Zechen und Fördertürme emporragen. Bei Hostenbach erheben sich aus der Saartalebene mächtige Schlackenberghalden der Völklinger Eisenwerke und haben das von der Natur geschaffene Landschaftsbild gründlich umgestaltet.

Die breite Talniederung auf der linken Saarseite von St. Arnual zum Fuße der Spicherer Muschelkalkhöhen deutete H. Grebe (L. 63) als ein ehemaliges Saarbett. Die kegelförmigen Muschelkalkkuppen des Kaninchenberges

(266 m) und des Halberges (275 m) bei Brebach, sowie die auffallende Weite des Tales zwischen denselben mit diluvialen Schottermassen 50 m über dem heutigen Saarspiegel, können als Kriterien eines alten verlassenen Flußbettes gelten. Nach seiner Ansicht gabelte sich in jener Zeit hier die Saar. Der nördliche Arm nahm seinen Lauf durch die breite Talung östlich vom Halberge nach Schafbrück hin, machte dann einen halbkreisförmigen Bogen und verlief nach W zwischen Halberg und Kaninchenberg in der heutigen Saarrichtung. Der westliche Arm zog von St. Arnual über die Goldene Bremm in der Richtung nach Forbach, wandte sich dann von den Höhen des St. Avolder Waldes nach N und näherte sich über Bisten, verstärkt durch die ältere Bist, zwischen Alt- und Neuforweiler dem anderen Saararme bei Wallerfangen. Zur Altdiluvialzeit dürfte demnach die Breite des Saartales auf dieser Laufstrecke 4—5 km betragen haben. Die beiden Saararme schlossen also eine große Insel ein, die sich von St. Arnual bis Wallerfangen in einer Länge von etwa 40 km ausdehnte.

Nach unseren Feststellungen folgte früher die Rossel in ihrem nordwestlich gerichteten Oberlaufe noch weiterhin dem Muschelkalk-Stufenrande über Roßbrücken - Morsbach - Stieringen und mündete bei St. Arnual in die Saar. Erst zur Zeit der unteren Hauptterrasse wurde sie bei Morsbach von einem Zuflusse des Lauterbaches angezapft und weiter nördlich zur heutigen Mündung in die Saar bei Wehrden abgelenkt.

Der Bismarckturm auf dem 306 m hohen Winterberge bietet einen günstigen Rundblick über die morphologischen Verhältnisse jener Gegend, wo heute die Saar zwischen Saarbrücken und Saarlautern eine Antiklinale durchmißt, in welcher Buntsandstein und Karbon zutage treten. Die weicheren Schichten sind abgetragen, der ehemals wasserscheidende Karbonsattel erscheint in Reliefumkehr jetzt als Ausräumungsmulde. Die Muschelkalkstufe auf der linken Saarseite zieht von den Spicherer Höhen im S in weitem Bogen um die ganze Mulde herum und tritt bei Dillingen und oberhalb Merzig wieder an den Fluß heran. Etwa in der Linie des aufseigenden Saarbrücker Hauptsattels scheint noch im Mitteltertiär zwischen Saarbrücken und Gersweiler jene Wasserscheide bestanden zu haben, die aber nicht mehr lange wirksam war.

Heute durchfließt die Saar die Karbon- und Triaslandschaft in wechselnd breiten Talauen, die durchschnittlich bei

Saarbrücken 190 m, unterhalb Völklingen 185 m und in der Kapuziner-Aue bei Saarlautern 180 m hoch liegen. Die breiten alten Talböden beiderseits des heutigen Flußlaufes, insbesondere die mehr vom Flußbette abliegenden jüngsten Diluvialterrassen sind als Siedlungsterrassen von großer Bedeutung. Abb. 8 zeigt das Saartal flußaufwärts im Ausraume des Kohlensattels zwischen Völklingen und Fürstenhausen mit breiten Niederterrassen und Buntsandstein-Hochflächen.

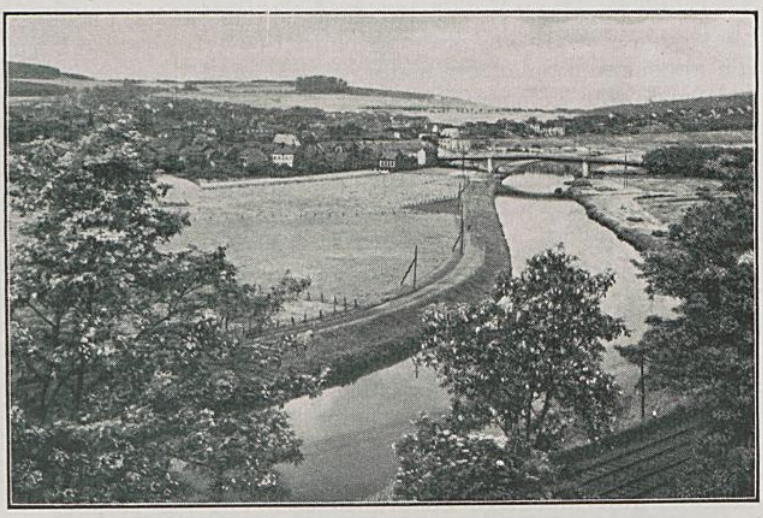


Abb. 8. Blick flußaufwärts über das Saartal im ausgeräumten Karbonsattel zwischen Völklingen und Fürstenhausen. Siedlungen auf der Niederterrasse 210 m, Hauptterrasse 248 m ü. NN.

Westlich und nördlich von Saarbrücken reicht der mittlere Buntsandstein bis Rehlingen und Beckingen beiderseits an die Saar heran, wo er dann infolge der großen Siersdorfer Verwerfung in der Richtung der Primsmulde scharf gegen NO vorspringt und in einem dreieckigen Zipfel ausstreicht. Infolge seines geringen Verwitterungswiderstandes und seiner leichten Auswaschbarkeit hat die Saar verschiedentlich, besonders in der Saarlauterner Talweitung zwischen Wadgassen und Beckingen, sowie in der Merziger Mulde zwischen Merzig und St. Gangolf mit Hilfe seiner ehemals stärkeren Zuflüsse breite Talungen ausgeräumt.

Der große, fast kreisförmige Mäander der Saar bei Saarlautern, der jetzt wieder abgeschnitten werden soll, wurde erst 1682 bei der Gründung der Stadt zur Sicherung der ehemaligen Festung künstlich geschaffen. Vom Hindenburgturme auf der Beruser Muschelkalkhöhe (392 m) gewährt uns Abb. 25 im Anhang nicht nur eine gute Übersicht über die Saarlauterner Talweitung, sondern auch einen umfassenden Rundblick in die Ferne über die ganze permo-triadische Saar-Prims-Landschaft vom Lothringer Hauptsattel bis zu den Hunsrückhöhen.

In der Saarlauterner Talweitung ist das Saartal auf einer Länge von etwa 15 km in durchschnittlicher Breite von 2 km von ungeheuren Schottermassen erfüllt, wie besonders in den letzten Jahren gelegentlich neuer Brückenanlagen (Wallerfangen 1927, Fraulautern 1929, Dillingen 1933) sowie Eisenbahnbauten und Flußregulierungen in der Nähe von Dillingen festgestellt wurde. Bei den Bohrungen mußten bis zum anstehenden Buntsandstein durchschnittlich 6 m Flußsedimente, bis kopfgroße Schotter, Kies und Sand durchfahren werden. Die heutige Saar weist aber dort auf der fast 20 km langen Laufstrecke kaum ein Gefälle von 7 m, also nur 0,36 ‰ auf. Diese mächtigen Geröllmassen können von einem derartig langsam fließenden Gewässer nicht allein aufgehäuft worden sein. Da auch die kleinen linken Nebenbäche dafür nicht in Frage kommen können, bleibt für diese Aufschotterung nur die Möglichkeit der Zufuhr von O und NO her. Die Urprims, welche auch in ihrem breiten Mündungstrichter mächtige Schottermassen abgelagert hat, die jetzt zur Zeit der Primsregulierung bei Diefflen gut aufgeschlossen sind, muß also damals stärker erodierend und aufschotternd gewirkt haben als ihre heutige Nachfolgerin. Unterstützt wurde sie dabei von damals stärkeren rechten Nebenflüssen der Saar, wie Lochbach, Rodener-Bach, Kondelbach und Beckinger-Bach bezw. deren Vorgängern (Abb. 26). Die Ursache dieser starken Aufschotterung im Saartale durch die Prims liegt wohl in einer gegen Ende des Tertiär erfolgten stärkeren Hebung der Scholle des Ostflügels an der mittleren Saar, worauf auch das stärkere Einfallen dieser Schichten hinweist.

Im Verlaufe der heutigen mittleren Saar macht sich hier auch jetzt noch der Unterschied der stärkeren Kippung des östlichen Flügels gegen die Saarachse gegenüber dem linken Flügel bemerkbar. Der Fluß glitt nämlich auffällig auf der rechten, stärker geneigten Scholle nach W ab und schuf an

der linken, schwächer geneigten Triasplatte steile Prallhänge. Diese sind im Gelände selbst dort noch gut zu erkennen, wo sie der Fluß inzwischen bereits verlassen hat. Heute lehnt sich noch die Saar nördlich Wallerfangen eng an den Limberg an, während sie südlich und nördlich davon die Prallhänge aufgegeben hat und nach O abgewandert ist. Diese zum Teil allerdings künstlich verursachte Abtrift muß relativ jung sein, denn bei Schönbruch (Beaumarais) Beckingen, Rehlingen u. a. O. breiten sich Torflager in verlandeten Mäandern aus. Auch die Erosionsverhältnisse auf der rechten Saarseite deuten auf die stärkere Hebung des Ostflügels hin, wo die Scholle zahlreiche Bruchlinien aufweist. Dort liegt älteres und jüngeres Diluvium auf den Höhen weithin verbreitet (Abb. 26). Zweifellos sind diese mächtigen Schottermassen nicht allein von der verhältnismäßig kleinen Saar dort abgelagert worden, selbst wenn man die stärkere Wasserführung zur Zeit des Diluviums berücksichtigt. Die bis kopfgroßen Gerölle (z. B. am Babelsberge bei Diefflen) sind meist aufgearbeitetes Rotliegendes und deuten auf kurze rasche Flußläufe hin. Darunter findet man auch zahlreiche, faustgroße, abgerollte Bruchstücke von Kieselhölzern, wie sie die Tholeyer Schichten unabgerollt auf primärer Lagerstätte enthalten, ferner auch Devon, aber keine Kieseloolithe. Die Zuflüsse müssen also aus O und NO gekommen sein und waren wohl die Vorläufer der Prims und des Beckinger Baches nach der Kippung. Abb. 26 gibt eine vereinfachte Darstellung der mächtigen und ausgedehnten Flußterrassen im Mündungsgebiete der Prims.

Im Diluvium übte die reißende, wasserreiche Prims von O her einen starken Druck auf die Saar aus und zwang diese zu verschiedenen Zeiten an manchen Stellen nach W auszubiegen. Zwar finden sich naturgemäß in den westlichen Prallhängen keine Geröllablagerungen mehr, aber in den Gehängeknicken am Limberg und Hoesberg sind noch Spuren alter Saarbetten mit ihren Mäandern zu erkennen. Ausgeprägt sind diese Gehängestufen nicht nur im Gebiete des heutigen Saarlaufes, sondern auch in dem nach N gerichteten Unterlaufe der Nied, wo sich noch zwischen Eimersdorf und Fremersdorf sowie auf dem Plateau des Rehlinger Berges und am Gauberge alt- und jungdiluviale Schotterterrassen zeigen. Im Altdiluvium floß also die Saar südlich Itzbach, bog um den Königsberg nach N um und verlief über Eimersdorf in das heutige Saartal. Westlich von Büren nahm sie die Nied auf. Auch südlich des Limberges bestand ein ähn-

licher Mäander. Hier wäre es der Saar beinahe gelungen, den Mäanderhals westlich Oberlimberg zu durchnagen und gegen den nördlichen Mäander durchzubrechen. Der heute dort kaum noch 100 m breite Muschelkalkrücken des Limberges ist zum Restsporn geworden. Als später die Saar den großen Nordmäander aufgeben mußte, zog sie die Niedmündung nördlich des Hoesberges nach, wie die Schotter bei Büren-Itzbach in fast 200 m Höhe beweisen. Aber Prims und Kondelbach warfen auch weiterhin ihren Gerölleschutt von O her gegen die westliche Talseite, sodaß die Niedmündung allmählich durch Aufschotterung verbaut wurde. Dadurch war die Nied gezwungen, sich nach N um den Siersberg durch das alte verlassene Saarbett einen Ausweg zu suchen und die Saar unterhalb Rehlingen zu erreichen. So wurde der heutige Unterlauf der Nied durch ein altes Saarbett vorgezeichnet. Dieser Abfluß der Nied nach N hängt somit ursächlich mit den Veränderungen des Saarlaufes zusammen, muß also relativ jung sein. Gegenwärtig bietet das Dillinger Ehrenmal auf einer unteren Saarhauptterrasse des Heiligenberges einen günstigen Überblick über die Dillingen-Saarlauterner Talweitung, deren große Breitenausdehnung und morphologische Prägung hauptsächlich auf die fluviatile Ausräumung des wenig widerständigen Vogesensandsteins zurückzuführen ist. Im W erscheinen die zerlappten Riedelränder der Muschelkalkplatten des Gaues und die Niedmündung mit den Ruinen der Siersburg auf dem Umlaufberge. Vom Limberg-Auslieger gewinnen wir einen weiten Blick über die Hüttengemeinde Dillingen nach O in den breiten, flachen Mündungstrichter der Prims bis hinauf gegen Nalbach, die auf dieser Laufstrecke so oft ihr Bett verlegte und zur Zeit reguliert wird (Abb. 26).

Ebenso wird das Saarbett jetzt zwischen Beckingen und Rehlingen begradigt, wo der Fluß in der breiten Talaue seine Wiesenmäander angelegt hat. Beim Überschreiten des Sprunges von Metz (Abb. 6) verengt sich unterhalb Beckingen das Saartal sehr, und erst nördlich Fremersdorf erreicht die Talaue im Merziger Ausraum eine Maximalbreite von fast 3 km. H. Rücklin (L. 776) wies darauf hin, daß hier in der Merziger Talweitung die morphologische Auswirkung der Westtrift eine andere sein mußte als auf der Laufstrecke Völklingen - Fremersdorf entsprechend der verschiedenen Neigung und petrographischen Zusammensetzung des Westflügels. Zwischen Völklingen und Fremersdorf fallen beide Flügel infolge der miozänen Schollenkippung gegen SW ein,

dabei ist der Ostflügel steiler gegen die Knicklinie geneigt, während der Westflügel zu der Saar nur schwach einfällt. Infolge dieser diluvialen Hebung nördlich des Sprunges von Metz im Merziger Ausraum ist die Saar-Tiefenlinie schwach tektonisch vorgezeichnet, denn beide Flügel fallen etwas zur Schnittlinie hin ein. Dabei hat im N sicher der Taunusquarzitsattel die Bewegung gestützt und gefördert, während gleichzeitig die Schwächezone des Sprunges von Metz dem Westflügel südlich dieser Bruchlinie Gelegenheit zu unabhängiger Bewegung gab und ausgleichend zwischen beiden Vorgängen wirkte. Soweit beide Flügel im Merziger Bruchfeld gegen die tektonische Saar-Knicklinie einfallen, konnte der Fluß nur durch Schuttkegel vom Ostflügel her aus ihrer Bahn gedrängt werden. Während gewisser Erosionsperioden wich er darum, von den rechten Nebenflüssen gedrängt, auf den schwächer geneigten Westflügel aus und war bestrebt, beim Nachlassen des Druckes auf seine ursprüngliche Bahn zurückzukehren. Die dann folgende Aufschotterungsperiode bewirkte gleichzeitig eine Erhöhung des Laufniveaus unter Veränderung des Gefälles. Dadurch wurde der Fluß wieder allmählich von seinem westlichen Steilufer abgezogen, das er in der letzten Erosionsperiode geschaffen hatte. So bildeten sich westlich der tektonischen Linie Geröllebenen aus, die in der nächsten Erosionsperiode als Fluß-Schotterterrassen heraustraten. Im Merziger Ausraum finden wir daher die Saarterrassen hauptsächlich westlich des heutigen Saarlaufes, während weiter oberhalb der Fluß jetzt von Wallerfangen ab mehr am westlichen Steilufer klebt und beiderseits Terrassen hinterlassen hat. Im allgemeinen kann der Merziger Ausraum als größeres Gegenstück der Saarlautern-Dillinger Talweitung bezeichnet werden, beide verdanken ihre Breitenausdehnung besonders der geringen Widerständigkeit des Vogesensandsteins. Da beide Talabschnitte noch im Bereiche der Saar-Nahe-Senke liegen, wo die posthume Hebung geringer war als im benachbarten Hunsrück, wurde auch dadurch das Ausmaß der Talbreite wesentlich beeinflußt.

Die geringe Talbreite im Fremersdorfer Engpaß ist auf den dort anstehenden harten, durchlässigen Voltziensandstein und Trochitenkalk zurück zu führen, während weiter unterhalb im tonigen Vogesensandstein der Merchinger Mulde die breiten Talauen und ausgedehnten Flußterrassen das morphologische Gepräge der Tallandschaft bestimmen Von der Saar bis zum Hohenberg bei Merzig sind die ein-

zelnen Talstufen gut ausgeprägt. Die Sohlenterrasse ist noch frei von Siedlungen. Merzig liegt größtenteils auf dem höheren Schuttkegel des Seffersbaches. Darüber erheben sich auf der Niederterrasse die Randsiedlungen, z. B. von Hilbringen bis Schwemlingen, auf der folgenden Stufe die Terrassensiedlungen wie Bietzen, Harlingen und Mondorf. Der aufsteigende Quarzitsattel hat wohl zeitweilig hier das Saarwasser aufgestaut und dadurch Ausraum und Terrassenbildung begünstigt.

Südlich von Merzig lassen Schotterterrassen erkennen, daß zur Zeit, als die Saar noch in einem mehr als 100 m höheren Niveau verlief, ein Flußarm von der scharfen Biegung oberhalb Merzig seinen Weg westlich über die Scheidwaldplatte in der Richtung Büdingen - Wellingen - Wehingen - Tünsdorf nahm und die Hochfläche zwischen Ponten und Mettlach überspülte.

Am Nordrande der Merziger Talweitung ändert sich mit dem Wechsel der geologischen Struktur auch plötzlich der Typus der Tallandschaft. Die Bergkulissen schieben sich zusammen und treten ganz nahe an die Saar heran, der epigenetisch angelegte Fluß hat den harten Quarzitsattel während der Hebung durchsägt.

3. Das Durchbruchstal der Saar in ihrem Unterlaufe durch das Rheinische Schiefergebirge von Dreisbach bis zur Mündung.

Unterhalb Ponten-Besseringen tritt die Saar aus dem breiten Ausraume der weicheren Gesteine der Merziger Triasmulde in den devonischen Hunsrück ein, dessen westliche Zone sie in einem 45 km langen antezedenten Durchbruchstal bis zur Mündung bei Konz in die Mosel meist in typischen eingesenkten Mäandern durchfließt, in denen sie Flußterrassen und Trockentäler als Reste früherer Talböden hinterlassen hat. Dieser Talabschnitt zeigt unter gleichen Verhältnissen ähnliche Erscheinungen nach Entstehung und morphologischer Ausprägung wie das antezedente Durchbruchstal des Rheines zwischen Bingen - Bonn und gewährt uns im kleinen einen Einblick in den charakteristischen Formenschatz des Schiefergebirges.

Abgesehen von den vielen scharfen Windungen bleibt die allgemeine Laufrichtung der Saar auf dieser Strecke ungefähr nördlich und durchschneidet ebenfalls den Quarzitsattel fast rechtwinkelig. Ihr Lauf ist innerhalb des stellenweise markanten Erosionstales, das an die typischen Mosel- und

Rheintal-Landschaften erinnert, vollständig in das Unterdevon eingeschnitten. Anfänglich bilden hauptsächlich Taunusquarzite aber von Ober-Hamm an abwärts gefaltete Hunsrückschiefer die zum Teil sehr schroffen Talhänge. An verschiedenen Stellen, wie bei Ober-Hamm, Beurig, Schoden. Kanzem und Filzen sind auf der Innenseite der Flußschlingen als Gleithänge flach ansteigende Lobenflächen (Talsporne) entstanden, während die gegenüberliegenden Ufer von den meist steil und hoch ansteigenden Felswänden der Prallhänge gebildet werden (Abb. 9, 12, 16, 17, 18).

Der eigentliche Durchbruch der Saar durch das Schiefergebirge beginnt im Engpaß bei Dreisbach im Sierck-Orscholtzer-Quarzitriegel, der die lothringische Triasmulde von der Luxemburgischen trennt. Bereits unterhalb Ponten tritt der Taunusquarzit zuerst auf dem rechten Ufer unmittelbar an den Fluß heran, der ihn nach W drängt, sodaß sich die Saar zwar schon eine Strecke in das Devon eingesägt hat, jedoch noch hart an der Grenze zwischen Taunusquarzit und Buntsandstein dahinfließt.

Schon oberhalb Dreisbach bildet der harte Taunusquarzit bereits beide Talhänge. Dadurch wird hier sogleich das Tal infolge der Widerständigkeit des Gesteins eng und schluchtenartig. Während noch in der Merziger Talweitung die Talhänge terrassenförmig von der Talsohle beiderseits zu den Hochflächen emporsteigen, begrenzen nun von Dreisbach ab steile Quarzitwände von über 400 m Höhe (mehr als über 150 m über dem Flußspiegel) den Fluß, der unterhalb Dreisbach einen auffallend scharfen Bogen (Haarnadelkurve) um den Montclair-Rücken zieht. Dieser durchschnittlich 310 m hohe Quarzithöhenzug, den das Erosionstal der Saar in 8 km langer, enger Schleife von 3 Seiten her umrahmt, und der die Ruinen der ehemaligen Festung Montclair mit prächtiger Aussicht trägt, erstreckt sich von Ponten und St. Gangolf aus als schmale Bergzunge nach NW. Er ist an seiner Wurzel zwischen Ponten und Mettlach von der Eisenbahnlinie Saarbrücken - Trier in einem 1180 m langen Tunnel durchstochen, da die Engtalfurche für weitere Verkehrsstraßen keinen Raum bietet (Abb. 9). Am äußersten Ende der Flußkrümmung liegt dicht über dem steilen Prallhang am linken Saarufer bei Orscholz auf dem geröllbestreuten Quarzitfelsen (450 m) als Schlüsselpunkt der großen Saarschleife die berühmteste Aussichtswarte des Saartales, die Cloev (von clavis = Schlüssel, weil ehemals hier Befestigungen den Flußverkehr sperrten). Aus dem Walde gewährt uns von dort aus Abb. 9 einen günstigen Ausblick

nach SO über den vom eingesenkten Saar-Mäander umschlossenen, 5 km langen, stellenweise kaum 300 m breiten Bergsporn. Zwischen den Steilhängen windet sich das Silberband der Saar im steilwandigen Engtal durch den Orscholzer Quarzitriegel. In der Mitte auf dem scharfen, gestuften Berggrat schaut aus dem Buchenwalde der trotzige Turm der verfallenen Ritterburg. Rechts erkennen wir an dem schmalen Talweg die Einzelhäuser von Ober- und Niedersteinbach und die gut ausgeprägte Schleifterrasse (260 m). Im Hintergrunde erscheint rechts die Merziger Talweitung

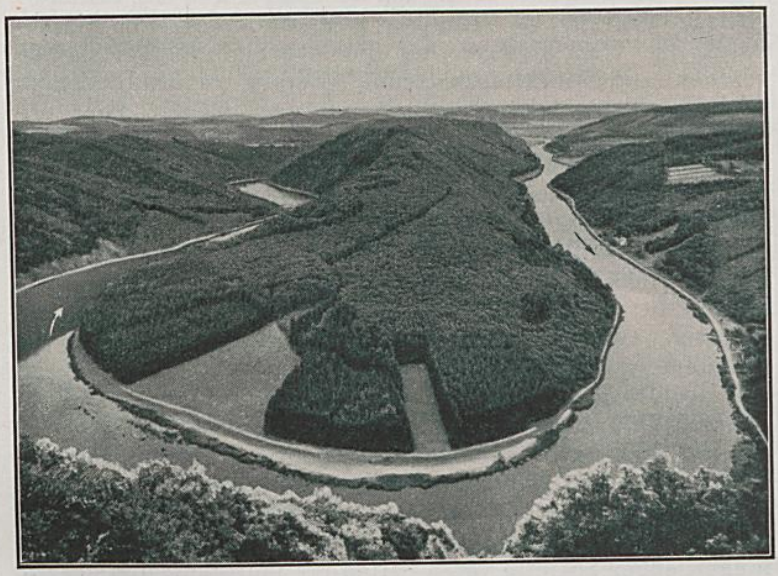


Abb. 9. Blick von der Cloev bei Orscholz auf die große Saarschleife im Taunusquarzit zwischen Dreisbach und Mettlach. Durchbruch der Saar im Engtal durch den Quarzitriegel. Im Hintergrunde rechts die Merziger Talweitung und die Merchinger Muschelkalkplatte, links Buntsandsteingebiet von Britten.

und die Merchinger Muschelkalkplatte, links das Buntsandsteingebiet von Britten innerhalb der breiten Rumpffläche des Saartroges, die sich unabhängig von der Lagerung und Beschaffenheit der Schichten sowohl über Buntsandstein und Muschelkalk der hier ausrandenden lothringischen Stufenlandschaft wie auch über den Quarzit des Hunsrückausläufers hinzieht. Der ganze Orscholzer Quarzitriegel wirkt als Gebirgs-Waldlandschaft.

Vor uns münden die terrassenlosen jungen Kerptäler des Salzbaches und Steinbaches in die Saar. An dem scharfen Bogen um den Montclair-Sporn, sowie in den verschiedenen anderen eingesenkten Mäandern (oberhalb Taben, unterhalb Ober-Hamm, unterhalb Serrig, oberhalb Saarburg bei Schoden, unterhalb Wiltingen, unterhalb Kanzem, bei Unter-Hamm), veranschaulicht das Saartaal in größerem Maßstabe die Wirkung der seitlichen Erosion. Der Fluß erodiert stets am stärksten an der konkaven Uferseite (Prallhang), sucht also den Bogen immer mehr zu verlängern (Abb. 9, 12, 13, 16), während er auf der Innenseite der Biegung am Talsporn einen flachen Gleithang ausbildet und mitgeführte Sedimente absetzt. Infolgedessen ist das konkave Ufer sehr steil, während der gegenüberliegende konvexe Gleithang allmählich abfällt und flacher weiter wächst.

Bei Mettlach ist in das Quarzitengtal ein geräumiger Talkessel eingeschaltet, weil hier die weicheren Konglomerate des Oberrotliegenden und Schichten des mittleren Buntsandsteins die Talhänge bilden. Unterhalb Mettlach jedoch durchschneidet das Engtal den Taunusquarzit bis Ober-Hamm. Die Talwände sind auf dieser Strecke stellenweise sehr steil und hoch wie kaum im Moseltale (Abb. 10, 11). So liegt z. B. unterhalb Saarhölzbach der Saarflußspiegel nur 154 m über NN, während sich unmittelbar am rechten Ufer der Krischelwald bis 410 m (Goderberg 428 m) erhebt; der Steilabfall zum Flusse beträgt also 256 m. Auf dem gegenüberliegenden linken Ufer steigt der Weidelsberg bis 432 m empor. Abb. 11 veranschaulicht das Erosionstal der Saar im Taunusquarzit unterhalb Saarhölzbach gegen Taben. Rechts fallen die bewaldeten Talhänge am Hundscheidberg (452 m) und Hockerberg (506 m) steil gegen die Talsohle ab. Eindrucksvoll erscheinen die an den Steilhängen vorspringenden Felstürme und Felsenrippen des Quarzits, wo auch starke Schuttbildungen den Baumwuchs behindern. Wie im Quarzit an Rhein und Mosel, so haben sich dazwischen auch hier richtige Steinschlagrinnen oder Rosseln gebildet, in denen die plattigen und scharfkantigen Zerfallsstücke des Gesteins zu Tal rutschen und den Fluß der Talflanken mit ihren Schuttfächern verhüllen. Im Vordergrunde des Bildes erhebt sich auf dem Bergsporn neben der Hauptterrasse (250 m) auf dem Felsvorsprung die Tabener Kapelle, und im Hintergrunde erscheint flußabwärts die Steilwand des Hammer-Talkessels. Abb. 11 gewährt uns noch einen weiteren Blick flußabwärts über Saarhausen in das Engtal zwi-

schen Taben und Saarhölzbach in der Hebungszone. Der Fluß hat große Mühe, entsprechend der steinigen Hebung sein Bett durch Tiefenerosion zu halten und keine Ruhepause, um Talstufen in dem harten Gestein auszubilden. Darum sind die steilen Quarzit-Talwände nicht einmal durch natürliche Gehängeterrassen unterbrochen. Der Rückverwitterung kommt nur geringe Bedeutung zu. Ebenso ist das Saartal unterhalb Taben zwischen dem Maunert (417 m) und dem Höckerberg (506 m) tief eingeschnitten. Ähnliche Höhen begleiten auch weiterhin den Flußlauf des Durchbruchstales; erst gegen Ober-Hamm hin werden dann die Ufer etwas flacher. Die Saar macht auch hier im Taunusquarzit mehrere sanft geschwungene Bogen, die wieder den charakteristischen Unterschied der beiden Ufer zeigen. Bei Ober-Hamm tritt der Fluß in den weichen Hunsrückschiefer ein, erweitert dadurch sein Tal, sodaß sowohl hier wie auch bei Serrig, Crutweiler, Beurig, Schoden u. a. O. bis zur Mündung hin eine Reihe von größeren Talverebnungen entstand. Schon beim Eintritt in den Hunsrückschiefer macht die Saar einen scharfen nach SW geöffneten Bogen. Das äußere Ufer desselben, der Prallhang „Auf der Hütte“ (383 m) gegenüber Ober-Hamm (Abb. 11) ist wieder außerordentlich steil und hoch. Es steigt fast senkrecht bis zu 231 m über den Flußspiegel empor, während auf der gegenüberliegenden Seite sich der mit Flußsedimenten bedeckte flache Gleithang sanft abfallend bis zur Saar erstreckt.

Abb. 12 zeigt einen Ausblick flußaufwärts vom Klausenberge bei Serrig über Tisch- und Pilzfelsen des mittleren Buntsandsteins am Pinschbachtal, die breiten Gleithang-Terrassen und in den Talkessel bei Ober-Hamm. Während der Gleithang auf dem weichen Hunsrückschiefer durch Erosion und Rückverwitterung seitlich schon stark angenagt ist, bilden die Quarzit-Prallhänge im Hintergrunde am Höckerberg (506 m) steile Talwände. Die Saar wurde hier durch die verschiedene Widerständigkeit an der Grenze der beiden Gesteinsarten in verschiedene Richtung gedrängt und zur Mäanderbildung gezwungen.

Eine Aussicht aus entgegengesetzter Richtung gewährt Abb. 16 vom Prallhang des Höckerberges auf die Saarschleife bei Ober-Hamm und die Quarzitkuppe des Maunert (417 m), sowie die Gleithangterrassen auf dem von ihm ausgehenden breiten Bergsporn. Hier zeigt sich das Gegenstück von der großen Saarschleife bei Mettlach in anderer Prägung.

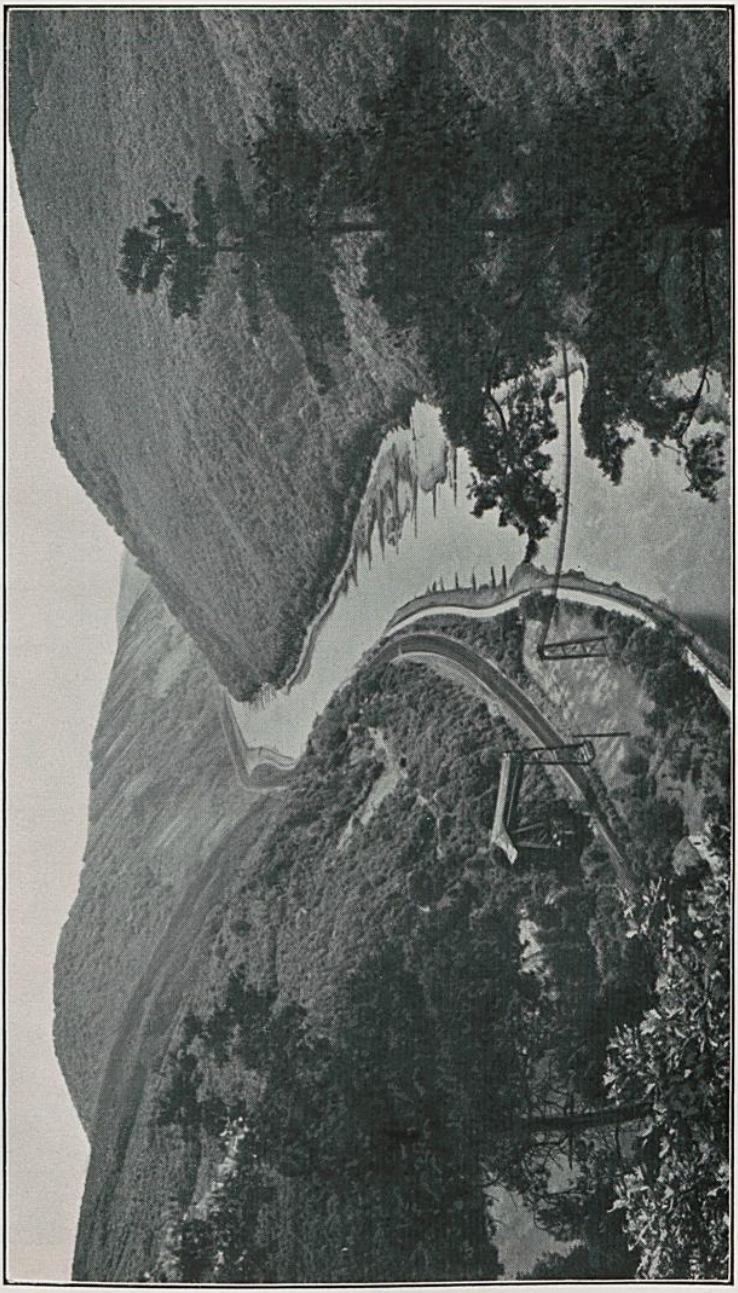


Abb. 10. Blick flußaufwärts in das Engtal der Saar im Taunusquarzit oberhalb Taben (Hebungszone); keine Gliederung durch Gehängeterrassen.

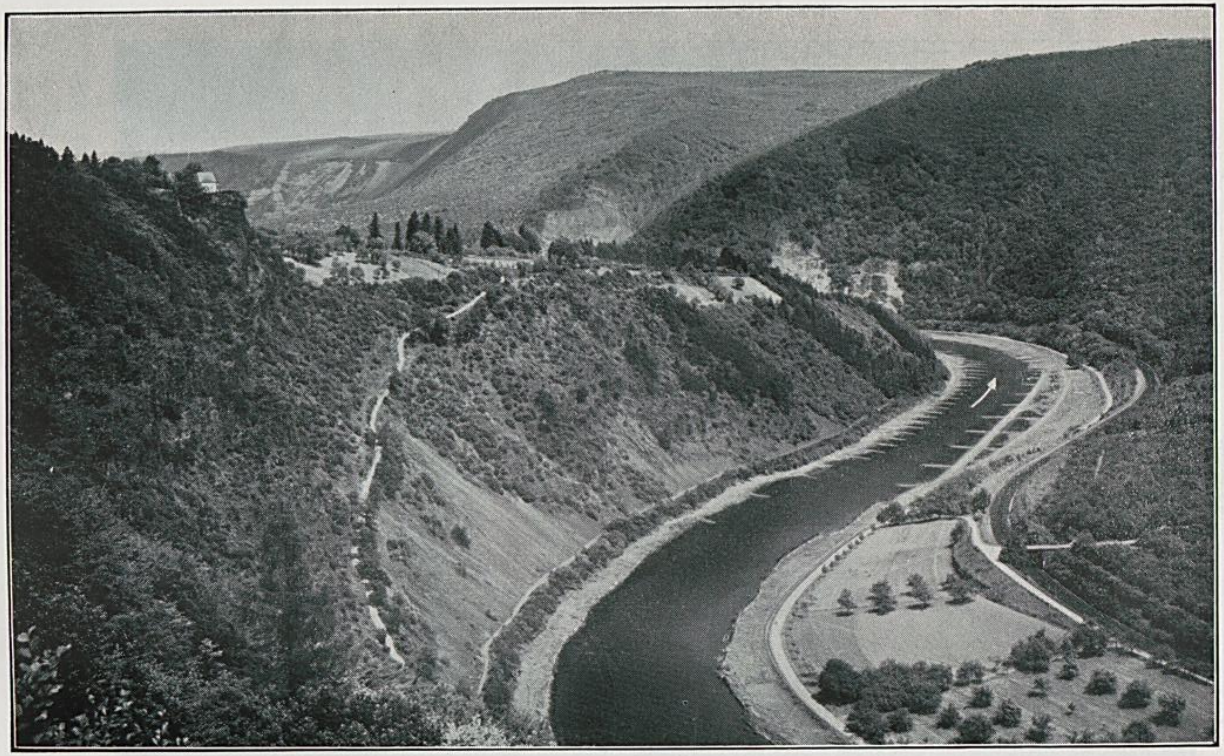


Abb. 11. Durchbruchstal der Saar oberhalb Taben. Links Hochterrasse auf dem Bergsporn 250 m ü. NN, auf dem Felsvorsprung Michelskapelle; rechts Quarzitrücken 270 m über dem heutigen Saarspiegel.

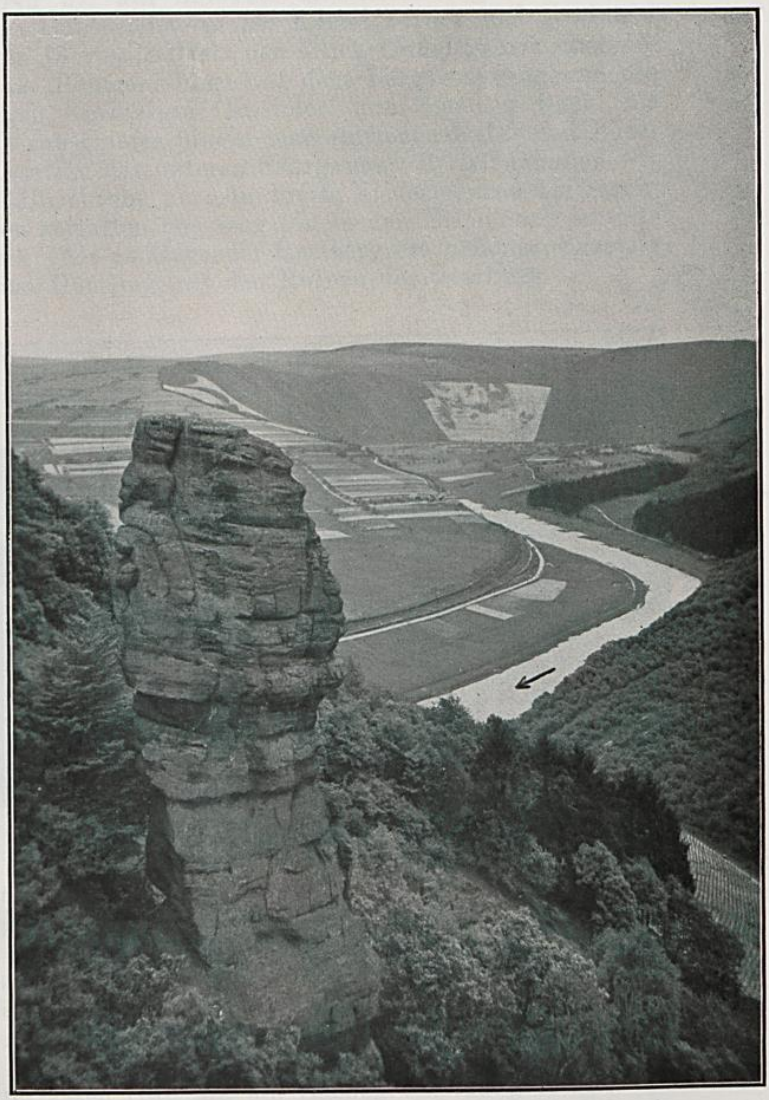


Abb. 12. Blick vom Klausenberge bei Serrig über Buntsandstein-Pilzfelsen flußaufwärts in den Talkessel von Ober-Hamm.

Kehren wir auf die vom Muschelkalk gekrönte Gauplatte des Buntsandsteins bei Kastel zurück und gewinnen nach Abb. 13 vom Altfels den Blick flußaufwärts über die Klause des Böhmenkönigs auf dem Bergvorsprung und die von jungen Kerbtälern (Kasteler- und Staadter Bach) bis in den Devonschiefer hinein zerschnittenen Kalk- und Buntsandsteintafeln des unteren Saargaues. Rechts schauen wir in der Flußrichtung über die breite Niederterrasse bei Serrig durch den zertalten Saartrog bis zu den Eifelhöhen jenseits der Mosel. Als ausliegender Restberg erscheint im Saartale der Diabas-Härtling mit den Ruinen der Saarburg.

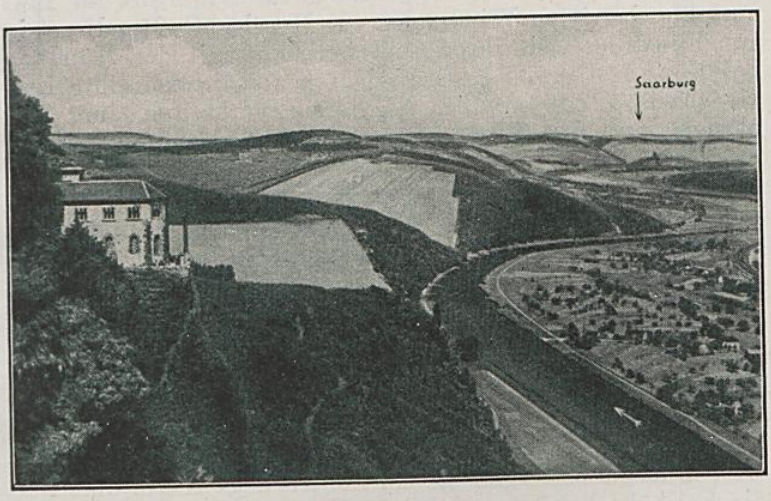


Abb. 13. Blick vom Altfels bei Kastel nach N auf die Klause und das Saartal bei Serrig. Die jungen Kerbtäler des Kasteler- und Staadter Baches haben die Trogfläche in Riedel zerschnitten. Im Hintergrunde links Muschelkalkplatten, rechts devonische Hunsrück-Hochflächen.

Ein breiteres Blickfeld über die Mäander-, Terrassen- und Reben-Tallandschaft unterhalb Serrig gegen Saarburg bietet Abb. 17. Rechts neben dem Flußbett (145 m) liegt Serrig mit seinen Obst- und Ackerfluren auf den breiten Niederterrassen (210 m), am flachen Gleithang folgen weitere Stufen mit Schloß Saarstein (Saarfriede) auf der vorspringenden Hauptterrasse (235 m), im Staatsforst Saarburg als Äquivalent der gegenüber liegenden Klein-Heide die Hochterrasse (355 m) und im Hintergrunde erscheinen die Grenzreste der Hochflächen des Saar-Mosel-Troges (418 m).

Die Saar bleibt in ihrem weiteren Verlaufe bis zur Mündung in den Hunsrückschiefer eingebettet. Von Wiltingen über Kanzem und Unter-Hamm zieht sie darin noch mehrere scharfe Schleifen. Steile Prallhänge charakterisieren die Außenseiten der Bögen, jedoch nicht mehr in dem Grade, wie im Taunusquarzit zwischen Saarhölzbach und Ober-Hamm.

Außer der Leuk (S. 112) bei Saarburg fließen der Saar auf ihrem Unterlaufe nur kleinere Bäche, meist in jungen Kerbtälern, zu. Von Saarburg bis zur Mosel legen zahlreiche verlassene Flußschlingen (S. 173) Zeugnis davon ab, daß die Saar in diesem Gebiete seit dem Altdiluvium oft ihr Bett verlegte, in vielen Windungen zur Mosel abfloß und erst in jungdiluvialer Zeit ihren heutigen Lauf mit der Mündung bei Konz festlegte. Hier erreicht heute die Saar ihre Erosionsbasis 127,10 m über NN in einem breiten, zum Teil ehedem von der Mosel ausgearbeiteten Mündungstrichter (S. 175).

Das Längsprofil der Saar, wie es die Gefällskurven in Abb. 14 und 19 veranschaulichen, zeigt in den einzelnen Talabschnitten große Abhängigkeit von den Gesteinsverhältnissen. Eine genaue Übersicht gibt Flußtabelle 1 S. 129. Dabei haben die Nebenflüsse auf das Saarlängsprofil keinen sichtbaren Einfluß ausgeübt. Relativ gering ist das Gefälle im Bereiche der ziemlich flach lagernden permokarbonen und mesozoischen Schichten der ehemaligen Saar-Nahe-Senke, am größten dort im Devonquarzit, wo dieser nicht mehr von weicheren Schichten überdeckt ist. Der Eintritt in das Schiefergebirge bei Ponten liegt 165 m über NN, die Fallhöhe beträgt auf der 25 km langen Strecke bis zur Mündung 37,90 m; daraus ergibt sich ein durchschnittliches Gefälle dieses Flußabschnittes von 0,842 ‰. Es erreicht jenseits der Quarzitriegel unterhalb Dreisbach und bei Ober-Hamm seine Höchstwerte. Der Gefällsknick an der Grenze des Quarzits zum Devonschiefer bei Hamm ist zwar lediglich auf die verschiedene Gesteinshärte zurückzuführen. Aber für den Gefällsbruch unterhalb Dreisbach in der Grenznähe zwischen der Permokarbonsenke und dem Schiefergebirge muß die junge Aufbiegung und Heraushebung der Hunsrückachse verantwortlich gemacht werden, wie auch die morphogenetische Auswertung der Terrassenprofile zeigen wird. Infolge dieser stauenden Aufwölbung trat oberhalb derselben in der permotriadischen Muldenzone noch eine Verringerung, dagegen unterhalb der Aufbiegung eine Stei-

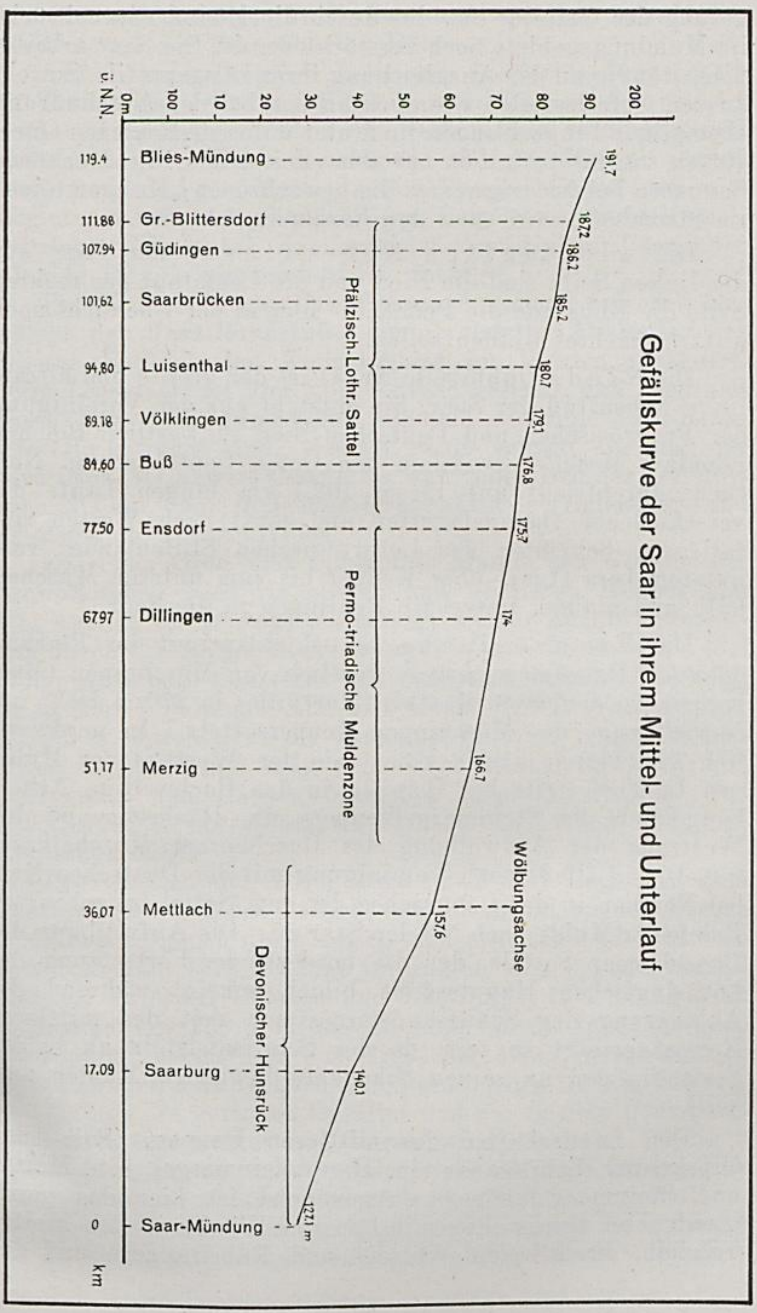

Gefällskurve der Saar in ihrem Mittel- und Unterlauf
200
90
80
70
60
50
40
30
20
10
100
0m
ü. N.N.
119.4
111.88
107.94
101.62
94.80
89.18
84.60
77.50
67.97
51.17
36.07
17.09
0
km
Blies-Mündung
Gr.-Blittersdorf
Güdingen
Saarbrücken
Luisenthal
Völklingen
Buß
Ensdorf
Dillingen
Merzig
Mettlach
Saarburg
Saar-Mündung
191.7
187.2
186.2
185.2
180.7
179.1
176.8
175.7
174
166.7
157.6
140.1
122.1 m
Pfälzisch-Lothr. Sattel
Permo-triadische Muldenzone
Devonischer Hunsrück
Wölbungsachse

Abb. 14.

gerung des Gefälles ein, das durch die Mäanderdurchbrüche im Mündungsgebiete noch verstärkt wurde. Die Saar arbeitet noch ständig an der Ausgleichung ihres Längsprofils. Sowohl an den Gefällssteilen wie auch an den bei der Abschnürung ehemaliger Flußschlingen im Unterlaufe entstandenen Querstufen ragen trotz der großen Zeitspanne in trockenen Sommern bei Niedrigwasser die gewachsenen „Hungersteine" im Strombette noch über den Flußspiegel heraus.

Die wichtigsten Nebenflüsse der Saar auf der linken Seite sind die Nied und die Leuk, auf der rechten Seite die Blies und die Prims, die hier in der Übersicht noch kurz betrachtet werden sollen.

Die Nied (Flußtabelle Nr. 4) ist der größte und älteste linke Nebenfluß der Saar. Sie entsteht aus der Vereinigung der Französischen und Deutschen Nied südwestlich Bolchen (Boulay - Moselle) zwischen den Orten Contchen und Northen, durchfließt auf ihrem 102,1 km langen Laufe die verschiedenen flachgelagerten und sanft nach Westen einfallenden Schichten des Lothringischen Stufenlandes vom unteren Jura (Lias) über Keuper bis zum unteren Muschelkalk und mündet unterhalb Rehlingen in die Saar.

Die Französische Nied entspringt im Plattendolomit (Hauptsteinmergel) westlich von Mörchingen (Morhange) bei dem Orte Marthil (Marthille) in 270 m Höhe am Nordabhange des Mörchinger Keupersattels. In nordwestlich gerichtetem Laufe kreuzt sie den Westteil der Mulde von Landorf, tritt bei Remilly in das flachwellige Ackerbaugelände des Steinmergelkeupers ein, durchschneidet den Westrand der Aufwölbung des Buschborner Muschelkalksattels und fließt nach Vereinigung mit der Deutschen Nied bei Northen in der Längsachse der dem Sattel benachbarten Bolchener Mulde nach NO der Saar zu. Die Aufwölbung des Buschborner Sattels, der die nordöstliche Fortsetzung des Lothringischen Hauptsattels bildet, scheint während der Ablagerung des Schilfsandsteines zur Zeit des mittleren Keuper erfolgt zu sein, da der Schilfsandstein an beiden Seiten in den an seinen Schenkeln liegenden Mulden auskeilt.

Den Landschaften des mittleren Keupers (Salz- und Gipskeuper, Schilfsandstein, Hauptsteinmergel, rote Mergel und Steinmergelkeuper) entsprechend ist hier das ganze Quellgebiet flachwellig mit üppigen Wiesen in den breiten Talauen, fruchtbaren Weizen- und Rübenfeldern auf den

ausgedehnten höheren Talflächen und spärlich bewaldeten Flachrücken der benachbarten Höhen.

Auf ihrem anfänglich westlichen Laufe bis Oron erhält die Französische Nied von S her Verstärkung aus den wasserreichen Jura-Waldgebieten von Fonteningen (Fonteny) und Château-Salins. Dann wendet sie sich im Keuper weiter nord- und nordwestwärts, durchzieht ein breites, von niedrigen gut bebauten flachwelligen Hügeln umsäumtes quellenreiches Wiesental, das besonders am linken Ufer über lehmige Diluvialterrassen etwas ansteigt.

Bei Kurzel (Courcelles - Chaussy) nähert sich das Gewässer der Jura-Randstufe, die als letzter Ausläufer des Pariser Beckens das Keupergebiet im Westen umsäumt. Diese Liasplatte ist hier so bedeutend gesenkt, daß Nied und Mosel nur noch durch eine schmale niedrige Jura-Kalkschwelle getrennt sind. Jedoch ist die scharfe Biegung der Nied nach NO unweit Courcelles wahrscheinlich der von dort nach NO zur Saar ziehenden Geosynklinale (Bolchener- und Primsmulde) zuzuschreiben.

Zwischen Oron und Courcelles nimmt das Gefälle der Französischen Nied im oberen und mittleren Keuper von 1 ‰ auf 0,5 ‰ ab; zugleich erfolgt reicher Zufluß, namentlich durch die Rotte, Elme, Aisne und den Elvonbach. Bei Pange unterhalb Courcelles s/N erweitert sich das Tal sehr. In großen Windungen und mit einem Gefälle von weniger als 0,5 ‰ durchfließt die Französische Nied träge die fast ebene Talsohle und neigt zur Überflutung der niedrigen Uferränder und flachen lehmigen Diluvialterrassen. Bei Northen trifft sie zusammen mit der fast ebenso starken Deutschen Nied.

Die Quellen der Deutschen Nied liegen in dem flachwelligen Gelände östlich von St. Avold an der Grenze des Keupers gegen die nördlich sich anschließenden älteren Triasschichten (272 m) und vereinigen sich bei Marienthal (259 m) zwischen Bolchen und Püttlingen (Puttelange) im Salzkeuper in 259 m Höhe zu einer noch unbedeutenden Wasserader. Von hier aus fließt der Bach in zahlreichen Krümmungen nordwestlich durch ein breites flaches Wiesental. Infolge des geringen Gefälles und der flachen Ufer neigt auch hier das Gebiet zur Versumpfung und ist häufigen Überflutungen ausgesetzt. Darum ist die Nied in den Niederungen vielfach durch Dämme und Schleusen reguliert.

Das Gefälle erreicht im Quellgebiet kaum 4 ‰ und geht bis Falkenberg (Faulquemont) auf 0,3 ‰ zurück. Bei Tet-

tingen (Téting) mündet der gleichfalls Nied genannte Abfluß des Bischweihers.

Während so die Deutsche Nied in der Mulde von Landorf (Landroff) bis Falkenberg (Faulquemont) ihr Bett meist in die weicheren tonigen mittleren Keuperschichten eingegraben hat, durchbricht sie unterhalb dieses Ortes den festeren und wiederstandsfähigeren Muschelkalksattel von Buschborn (Boucheporn) in einem engeren gewundenen Erosionstale von wechselnder Breite. Der Durchbruch wurde erleichtert durch die besonderen Lagerungsverhältnisse der Schichten. Nördlich von Elwingen (Elvange) finden sich im vorwaltend tonigen oberen Muschelkalk die Spuren einer längst verlassenen Flußschleife eines alten Niedlaufes. Mit dem Eintritte in das Muschelkalkgebiet nimmt das Gefälle zu; es beträgt unterhalb Falkenberg beinahe 1 ‰ und zwischen Kriechingen (Créhange) und Wieblingen (Vaudoncourt) durchschnittlich mehr als 1,5 ‰. Unterhalb Waibelskirchen (Varize) ist das Keupergebiet wieder erreicht; das Tal wird infolgedessen breiter mit flacher toniger Sohle, und nach 54 km langem Laufe vereinigt sich oberhalb Contchen (Condé) die Deutsche Nied mit ihrer französischen Schwester.

Nach dem Zusammenflusse der beiden Quelläste verfolgt die vereinigte Nied durch die Niederung der Geosynklinale bis Busendorf (Bouzonville) im weichen mergeligen Salzkeuper ein ziemlich gerades, an der Sohle stellenweise bis 3 km breites Tal, dessen nördliche und nordöstliche Lehnen steilere Neigungen aufweisen als die gegenüber liegenden, den Einflüssen der Witterung weniger ausgesetzten Gehänge. So sind im allgemeinen die Talhänge der lothringischen Flüsse an der Westseite steil, an der Ostseite sanfter ansteigend, sowohl eine Folge der vorherrschend westlichen Winde, wie auch des nordwestlichen Einfallens der Schichten und ihrer morphologischen Gesteinswertigkeit. Nur zwischen Colmingen und Bettingen (Bettange) ist eine Einengung der Talbreite infolge größerer Widerstandsfähigkeit des anstehenden Grenzdolomites zu beobachten. Die Talsohle bleibt auch hier ziemlich eben, der Fluß ist jedoch meist tief darin eingeschnitten, bald die eine, bald die andere Talwand berührend. Die Talverengung beginnt mit dem Eintritte des Flüßchens in den Muschelkalk; das Gefälle erreicht etwa 0,45 ‰. Überall an den tieferen Einschartungen, besonders auch nahe der Mündung der Nied, ist meist der Keuper ausgewaschen und das Flußbett bereits in den Muschelkalk eingeschnitten.

Unweit Busendorf (Bouzonville) durchschneidet die Nied die Muschelkalkplatte in der Nähe ihres Steilrandes. Der Übergang ist an einer plötzlichen Verengung der Talbreite, die stellenweise auf 100 m herabgeht, deutlich zu erkennen. Beiderseits von diluvialen, sandig-lehmigen Schotterterrassen begleitet, durchzieht die Nied weiterhin in nordöstlicher Richtung das ziemlich enge (nur bei Kerprich - Hemmersdorf und Siersdorf bis 450 m breite) Tal mit etwa 0,8 ‰ Gefälle und mündet heute unterhalb Rehlingen in 170,5 m Höhe in die Saar. Auf Abb. 15 erscheint die Nied als Randfluß am Steilabfall der Muschelkalkplatte bei Niedaltdorf.

Im französischen Befestigungs- und Aufmarschplane spielt das Niedtal als Talweg zu den Durchlässen des lothringisch-pfälzischen Tores nach dem Rheine hin strategisch eine besondere Rolle.

Auffallend erscheint, daß die Nied nicht mehr bei Büren durch den Taleinschnitt unmittelbar nach O in die Saar mündet, sondern dort plötzlich rückwärts umbiegt und dann nordöstlich noch den Gauberg (308 m) umfließt.

Die diluvialen Kiesterrassen westlich von Siersdorf, kaum 50 m über dem heutigen Flußniveau (176 m), sowie jene beiderseits der Nied unterhalb Eimersdorf ebenfalls 220—230 m über NN, lassen bei genauer Beobachtung vermuten, daß ehemals dort entweder ein Arm der Saar, die sich in gewisser Zeit bei Pachten gabelte, um den Galgenberg floß und die Nied damals unterhalb Groß-Hemmersdorf in diesen linken Saararm mündete. Oder die Nied teilte sich unterhalb Groß-Hemmersdorf. Dabei verlief der eine Arm über Büren und Heßmühle und von da ab zwischen der Siersburg und dem Galgenberge (Hoes-Berg), wo heute der Lumpenbach fließt, der andere in der Richtung der heutigen Nied von Siersdorf über Eimersdorf zwischen Heiligenkopf und Siersburg nach der Saar. — Bei genauer Untersuchung der geologischen, tektonischen und morphologischen Verhältnisse, insbesondere der Terrassenschotter in diesem Gebiete, kommen wir zu folgender Erkenntnis. Der Unterlauf der Nied ist größtenteils tektonisch durch die im Jungtertiär (Miocän) entstandene Verwerfung von Metz (Gorze - Metz - Busendorf — Rehlingen - Nunkirchen) und deren Parallelverwerfung, dem Siersdorf-Saarfels-Sprung, bestimmt. Am Nordrande dieser Schwächezone liegen in gleicher Richtung Terrassenschotter mit zahlreichen Kieseloolithen als Spuren eines alten Flußlaufes, der wohl als Vorläufer der Nied an-

gesehen werden darf und in der Tertiärzeit vielleicht sogar mit der Urbist und Wassern der noch nicht fertig ausgebildeten mittleren Saar durch den Nahegraben in den Rhein abfloß. Infolge Schollenkippung im Jungtertiär rutschte dann anscheinend dieser Fluß nach S näher an den Saarfels-Sprung heran, wie die Diluvialschotter zeigen, sodaß die altdiluviale Nied über Kerprich - Eimersdorf - Saarfels und dann durch Schrägstellung der Scholle in der Richtung des

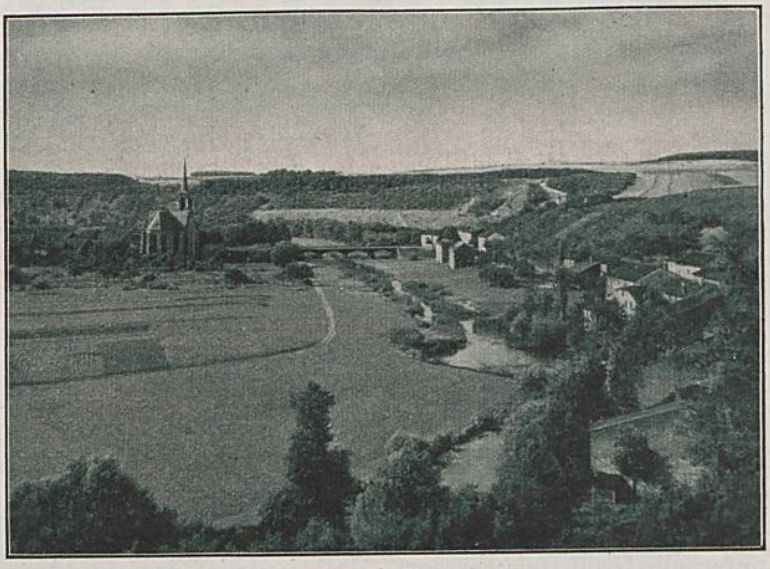


Abb. 15. Das Niedtal bei Niedaltdorf am Rande der Muschelkalkstufe. Niederterrasse 195 m, Hauptterrasse 240 m ü. NN.

heutigen Saarlaufes nach N abgelenkt wurde. Auch die jungtertiäre mittlere Saar mußte dadurch ebenfalls ihre Laufrichtung ändern und folgte nun in großen Mäandern in der Richtung Wallerfangen, Dillingen, Pachten südlich Itzbach nach N und erreichte dann westlich Siersdorf die Nied. So erfolgte im Jungtertiär durch stärkere Hebung der Scholle östlich des heutigen Saarlaufes nunmehr vollständig nach N hin und schuf dadurch den eigentlichen Saarlauf, dem dann beiderseits die Gewässer zuströmten.

Anderseits sind auch von Bolchen-Busendorf ab in nördlicher Richtung über Launsdorf - Hellendorf - Oberleuken - Trassem - Mannebach - Tavern gegen Wasserliesch zur Mosel

hin morphologisch noch gut erkennbare Talfurchen mit teilweiser Geröllbestreuung sichtbar. Dadurch drängt sich uns der Gedanke auf, daß zu gewisser Zeit eine ältere Entwässerung des Nied-Leuk-Gebietes nach N unmittelbar zur Mosel erfolgte, bis tektonische Bewegungen hauptsächlich durch Anzapfungen eine Änderung des Abflusses nach NO herbeiführten.

Die diluvialen Terrassenablagerungen, welche im Niedgebiete die Gewässer umsäumen, bestehen hauptsächlich aus geröllführendem Lehm, Kies und Konglomeraten. In ihren unteren Teilen sind die Schotterterrassen nur wenig mit Lehm vermischt, nach oben nimmt er ihn reichlich auf und geht dadurch allmählich in geröllführenden und schließlich reinen Lehm über. So sind im Niedtale die diluvialen Bildungen vorzugsweise als Lehme oder lehmige Sande, nur untergeordnet als Schotter und Sande verbreitet. Wo beide Bildungen in demselben Aufschlusse auftreten, zeigen sich unten Schotter als die ältere Ablagerung. Auch der Anzelinger- und Dalsteiner-Bach sind von beträchtlichen diluvialen Bildungen begleitet. In seiner heutigen Verbreitung ist das Diluvium augenscheinlich abhängig von der Form der Talgehänge, indem es vorzugsweise auf den sanfter geneigten Talseiten auftritt. Demgemäß fehlt es an der Nord- und Ostseite bezw. Nordostseite der Täler fast ganz oder ist nur spärlich vorhanden, während Süd- und Westseite bezw. Südwestseite bedeutende Entwicklung derselben aufweisen.

Im allgemeinen finden sich Diluvial-Gerölle im Gebiete der Nied bis zu 55 m, am Dalsteiner- und Anzelinger-Bach bis zu etwa 40 m über der Talsohle. Die Lehme dagegen nehmen noch höhere Niveaus ein, sie steigen im Tale der Nied bis zu 60 m Höhe über das Flußbett. Entsprechend den geologischen Verhältnissen des Einzugsgebietes der Nied, treten unter den Geröllen hauptsächlich widerständige Gesteinsarten des oberen Muschelkalkes, Keupers und Lias auf. Am verbreitetsten sind kantengerundete Kalkplatten aus dem oberen Muschelkalk, graue und graugrüne dünne Plättchen aus dem Salzkeuper, häufig mit Steinsalzpseudomorphosen. Ferner sind darunter zu beobachten verschiedene rhätische Sandsteine (weiße, gelbe und stark eisenschüssige braune), rhätische Konglomerate und darunter besonders verschieden gefärbte Quarze und Quarzitgerölle. Vereinzelt finden sich auch Kieselhölzer mit gut erhaltener Holzstruktur, die wohl aus tertiären Vorläufern der Niedgewässer stammen.

Das Muschelkalkmaterial der Niederterrassen ist durch die Deutsche Nied zugeführt, welche zwischen Waibelskirchen und Falkenberg im oberen Muschelkalk fließt. Dort sind, wie bei allen engen Durchbruchstälern, die Terrassenrelikte nur sehr spärlich. Oberhalb des Durchbruches im Keupergebiet fehlen reine Schotterablagerungen, und man trifft statt ihrer mehr oder weniger geröllreiche Lehme. Die Gerölle bestehen aus Kieseln des Rhät und kantengerundeten Plättchen mit Steinsalzmetamorphosen aus dem Salzkeuper.

An der Französischen Nied tritt in den Flußschottern der Muschelkalk stark zurück und fehlt oberhalb Lemud; es verbleiben nur Gerölle von Keuper- und Liasgesteinen: Pseudomorphosenplättchen, Rhätgerölle, Gryphitenkalk, Belemniten aus mittlerem Lias und Ammoniten.

Die diluvialen Schotter des Dalsteiner Baches setzen sich vorwiegend aus rhätischen Quarzitkieseln und Sandsteinen sowie Fragmenten von Steinmergeln und Knauern aus den roten Mergeln zusammen. Die eigentlichen Kies- und Sandablagerungen werden stets von lehmigen Bildungen bedeckt, treten daher nur in künstlichen Aufschlüssen besonders in Wege- und Eisenbahneinschnitten zutage.

Die diluvialen Lehme bilden ungeschichtet im Niedgebiete oft noch in beträchtlicher Entfernung von der Flußniederung vorzugsweise die Oberfläche und schmiegen sich den Konturen der vielfach bereits stark erodierten Flußterrassen innig an. In feuchtem Zustande zeigen sie eine gelblich-bräunliche, in ganz trockenem infolge örtlicher Auslaugung durch Pflanzenwurzeln eine hellere Farbe, daher stammt die vulgäre Bezeichnung weißer Boden. Sie enthalten stets außer vereinzelten Quarzkieseln und Braunkohlenquarziten meistens gelblich-braune plattgeformte Eisenerze mit zum Teil nierenförmiger Oberfläche. Außerdem sind fast immer sehr kleine, selten erbsengroße Kügelchen von manganreichem erdigem Brauneisenerz beigemengt. Da Quarzkiesel in dem Lehm fast nie ganz fehlen, ist dieser nicht als bloßes Verwitterungsprodukt aufzufassen.

Die Leuk (Flußtabelle Nr. 5) mündet bei Saarburg im unterdevonischen Hunsrück-Dachschiefer in die Saar. Sie entspringt, nur durch einen schmalen Kalkrücken von der Mosel getrennt, an der Grenze des dolomitischen mittleren und trochitischen oberen Muschelkalkes zwischen dem Urteberg (421 m) und dem Schneeberg (430 m) in 372 m Höhe. Bald durchfließt der Bach bis unterhalb Oberleuken den in geringer Verbreitung emportauchenden Taunusquarzit auf

einer Schwächezone, verbringt dann den größten Teil seines Laufes zwischen Muschelkalkhöhen in einem mit breiten Diluvialterrassen und roten Felsbildungen umsäumten, stellenweise weit ausgeräumten, Buntsandsteintale. Auf dieser Strecke schneidet er bereits stellenweise den Hunsrückschiefer an, liegt in seinem Unterlaufe von Perdenbach ab ganz in diesem Unterdevon, bildet in Saarburg einen Wasserfall und mündet gleich darauf mit starkem Gefälle in 140,3 m Höhe in die Saar.

Noch in frühgeschichtlicher Zeit lag die Mündung der Leuk nicht wie heute in Saarburg, sondern etwa 1 km weiter saarabwärts. Jetzt wird jene von der Leuk verlassene Talfurche, die zwischen diesen beiden Orten genau die Fortsetzung des Leuktales bildet, nur mehr von einer Straße und teilweise von einer kleinen Wasserader benutzt. Damals hing nämlich die dort aus dem Hunsrückschiefer emporragende und den Saarburger Talkessel beherrschende Diabaskuppe (Abb. 5/6), welche heute die Burgruine krönt, mit der Felsenrippe zwischen Saar und dem alten Leuktale zusammen, auf deren nördlichem steilen Vorsprunge jetzt die Pfarrkirche steht. Dieser schmale, kaum 100 m breite Bergriegel wurde nicht nur durch Flußerosion, sondern entsprechend einer sicheren Nachricht aus dem Jahre 1366 früher künstlich von Menschenhand durchbrochen, um ein größeres Gefälle des Leukwassers für den Mühlenantrieb zu erreichen. Dadurch bildet noch heute die Leuk vor ihrer Mündung inmitten der Stadt Saarburg einen 20 m hohen Wasserfall, dessen Kraft jetzt der Elektrizitätsgewinnung dient.

Infolge der Nähe der Saar-Mosel-Wasserscheide, sowie der geringen Reliefunterschiede und der petrographischen Beschaffenheit der Triasschichten, empfängt die Saar von links in unserem Gebiete außer der Nied und der Leuk nur unbedeutende Nebenbäche.

Die meisten lothringischen Täler sind größtenteils auffallend breit (Nied, Saar, Seille, Mosel). Sie folgen im allgemeinen keinen tektonischen Linien, weder den Verwerfungen noch den Schichtmulden oder höchstens nur auf ganz kurze Strecken; es sind also hauptsächlich reine Erosionstäler, die sich jedoch ehemals wohl mehr als heute stellenweise an den stratigraphischen Saum der Schichtstufenränder anlehnten (Nied, Saar, Rossel, Kanner). Sie folgen auf lothringischem Gebiete ziemlich regelmäßig konsequent der allgemeinen Abdachung nach NO, während die Nebenflüsse auf der rechten Saarseite durchweg in umgekehrter

Richtung verlaufen. R. Langenbeck (L. 363) wies auf die auffallende Erscheinung hin, daß die Talhänge der lothringischen Flüsse meistens auf der Westseite steil sind und an der Ostseite merklich flacher ansteigen. Das ist wohl verursacht durch eine gewisse westliche Abtrift infolge des hauptsächlich sanften westlichen und südwestlichen Einfallens der Schichten wie auch besonders durch die vorherrschend südwestliche Wind- und Niederschlagsrichtung. Am schärfsten tritt dieses Verhältnis zwischen Talrichtung und Neigung der Gehänge im Moseltal, aber auch im Saartale in Erscheinung. Das im Westen sich erhebende Doggerplateau bricht gegen Osten mit einem sehr ausgeprägten, fast geradlinig von Süden nach Norden verlaufenden Steilhange ab. während nach Osten die aus weichem Lias- und Keuperschichten bestehenden Talhänge sehr sanft allmählich ansteigen. So weisen auch an der Nied, besonders zwischen Bolchen und Busendorf, sowie am Anzelinger- und Dalsteiner-Bach die östlichen und nordöstlichen Talhänge beträchtlich schroffere Neigungen auf als die gegenüber liegenden westlichen und südlichen. Wo sich dagegen, wie an der Kanner zur Mosel hin und auch an einigen Stellen der Saar, entgegengesetzte Verhältnisse zeigen, erkennt man diese Ausnahmen unzweideutig als Folge einer lokalen Abweichung im stratigraphischen Verhalten, indem die im allgemeinen nur ziemlich unmerklich nach W bis SW einfallenden Schichten eine andere Neigung oder petrographische Unterschiede aufweisen.

Die Blies (Flußtabelle Nr. 2) entwässert den größten Teil des Nordpfälzer Berglandes. Sie hat ihren Ursprung in den konglomeratischen Sandsteinen der Tholeyer Schichten unweit der Nahequelle am Nordabhange des Schaumberges (571 m) bei Tholey in 380 m Höhe. Anfangs in ihrem Laufe beeinflußt durch die Lagerungsstörungen im Unterrotliegenden, durchbricht sie bald in südlicher Richtung die Schichten quer zum Streichen und hat sogar den mächtigen Melaphyrgang des Spiemont unterhalb St. Wendel durchschnitten. Dort ist die enge Talschlucht zwischen Spiemont und Steinberg kaum 50 m breit, während oberhalb derselben, bei Oberlinxweiler, sowie unterhalb bei Niederlinxweiler, das Tal eine ansehnliche Breite einnimmt. Infolge der lockeren Beschaffenheit der Konglomerate und Schiefertone des unteren Rotliegenden sind hier die Talmulden der Gerinne breit und flach. Die Blies fällt von ihrer Quelle bis Bliesen etwa 15 ‰, zwischen Bliesen und St. Wendel aber kaum 2 ‰.

Nur der erwähnte Durchbruch durch die Eruptivmassen zwischen Ober- und Niederlinxweiler hat eine vorübergehende Gefällssteigerung zur Folge. Unterhalb St. Wendel erreicht die Blies das Saar-Kohlengebirge und durchfließt es quer zum Streichen in nahezu südlicher Richtung bis Neunkirchen in einem verhältnismäßig engen Tale mit einem mittleren Gefälle von 1,5 ‰. Bei Wiebelskirchen nimmt sie aus einer Talmulde den Osterbach auf, der am Weißelberge bei Oberkirchen entspringt und in nahezu südlicher Richtung bis Werschweiler das Rotliegende und dann bis zur Mündung das Kohlengebirge durchschneidet.

Bei Neunkirchen macht die Blies eine scharfe Wendung zunächst östlich bis Wellesweiler, durchbricht die roten. feldspatreichen Sandsteine der oberen Saarbrücker Schichten. verläßt dann aber das Kohlengebirge und erreicht die flache Saargemünder Triasmulde, die sie nach SW in großem Bogen anfänglich im Buntsandstein und dann bis zur Mündung im Muschelkalk durchfließt. In vielfach gewundenem Laufe durchzieht sie auf dieser Strecke das hügelige Buntsandsteingebiet in einem breiten, stellenweise vermoorten Talgrund, um dann bei Limbach in den westlichen Ausläufer der Homburger Bruchniederung zu gelangen. Bei Wörschweiler nimmt sie den von der Sickinger Höhe kommenden Kirrberger Bach und den am Höcherberg entspringenden Erbach auf, durchbricht in enger Talschlucht bei Schwarzenacker den sperrenden Riegel des Klosterberges im Buntsandstein und tritt bei Ingweiler in eine breite Talaue ein. Ihr Gefälle nimmt hier allmählich ab, beträgt aber noch 1 ‰. Den völlig ebenen, sandigen, größtenteils mit üppigen Wiesen bedeckten Alluvialboden durchzieht die Blies in großen Windungen bis Breitfurth, bald die rechte, bald die linke Tallehne berührend, in einem tief in die Muschelkalkplatte eingeschnittenen, vielfach gewundenen Bette von 20 bis 25 m Breite, wobei sie an den waldbedeckten Hängen den roten Buntsandstein in einem immer schmäler werdenden und schließlich ganz verschwindenden Streifen freigelegt hat.

Bei Einöd empfängt die Blies ihren bedeutendsten Zufluß, den Schwarzbach, der sie an der Vereinigungsstelle an Wasserfülle und Größe des Einzugsgebietes weit übertrifft. Er sammelt die Abflüsse des westlichen Pfälzer Waldes und entsteht durch Zusammenfluß der Burgalbe und Moosalbe sowie der Rotalbe oberhalb Thaleschweiler. Das sind wasserreiche Nebenbäche des starkbewaldeten Buntsandsteinge-

bietes mit kräftigem Gefälle und nachhaltiger Wasserführung. Unterhalb Zweibrücken nimmt der Schwarzbach den unweit Bitsch entspringenden, durch den Schwalbach und die Birkenalbe (fließt entgegen der Neigung der Schichten) verstärkten Hornbach auf. Sein Einzugsgebiet reicht in die wenig bewaldete Muschelkalkdecke, welche noch in geringer Mächtigkeit die Höhen überzieht, während die Täler selbst schon tief in die Buntsandsteinschichten eingeschnitten sind.

Nach Aufnahme des Schwazbaches verfolgt die Blies vorzugsweise südsüdwestliche Richtung bis Bliesbrücken. In weit ausholenden Schlingen windet sich das Gerinne mit schwachem Gefälle und deutlich ausgeprägten Prall- und Gleithängen dahin. Jedoch stößt das Flüßchen nicht mehr überall an die Talränder heran, sodaß anzunehmen ist, daß sie früher unter anderen klimatischen Bedingungen viel wasserreicher war und damals die Verbreiterung der Talsohle mit den nach beiden Seiten hin ausgreifenden Schlingen ausgearbeitet hat. Jetzt steht dort die geringe Wasserführung der Blies zur Breite ihres Tales in ungleichem Verhältnis. Auch die nachstehend erwähnten zahlreichen Talterrassen mit ihren Sand- und Geröllablagerungen sprechen für veränderte Bedingungen der Talbildung. Vielleicht haben auch junge Krustenbewegungen streckenweise eine Verringerung des Gefälles bewirkt und die Blies gezwungen, den alten Talboden mit Schottermassen anzufüllen und so die Sohle zu erhöhen; dadurch hat dann das ursprünglich viel engere Tal seinen Querschnitt auch wesentlich verbreitert. Die zunächst noch völlig vom Buntsandstein gebildeten Talränder nähern sich namentlich unterhalb Blieskastel. Schon bei Breitfurt bietet die Talsohle kaum genügend Raum für die neben der Blies hinziehenden Verkehrswege. Das Gewässer nimmt einen mehr gestreckten Lauf an, ist tief eingeschnitten und besitzt immer noch ein Gefälle von 0,5 ‰, während sich das Flußbett allmählich auf etwa 30 m erweitert. Beim Eintritt in den tonig-kalkig ausgebildeten oberen Muschelkalk, wendet sich die Blies unterhalb Bliesbrücken scharf nordwestlich und nimmt bei Habkirchen den von Assweiler kommenden Mandelbach auf, der im Oberlaufe flache breite Wiesengründe durchzieht.

Die meisten dieser Nebentäler münden mit fast ausgeglichenem Gefälle in das Haupttal. Bei Habkirchen durchbricht die Blies in einer engen Rinne die Muschelkalkplatte und wendet sich in großen Schleifen, durch weitere Zuflüsse verstärkt, der Saar zu, mit der sich die Blies bei Saargemünd

in 191,7 m Höhe über NN nach einem nahezu 100 (99,7) km langen Laufe vereinigt.

Das Gesamtgefälle der Blies von der Quelle bis zur Mündung beträgt 188,3 m, also 1,89 ‰; ihr Gesamteinzugsgebiet entwässert heute einen Niederschlagsraum von 1895,5 qkm.

Auf ihrer ganzen unteren Laufstrecke durch die Saarpfalz hat die Blies ein sehr schwaches Gefälle; bei Wellesweiler liegt ihr Bett 233 m, bei Blieskastel 214 m, an der Uhringsmühle bei Bliesbolchen auf 195,7 m Höhe. Infolge dieses geringen Gefälles sind die niedrigen Ufer des aufgeschütteten Talbodens bei größeren Niederschlägen und bei der Schneeschmelze häufigen Überschwemmungen ausgesetzt. Darum finden wir die Siedlungen an den dem Hochwasser entrückten Talrändern und auf den Talterrassen. Erst in der Gegenwart wird mit der Flußregulierung energisch begonnen.

Zahlreiche Flußterrassen heben sich beiderseits über der breiten Aue des Bliestales deutlich ab. Diese geben uns nicht nur Aufschluß über die Geschichte der Talbildung, sondern sind auch für den Anbau, die Besiedlung und die Verkehrswege von besonderer Bedeutung. Sie fehlen, soweit die Blies im Karbon und Rotliegenden verläuft, während sich im Buntsandstein ausgedehnte Schotterablagerungen ausbreiten, die hauptsächlich aus der Randausbildung des Buntsandsteins stammen. Weil diese aber bereits Gerölle aus dem Karbon und Rotliegenden einschließen, weist das Vorkommen solcher Gerölle auf den Terrassen jedoch nicht unbedingt auf einen Transport zur Diluvialzeit hin. Die Terrassen bilden auch hier keine zusammenhängenden Leisten, sind aber an einzelnen Stellen ganz deutlich ausgeprägt, so z. B. bei Mimbach, Blickweiler, Breitfurth, Wolfersheim, Bliesdalheim, Herbitzheim, Gersheim, gegenüber Reinheim, Bliesbrücken u. a. a. O. Sie sind mit Flußgeröll, Schottern, Kies, Sand und Lehm bedeckt und teilweise aus diesem Material aufgeschüttet. Im Durchbruchsgebiet der Blies durch den Muschelkalk sind die Terrassen weniger entwickelt, verbreitern sich aber unterhalb Habkirchen und besonders bei Bliesransbach; auch hier stammt das sie zusammensetzende Material meist aus dem Buntsandstein.

Diese Terrassenstufen sind Zeugen alter Talböden. Sie belehren uns, daß der Vorgang der Talbildung kein gleichmäßig fortschreitender war, sondern auch die Blies zeitweilig bei vermehrtem Gefälle sich besonders eingetieft und die Flußaue ausgeräumt hat. Zeiten der Ruhe mit niederem

Gefälle und mangelnder Tiefenerosion, in denen die Blies breitere Talauen schuf, wechselten mit solchen verstärkter Einschneidung ab.

Die Verwerfungen im Flußgebiete der Blies, welche den ganzen Westrich mehr oder weniger durchsetzen, können für die Hydrographie nur als geringe Störungen gelten. An ihren Bruchflächen sind im eigentlichen Bliesgebiete die nördlichen Flügel meist gegen die südlichen abgesunken, was neben dem nördlichen Einfallen der Schichten auch jene Tatsache erklärt, daß man flußaufwärts immer jüngere Schichten beschreitet, weil diese dort durch ihre tiefere Lagerung der Abtragung weniger ausgesetzt waren als weiter im Süden. Diese Senkung macht wohl auch jene Erscheinung verständlich, daß die Blies gegen das Streichen der Schichten fließt, indem vor dem Eintreten dieser Verwerfungen das ganze Gelände ein stärkeres Gefälle nach Süden hin aufwies als heute. Das Bliestal ist demnach als ein epigenetisches im weiteren Sinne zu bezeichnen, wobei jedoch nicht zu verkennen ist, daß auch gewisse Verwerfungen, wie jene bei Niederlinxweiler, unmittelbar bestimmend auf den Lauf der heutigen Blies eingewirkt haben.

Nach A. Penck (L. 584) und A. Leppla (L. 261) floß die Blies im Pfälzer Berglande in der älteren Diluvialzeit noch nicht wie gegenwärtig zur Saar, sondern von Neunkirchen aus in der Richtung Wellesweiler - Jägersburg nach der Landstuhler Bruchniederung und nahm mit deren Abfluß ihren Weg durch das Glan-, vielleicht auch Lautertal zur Nahe oder unmittelbar zum Rheine. Eine alte Wasserscheide trennte das Bliestal noch von der Saar und vom Schwarz- und Erbach. Diese Vermutung über den alten Blieslauf in der angedeuteten Richtung ist gegründet auf die Untersuchung der Flußschotter auf den Höhen links des heutigen Flußlaufes zwischen Mittelbexbach und Homburg, besonders aber bei Niederbexbach. Sie führen Gerölle aus dem Blieslaufe oberhalb Wellesweiler und senken sich nach O zur Niederung des Landstuhler Bruches. Bezüglich der Verbreitung dieser Schotter sei auf die Untersuchungen von A. Leppla (L. 260) über die westpfälzische Moorniederung und die Erläuterungen zu Blatt Zweibrücken der Geologischen Karte von Bayern, München 1903, verwiesen.

Nach neueren Untersuchungen können wir jedoch dieser Ansicht nicht beipflichten. Das heutige vielverzweigte System meist wasserreicher Bäche hat sich vielmehr erst allmählich und zwar durch das Vordringen der Entwässe-

rung von W nach O herausgebildet. Als nämlich infolge des Einbruches des Rheintalgrabens im Oligozän und durch die Ausfurchung des Mittelrheintales von Bingen abwärts hauptsächlich seit dem Pliozän sowie junge Krustenbewegungen andere Gefällsverhältnisse entstanden waren, mußten die Zuflüsse des Rheines, insbesondere auch Mosel, Saar, Nahe und Blies mit ihren Nebenbächen von der Mündung aus aufwärts ebenfalls ihr Bett vertiefen, sich bald schneller, bald langsamer rückwärts einschneiden und dadurch die frühere Landoberfläche mehr und mehr gliedern.

Wahrscheinlich bestand ursprünglich im Zuge der heutigen Moorniederung ein aus der Mittelpfalz kommender größerer Fluß, der hauptsächlich die Gewässer der östlich davon gelegenen Gebiete in sich vereinigte und durch die heute noch erkennbare Talung über Kirkel - Neuhäusel - Rohrbach - St. Ingbert nach W gegen die Saar hin seinen Lauf nahm. Weil dann durch den Einbruch des Rheintalgrabens ganz andere Oberflächenformen und Abdachungsverhältnisse entstanden, mußte sich ihnen auch hier die Entwässerung anpassen. Die Wasserläufe änderten vielfach Richtung und Gefälle, die Täler vertieften und verzweigten sich mehr und mehr. Die größte Änderung erfuhr damals der Blieslauf. Wahrscheinlich wurde dann der Felsriegel, der früher bei Schwarzenacker die Niederung nach S abschloß, unter Mitwirkung des Kirrberger Baches von ihr durchschnitten. Die Blies nahm nunmehr ihren Weg in das Schwarzbachtal. Das heutige Bliestal von Schwarzenacker abwärts ist somit ursprünglich vom Schwarzbach ausgefurcht worden. Die Blies ist dann lediglich dieser Furche gefolgt und hat sie mit ihrer stärkeren Wasserführung verbreitert und vertieft. Sie ist der einzige Fluß, der von N in die pfälzische Stufenlandschaft hineinfließt. Erst in jüngster Zeit haben Lauter und Glan die Bruch-Abwässer teilweise an sich gezogen und wieder nach O zum Rheine gelenkt.

Zwischen der Blies und der Prims münden nur kleinere Bäche aus dem Trias-, Karbon- und Permgebiete von rechts in die Saar.

Die Prims (Flußtabelle Nr. 3) ist der größte Nebenfluß der Saar aus dem devonischen Hunsrückgebiete. Sie entsteht auf der Wölbungsachse des Hunsrücks aus zwei Quellästen, der Kleinen und der Großen Prims, die zwischen den Quarzitrücken des Hochwaldes in 628 m Höhe nordöstlich Hermeskeil in der Nähe des Steinkopfes und des Sandkopfes entspringen. Nach ihrer Vereinigung bei Thiergarten

(553 m) durchschneidet der Bach in südlicher Richtung und meist in enger Talrinne fast rechtwinkelig zum Streichen der gefalteten Schichten die bunten Phyllite, Hermeskeil-Tonschiefer und harten Taunusquarzit bis Nonnweiler, wo er den devonischen Hunsrück verläßt und in das Perm der Primsmulde eintritt.

Hier wird das Tal im Unterrotliegenden und bei Kastel im Oberrotliegenden breiter. Zwar behält die Prims auch auf dieser Strecke und weiterhin vorläufig ihren südlichen Lauf bei, wird aber plötzlich bei Mühlfeld in einem annähernd rechten Winkel nach W gedrängt, folgt dann bei Dagstuhl der Stoßrichtung des dort einmündenden Wadrillbaches wieder fast südwärts bis Körperich, um sich von dort in südwestlichem Laufe bis Dillingen der Saar zuzuwenden.

In dem Quarzitrücken, der sich vom Kahlenberg bei Nonnweiler über den Ring- und Dalberg erstreckt, fällt nördlich Otzenhausen eine 5—600 m breite Berglücke auf, in der untere Lebacher Schichten in größerer Mächtigkeit aufgeschlossen sind. Wie schon H. Grebe vermutete, muß also diese 80—100 m tiefe sattelförmige Einbuchtung zwischen dem Kahlenberg und dem Ring bereits vor der Ablagerung des Unterrotliegenden vorhanden gewesen sein und dürfte von einem sehr alten Wasserlaufe herrühren. Da dieser breite Durchbruch, den jetzt die Straße Züsch - Otzenhausen benutzt, in der Fortsetzung des Primslaufes liegt, scheint schon ehemals vor der Hebung des Gebietes hier die Vorprims ihren weiteren Lauf nach S und dann nach O zur Nahe genommen zu haben.

Die größten rechten Zuflüsse der Prims aus dem Hunsrück, nach Entstehung und Verlauf der oberen Prims ähnlich, sind der Lösterbach und die Wadrill. Beide schieben sich dort zwischen die Quellen der Ruwer und der kleinen Dhron, wo die Wasserscheide nach N ausbiegt. Sie entspringen am Südabhange der Hohen Wurzel bei Reinsfeld, folgen der allgemeinen Geländeabdachung nach S, wobei die Wadrill den sich nach NO sehr verschmälernden Errwald-Quarzitrücken durchschneidet.

Der Nunkirchener Bach kommt von NW aus dem Taunusquarzit, nimmt unterwegs zahlreiche kleinere nordsüdlich gerichtete Wasseradern aus den Quellhorizonten des Oberrotliegenden (Sandsteine der Waderner Schichten) auf und erreicht unterhalb Nunkirchen die Prims, die dort in großem Bogen die Melaphyrdecke durchschneidet.

Ein größerer Zufluß von links, der allerdings nicht mehr dem devonischen Hunsrückgebiete angehört, ist die bei Theley am Schaumberge (571 m) entspringende Thel, verstärkt durch den Dirminger Bach. Sie mündet bei Körperich und drängt die Prims in ihrer Laufrichtung weiter nach SW. Wegen der Nähe der Saar-Nahe-Wasserscheide, empfängt die Prims weiterhin nur mehr kleinere Nebengewässer.

Infolge der härteren Gesteine bildet das Primstal im Oberlaufe eine enge Erosionsrinne, soweit der Gebirgsbach die festen, meist quarzitischen Schichten des Unterdevon fast rechtwinkelig zum Streichen durchschneidet. Aber mit dem Eintritte in das Unterrotliegende (Primsmulde) bei Nonnweiler wird das Tal breiter mit flacheren Gehängen. Jedoch finden sich noch im weiteren Verlaufe, besonders unterhalb Bardenbach im Bereiche des durchbrochenen Oberrotliegenden, das dort hauptsächlich aus mächtigen Porphyr-, Melaphyr- und Quarzitkonglomeraten besteht, noch Strecken mit steilfelsigen Talwänden. Das Tal ist besonders dort gewunden, wo geringes Gefälle und eine breite Talsohle die Entstehung von freien Mäandern ermöglichten oder Gebirgshindernisse Flußkrümmungen erzwangen.

In ihrem Unterlaufe hat die Prims mit ihren Vorläufern von Körprich abwärts in den weicheren oberen Kuseler Schichten (ru) und dem grobkörnigen Vogesensandstein (sm) weite Talungen geschaffen und besonders in dem ausgedehnten Mündungstrichter mächtige Schotter- und Lehmterrassen hinterlassen. Die breiten Talböden, die sich von der Linie Litermont - Steinberg auf beiden Talflanken nach SW hinziehen, sind sowohl gegen die Prims wie auch gegen die Saar geneigt und verdanken ihre Entstehung nur im äußersten Mündungsgebiete der Mitarbeit der Saar. Ihre stufenförmige Verbreitung ist auf Abb. 26 im Anhang dargestellt. Die mächtigen Geröll-, Sand- und Lehmmassen legen Zeugnis davon ab, daß die ältere Prims mit ihren Parallelbächen gewaltige Wassermassen nach SW zur Saar verfrachtet und nicht geringen Einfluß auf den Saarlauf ausgeübt hat. Die bis kopfgroßen Geröllkomponenten bestehen hauptsächlich aus Gang- und Kluftquarzen, Quarziten, Quarzitschiefern, Kieselschiefern, permischen Kieselhölzern, Sandsteinen, Konglomeraten aus dem Rotliegenden, Porphyren und Melaphyren. Das charakteristische Primsschottermaterial aus dem Taunusquarzit und dem Rotliegenden ist auch noch weithin auf den Saarterrassen zu beobachten. Sowohl in diluvialer wie auch noch in alluvialer

Zeit haben die riesigen Schuttmassen unter dem Einflusse des Klimawechsels und dem jeweiligen Druck der Saar zwischen Abtragungs- und Aufschotterungsperioden das Strombett stellenweise öfters verbaut und die Mündung wiederholt in ganz bestimmter Weise seitlich verlagert, sodaß sie zeitweilig von Bettstadt aus mehr nördlich in der Richtung auf den Hoesberg bezw. mehr südlich gegen Roden und Schönbruch verlegt wurde. So hat die Prims erst in der jüngsten Erosionsperiode den Steilhang am Fuße des Dillinger Waldes ausgebildet und sich jetzt wieder etwas davon zurückgezogen.

Die Siedlungen im unteren Primstale entstanden auf der hochflutfreien Niederterrasse oder an den Berghängen und fruchtbarem Hinterlande (Piesbach, Bettstadt, Bilsdorf, Nalbach, Diefflen, Dillingen).

Das Gefälle der Prims (Gefällstabelle 3) nimmt vom Ursprung an, wo es 20 ‰ ausmacht, ziemlich gleichmäßig schnell ab. Zwischen Thiergarten und Nonnweiler beträgt es noch 15 ‰, unterhalb Körprich, wo das Gewässer durch die Einmündung der Thel in den unteren Kuseler Schichten nach der breiten Diluvialtalniederung im Buntsandstein gedrängt wird, nur mehr 2 ‰, um nach mehrfachen Verästelungen in der Nalbach-Diefflener Talweitung bei Dillingen in 173,5 m Höhe die Saar zu erreichen. Zur Verhinderung von Überschwemmungen wurde ständig durch künstliche Regulierung des Flußbettes die Prims in der breiten Talniederung ihres trägen Unterlaufes eingedämmt und ihre Mündung in letzter Zeit mehr saarabwärts nach N verlegt. Sowohl bei den Erweiterungsarbeiten der Dillinger Hüttenwerke wie auch bei der Primsbegradigung bei Nalbach und Diefflen wurden in den letzten Jahren in der Sohlenterrasse auf Diluvialschottern riesige Eichenstämme von 6—10 m Länge und mehr als 1 m Durchmesser freigelegt, die bereits völlig durchschwärzt und zum Teil verkohlt sind, obwohl heute entsprechende Wälder in der Nähe fehlen. Sie legen Zeugnis ab von der Gewalt des reißenden Gewässers noch in geschichtlicher Zeit, vielleicht auch von dem Bestreben der Menschen, den Fluß schon vor Jahrhunderten einzudämmen.

Unterhalb der Prims münden als Abwässer des Hunsrücks in teilweise tief eingeschnittenen Tälern außer zahlreichen kleineren Gerinnen in die Saar: der Mühlenbach bei Beckingen und der Seffersbach bei Merzig, die sich aber hauptsächlich im Buntsandstein- und Muschelkalkgebiete der Merziger Triasmulde entwickelten. Der Seffers-

bach entspringt bei Britten im Taunusquarzit des Hochwaldes, durchfließt anfänglich eine flache Talmulde, die allmählich an der Grenze zwischen mittlerem Buntsandstein und oberem Muschelkalk in ein enges tiefeingeschnittenes Tal übergeht und bei Merzig in 167 m Höhe in die Saar mündet.

Saarabwärts folgen dann in dem Devon nur noch kleinere Bäche, welche den Westrand des Hunsrücks in jungen Kerbtälern zerschneiden, deren untere Talhänge meistens Weinreben tragen.

Die Nebenflüsse der Mosel aus dem Hunsrückgebiete fließen mit geringer Ausnahme in nordöstlicher Richtung, d. h. in der vorherrschenden Fallrichtung des Hunsrückschiefers. Von ihnen berühren nur der Olewigerbach und die Ruwer unser engeres Untersuchungsgebiet, die darum hier noch kurz berücksichtigt werden sollen.

Der Olewigerbach entspringt im Hunsrückschiefer südlich von Franzenheim in 437 m Höhe, fließt meist in ziemlich breiter Talsohle in nordwestlicher Richtung, wird in seinem Unterlaufe Altbach genannt und mündet in Trier in die Mosel (126 m).

Bei den gegenwärtigen (Trierer) Ausgrabungen des römischen Tempelbezirks im Altbachtale wurde festgestellt, daß die Bauten der verschütteten keltischen Siedlung bis in das jetzige Bett des Altbaches hinein reichten. Es ist daher anzunehmen, daß der Bach ursprünglich einen nördlicheren Unterlauf hatte. Ältere Chronisten sind der Meinung, daß von der Heiligkreuzer Brücke, also oberhalb des Tempelbezirks, der Altbach in früheren Zeiten eine Krümmung machte und seinen Lauf nach dem Mustor nahm, um sich dann in nordwestlicher Richtung der Mosel zuzuwenden. Spuren dieses früheren Bachbettes in der Richtung nach dem Pferdemarkt sind jetzt im Garten der Clarissen gefunden worden.

Die Ruwer (Flußtabelle Nr. 6), neben der Dhron der größte Nebenfluß der Mosel aus dem Hunsrückgebiete, soll hier aus tektonisch-morphologischen Gründen mit einbezogen werden. Sie entspringt in 650 m Höhe am Südabhange des Rösterkopfes bei Reinsfeld im Dhroner Quarzit des Osburger Hochwaldes. Anfangs folgt sie der Abdachung des Quarzitzuges in breiter, flacher Talmulde nach SO bis unweit Kell, biegt dann auffallend scharf um und durchfließt in südwestlicher Richtung ein breites Längstal zwischen den beiden Quarzitrücken des Rösterkopfes und Errwaldes bis Zerf. Auf

diesem Wege nimmt sie von beiden Seiten kleinere Bäche auf, und sogleich beginnt das Tal unterhalb der Niederfeller Mühle sich tiefer in die Hochfläche einzusenken. Bis Zerf liegt das Ruwertal fast ganz im Hunsrückschiefer, während von da ab Tonschiefer und Quarzite wechsellagern. Statt diese widerstandsfähigen Gesteinsschichten zu umgehen und in der bisherigen südwestlichen Richtung nach der Saar weiterzufließen, biegt die Ruwer bei Niederzerf (342 m), gedrängt von dem ihr hier aus SW zufließenden Großbach. in einem sehr scharfen Bogen nach NNO, durchschneidet antizedent die harten Taunusquarzite und weiterhin die Tonschiefer in einem engen vielfach gewundenen Tale bis zur Mündung in die Mosel. Auch auf dieser Strecke fließen der Ruwer von beiden Seiten kleinere Nebenbäche zu, unter denen die Rauruwer, der Enterbach und besonders die Riveris die bedeutendsten sind. Sie kommen vom Rösterkopf im Osburger Hochwald und durchschneiden auf ihrem Laufe in engen, tiefen, stellenweise schluchtenartigen Tälern mehrere Quarzitrücken der Hohen Wurzel. Mit der Einmündung der Riveris nimmt auch die Ruwer die allgemeine Nordwestrichtung der Moselbäche und des Hunsrücks an und mündet bei dem gleichnamigen Orte Ruwer in 121,9 m Höhe in die Mosel.

Auf ihrem 45,7 km langen Laufe hat die Ruwer demnach eine Fallhöhe von 528,1 km; ihr durchschnittliches Gefälle auf 1 km beträgt 11,55 m, ist also im Vergleiche zu den anderen Hunsrückbächen gering. Es erreicht nur im Quellgebiete gegen 100 ‰, bis Kell durchschnittlich noch 42 ‰, ermäßigt sich zwischen Kell und Zerf weiter auf 9 ‰ und bis zur Mündung auf etwa 5 ‰.

Von besonderer Bedeutung für die Erkenntnis der Entwicklungsgeschichte der Talbildung der Ruwer sind die stellenweise recht ausgedehnten Diluvialterrassen, die besonders zu beiden Seiten ihres Unterlaufes bis mehr als 100 m über der Talsohle auftreten. Sie entsprechen in ihren Höhenlagen den großen Terrassengruppen auf der rechten Seite der Mosel sowie der Saar bei Irsch und Kernscheid. Stellenweise sind sie recht breit erhalten, so besonders bei Ollmuth und Morscheid. Kleinere Terrassenreste finden sich vielfach längs der Ruwer bis Zerf in tieferen Niveaus bis zu 60 m über dem heutigen Bette, besonders bei Waldrach, Morscheid und Sommerau. Selbst auf der inselförmigen Kuppe, welche die Burg Sommerau trägt, liegt eine kleine Diluvialdecke. Terrassenschotter und Talmulden deuten

darauf hin, daß früher die obere Ruwer aus dem Gebiete von Zerf weiter nach W in der Richtung des Irscher Baches unterhalb Beurig in die Saar geflossen ist. Vermutlich wurde sie später infolge stärkerer Hebung in der Zone der Hunsrückfirstlinie gezwungen, ihren Unterlauf nach N zum Moseltrog zu verlegen.

Im Hunsrückgebiete zeigen die Flußläufe und Täler manche Eigenarten.

Wegen der Nähe der Wasserscheiden gegen Mosel, Ruwer und Prims, empfängt die Saar auf ihrer unteren Laufstrecke durch das Rheinische Schiefergebirge unmittelbar aus dem devonischen Hunsrück von rechts nur kleine Bäche und zwar mit meist starkem, unausgeglichenem Gefälle aus jungen, tief eingeschnittenen Tälchen (Saarhölzbacher-Bach, Schwellenbach, Casselbach, Ockfener-Bach, Grawettsbach, Prowettsbach, Oberemmeler-Bach, Gaylbach u. a.), die zum Teil auf eine junge Hebung des Gebietes hindeuten. In starker rückschreitender Talvertiefung begriffen, nagen sie über den Trograng hinaus mit ihren zahlreichen Quellästen bereits die untere Rumpffläche des Schiefergebirges immer mehr an und haben die Wand des Saartroges bereits in viele Riedel zerschnitten.

Die übrigen südlichen Hunsrückbäche bis zur Wasserscheide gegen die Nahe hin folgen der heutigen Abdachung des Geländes zunächst nach S und SW, um dann in großem Bogen durch die Prims die Saar zu erreichen. In auffallender Weise haben sie anscheinend die ehemalige Wasserscheide von dem in SW-Richtung vom Taunus her durch den Hunsrück bis über die Saar hinaus zur Mosel bei Sierck verlaufenden Quarzitzug weiter nördlich verlegt. Einige greifen rückwärts in verhältnismäßig breiten Durchbrüchen weit über die Quarzitkämme hinaus (Prims, Wadrillbach), wie wir es auch weiter östlich an einigen der Nahe tributären südlichen Hunsrückabwässern sehen (Simmer, Guldenbach), was nicht nur auf rückschreitende Erosion und Anzapfung, sondern wohl auch auf Präexistenz, bzw. junge Hebung und zeitweilige größere Wasserführung hindeutet.

Denken wir uns, daß bis gegen Ende der Tertiärzeit der von Sierck an der Mosel über den Rhein bei Bingen durch den Taunus in fast gerader Linie sich fortsetzende Quarzitzug, der im Hunsrück außer dem Paß zwischen Greimerath und Britten nur im Hahnenbachgebiete eine Unterbrechung zeigt, als Gebirgskamm die Wasserscheide zwischen den Mosel- und den Saar-Nahe-Zuflüssen getragen hat, so wäre

es verständlich, warum es trotz der stärkeren Erosion in der Diluvialzeit nur wenigen Gewässern gelang, die Quarzitrücken zu durchschneiden. Der Durchbruch des Rheines zwischen Bingen und Lorch, bezw. Bonn erfolgte bereits im Oberoligozän (L. 541), während derjenige der Saar unterhalb Ponten erst jungtertiär nachweisbar ist. Vor der Talvertiefung floß wohl die Saar in ihrem Unterlaufe größtenteils über die damals dort noch nicht völlig abgetragene Triasdecke und begleitete später den zurückweichenden Buntsandsteinrand stellenweise als Saumfluß im weiteren Sinne. Die alten Talböden, welche den Fluß auf den Höhen umsäumen, beweisen, daß sich die Saar seit der Tertiärzeit mehr als 200 m in den Hunsrückschiefer und Taunusquarzit eingesägt hat.

Von den zur Saar und Nahe gerichteten Nebenflüssen wäre es also demnach nur der Prims, dem Wadrillbach, sowie dem Guldenbach, dem Simmer- und Hahnenbach gelungen, die alte Wasserscheide der Quarzitrücken nach NW, bezw. N zurück zu verlegen. Ihre Talformen sind daher infolge ungleichen Alters und des mehrfachen Gesteinswechsels (Tonschiefer, Quarzite, bunte Phyllite, permische Eruptiva, Rotliegendes, Buntsandstein) auf den einzelnen Strecken sehr verschieden.

Die meisten der übrigen Nebentäler aus dem Hunsrück, insbesondere die zur Mosel gerichteten, wurzeln an den Seitenflanken der Quarzitrücken oder folgen ihnen heute in gleicher Streichrichtung mit geringem Gefälle (Ruwer, Dhron, Idar). Wir dürfen daher annehmen, daß zur Zeit des Beginnes der Talbildung außerhalb des Gebietes der eigentlichen Saar das Gefälle von der alten Kammwasserscheide nach S sowie SO zu dem in die Saar-Nahe-Senke im O eingelagerten Tertiärbecken wesentlich größer war, als nach N zur Mosel hin.

Anders dagegen ist die Vorstellung, wenn wir bedenken, daß der Verlauf der heutigen Wasserscheide besonders im östlichen Hunsrück keineswegs petrographisch, sondern durch die geologisch-tektonische Entwicklung des Gebietes bedingt ist. O. Münch (L. 120) wies darauf hin, daß sie auch im Soonwaldgebiete nicht in der direkten Fortsetzung der rechtsrheinischen Quarzitzüge, sondern viel weiter nördlich derselben auf dem flachen, etwa 100 m niedrigeren Plateau bei Lingerhahn und Kastellaun verläuft. Da hier die zur Nahe eilenden, den Quarzitzug durchbrechenden Bäche mit geringem Gefälle nur wenig in das Plateau einge-

schnitten sind, während die der Mosel nach N zu fließenden Gewässer schon in der Nähe ihrer Quelle stärkeres Gefälle und tiefe Erosionstäler aufweisen, kann die rückschreitende Erosion diesen sonderbaren Verlauf der Wasserscheide nicht veranlaßt haben; sie wäre dadurch vielmehr eher gegen S nach dem Soonwalde hin verschoben worden. Außerdem ist festgestellt, daß diese Seitentäler der Nahe schon sehr alt sind. Denn es finden sich auf den Terrassen des Guldenbachs bis zum Beginne des Durchbruchtals bei Rheinböllen marine Sande der Mitteloligozänzeit in ungefähr 100 m Höhe über dem jetzigen Bachspiegel, während solche weiter nördlich fehlen. Jedoch waren wohl in jener Zeit dort die Niveauverhältnisse noch ganz anders als heute, denn die Senkung am Südrande des Rheinischen Schiefergebirges, im Mainzer Becken, hatte eben erst begonnen. Das Gefälle der Nahebäche war also damals noch geringer als jetzt, und trotzdem durchschnitt der Guldenbach den Quarzitrücken des Soonwaldes. Demnach wäre anzunehmen, daß die heute dort emporragenden Quarzitzüge noch unter dem Niveau des Hunsrückschieferplateaus lagen, die Wasserscheide also primär sei und jetzt ungefähr wie damals verläuft.

Die Talformen werden im devonischen Hunsrückgebiete besonders vom Streichen der Schichten beeinflußt. Die Längstalstrecken zeigen im allgemeinen geringeres Gefälle, flachere Böschungen und breite Sohlen, oft mulden- oder wannenförmige Erweiterungen. Die Quertalstrecken sind dagegen meist eng, schluchtenartig mit steilen Gehängen; sie hemmen die Siedlung und sind von Wäldern umsäumt. A. Leppla (L. 103) sieht die Ursache dieser lokalen Verschiedenheit der Böschungsverhältnisse zwischen den streichenden und querenden Talstrecken hauptsächlich in der Richtung der Hauptablösungsflächen des Schiefers. Er weist darauf hin, daß beim Verlaufe der Gewässer im Streichen der Schicht- und Schieferflächen sich die plattigen Schieferbrocken leichter ablösen und zerfallen, sodaß dadurch die Entwicklung flacher Gehänge und breiter Talmulden begünstigt wird, die dann meistens üppige Wiesen, Äcker und Siedlungen tragen. Dagegen haben die Gehänge der engen felsigen Quertäler keine Neigung, sich zu verflachen und zeigen vielfach schroffe und hohe Steilhänge.

Übersicht

über die Zuflüsse der Saar von der Mündung bis Saargemünd.

Auf ihrem Mittel- und Unterlaufe empfängt die Saar von links aus dem lothringischen Stufen- und Tafellande, insbesondere aber von rechts aus dem devonischen Hunsrück sowie hauptsächlich dem Karbon und Perm zahlreiche Zuflüsse, von denen die größten (die Nied S. 106, die Leuk S. 112, die Blies S. 114 und die Prims S. 119) besonders betrachtet wurden.

Es münden in die Saar

von links:	von rechts:
Der Maarbach unterhalb Cönen,	Der Gaylbach mit dem Lambertsbach unterhalb Konz,
der Wawerner-Bach bei Bibelhausen,	der Oberemmler-Bach unterhalb Wiltingen,
	der Prowettsbach in Wiltingen,
der Ayler-Bach unterhalb Ayl,	der Grawettsbach oberhalb Wiltingen,
die Leuk mit dem Perbesbach, Schenkelsbach, Weiher-Bach bei Saarburg,	der Ockfener-Bach bei Ockfen,
	der Casselbach oberhalb Ockfen,
	der Montersbach oberhalb Crutweiler,
der Staadter-Bach bei Staadt,	der Mönchsflöß unterhalb Serrig,
der Pinschbach oberhalb Castel,	der Serriger-Bach bei Serrig,
der Breinsbach unterhalb Taben,	der Cahrenbach unterhalb Taben,
der Wenichbach oberhalb Taben,	der Schulister-Bach gegenüber Taben,
der Wolfsbach gegenüber Saarhölzbach,	der Schwellenbach mit dem Hunscheidter-Bach unterhalb Saarhölzbach,
der Weselbach unterhalb der Cloev,	der Saarhölzbacher-Bach bei Saarhölzbach,
der Steinbach bei Steinbach,	der Seffersbach mit dem Ritzer-Bach bei Merzig,
	der Marbach oberhalb Merzig,
der Tünsdorfer-Bach mit dem Salzbach bei Dreisbach,	der Harlinger-Bach bei Harlingen,
der Kohlenbrucher-Bach bei Schwemmlingen,	der Ohligsbach gegenüber Fremmersdorf,
der Dürrmühlenbach mit Weiher-Bach u. Monbach bei Mechern,	der Beckinger-Bach b. Beckingen,
	der Kondeler-Bach oberhalb Rehlingen,

von links:	von rechts:
die Nied unterhalb Rehlingen,	der Pachtener-Bach bei Pachten,
der Mühlbach oberhalb Rehlingen,	die Prims bei Dillingen,
	der Rodener-Bach oder Ellbach bei Saarlautern,
der Wallerfanger-Bach mit dem Lumpenbach und dem Mühlenbach bei Wallerfangen,	der Mühlbach bei Fraulautern,
	der Lochbach bei Ensdorf,
	der Schwalbacher-Bach und Mühlenbach unterhalb Bous,
der Schwarzenbach unterhalb Schönbruch,	der Köllerthaler-Bach bei Völklingen,
	der Frommersbach bei Luisenthal,
die Bist bei Wadgassen,	der Alsbach oberhalb Luisenthal,
die Rossel mit dem Lauterbach bei Wehrden,	der Burbach bei Saarbrücken-Burbach,
	der Fischbach bei Saarbrücken-Rußhütte,
der Gehlenbach und der Aschbach bei Ottenhausen,	der Sulzbach bei Saarbrücken-St. Johann,
	der Scheidter-Bach bei Saarbrücken-Brebach,
der Simbach unterhalb Bübingen,	der Fechinger-Bach unterhalb Güdingen,
der Lixinger-Bach bei Großblittersdorf,	der Scheerbach bei Kleinblittersdorf,
der Wölferdinger-Bach mit dem Wustweiler-Bach u- dem Ruhlinger-Bach bei Wölferdingen.	der Tiefenbach unterhalb Auersmacher,
	die Blies bei Saargemünd.

Flußtabelle Nr. 1.

Lauflänge und Gefälle der Saar von Saargemünd bis Konz.

1	2	3	4	5		
Teilstrecken Orte	Höhe über NN	Längenunterschied	Höhenunterschied	Gefälle auf 1 km	Gesteine	
	+ m	km	m	m		Bemerkungen
1. Saargemünd . .	192				Triasmulde	ku
		1,5	2	1,33		
2. Hanweiler . .	190					
		2,6	2	0,76		
3. Auersmacher .	188					mo
		2	1	0,60		
4. Großblittersdorf	187					
		2,2	—	—		

1	2	3	4	5		
Teilstrecken Orte	Höhe über NN	Längen-unter-schied	Höhen-unter-schied	Gefälle auf 1 km		Gesteine
	+ m	km	m	m		Bemerkungen
5. Bübingen . . .	187					mu
		2,5	1	0,40		
6. Güdingen . . .	186					(Verwerfung)
		7	1	0,14	Karbonsattel	
7. Saarbrücken .	185					sm
		5,3	4	0,75		
8. Luisenthal . .	181					Ober-Karbon
		5,2	2	0,38		
9. Völklingen . .	179					Ottw. Sch.
		2,3	1	0,43		
10. Hostenbach . .	178					
		2,2	1	0,45		
11. Buss	177					Saarbr. Sch.
		11,5	2	0,17		
12. Saarlautern . .	175					sm
		6,5	1	0,15		
13. Dillingen . . .	174				Ausraum	sm
		6,8	1	0,14		(Verwerfung)
14. Beckingen . .	173					mo
		10	6	0,60		mu
15. Merzig . . .	167					sm
		8	2	0,25		
16. Dreisbach . .	165					
		7,2	7	0,97		
17. Mettlach . . .	158					Taunus-Quarzit
		2,8	3	1,08		und
18. Saarhölzbach .	155					Devonschiefer
		4,6	2	0,43		
19. Taben-Rodt . .	153					
		3,4	3	0,88		
20. Ober-Hamm . .	150					
		4	5	1,25		Hunsrück-
21. Serrig	145					Tonschiefer
		2,1	2	0,95		

1	2	3	4	5	
Teilstrecken Orte	Höhe über NN	Längen-unter-schied	Höhen-unter-schied	Gefälle auf 1 km	Gesteine
	+ m	km	m	m	Bemerkungen
22. Krutweiler . .	143				Hunsrück-Tonschiefer
		2	3	1,50	
23. Saarburg . . .	140				
		2,8	2	0,71	
24. Ockfen	138				
		2	2	1,00	
25. Schoden . . .	136				
		3	1	0,33	
26. Wiltingen . .	135				
		—	2	—	
27. Kommlingen .	133				
		3	1	0,33	
28. Kanzem . . .	132				
		2	1	0,50	
29. Unter-Hamm .	131				
		2	1	0,50	
30. Könen-Filzen .	130				
		2,1	2	0,95	
31. Konz	128				
		0,8	0,9	—	
32. Saarmündung .					

a) Gesamtlauflänge der Saar (Quelle bis Mündung) = **230 km;**

b) Luftlinie (Quelle bis Mündung) = **136 km;**

c) Gesamtflußentwicklung = 230 km : 136 = **1,69 : 1;**

d) Gesamtgefälle (Quelle bis Mündung) = 582,9 m = **2,53 ‰;**

e) Das Gesamteinzugsgebiet der Saar entwässert einen Niederschlagsraum von **7420,8 qkm.**

aa) Lauflänge der Saar von der Bliesmündung bis zur Mündung in die Mosel = **119,4 km;**

bb) Luftlinie (Bliesmündung bis Saarmündung) = **74,4 km;**

cc) Flußentwicklung (Bliesmündung bis Saarmündung) = 119,4 km : 74,4 = **1,6 : 1;**

dd) Gesamtgefälle auf dieser Strecke = 64,6 m = **0,54 ‰;**

ee) Das Einzugsgebiet der mittleren und unteren Saar entwässert einen Niederschlagsraum von **3742,1 qkm.**

Flußtabelle Nr. 2.

Lauflängen und Gefälle der größeren Nebenflüsse der Saar.

Die Blies.

1	2	3	4	5	6	7
Flußabschnitte Kontrollpunkte	Entfernung von der Mündung	Längen-unter-schied	Höhe über NN	Höhen-unter-schied	Gefälle in ‰	Gesteine
	km	km	+ m	m		Bemerkungen
1. Bliesquelle	99,69		380			ro
		4,5		90	20,00	
2. Osenbach, Brücke	95.19		290			(Melaphyr)
		2,0		10	5,00	
3. Bliesen	93,19		280			ru
		6,7		11	1,64	
4. St. Wendel	86,49		269			
		2,0		9	4,5	
5. Oberlinxweiler	84,49		260			(Melaphyr)
		13,5		10	0,74	
6. Wiebelskirchen	70,99		250			Ober-Karbon
		8,8		17	1,93	
7. Wellesweiler	62,19		233			
		1,56		0	0	
8. Oberbexbach	60,63		231,2			sm
		11,55		10,1	0,87	
9. Schwarzenacker	49,08		219,9			(Hauptsattel-Überschiebung)
		12,16		9,0	0,74	
10. Blieskastel	36.92		213,9			mu u. mm
		10,63		4,7	0,44	
11. Herbitzheim	26,29		207,7			(dolomitisch)
		13,71		8,4	0,61	
12. Habkirchen	12,58		199,2			mo
		5,48		3,9	0,71	
13. Uhringsmühle	7,10		195,7			(tonig)
		7,10		5,2	0,73	
14. Bliesmündung	0,0		191,7			

a) Gesamtlänge der Blies von der Quelle bis zur Mündung = **99,7 km;**
b) Luftlinie (Quelle bis Mündung) = **46,2 km;**
c) Gesamtflußentwicklung: 99,7 : 46,2 = **2,158 : 1;**
d) Gesamtgefälle von der Quelle bis zur Mündung = 188,3 m = **1,89 ‰;**
e) Das Gesamteinzugsgebiet der Blies entwässert einen Niederschlagsraum von **1895,5 qkm.**

Flußtabelle Nr. 3.

Lauflängen und Gefälle der größeren Nebenflüsse der Saar.

Die Prims.

1	2	3	4	5	6	7
Flußabschnitte Kontrollfestpunkte der Teilstrecken	Entfernung von der Mündung	Längen-unter-schied	Höhe über NN	Höhen-unter-schied	Gefälle in ‰	Gesteine
	km	km	+ m	m		Bemerkungen
1. Quelle d. Prims (Ursprung) . .	63,7		628			
		3,4		75	23,06	U.-Devonische Phyllite und Hermeskeil-Schichten
2. Vereinigung mit der Kl. Prims .	60,3		553			
		4,2		59	14,04	
3. Damflos . . .	56,1		494			
		9,1		138	15,16	(Melaphyr)
4. Mariahütte . .	47,0		356			
		2,5		14	5,60	
5. Castel	44,5		342			
		4,3		52	12,09	ro
6. Mühlfeld . . .	40,2		290			
		2,8		9	3,21	
7. Krettnich . .	37,4		281			
		6,5		39	6,00	(Melaphyr und Porphyr)
8. Biel (Speckbach-mündung) . .	30,9		242			
		9,5		21	2,21	
9. Bettingen, Pegel	21,4		221			sm
		3,6		8	2,22	
10. Primsweiler Mühle	17,8		213			
		2,3		13	5,65	
11. Knorscheid Theelmündung	15,5		200			ru
		5,7		7	1,23	
12. Nalbach, Pegel	9,8		193			(Verwerfung)
		9,8		19,5	1,99	
13. Primsmündung	0,0		173,5			sm

a) Gesamtlänge der Prims von der Quelle bis zur Mündung = **63,7 km;**

b) Luftlinie (Quelle bis Mündung) = **45,6 km;**

c) Gesamtgefälle von der Quelle bis zur Mündung = 454,5 m = **7,14 ‰;**

d) Gesamtflußentwicklung = 63,7 : 45,6 = **1,40 : 1;**

e) Das Gesamteinzugsgebiet der Prims entwässert einen Niederschlagsraum von **739,0 qkm.**

Flußtabelle Nr. 4.

Lauflängen und Gefälle der größeren Nebenflüsse der Saar.

Die Nied.

1	2	3	4	5	6	7
Flußabschnitte Kontrollfestpunkte	Entfernung von der Mündung	Längenunterschied	Höhe über NN	Höhenunterschied	Gefälle in ‰	Gesteine
	km	km	+ m	m		Bemerkungen
1. Quelle der Deutschen Nied	102,1		272			km (Salz- und Gipskeuper)
		3,0		13	4,33	
2. Marienthal . .	99,1		259			
		14,1		14	0,99	
3. Vereinigung der Quellbäche . .	85,0		245			
		13,1		7	0,53	
4. Kriechingen . .	71.9		238			mo (tonig)
		11.9		21	1,76	
5. Rollingen . . .	60,0		217			
		3,8		2	0,52	
6. Morlingen . .	56,2		215			
		8,4		11	1,30	
7. Vereinigung der Deutsch. u. Frz. Nied	47,8		204			km (Salz- und Gipskeuper) (Sprung von Metz)
		25,2		11	0,44	
8. Bibischer Bach-Mündung bei Busendorf . .	22,6		193			
		12,0		10	0,83	
9. Niedaltdorf P	10,6		183			mo (tonig-dolomitisch)
		10,6		12,5	1,18	
10. Niedmündung	0,0		170,5			

a) Gesamtlänge der Nied von der Quelle der Deutschen Nied bis zur Mündung = **102,1 km;**

b) Luftlinie (Quelle bis Mündung) = **34,8 km;**

c) Gesamtflußentwicklung = 102,1 km : 34,8 = **2,93 : 1;**

d) Gesamtgefälle von der Quelle bis zur Mündung = 101,5 m = **0,994 ‰;**

e) Das Gesamteinzugsgebiet der Nied entwässert einen Niederschlagsraum von **1371,8 qkm.**

Flußtabelle Nr. 5.

Lauflängen und Gefälle der größeren Nebenflüsse der Saar.

Die Leuk.

1	2	3	4	5	6	7
Flußabschnitte Kontrollfestpunkte	Entfernung von der Mündung km	Längenunterschied km	Höhe über NN + m	Höhenunterschied m	Gefälle in ‰	Gesteine Bemerkungen
1. Quelle der Leuk	21.8		372			Taunusquarzit
		4,5		22	4,9	
2. Oberleuken . .	17,3		350			
		3,5		30	8,57	sm
3. Haselmühle . .	13,8		320			
		5,5		115	20,9	
4. Collesleuken . .	8,3		205			
		3,1		23	7,42	
5. Trassem . . .	5,2		182			
		2,6		14	5,38	
6. Rothermühle . .	2,6		168			Hunsrück-Schiefer
		2,0		11	5,5	
7. Saarburg . . .	0,6		157			
		0,6		16,7	27,8	
8. Mündung der Leuk	0,0		140,3			

a) Gesamtlänge der Leuk von der Quelle bis zur Mündung = **21,8 km;**

b) Luftlinie (Quelle bis Mündung) = **16,7 km;**

c) Gesamtflußentwicklung = 21,8 km : 16,7 = **1,305 : 1;**

d) Gesamtgefälle von der Quelle bis zur Mündung = 230,3 m = **10,52 ‰;**

e) Das Gesamteinzugsgebiet der Leuk entwässert einen Niederschlagsraum von **81,8 qkm.**

Flußtabelle Nr. 6.

Lauflänge und Gefälle der Ruwer.

(Zum Vergleich mit der Saar.)

1	2	3	4	5	6	7
Flußabschnitte Kontrollfestpunkte	Entfernung von der Mündung	Längen-unter-schied	Höhe über NN	Höhen-unter-schied	Gefälle in ‰	Gesteine
	km	km	+ m	m		Bemerkungen
1. Quelle der Ruwer	45,7		650,0			
		4,5		193	42,89	Hunsrück-Tonschiefer
2. Kell	41,2		457			
		7,1		55	0,77	
3. Mandern . . .	34,1		402			
		5,5		60	10,91	Dhroner-Quarzite
4. Niederzerf . . .	28,6		342			
		2,9		16	5,52	
5. Hentern . . .	25,7		326			
		15,7		149	9,49	
6. Sommerau . . .	10,0		177			
		10,0		55,1	5,51	Hunsrück-Tonschiefer
7. Mündung der Ruwer	0,0		121,9			

a) Gesamtlänge der Ruwer von der Quelle bis zur Mündung = **45,7 km;**

b) Luftlinie (Quelle bis Mündung) = **18,0 km;**

c) Gesamtflußentwicklung = 45,7 : 18 = **2,53 : 1;**

d) Gesamtgefälle von der Quelle bis zur Mündung = 528,1 m = **11,55 ‰;**

e) Das Gesamteinzugsgebiet der Ruwer entwässert einen Niederschlagsraum von **236,1 qkm.**

3. Zur Analyse der Talbildung.

a) Probleme morphologischer Talforschung.

Neben den Hochflächen bilden die Täler mit ihren Formengruppen bei der morphologischen Untersuchung des Gebietes die wichtigsten Elemente der Oberflächengestaltung. Denn Flußläufe sind wegen ihres Bestrebens, sich dem Bodenrelief anzupassen und stets den tiefsten Linien zu folgen, empfindliche Indikatoren der Höhenveränderung und Formengestaltung der Erdoberfläche. Krustenbewegungen ziehen Veränderungen des Flusses, insbesondere seiner morphologischen Gestaltungskraft und Funktion nach sich. Reste des alten Laufes, die kaum unberührt als ursprüngliches Tal, sondern meist nur in Form von Talterrassen relativ lang erhalten bleiben, liefern somit wichtige Argumente für die Erkenntnis der Fluß- und Zertalungsgeschichte und damit auch für den Ablauf geologisch junger Krustenbewegungen sowie für die gesamte jüngere Morphogenese der rezenten Landschaft.

Darum stehen Flußterrassen schon lange im Mittelpunkte der morphologischen Talforschung, sei es als Aufschüttungsterrassen (Schotterterrassen) oder als Erosions-Felsterrassen, je nachdem die alten Talbodenreste aus losen Flußablagerungen oder aus angenagtem Felsgestein bestehen. Wie sich nämlich der Fluß entweder lediglich in seine alten Aufschüttungen oder bis in das anstehende Gestein des Untergrundes einschneiden kann, bestehen die fossilen Talbodenreste entweder aus losen Flußablagerungen oder aus verebneten Felssockeln und Leisten. Beide Arten sind im Flußgebiete der Saar mehr oder weniger deutlich zu erkennen. Scharf zu unterscheiden sind jedoch diese Erosionsterrassen von den sogenannten Schichtterrassen (Denudationsterrassen, Strukturterrassen und Landstufen.

Bei den Felsterrassen, die meist nur mehr von einzelnen Geröllen überstreut sind, folgte die wiederbelebte Tiefenerosion auf eine Zeit der Talverbreiterung ohne nennenswerte Ablagerung; bei den Schotterterrassen dagegen auf eine Periode der Talaufschüttung.

Sowohl Form und Neigung der Terrasse nach dem Flußbett wie auch Schotter sind Kriterien eines ehemals höher gelegenen Talniveaus. Art und Herkunft der Flußgerölle lassen das alte Einzugsgebiet des Gewässers erkennen. Der Grad der Zersetzung der Schottermassen, ihre Fossilführung

und Verknüpfung mit marinen Ablagerungen geben uns Anhaltspunkte für die Altersdatierung der Terrassen. Jedoch ist bei reinen Felsterrassen aus diesen allein die Altersbestimmung kaum möglich oder doch zweifelhaft; sie erfolgt deshalb hauptsächlich nach morphologischen Gesichtspunkten und ihren Beziehungen zum gesamten Terrassensystem.

Jede Flußschotterterrasse beweist eine Zeit der Aufschüttung, also eine Ruhepause (relative Stillstandsphase) der Tiefenerosion, der dann ein erneutes Einschneiden folgte. Weil der geschwächte Fluß auch noch bei Beginn der Neubelebung der Erosion zunächst auf seinem alten breiten Talboden pendelte und bald diese, bald jene Uferseite berührte. sind die gleichalterigen Terrassenreste meist nur mehr wechselseitig in ungefähr gleicher Höhe erhalten.

Die Ursache jenes schroffen, mehrmaligen Wechsels von Seitenerosion mit Aufschotterung oder Tiefenerosion mit Ausräumung, der die Terrassen bewirkt, wird heute allgemein neben dem Klimawechsel (Penck, Deeke, Soergel, Breddin) in Krustenbewegungen und der damit verbundenen Verlegung der Erosionsbasis gesehen, die den Fluß zwingen, ein neues Gleichgewichtsprofil anzustreben. Gleichsam wie ein Holzklotz von unten her gegen eine Bandsäge heranrückt und angeschnitten wird, so sägte sich die Saar in mehreren Phasen in die sich hebende Hunsrück-Scholle ein. Die nachträgliche Verbiegung der älteren Terrassen ist somit eine Folge jüngerer tektonischer Vorgänge.

Die gestaffelten, verbogenen Flußterrassen sind also der Ausdruck für Pausen des allgemeinen Hebungsvorganges, in denen der Fluß sich einen breiteren Talboden ausarbeiten konnte. Ihre Entstehung hat hauptsächlich eine relative Hebung des betreffenden Gebietes über die Erosionsbasis oder eine Senkung der letzteren zur Voraussetzung.

Obwohl für ein wiederholtes phasenhaftes Einschneiden des Flusses in das anstehende Gestein jedesmal eine Vertiefung der Erosionsbasis Vorbedingung ist, können auch durch Klimawechsel, etwa zwischen der Glazial- und Interstadialzeit Aufschüttungsterrassen entstehen infolge zeitweilig größerer oder geringerer Wasserführung. So haben A. Penck und W. Deeke nachgewiesen, daß die Niederterrasse des Rheines an den alpinen Moränen der Würmeiszeit beginnt und sich von hier aus stromabwärts durch das Senkungsgebiet des Rheintalgrabens wie auch durch den gehobenen Schiefergebirgsblock fortsetzt. Da sie also im Sen-

kungs- und Hebungsgebiet entwickelt ist, kann nicht eine Hebungspause des Schiefergebirges als ihre Ursache angesehen werden. Auch wenn man für beide Talstrecken zur letzten Eiszeit eine Pause in der tektonischen Bewegung annimmt, so ist dadurch die einheitliche Terrassenbildung nicht erklärt, weil der Fluß im unteren Abschnitt auch zur Zeit der Niederterrasse wie heute ein starkes Gefälle hatte, das nicht zur Aufschüttung der breiten Terrasse führen konnte. Da sich auch noch der nacheiszeitliche Rhein in den würmeiszeitlichen Talboden sowohl im Rheintalgraben wie auch im Schiefergebirge trotz des verschiedenen Gefälles eingeschnitten und Talauen hinterlassen hat, kann die wiederholte Terrassenbildung nicht allein auf tektonische Bewegungen zurückgeführt werden, sondern ist allgemein am einleuchtendsten durch einen klimatischen Rhythmus zu erklären, worauf besonders W. Soergel (L. 667) hingewiesen hat. Gerade in tektonisch ruhigen Gebieten sind die Flußterrassen vorwiegend klimatisch bedingt. Wenn nämlich dort am Rheine die letzte Eiszeit terrassenbildend wirkte und die Nacheiszeit kräftig erodierte, dürfen wir annehmen, daß es auch in den vorherigen Eiszeiten und Zwischeneiszeiten abwechselnd der Fall war. Jedoch können die Gebiete der Senkung und Hebung diese klimatisch bedingte Erosion oder Aufschotterung stark beeinflussen. Die tektonischen Bewegungen wirkten besonders ändernd auf Ausdehnung, Form und nachträgliche Verbiegung der Talböden.

Da wir an der mittleren und unteren Saar ähnliche Verhältnisse haben, wo der Fluß aus einem Gebiete geringerer in ein Gebiet stärkerer Hebung eintritt und antezedent das Gebirge durchbricht, wurde versucht, die Saarterrassen sowohl mit dem klimatischen Rhythmus der Eiszeiten wie auch mit den phasenhaften tektonischen Bewegungen in Beziehung zu bringen.

Auch hier veranlaßt die starke mechanische Verwitterung zur Zeit des glazialen Klimas in den Einzugsgebieten starke Schuttbildung, und die geringere Stoßkraft des Wassers eines niederschlagsarmen Klimas bewirkte im allgemeinen eine Aufschüttung des durch den Fluß transportierten Materials. Dagegen wurden in den niederschlagsreichen, feuchtwarmen Perioden der Zwischeneiszeiten durch die Stoßkraft reicher Wassermassen die im Talgebiet abgelagerten Geröllmassen teilweise ausgeräumt und das Flußbett tiefer eingehobelt. Dieser mehrfache Wechsel des Klimas von verschieden langer Dauer und verschieden

starkem Wirkungsgrad verursachte so die Bildung verschiedener Terrassen von umfangreicher Stärke.

Dieser wechselnde Vorgang von Aufschotterung und Erosion wurde stellenweise durch Senkung bezw. mehr oder weniger starke Hebung der Erdkruste beeinflußt, indem diese Bewegungen in der Flußkraft Erlahmung bezw. Belebung der Erosionstätigkeit hervorriefen. Auf diese Weise konnten, wie auch heute noch, gleichzeitig im Flußbett streckenweise Aufschotterung (Merziger Staubecken) und in der Hebungszone (Hunsrückachse) Erosion erfolgen. So beruhen die Flußterrassen an der unteren Saar genetisch hauptsächlich auf jungen Krustenbewegungen, die auch die Verbiegung der älteren Terrassen bewirkten. Soweit jedoch ein zeitlicher Zusammenhang mit den Wirkungen der Eiszeit besteht, hat der Klimawechsel zur Terrassenbildung besonders durch die zeitweilig größere bezw. geringere Wasserführung beigetragen.

Selbst bei Akkumulationsterrassen ist die genaue Altersdatierung nicht leicht, weil sich dort Fossilien nur selten finden. Je widerständiger eine Komponente ist, desto länger wird sie als charakteristischer Bestandteil in den Schottern auftreten. Verfolgt man die Schotterführung eines Flusses über mehrere geologische Zeiträume hinweg, so lassen sich Schlüsse über Verlagerungen des Einzugsgebietes und Hinzukommen oder Ausfallen des Einzugsgebietes ziehen. Daraus läßt sich auch meist die verschiedene Größe der einzelnen Schotter erklären. Häufig wurde bei Untersuchungen die Unterscheidung zwischen pliozänen und diluvialen Terrassen nur nach der Schotterzusammensetzung und dem Grad der Verwitterung vorgenommen, die, wenn „verarmt", einfach zum Tertiär, wenn dagegen noch „bunt", zum Diluvium gerechnet werden. Jedoch ist diese Festlegung nicht exakt, sondern meist nur gefühlsmäßig. Zuweilen gibt auch die Verwitterungsrinde der Schotter einen Anhalt zur Datierung.

Nach ihrer Entstehung muß die Oberfläche der Terrassen im Querschnitt ursprünglich ungefähr horizontal sein, wird aber dann meist infolge Anhäufung von Gehängeschutt auf der einen und Abschrägung durch das spülende Wasser auf der anderen Seite, mehr nach dem Flusse hin geneigt. Dadurch wird die Feststellung der ehemaligen Ober- und Unterkante einer Terrasse oft sehr schwierig. Betrachten wir eine durchlaufende Terrasse und sehen dabei von dem Schrägeinschneiden des Flusses ab, dann können wir zwei

Hauptfälle des Terrassen-Querprofils erkennen, die an der Saar deutlich zu beobachten sind. Fließt der Fluß in der Mitte der von ihm zerschnittenen breiten Talaue, dann läßt er beiderseits Reste seines alten Talbodens zurück; schneidet er dagegen seine Bahn nahe einer Gehängewand, so schafft er auf der anderen Seite eine breitere einseitige Terrasse (Abb. 17). Windet sich aber der Fluß in Mäandern durch die Talaue, dann müssen sich beim tieferen Einschneiden die Terrassenreste nach dem Mäandergesetze entwickeln. So wird dann auf der Seite des Gleithanges der alte Talboden schräg abgeschnitten, und am Prallhange bleibt eine kleine Terrasse erhalten (Abb. 11 u. 16). Bei der weiteren Entwicklung wird schließlich die Terrasse über dem Steilhange ganz abgetragen, und der Fluß nagt sich schräg in das anstehende Gestein ein. Dadurch bleibt auch hier nur mehr eine einseitige Terrasse übrig.

In den breiten, alten Talungen an der unteren Saar wurde der Fluß beim Tiefereinschneiden in eine enge Bahn gedrängt, sodaß sich beiderseits über den einseitig ausgebildeten Gleithangterrassen die Reste der breiten Talung erhalten haben, weil die Ausschlagsweite in dem eingeschnittenen Talwege viel geringer war als die frühere Talweitung. Diese Tatsache ist besonders für die Altersbestimmung der Mäanderanlage wichtig. Gerade hier sind die Terrassen über den Prallhängen (Abb. 11 u. 16) die besten Kriterien dafür, daß die Anlage zu den eingesenkten Mäandern erst gegeben war, als sich der Fluß in die alte Talaue einschnitt.

Die Erhaltung eines alten Talbodens ist nur ein glücklicher Zufall infolge günstiger seitlicher Stromverlegung. Darum kann das Längsprofil einer nur sporadisch durchlaufenden Terrasse selten mit Sicherheit festgestellt werden. Jedes Talniveau muß bei seiner Bildung ein Gefälle nach der Mündung hin besessen haben. B. Dietrich (L. 450) hat die Konvergenz von Terrassenniveau zur Mündung hin als Normalfall hingestellt; verschiedene Krustenbewegungen schaffen jedoch verschiedene Normalfälle. Die Terrassen konvergieren stets nach der Richtung, in welcher die Krustenbewegungen ausklingen. Wird das Quellgebiet des Flusses gehoben, während die Mündungszone ungestört bleibt, dann konvergieren die Terrassen zur Mündung hin. Von der mittleren zur unteren Saar verstärkt sich die Hebung zunächst flußabwärts, darum divergieren hier die Terrassen in dieser Richtung. Da an der Mündung die

Hebung geringer ist, tritt hier wieder Konvergenz ein. Allgemein sind flußabwärts divergierende Terrassenniveaus als Beweis für antezedente Durchbruchstäler anzusehen, da der Fluß in ein emporsteigendes Gebiet hineinfließt. Talaufwärts streichen bei mehreren Hebungsphasen dann die Terrassen aus und gehen manchmal ineinander über. Im Wesentlichen sind solche Veränderungen im Terrassenprofil auf tektonische Ursachen zurückzuführen. Da die Saarterrassen sich innerhalb unseres Arbeitsfeldes über zwei verschieden bewegte, bezw. herausgehobene Gebiete und verschiedene Bauzonen erstrecken, mußten bei der Eingliederung der Terrassenrelikte zur Rekonstruktion der alten Talböden bald diese, bald jene Kriterien herangezogen werden. Im Bereiche der ehemaligen Saar-Nahe-Senke konnten die petrographischen Schotterbefunde bei der Parallelisierung nicht immer ausschlaggebend sein wegen der Mannigfaltigkeit der Gesteinsunterlage und deren herausgewitterten Konglomerate des Karbons, Rotliegenden und Buntsandsteins. Dagegen ließen sich die Terrassenreihen in den devonischen Schiefern und Quarziten der Rheinischen Hunsrückscholle auf Grund der absoluten und relativen Höhenlage, der Breitenentwicklung, Schotterzusammensetzung, Schottermächtigkeit, sowie der Lage der Terrasse innerhalb der vertikalen Terrassenfolge ohne besondere Schwierigkeiten festlegen.

Auf Abb. 19 wurde versucht, hypothetische Folgerungen über die Zusammengehörigkeit und Altersverhältnisse der einzelnen Terrassen durch eine möglichst genaue graphische Darstellung der beobachteten Vorkommen von Schotter- und Felsterrassen mit einem Längsprofil des heutigen Flußspiegels zu unterbauen. Die Darstellung des Talbodenprofils gibt zugleich eine Übersicht über die Gefällsverhältnisse und ihre Abhängigkeit vom Gestein. Eine Schwierigkeit machte die Einzeichnung der Terrassenreste, welche außerhalb des heutigen Talzuges in den verlassenen alten Flußschlingen, insbesondere an der unteren Saar zwischen Taben und Konz auftreten, die durch größere Umlaufberge vom heutigen Tale getrennt sind. Man könnte auch die längste alte Laufstrecke als Grundlinie benutzen und den heutigen kürzeren Talboden auf dem Profil an solchen Stellen unterbrechen. Es ist eine Ausnahme, wenn zwei gleich hohe Terrassenreste an verschiedenen Punkten der Laufstrecke über dem Flußspiegel in weiterer Entfernung voneinander doch gleich alt sind (L. 84, 410). Denn bei rückschreitender Erosion arbeitet sich eine Verjüngung empor, der Abstand

vom Flußspiegel stromaufwärts muß also abnehmen. Ebenso haben Krustenverbiegungen die Höhenlage verändert.

Ist ein Talabschnitt heute terrassenlos, so können dort alte Talbodenreste entweder verwischt oder nie vorhanden gewesen sein. Die Erhaltung einer Terrassenform ist hauptsächlich abhängig vom Alter der Terrassen und ihrem Gesteinsaufbau. Besonders Lehme und Tone erhalten die Terrassenform schlecht. An solchen Stellen wird sie nämlich sehr schnell zur bloßen Talkante umgestaltet. B. Dietrich hat darauf hingewiesen, daß auch Felsterrassen, auf denen Lehme und Tone in stärkerem Maße abgelagert sind, eine kürzere Lebensdauer haben als fast schotterlose Terrassen.

Sind in einem Talabschnitte keine Terrassen ausgebildet worden, so kann oft schon eine Untersuchung der Hangformen im Sinne W. Pencks (L. 595) zu einem Ergebnisse führen. Nicht der Böschungswinkel, auf den auch die Gesteinsbeschaffenheit einen großen Einfluß ausübt, sondern die Hangform hat W. Penck zu der Erkenntnis geführt, daß konvexe, konkave, bezw. geradlinige Hänge die entsprechende Ausdrucksform einer aufsteigenden, bezw. absteigenden oder gleichbleibenden Entwicklung sind. Der Hauptunterschied zwischen Talstrecken mit gleichmäßig konvexen Hängen gegenüber solchen mit Terrassen liegt ja darin, daß erstere zwar auch eine Hebung erfahren haben, die aber gleichmäßig erfolgte und so nicht den Wechsel von Seiten- und Tiefenerosion hervorrufen konnte. So kann außer dem Fehlen von Terrassen allein schon das Auftreten konkaver Hänge ein Kennzeichen längerer tektonischer Ruhe sein.

Wo entsprechend den verschiedenen Terrassen sich nacheinander verschiedene Täler ineinander gelegt haben, gehört zu jeder dieser Talphasen nicht nur eine Terrasse, sondern eine ganz bestimmte Formengruppe (Terrasse, Hang, Kante, Eckflur, Gefällsknick), auf die W. Behrmann[7]) besonders hingewiesen hat, denn gewöhnlich folgt dann im Tale seitlich nach oben die Kante der nächsten Terrasse oder doch des Hangprofils, und an einer Gefällssteile keilt flußaufwärts die Verjüngung aus. Aufgabe der morphologischen Talforschung ist es daher, aus diesem ganzheitlichen Zusammenhange Schlüsse auf die Entwicklungsgeschichte zu ziehen, nicht nur aus den Terrassenverhältnissen selbst. Besonders bei der Verfolgung der Geschichte der Nebentäler, wo mei-

---

7) W. Behrmann, Morphologische Formengruppen der Erosion. Ztschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1932, S. 170—178.

stens die jüngere Entwicklung bereits ältere Formen aufgezehrt hat, wird die Untersuchung der Formengruppen jene der Terrassen ergänzen müssen. Diese eingehende Spezialuntersuchung auch der Nebenflüsse konnte jedoch im Rahmen dieser Arbeit nicht mehr gebracht werden, die sich wegen des Umfanges des Gebietes auf die Beschreibung und Erklärung der wichtigsten Terrassen für die Morphogenese zu beschränken hatte. Ebenso mußte wegen der hohen Druckkosten auf die Beilage des Arbeitsblattes mit den kartierten Terrassen und Formengruppen verzichtet werden, soweit sie nicht aus Abb. 3 ersichtlich sind.

Die allgemeine Gliederung der Flußterrassen ist noch nicht einheitlich und ihre Bezeichnung sehr verschieden. R. Stickel (L. 152) gliedert neuerdings die Flußterrassen ohne Rücksicht auf ihr geologisches Alter nach rein morphologischen Gesichtspunkten und ihrer landschaftlichen Erscheinungsweise in Sohlenterrassen, Gehängeterrassen und Flurterrassen. Demnach erfüllen die Sohlenterrassen weithin die Talsohlen, während die Gehängeterrassen meist nur gelegentlich auftreten und als mehr oder weniger schmale Leisten die Talhänge unterbrechen. Dagegen breiten sich die Flurterrassenreste noch hochflächenartig über dem unteren steileren Taleinschnitt aus. Sie umsäumen als Reste älterer Talböden oft sogar weiter abseits vom heutigen Gewässer das eigentliche Flußtal und reichen noch als „Trogböden" auf den Trogrand hinauf. Alle diese Terrassenarten sind nämlich besonders im Rheinischen Schiefergebirge stets in eine ältere ungewöhnlich breite Hohlform über den eigentlichen Flußtälern eingelassen, die Philippson infolge ihres flachtrogförmigen Querschnittes als Flußtrog bezeichnet hat (S. 81).

Andere Autoren berücksichtigen bei dieser Nomenklatur mit gewisser Berechtigung lokale wie auch geographische und geologische Merkmale (Nieder-, Mittel- und Hochterrasse, Hauptterrasse, Kieseloolithterrasse usw.). Man könnte wohl auch ganz neutral einfach die Terrassen lediglich mit Nummern bezeichnen, jedoch würde dadurch die Beziehung zu den Untersuchungen der Nachbargebiete mit anderen Terrassenbenennungen schwieriger. Wir suchen bei der Nomenklatur die Bezeichnungen der Nachbaruntersuchungen an der oberen Saar und mittleren Mosel, sowie bei der Reihenfolge das Prinzip der genetischen Entwicklung besonders zu berücksichtigen.

b) Perioden der Talbildung.
Die diluvialen Flußterrassen im Gebiete der mittleren und unteren Saar.

Mit den großen Vergletscherungen der Alpen und des norddeutschen Tieflandes setzen auch die diluvialen Erscheinungen in unserm Gebiete ein. Zwar reicht die Saar nicht in den Bereich der ehemaligen Vogesengletscher hinein, aber als eiszeitliche Wirkungen machten sich besonders infolge schroffen Klimawechsels die erhöhte Schmelzwasserführung, sowie weitere Hebungen des Rheinischen Schiefergebirges und damit die Verlegung der Erosionsbasis geltend, die noch manche Veränderungen des Flußnetzes nach sich zogen.

Die Saar und ihre Nebenflüsse haben sich seitdem stellenweise tief eingeschnitten, auch verschiedentlich ihre Richtung verlegt und zahlreiche Reste älterer Talböden hinterlassen, die uns Rückschlüsse auf die Entwicklungsgeschichte gestatten.

Wenn man sich, wie A. Leppla (L. 105), im Gebiete der Saar und Mosel unter Berücksichtigung der inzwischen eingetretenen Krustenbewegungen die Täler wieder ausgefüllt denkt bis zu den Höhen, dann haben wir ungefähr das Aussehen jener ziemlich ebenen, etwas nach W geneigten Einebnungsfläche in durchschnittlich 400 m Höhe vor uns, auf der sich wohl unser Flußsystem in der jüngeren Tertiärzeit zu entwickeln begann. An ihrem Südrande lagen damals nach seiner Auffassung die Wurzeln der oberen Mosel- und Saarläufe, die sich von hier aus rückwärts in die Vogesen einschnitten und später die von alten Gletschern bereits benutzten Talungen vertieften. Da jedoch die eiszeitlichen Gletscher in den Nordvogesen nach N und NW nicht bis auf diese Hochfläche reichten, werden es hauptsächlich nur die Schmelzwasser gewesen sein, welche von hier aus die Eintiefung jener Täler bewirkten. Demnach dürfte der Vorgang infolge des mehrfachen Klimawechsels in verschiedenen Phasen (Staffeln) erfolgt sein, in dem nämlich auf eine Zeit kräftigeren Einschneidens und Vertiefens der Talungen eine solche von geringerer Erosionskraft des Fließwassers mit stärkerer Aufschüttung folgte. Die Ursache solcher Wiederbelebung der Erosionskräfte lag hauptsächlich in der Veränderung des Flußgefälles und der Wassermenge.

A. Leppla nimmt nun an, daß die Ausfüllung der diluvialen Terrassen im Gebiete der Mosel und Saar sehr von

den eiszeitlichen Klimaschwankungen beeinflußt worden ist und sieht dabei allgemein in jeder Eiszeit eine Periode der Aufschotterung, der in den Zwischeneiszeiten (Interglazial- oder Interstadialzeiten) erneute Ausräumung und Eintiefung folgte. Jede Flußterrasse würde dann ungefähr einer Eiszeit entsprechen. Unter Hinweis auf die Wirkung der Vogesengletscher (Moselgletscher von Eloyes) versucht er die Flußterrassen der Mosel und Saar in das eiszeitliche Schema einzugliedern (L. 102, 105), wobei jedoch für die gleichzeitige Verlegung der Erosionsbasis endogene tektonische Vorgänge berücksichtigt werden müssen, die auch später die Verbiegung der älteren Terrassen nach ihrer Entstehung bewirkten, die jetzt besonders in der Sattelzone an der unteren Saar im Längsprofil auffällig hoch aufgewölbt erscheinen.

A. Hemmer (L. 5) hat an der oberen Saar „pliozäne" Talbodenreste in mittleren Höhen von 370, 350, 320 m und ebenso diluviale Terrassen oberhalb Saargemünd in 280, 240 und 220 m über NN festgestellt. Sie lassen sich größtenteils zwanglos durch das mittlere und untere Saartal verfolgen und ungeachtet anderer Altersdatierung und Benennung mit entsprechenden Terrassen der Mosel (B. Dietrich L. 33, H. Wandhoff L. 161, O. Borgstätte L. 19) in Beziehung setzen.

Wenn wir z. B. an der unteren Saar von der Rumpffläche des Hunsrücks über die flache Trogfläche hinabsteigen und dann die Treppen des Talterrassensystems überschauend verfolgen, so können wir unter der Saar-Trogterrasse bei genauerer Untersuchung die fossilen Hoch- und Tieftalböden über dem Flußspiegel nach Alter und Höhenlage in folgende Gruppen mit mehreren Staffeln gliedern:

I. Altdiluviale Hochterrassen der oberen Talregion,
II. Mitteldiluviale Mittelterrassen der mittleren Talregion,
III. Jungdiluviale Hauptterrasen der mittleren Talregion,
IV. Spätdiluviale Niederterrassen der unteren Talregion,
V. Alluviale Sohlenterrassen mit Hochflutbett der unteren Talregion.

Eine Übersicht gibt nachstehende Tabelle S. 161, und Längsprofile zeigt Abb. 19.

Die präglaziale (jungmiozäne) Saar-Trogterrasse wurde im Anschlusse an den Saartrog S. 81 beschrieben. Zwar finden sich darunter zu beiden Seiten des Flußlaufes bis hinab zur Hochterrasse noch zahlreiche geringe Reste von Terrassen-Zwischenstufen in verschiedener Höhenlage, deren schwierige Parallelisierung aber einer Spezialuntersuchung vorbehalten bleiben muß.

Die diluvialen Terrassenreste im Flußgebiete der Saar ordnen sich nach obiger Gliederung deutlich in 4 Niveaus mit mehreren Staffeln, deren Vertikalabstand und Schotterverschiedenheit es ermöglichen, die vermutlich zusammengehörigen miteinander zu verbinden und so den Verlauf der alten Talböden zu rekonstruieren, obwohl sie durch jüngere tektonische Bewegungen nach ihrer Entstehung verbogen und ihre Relikte so nachträglich in verschiedene Höhenlagen gebracht worden sind. Eine vergleichende Übersicht der jetzigen Gefällsverhältnisse der noch größtenteils durchlaufenden Terrassen über dem heutigen Saarlaufe zwischen Saargemünd und Konz versucht die Darstellung der Saarterrassen im Längsprofil (Abb. 19). Dabei konnte die Höhe der Terrassen nicht immer nach dem Kantenwert festgelegt werden; denn die heutige Unterkante entspricht zumal da nicht mehr der Unterkante des ehemaligen Talbodens, wo nachträglich geschaffene Prallhänge die Terrassen gut in Erscheinung treten lassen. Noch größere Schwierigkeiten bereitet die Ermittlung des Unterkantenwertes an den Gleithängen, während die Terrassen gegen die rückwärtigen Höhen meist sehr deutlich abgesetzt sind. Trotzdem sind auch hier oft im Bereich starker Akkumulation des Gehängegekriechs die Oberkanten als Schnittflächen zweier Ebenen zur Ermittlung der Terrassenhöhenwerte ungeeignet. Es ergab sich daher manchmal die Notwendigkeit, die Mittelwerte der breitesten Terrassenflächen als Höhenwerte im Längsprofil einzutragen. Die Genauigkeit der Höhenangabe kann daher nur im Rahmen einer Fehlergrenze von 2—3 m erreicht werden.

Das auf den jungen unteren Terrassen noch sehr bunte und verschiedenartige Schottermaterial bildet auf den älteren höheren Talböden immer mehr in seiner Zusammensetzung und Bleichung eine Auslese der widerstandsfähigeren Gesteine des Flußeinzugsgebietes.

Unter Heranziehung der verschiedenen Kriterien bei der Untersuchung konnten folgende größtenteils durchgehende

Terrassenzüge, teilweise mit mehreren Staffeln, festgestellt werden.

I. Altdiluviale Hochterrassen. Reste ältestdiluvialer Hochterrassenzüge lassen sich in der Hochtalregion noch in mehreren Staffeln erkennen. Eine größtenteils durchlaufende Hochterrasse erscheint in der Saargemünder Mulde am Wisinger-Hof und nordwestlich bei Ruhlingen in 320 m [8]) Höhe über NN und zeigt dann im Bereiche der Saar-Nahe-Senke, wo sie infolge nachträglicher Zerschneidung und Abtragung nur mehr in spärlichen Resten erhalten blieb, geringes Gefälle. Im Gebiete des Saarbrücker Kohlensattels überzieht sie auf der linken Talseite den Stiftswald bei St. Arnual, sowie die Buntsandsteinkuppen des Karlsbrunner Waldes und des Hühnerscheerberges bei Klarental und erscheint dann wieder weiter unterhalb bei Berus und auf dem Limberg-Riedel westlich Dillingen. Auch am Hohberg im Püttlinger Walde sind noch Reste in 318 m Höhe erhalten, und im Primstale zeigen sich Äquivalente in der weiten beschotterten Verebnung am Litermont. Am Nordrande der Merziger Talweitung zieht die Hochterrasse über den geröllbestreuten Muschelkalksockel am Ellerhof (315 m) und in gleicher Höhe über die höchste Flachkuppe auf dem Montclairsporn (Abb. 9). Ein größeres Reststück ist noch auf dem Plateau des Scheidwaldes zu erkennen. Auf der Strecke Büdingen - Wellingen - Wehingen - Tünsdorf gegen Nohn lehnt sie sich westlich an schroffe Gehänge an, wo im Gebiete des Muschelkalkes die alten Prallhänge landschaftlich noch deutlich in Erscheinung treten. In der dünnen Geröldecke zeigen sich hauptsächlich Kiesel, Quarzite, Lydite, dunkle Rollstücke von Eisenkonkretionen aus dem Buntsandstein, gerundete Kalkbrocken und seltener die eigenartigen weißen Kieseloolithe des Muschelkalks. Dazu ist die Scheidwaldplatte noch von einer aus dem Buntsandstein angeschwemmten, auffallend rot gefärbten Lehmschicht überzogen, die besonders in der Nähe von Bethingen sich deutlich von der helleren Farbe des Muschelsandsteins abhebt. An der rechten Talflanke steigt östlich Serrig die Hochterrasse mit gleichem Gerölle auf 355 m empor. In fast konstanter Höhe greift sie über Gesteine verschiedener morphologischer Wertigkeit, wie Vogesensandstein, Voltziensandstein und talabwärts über Devonschiefer hinweg. Auf

8) Die Höhenangaben bezeichnen das arithmetische Mittel der Höhenzahlen von Kante und Kehle der Terrasse, also die mittlere Höhe der Terrassenfläche.

dem oberen Buntsandsteinrest des Klausenberges bei Kastel (Abb. 13) und weiterhin auf dem Vogesensandstein der Klein-Haide, hat sie sich noch in 353 m Höhe erhalten. Weil in dieser Zone der Voltziensandstein als Stufenbildner fungiert, ist für die richtige Einordnung der Terrassenreste genaue Untersuchung notwendig, da es sich nicht selten um Struktur- oder Denudationsterrassen handelt, die jedoch meistens an der charakteristischen Muschelkalkkappe zu erkennen sind. Im Irminer Walde bei Ockfen, wo die Saar noch allein den Talboden geschaffen hat, liegt er auf 350 m und zieht niveaugleich nach dem Scharzhofe hinüber. Auch in der Oberemmel-Niedermenniger Talschleife ist er auf der Hunsrückseite in 340 m Höhe noch deutlich ausgeprägt. Bei Obermennig und am Euchariusberge treten unter den Geröllen schon häufig Kalkoolithe auf, die im Moseltale zwischen der Sauermündung und Trier einen integrierenden Bestandteil der pliozänen Moselschotter darstellen. Die Äquivalente dieser Hochterrasse finden wir jenseits der Mosel in gleicher Niveaukonstanz von 340 m in der fast 600 m breiten Moselterrasse am Herrestalerhof und im Euerner Walde auf verschiedenen Gesteinsformationen unter der unteren Stufe der Kieseloolithschotterterrasse Wandhoffs und Borgstättes, die dort von Dietrich nicht kartiert ist.

Landschaftlich und siedlungsgeographisch hat die meist Wald tragende Hochterrasse infolge ihrer Höhenlage keine besondere Bedeutung. Ihre fast parallel laufende, etwa 20 m tiefer beginnende Staffel ist weniger durchlaufend erhalten.

II. Mitteldiluviale Mittelterrassen. Ein weithin verfolgbarer Mittelterrassenzug tritt als Fortsetzung der 280 m Terrasse Hemmers bei Auersmacher in 278 m Höhe in unser Gebiet ein und erscheint nach kurzer Unterbrechung wieder bei Fechingen in gleichem Niveauverbande. Im Bereiche des Saarbrücker Kohlensattels ist diese Terrassenreihe zwar nur mehr in spärlichen Resten von kaum landschaftlicher Bedeutung zu erkennen. Aber wegen ihrer eindeutigen Stellung in der gesamten Terrassentreppe lassen sie sich doch leicht identifizieren und genetisch richtig einordnen. Diesem Talboden gehören auch die Verebnungen bei Saarbrücken auf der Lerchesflur, am Kaisershäuschen (275 m), an der Kirche von Altenkessel-Neudorf, bei Derlen, Schwalbach und Hülzweiler an und reichen auf der linken Saarseite bei Wadgassen im Forst Buchholz sowie am Geisberge weit in das Bisttal hinein. Die Terrasse tritt weiter

unterhalb in der Saarlautern-Dillinger Talweitung nur mehr sporadisch auf und ist von Seitenbächen sehr zerschnitten, bezw. aufgezehrt. Im Primstale sind Äquivalente am Steinberg bei Nalbach deutlich zu erkennen. Am Eingange des Fremersdorfer Muschelkalkengtales ist der Talboden auf der beschotterten Terrasse zwischen Beckingen und Saarfels (265 m) sowie weiterhin bei Besseringen, Ponten und Mettlach erhalten. Die Nackterrasse (280 m) bei Mechern gehört einer höheren Staffel des Mittelterrassenzuges an. Die Gerölle bestehen hauptsächlich aus Gangquarzen, Quarziten, Vogesensandstein und verkieseltem Rotliegenden. Auffällig steigt dann die Mittelterrasse auf 286 m zur Eisenkopf-Verebnung, die steil zur Saar hin abbricht. Zwar liegen dort die Talbodenreste auf dem Basiskonglomerat des Buntsandsteins. Aber die lehmigen Flußschotterauflagen lassen sich doch von dem gröberen Verwitterungsprodukt der Konglomerate gut unterscheiden. Als Fortsetzung ist der sehr angenagte Terrassenrest in 290 m Höhe anzusehen, auf dem die Tabener Michelskapelle errichtet ist (Abb. 10). Im Devonschiefer weiter unterhalb erscheint der Terrassenzug in der bewaldeten Plattform am Maunert-Berg bei Ob.-Hamm sowie bei Serrig und Irsch in einer Durchschnittshöhe von 286 m. Am Geisberg bei Ockfen und im Irminenwalde bei Schoden bezeugen zahlreiche Quarz- und Quarzitschotter den Verlauf des Talweges in 275 m über NN. Reste desselben erscheinen auch in der bewaldeten Terrasse westlich von Niedermennig (267 m) sowie auf dem Filzer Berg (265 m) und auf den Flachkuppen zwischen Wawern und Könen (262 m), die jedoch hauptsächlich der Mosel ihre Entstehung verdanken. Diese Saar-Mittelterrasse entspricht ungefähr der durchgehenden Terrasse der oberen Terrassengruppe Dietrichs, der Untersten Hauptterrasse Wandhoffs und der Maifelder Hauptterrassenstufe Borgstättes. Gegenüber den höheren Terrassen zeigt sie noch fluviatilen Lehm und buntfarbiges Schottermaterial, jedoch nur wenig Kalkgerölle. Sie ist meist bewaldet und hat für die heutige Talgestaltung und Besiedlung nur geringe Bedeutung.

III. Die Saar-Hauptterrassen. Morphologisch, landschaftlich und kulturgeographisch nehmen die Saar-Hauptterrassen im Flußtale eine besondere Stellung ein, wodurch ihre Benennung gerechtfertigt erscheint, obwohl sie mit den so bezeichneten Talböden an Mosel und Rhein in keinem unmittelbaren genetischen Zusammenhange stehen. Infolge ihrer breiten Ausdehnung und systematischen Ein-

gliederung erscheinen sie stellenweise als Flurterrassen im Sinne Stickels. Sowohl in den Triasmulden wie auch im Karbonsattel und in der Hunsrückzone sind es schon meistens Kulturböden und Siedlungsflächen. Gerade die Unabhängigkeit der Industriesiedlungen von den Oberflächenformen und der Raummangel in den Engtälern verleihen besonders der unteren Saarhauptterrasse im Bereiche des Saarbrücker Karbonsattels und des Hunsrückgebietes eine größere siedlungsgeographische Bedeutung.

a) Die obere Saarhauptterrasse zieht in breiten Resten nördlich Saargemünd in 255 m über NN über Auersmacher, Heßlingen, Fechingen und sinkt östlich Saarbrücken auf 250 m über NN. Anscheinend infolge Wiederauflebens älterer Krustenbewegungen steigt sie dann jenseits der südlichen Hauptüberschiebungslinie auf dem Saarbrücker Hauptsattel zwischen dem Fischbach- und Sulzbachtale in der Rotenhofverebnung auffällig auf 255 m, am Trillerberg sogar auf 260 m. Die Höhenzunahme der beiden Saarhauptterrassen in dieser Zone läßt auf gleichartige tektonische Bewegungen, Hebung des Nordflügels des Karbonsattels bezw. Senkung des Südflügels nach der Saargemünder Mulde schließen. Wie zwischen St. Arnual und Gersweiler greifen auch zwischen Burbach und Köllerbach die mit sandigem Flußlehm und Schottern überzogenen Terrassenflächen glatt über Karbon und Buntsandstein hinweg und sind am Nordrande von Völklingen in den oberen Saarbrücker Karbonschichten deutlich herauspräpariert. Landschaftlich wirksamere Reste dieses Talbodens reichen auf der linken Saarseite über Wadgassen bis weit in das Bisttal hinein (Pfaffenberg, Pfützberg, Geisbergerhof, Buchholz, Klickertberg bis Schönbruch). Auf der rechten Talflanke setzen sie sich in den breiten Verebnungen zwischen Schwalbach und Saarwellingen fort und gehen in die entsprechenden Talböden der Prims in 250 m über. Gerade in der Saarlautern-Dillinger-Talweitung bis in das Primstal vorstoßend, gewinnt die obere Saar-Hauptterrasse die größte Breitenausdehnung, deren Entstehung hauptsächlich der gemeinsamen Erosions- und Akkumulationstätigkeit beider Gewässer zuzuschreiben ist. Besonders in dem Gebiete Dillingen - Piesbach - Haustadt - Beckingen ist sie von Nebenbächen sehr zerschnitten und flußseitig tiefer abgetragen, wobei die Terrassenkehle zwar 250 m, dagegen die Stirnkante kaum noch 235 m hoch liegt. So erreicht in diesem nördlichen Winkel zwischen Saar und Prims die etwa 3 km breite und fast 5 km lange

mit Schottern und fluviatilem Lehm überzogene gut bebaute Diefflener Flurterrasse zwischen Piesbach und Beckingen auf dem Vogesensandstein am Fuße des Litermont und an der Bierbach 250 m, gegen Nalbach, an der Ziegelhütte, am Pachtener Buchwald und nach Beckingen hin noch 245 m, um am Nordrande des Dillinger Waldes, nach beiden Flußläufen geneigt, an der Firstlinie 235 m zu erreichen. Die höchsten Teile von Piesbach-Bettstadt, Beckingen, sowie die Neusiedlung von Diefflen liegen bereits auf dieser Terrasse. Ihre Fortsetzung erscheint nach N am Beckinger Vorberg (240 m) und auf der Westseite der Saar am Hoesberg und Siersberg im Mündungsgebiete der Nied. Die vereinten Kräfte dieser Gewässer und ihrer Zuflüsse sowie die geringe Widerständigkeit des locker gebundenen Vogesensandsteins haben die große Breitenentwicklung und nachträgliche Zertalung bedingt. Nördlich der Niedmündung hat der Fluß zur Hauptterrassenzeit bei Eimersdorf in 242 m Höhe den widerständigen, dolomitisch ausgebildeten Muschelkalk angeschnitten und verlief über die niveaugleiche Terrasse am Rehlinger Berg. Das Dorf Saarfels auf der rechten Saarseite liegt in der Fortsetzung auf einer geröllfreien Strukturterrasse des unteren Muschelkalks, dem jedoch im allgemeinen gegenüber dem Trochitenkalk und Voltziensandstein als Stufenbildner nur lokale Bedeutung zukommt. Auch am Eingange des Fremersdorfer Engpasses ist die obere Hauptterrasse auf dem Muschelkalksockel in einer von gut gerundeten Quarz- und Quarzitgeröllen durchsetzten und von sandigem Flußlehm überlagerten Verebnung erhalten geblieben und setzt sich in gleichem Niveau von 235 m über den Mecherner- und Dürrmühlenbach bis Hilbringen fort. Auf der rechten Saarseite liegt der Ort Bietzen völlig auf diesem Talboden. Auch die Verebnung (235 m) über dem Besseringer Tunneleingang und die geröllführenden Gehängeterrassen westlich und südlich von Dreisbach haben sich infolge ihrer Stellung in der vertikalen Terrassenstufung als Relikte desselben erwiesen. Auf dem Quarzitgleithang des markanten Montclairsporns (Abb. 9) hat die obere Hauptterrassensaar in 250 m über NN, also 88 m über dem heutigen Flußspiegel, eine schmale, stark geneigte Felsterrasse geschaffen und floß dann über die etwas tiefer liegende (246 m) Flurterrasse westlich Keuchingen weiter. Allgemein ist weiterhin die obere Saarhauptterrasse im Quarzitengtal in einer durchschnittlichen Höhe von 255 m als geröllfreie, relativ steil geböschte Felsterrasse erhalten geblieben. So

ist sie östlich Saarhausen und Taben nur schmal entwickelt, zeigt sich aber zwischen Rodt und Ob.-Hamm als die breiteste Flurterrasse auf dem Taunusquarzit. Sie zieht weiter östlich von Serrig und Saarstein durch Staatsforst Serrig, östlich Beurig über den Irsch-Ockfener-Umlaufberg (250 m) und erscheint auf der linken Saarseite am Leuker-Kreuz. Gleichartige Flußablagerungen mit typischem buntem, grobem Hauptterrassen-Schottermaterial in Wechsellagerung mit roten geröllführenden Sanden bis zu 4 m Mächtigkeit überziehen auch den Taunusquarzit des Ayler Umlaufberges mit der Ayler Kupp (252 m, Abb. 18) sowie den Sonnenberg.

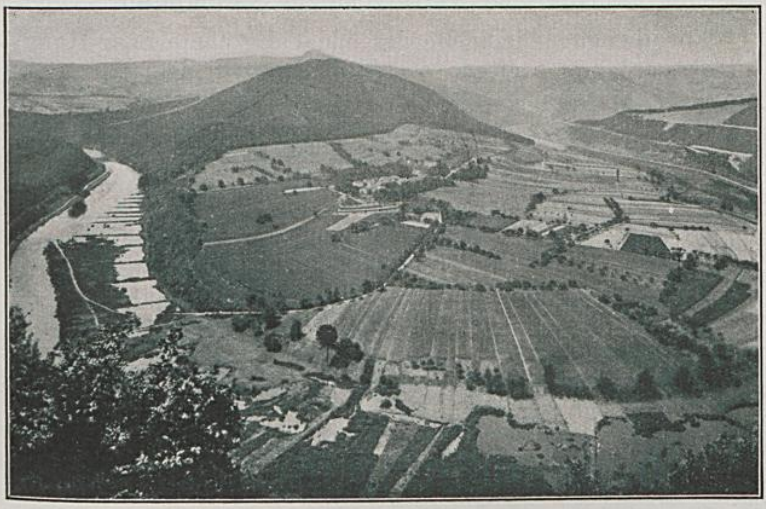


Abb. 16. Blick vom Höckerberg auf die Saarschleife bei Ober-Hamm. Terrassen auf dem Mäandersporn.

Flußabwärts setzt sich der Talboden in der Filzener Verflachung fort, wo damals die Hauptterrassensaar fast quer zum heutigen Tal geflossen ist. Der sanft geböschte Gleithang des Kommlinger Umlaufberges wird in ca. 240 m Höhe von ausgedehnten Flurterrassen umsäumt, deren Beschotterung für den Hauptterrassenboden zwischen Saarburg und Saarmündung charakteristisch ist. In ihren Geröllen sind Quarze und Quarzite vorherrschend, die in roten, meist verlehmten Sand eingebettet sind oder mit ihm wechsellagern; leichter verwitterbare Sandsteine und Grauwacken treten nur vereinzelt auf. Zur Beweisführung, daß es sich hier um

Terrassen der Saar und nicht um Überbleibsel eines alten Moseltalbodens handelt, kann die petrographische Untersuchung der genannten Terrassenablagerungen keine stichhaltigen Argumente liefern. Zumal darf den Granit- und Gneisgeröllen, die nach A. Leppla (L. 102) aus dem Ursprungsgebiet der Mosel stammen, keine volle Beweiskraft zuerkannt werden, weil diese Gerölle auch in den Konglomeraten des Karbon und des unteren Rotliegenden vorkommen. Außerdem flossen auch nach Hemmer (L. 349) ja noch in der Pliozänzeit Meurthe und Vezouse, in deren Einzugsgebiet auch kristalline Gesteine anzutreffen sind, über die lothringische Weiherzone zur Saar hin ab.

Nördlich des Filzer Berges endet die obere Saar-Hauptterrasse in einer breiten, ca. 242 m hoch auf dem Hunsrückschiefer gelegenen Fläche, die mit grobem buntem Schottermaterial überzogen ist und flußabwärts in den gleichartigen Moseltalboden übergeht. Die Geröllkomponenten setzen sich hauptsächlich aus buntfarbenen Quarzen und Quarziten zusammen, die nicht selten einen Durchmesser von 15 cm erreichen; daneben findet man auch häufig gut gerollte Gangquarze, weniger Grauwacken und Sandsteinschotter. Hier zeigen sich also ähnliche petrographische Verhältnisse wie in den bereits von B. Dietrich erwähnten Talbodenresten in 240 m Höhe am Roscheider Hof bei Merzlich, die der äquivalenten Flurterrasse der Mosel angehören.

b) Die untere Saar-Hauptterrasse ist von Saargemünd bis Ockfen-Ayl als landschaftlich bedeutenderer Talboden durchgehend zu verfolgen. Sie tritt sowohl im Bereiche der Saargemünder Mulde, des weichen Saarbrücker Karbonsattels wie auch im Merziger Ausraum vorwiegend als Flurterrasse, dagegen im Gebiete der devonischen Hunsrückscholle hauptsächlich als Gehängeterrasse auf und trägt, zwar noch meist bewaldet, stellenweise doch schon Acker- und Gartenland, seltener Wiesen. Durch die mehr in Siedlungsnähe liegenden niedrigeren, waldfreien Terrassen hat die untere Saarhauptterrasse jedoch allgemein noch wenig Kulturwert. Nur im Industriebereiche des Saarbrücker Kohlensattels greifen stellenweise die Siedlungen auch schon auf diese höhere Terrassenreihe hinauf. Jedoch ist auch hier die siedlungsgeographische Bedeutung weniger auf morphologische, als vielmehr auf wirtschaftsgeographische Ursachen zurückzuführen, besonders auf den Raummangel infolge der raschen industriellen Entwicklung und

die Unabhängigkeit der Industriesiedlungen von den Oberflächenformen der Landschaft.

Die untere Saarhauptterrasse erscheint westlich Saargemünd in 232 m Höhe als Flurterrasse, zieht über Auersmacher, Blittersdorf und ist südlich Bübingen im 228 m Niveau deutlich als Gehängeterrasse ausgebildet. Nördlich der von der alten Tektonik vorgezeichneten Überschiebungslinie gewinnt sie saarabwärts eine durchschnittliche absolute Höhenlage von 232 m, besonders am unteren Sulzbachtal. Im Bereiche des Saarbrücker Kohlensattels ist die Trennungslinie der beiden Hauptterrassen manchmal, zumal dort schwer zu erkennen, wo die Saar allmählich abgeglitten und nur selten zwischen die beiden Stufen ein markanter Erosionsrand eingeschaltet ist. In den Ursprungsmulden an den Quellhorizonten zwischen Karbon und Buntsandstein bei Krughütte und Klarental ist der Talboden der unteren Hauptterrassensaar bereits auf 225 m erniedrigt. Vereinzelte Reste liegen auf der linken Talflanke bei Ottenhausen, Fürstenhausen und Wehrden in 228 m, im unteren Bisttal in 231 m Höhe. Ihre Äquivalente erscheinen auf der rechten Saarseite bei Obervölklingen und am Köllerbach. Dazu gehört auch in rd. 225 m Höhe die breite und fast 4 km lange Verebnung in der Umgebung von Griesborn, Buß, Schwalbach und Ensdorf. Alle diese Talbodenreste sind mit verhältnismäßig grobem Geröllmaterial überlagert, das zwar teilweise aus den hier zu Tage tretenden Grundkonglomeraten des Vogesensandsteins herausgewittert sein kann und dadurch die Parallelisierung erschwert. Jedoch lassen sich die Reste der unteren Saarhauptterrasse leicht durch die ihr eigenen wallnußgroßen Quarze und faustdicken Quarzite unter den Geröllkomponenten petrographisch identifizieren. Sowohl die Höhenlage wie auch die morphologischen Verhältnisse lassen erkennen, daß auch die Talböden am Pfaffenberg, bei Neuforweiler, Pickard, Schönbruch und St. Barbara in durchschnittlich 225 m Höhe diesem Terrassenzuge angehören. Auf der rechten Saarseite erscheint der Talboden niveaugleich in der 3 km breiten Verebnung des Kreuzberges zwischen Fraulautern und Saarwellingen und setzt sich nordwärts zwischen Saarlautern und dem Steinberg bei Nalbach nach dem Primstale als ausgedehnte Flurterrasse über dem wenig widerständigen Vogesensandstein in rd. 225 m Höhe (rel. 50 m) fort. Er ist hier sowohl gegen die Saar wie auch gegen die Prims etwas geneigt und hauptsächlich von Quarz- und Quarzitgeröllen, weniger von Melaphyr- und Porphyrit-

schottern, sowie dem Vogesensandstein entstammenden Brauneisensteinschalen überstreut und von Flußlehm stark durchsetzt. Besonders auf ihrem rechtsseitigen Gehänge hat die untere Prims unter Einwirkung der Saar zwischen Piesbach und Dillingen breite gestufte Terrassen in rd. 225 m absoluter Höhe hinterlassen, die sich in etwa gleichem Niveau vom Babelsberg bei Diefflen nordwärts über den Dillinger Wald, den Pachtener Wald und den Kondeler-Bach gegen Beckingen hinziehen. Auf der linken Saarseite gegenüber der in der Dillinger Talweitung ehemals pendelnden Primsmündung erscheinen entsprechende Reste des Talbodens in der 225 m hoch liegenden Gehängeterrasse im Anstieg zum Hoesberg und jenseits des Itzbaches südöstlich des Siersberges auf der Einsattelung des zwischen Nied und Saar vorspringenden Siersdorfrückens. Die 3 m mächtige, mit lehmigem Sand durchsetzte Geröllldecke greift auch weit in das Niedtal hinauf.

Weiter saarabwärts ist die 200 m hoch gelegene schotterreiche Verflachung des Rehlinger Berges ein Talbodenrelikt der unteren Hauptterrasse, die sowohl im Fremersdorfer Engpaß als schmale Gehängeterrasse wie auch im Merziger Ausraum instruktiv in Erscheinung tritt. In den deutlich hervortretenden Hangabsätzen zwischen Hilbringen und Schwemlingen schneidet die Verebnung hart in den stufenbildenden Voltziensandstein in 215 m Höhe ein und läßt durch ihre Niveaukonstanz deutlich die Unabhängigkeit von der Lagerung des Gesteins erkennen.

Bei Dreisbach und St. Gangolf zieht die geröllführende untere Saarhauptterrasse in dem gleichen Niveau von 215 m Höhe über Melaphyr, Vogesensandstein, Quarzit und Sandsteine des Oberrotliegenden hinweg und steigt zwischen Mettlach und Saarhölzbach auf 230 m an. Unter den Geröllkomponenten sind besonders grobe Quarzite häufig, die wohl größtenteils den sockelbildenden Konglomeraten des Oberrotliegenden und Buntsandsteins entstammen. Auch im Quarzitengtal tritt uns die Terrasse bei Taben in 230 m Höhe entgegen. In gleicher Höhe ist an der Straße von Serrig nach der Schießberg-Domäne hin der Talboden gut aufgeschlossen. Die fast 5 m mächtigen Flußablagerungen zeigen unter der Lehmdecke von geringen Sandstreifen durchsetzte Geröllpackungen aus groben Quarziten, Quarzen, Grauwacken sowie Schiefer- und Sandsteinschottern. Zwischen Serrig und Beurig erscheint der Talboden in 232 m Höhe als ziemlich breit ausgebildete Gehängeterrasse, vor-

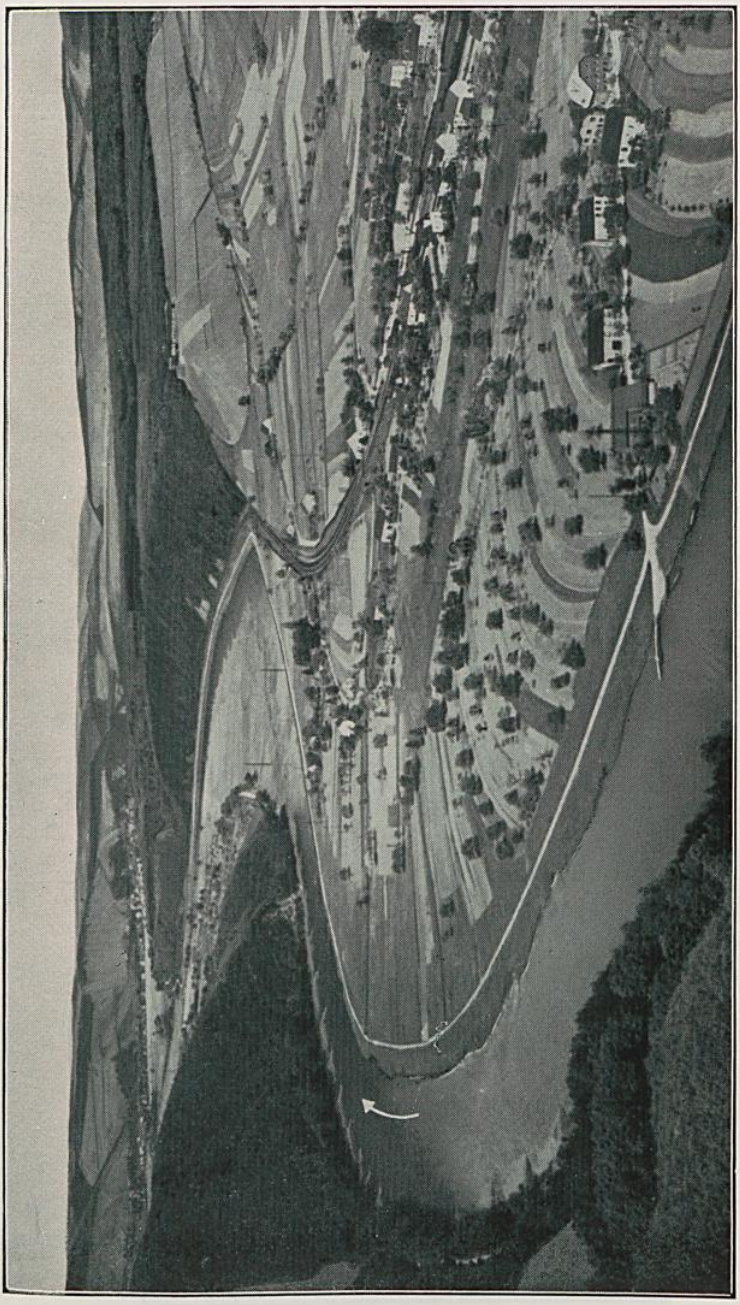


Abb. 17. Blick vom Klausenberge bei Kastel in das Mäandertal der Saar über Serrig, Krutweiler und Saarburg gegen Konz. Im Vordergrunde Niederterrassen mit Serrig, Hauptterrasse 245 m, Hochterrasse 274 m.

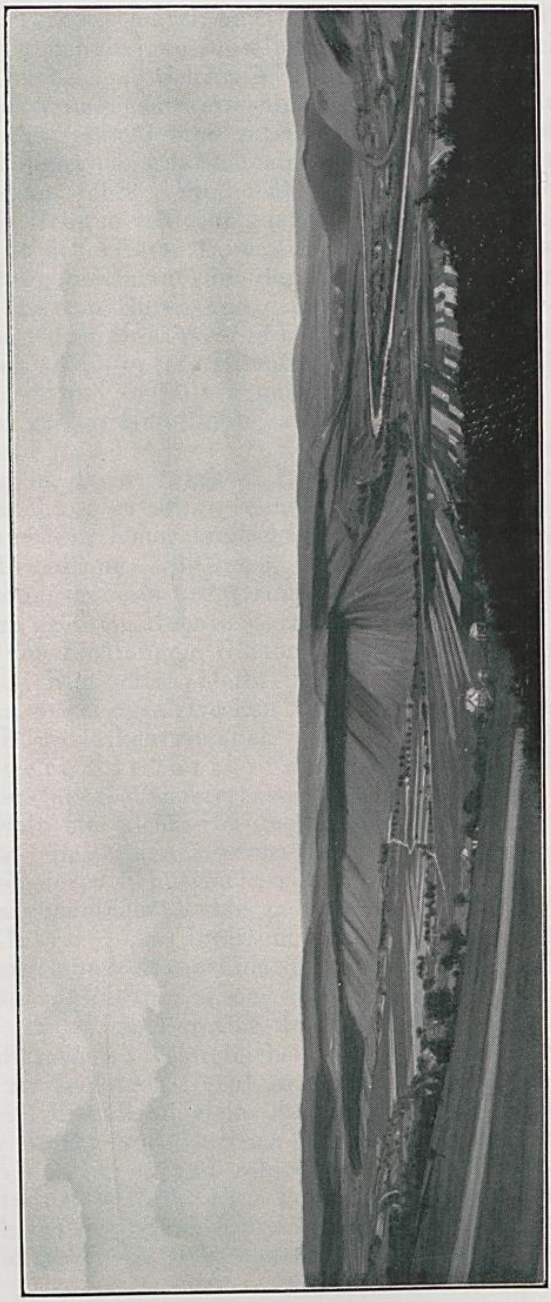


Abb. 18. Das Saartal mit verlassenen Flußschlingen. Umlaufberg zwischen Ayl - Bibelhausen - Wawern.
Flußterrassen- und Weinberglandschaft im Hunsrückschiefer.

wiegend mit weißen Quarz- und Quarzitgeröllen bestreut nach Art der gleichaltrigen Moselterrasse. Auch zwischen dem Leuker Kreuz und Ockfen-Ayl blieb er noch gut erhalten, läßt sich dagegen weiterhin bis zur Saarmündung schlecht erkennen, zumal eine entsprechende Stufung auch an den Gleithängen der Saarmäander bei Schoden, Kanzem und Unter-Hamm fehlt. Vielleicht wurde er hier infolge nachträglicher Hebung schlecht ausgebildet, die sich weiter oberhalb und in der Trierer Talweitung nicht mehr äußerte. Die Fortsetzung erscheint in der gleichaltrigen Moselterrasse nördlich von Euren und dem Schotterboden an der Mariensäule auf dem Markusberge bei Trier in 225 m Höhe. Allgemein tritt so die untere Hauptterrasse mehr als Lokalerscheinung auf und enthält gegenüber den höheren Talzügen seltener grobes Geröllmaterial.

IV. Die jüngstdiluvialen Niederterrassen der Tieftalregion, die wir nach A. Leppla mit der Würm-Eiszeit in Beziehung zu setzen suchen, sind größtenteils gut ausgeprägt und von hoher landschaftlicher und kulturgeographischer Bedeutung. Sie liegen außerhalb des heutigen Überschwemmungsgebiets und Grundwasserspiegels, bleiben auch von den größten Hochwassern frei und werden fast ausnahmslos von Siedlungen, Gärten, Äckern und Talwegen eingenommen. Nur selten bleibt darauf Platz für Wiese und Wald; in den Engtalstrecken verlaufen darauf Eisenbahnen und Hauptverkehrsstraßen.

a) Die obere Niederterrasse blieb infolge ihres geringen Alters als Gehängeterrasse durchlaufend noch gut erhalten, soweit sie nicht von menschlicher Kulturarbeit zerstört, bezw. von kleinen Nebenbächen zerschnitten, aufgezehrt oder von deren Schuttfächern umgestaltet wurde. Sie ist in der Saargemünder Mulde in durchschnittlich 207 m Höhe über NN (rel. 15 m) breit entwickelt, der größte Teil der Orte Saargemünd, Hanweiler, Rilchingen, Blittersdorf, Bübingen und Güdingen auf der rechten Saarseite erhebt sich darauf. Auch im Bereiche des Saarbrücker Karbonsattels sind diese fast niveaugleichen (202 m) Talbodenreste einwandfrei zu verfolgen. Auf der oberen Niederterrasse liegen auch die Eisenbahngeleise des Hauptbahnhofes Saarbrücken, der Markt von Burbach, Straße und Eisenbahn Saarbrücken - Völklingen und zahlreiche andere Siedlungen an der Saar-Industriestraße. Eine beträchtliche Ausdehnung zeigt sie auch auf der linken Saarseite bei Fenne. Dort zieht sie in 200 m Höhe von Ottenhausen dem Eisenbahndamm

und Bahnhof Fürstenhausen entlang gegen Wehrden - Hostenbach - Wadgassen und reicht in gleichem Niveau weit in das Bisttal hinein. Diese Orte breiten sich größtenteils auf der oberen Niederterrasse aus. Ihre Äquivalente erscheinen auf der rechten Saarseite am Ausgange von Völklingen und zu beiden Seiten des Schwalbaches. Auch Buß und Ensdorf greifen auf den geröllführenden Karbonsockel des Talbodens hinaus, der dort mit weithin sichtbarem Erosionsrande gegen die Talaue abfällt. Flußabwärts ist die Terrasse in der Saarlautern - Dillinger Talweitung gut erhalten und setzt sich, von höheren Terrassen flankiert, weit in den Trichter der Primsmündung fort. Über sie zieht auch die Straße Saarlautern - Roden - Dillingen hin, und auf ihr liegen sowohl der Marktplatz wie auch das Stadion der Hüttengemeinde in 190 m Höhe. In der Merziger Talweitung ist der Talboden an der Landstraße Merzig - Besseringen deutlich ausgeprägt und zieht breit über Hilbringen - Rech - Ripplingen - Schwemlingen gegen Ponten. Zwischen Ripplingen und Rech sind die typischen Niederterrassenablagerungen gut aufgeschlossen. Unter einer kaum 1 m mächtigen lehmig-sandigen Deckschicht folgen fast 2 m feinkörnige Sande wechsellagernd mit buntem Schottermaterial, darunter auf dem Vogesensandsteinsockel eine 3 m mächtige Geröllpackung hauptsächlich aus gut gerundeten Quarzen und Quarziten von etwa Faustgröße, die wohl noch aus den konglomeratischen Schichten des Karbons und Buntsandsteins stammen.

Im Niveau von ungefähr 188 m liegen die mittlere Gleithangterrasse des Montclairsporns (Abb. 9), die gesimsartige Gehängeterrasse am Herrgottstein im Mettlacher Talkessel und die schmalen Felsterrassen bei Saarhausen und Taben.

Wie allgemein im Quarzitengtal, fehlen auch hier wegen der geringen Seitenerosion infolge starker Gesteinswiderständigkeit größere Geröllablagerungen, und im Bereiche des Schiefergebirges ist die Terrasse fast siedlungsfrei. Am Ober-Hammer Gleithang (Abb. 16) ist der Talboden in 186 m wieder deutlich ausgeprägt und leitet niveaugleich zu den breiten Niederterrassen an beiden Seiten des Serriger-Baches, sowie nach Beurig und dem Irsch-Ockfener Trockentalboden hinüber. Die verlassenen Talschleifen von Irsch-Ockfen und Ayl-Wawern (Abb. 18) wurden von der Saar noch in der Funktionszeit der oberen Niederterrasse (Würm-Eiszeit) benutzt und später die entsprechenden Saarschotter von den Schuttfächern der Seitenbäche überzogen, wodurch der ur-

sprüngliche Talboden dann stellenweise bis zu 200 m aufgehöht worden ist. Während die Irsch-Ockfener Talschlinge gleich nach Ausbildung der oberen Niederterrasse von der Saar aufgegeben wurde, hat sie den Ayl-Wawerner Mäander erst nach Entwicklung des unteren Niederterrassentalbodens verlassen können, nachdem ihr der Durchbruch des Mäanderhalses zwischen Bibelhausen und Schoden gelungen war. Westlich Wiltingen, südlich Kanzem und am Filzer Berge sind deutliche Felsterrassen in 182 m Höhe als Reste dieses Talbodens erhalten, der auch auf den Gehängeterrassen zwischen Niedermennig und Konz sowie in der Könen-Konzer Talweitung (178 m) erscheint. Der Oberemmel-Niedermenniger-Talmäander liegt zwar noch im Talbereiche der Saar, wurde aber hauptsächlich noch von der Mosel eingesenkt, bevor gemeinsam der Durchbruch bei Konz erfolgt war. Jenseits der Mosel treten die Äquivalente des Talbodens am Gehänge nördlich der Straße Igel - Zewen deutlich im 176 m Niveau hervor und entsprechen ungefähr der 2. Mittelterrasse Wandhoffs.

b) Die waldfreien, meist früh besiedelten unteren Niederterrassen sind wegen ihrer geringen Ausbildung und der minimalen Höhenunterschiede gegenüber dem höheren Talboden im Bereiche der ehemaligen Saar-Nahe-Senke kaum zu erkennen und im Quarzitengtal nur in spärlichen Resten ausgeprägt. Erst im Devonschiefer beginnt eine deutliche Gabelung und Divergenz der klarer ausgeprägten unteren Niederterrassenreste infolge jüngerer Hebung im Mündungsgebiete der Saar.

In 172 m Höhe erscheinen Relikte des Talbodens noch im Merziger Ausraum und tragen größtenteils die Orte Hilbringen, Rech, Ripplingen und Schwemlingen. Schmale Streifen sind mit Unterbrechung bis Ponten zu verfolgen, die sich dann im Quarzitengtal, z. B. bei Saarhausen (170 m), in schmalen Leisten am Gehänge fortsetzen. Größere Breite erlangt die untere Niederterrasse im Tonschiefer am flachen beschotterten Gleithang bei Ober-Hamm (168 m), und sowohl Serrig wie auch Beurig dehnten sich größtenteils darauf aus. In der Mäandertalstrecke erscheint dieser Talboden hauptsächlich als Unterbrechung der Gleithänge, so bei Ayl, Schoden, Wiltingen, Filzerberg, Unter-Hamm, Könen und Konz (165 m). Ihre Gerölle sind im wesentlichen gekennzeichnet durch faustgroße Quarze und Quarzite. Gegenüber den Schottern treten die hangenden Sande etwas zurück.

Im Mündungsgebiete der Saar zeigen sich noch tiefere diluviale Terrassenstufenreste, die auf jüngeres Einschneiden bezw. Aufschottern des Flusses hindeuten und zu den alluvialen Talböden überleiten. Sie konnten in Abb. 19 nur angedeutet werden.

Unter den Geröllkomponenten der Niederterrassengruppe finden sich etwa 60 % graue, rötliche, bezw. grünbraune Quarzite des Hunsrücks und fast 30 % Milchquarze; der Rest verteilt sich auf Buntsandstein, Rotliegendes und Konglomerate aus dem Tale der mittleren Saar, sowie Sandsteine aus dem Oberrotliegenden, Karneol, Kieselschiefer, Hornstein, Diabase aus dem Unterdevon, Felsitporphyre und Melaphyre aus dem Saar-Nahe-Gebiet. Im allgemeinen zeigt sich hier gegenüber den höheren und älteren Talstufen eine schwächere Auslese, Vergröberung der Schotter, Zunahme der ehemals vom Flußeise weiter getragenen Driftblöcke (Findlinge bei Kanzem, Könen und am Trierer Friedhofe), sowie eine größere Mannigfaltigkeit unter den gerollten Gesteinen aus jenen Schichten, die inzwischen im Einzugsgebiete der Saar bloßgelegt wurden. Rückschreitende Erosion, Erhöhung des Gefälles, besonders in der Hebungszone des Durchbruchstales und in den Quellgebieten der Nebenflüsse, lieferten neue Geröllkomponenten aus der weiter angeschnittenen Gesteinsunterlage.

V. Die Saar-Sohlenterrasse und das Hochflutbett. Der Vollständigkeit halber sei noch auf die Alluvialterrassen der Talaue auf der breiteren Talsohle hingewiesen, die sich als Sohlenterrasse und Hochflutbett auch an den Ufern der Saar und ihren Nebenflüssen zwischen den Wasserlauf und die unterste Diluvialterrasse (unterste Stufe der Nieder-Terrassen) einschalten. Sie wurden hervorgerufen durch die jüngsten, jetzt noch fortdauernden randlichen Fluß-Aufschüttungen bezw. Ausnagungen der Talsohle, in welche die Flußläufe eingebettet sind und bilden so ein mehr oder weniger schmales, gestuftes Uferband, das besonders in den Talweitungen bei Saargemünd, Saarlautern und Merzig eine breite Ausdehnung zeigt. Während das meist schmale Hochflutbett dicht neben dem gegenwärtigen Flußspiegel fast alljährlich vom Hochwasser überflutet und die breitere, weiter abgelegene Sohlenterrasse nur von großen Hochfluten überzogen wird, erfolgt mit A. Leppla (L. 102) und B. Dietrich (L. 33) allgemein die Trennung der alluvialen von den diluvialen Talböden dort, wo die größten Hoch-

Übersichtstabelle der noch deutlich erkennbaren Saar-Flußterrassen zwischen Saargemünd und Konz.

Bezeichnung der Terrassengruppen	Höhenlage der Terrassen in der Umgebung von: Saargemünd abs.	Saargemünd rel.	Saarbrücken abs.	Saarbrücken rel.	Dillingen abs.	Dillingen rel.	Merzig abs.	Merzig rel.	Saarburg abs.	Saarburg rel.	Konz-Trier abs.	Konz-Trier rel.	Altersbezeichnung	Eiszeiten	Zwisch.-Eiszeiten	Terrassengruppen
Saar-Trogterrasse . . .	380	188	381	196	376	201	374	207	418	278	Moseltrog		prä-glazial	—	—	Tt.
I. Hochterrassen	319	127	320	135	317	142	316	149	355	215	342	215	alt-diluvial	Donau-Günz-Eiszeit	—	Tdg.
													—	—	Zgm.	—
II. Mittelterrassen . . .	278	86	277	92	270	95	262	95	282	142	266	139	mittel-diluvial	Mindel-Eiszeit	—	Tm.
													—	—	Zmr.	—
III. Hauptterrassen . . . o.	252	60	250	65	240	65	234	67	252	112	242	115	jung-diluvial	Riß-Eiszeit	—	Tr.
u.	232	40	230	45	221	46	215	48	232	92	225	98				
													—	—	Zrw.	—
IV. Niederterrassen . . o.	207	15	202	17	188	13	185	18	188	48	176	49	spät-diluvial	Würm-Eiszeit	—	Tw.
V. Sohlenterrasse mit Hochflutbett . .	200	8	192	7	180	5	171	4	148	8	137	10	alluvial	—	—	Ta.
Saar-Mittelwasser . . .	192	—	185	—	175	—	167	—	140	—	127	—	—	—	—	—

wasser ihr äußerstes Ufer fanden, das meistens durch einen steileren, schärfer ausgeprägten Erosionsrand an der Stirnkante der untersten Diluvialterrasse gekennzeichnet ist.

Natülich bieten die Hochwasser keinen klaren Ausdruck für die alluvialen Grenzen, zumal dann nicht, wenn die Stufengliederung der Talsohle fehlt. Sie verlieren besonders dort an Schärfe, wo sich sanfte Übergänge von der Niederterrasse zur Sohlenterrasse infolge Aufschüttungen von Schuttkegeln aus steilen Nebentälchen finden oder die Trennungslinie durch künstliche Einflüsse wie Uferbauten, Dämme, Auffüllungen oder Flußregulierungen verwischt ist.

Jedoch lassen sich sowohl das meist mehrstufige Hochflutbett wie auch die Sohlenterrasse, die zusammen neben dem normalen Flußspiegel die Talsohle einnehmen, durch das ganze Saartal und seitlich hinauf in die Nebentäler verfolgen. Ihre wechselnde Breitenentwicklung entspricht im allgemeinen der verschiedenen Eigenart der in Abb. 19 bezeichneten Flußabschnitte. Sie steht in ursächlichem Zusammenhang mit der verschiedenen Talbreitenentwicklung in den von der Saar durchschnittenen geologisch-tektonischen Einheiten und deren Gesteinsbeschaffenheit. Auch die geringere Hebung im Talbereiche der ehemaligen Saar-Nahe-Senke begünstigte die Seitenerosion gegenüber den Laufstrecken im Gebiete der rheinischen Scholle.

Die mittlere relative Höhenlage der Sohlenterrassenoberkante nimmt flußabwärts etwas zu. Sie hält sich auf der Laufstrecke in der ehemaligen Saar-Nahe-Senke allgemein auf 8—10 m, im Bereiche des Rheinischen Schiefergebirges zwischen 9—12 m über dem Saar-Mittelwasser. Das Hochflutbett liegt gewöhnlich 3—4 m tiefer.

Die meist nur schmal ausgebildete untere Stufe, das Hochflutbett, ist gegenüber der höheren nur von geringer landschaftlicher Bedeutung. Sie zieht infolge des hohen Grundwasserspiegels und häufiger Überschwemmungen vornehmlich durch sumpfige und an Riedgras reiche Wiesen unmittelbar am Flußspiegel entlang. Dagegen trägt die Sohlenterrasse als breitere, ebenere, nur selten überflutete obere Stufe meist ergiebige Wiesen, Äcker, Gärten und stellenweise schon Siedlungsbauten, zumal dort, wo sie an der Mündung kleiner Seitentäler von Schuttfächern überlagert ist. An verschiedenen Stellen wurden diese älteren, höheren und flacheren Talböden von Hochflutrinnen durchzogen, z. B. unterhalb Ensdorf, Saarlautern, Pachten und Fremersdorf.

Ein großer Teil der Stiftswiesen unterhalb Brebach gehört noch der Sohlenterrasse an. Dagegen wird das Hochflutbett im Bereiche des Kohlensattels sehr eingeengt und zeigt dann weiter unterhalb in dem leicht zerstörbaren Vogesensandstein der Saarlautern-Dillinger Talweitung ihre bedeutendste Breitenentwicklung, die größtenteils vom Hochflutbett eingenommen wird. In den Konglomeraten des Oberrotliegenden und auch des mittleren Buntsandsteins der Merziger Talweitung erreicht die Talsohle eine Breite von 2 km. Davon nimmt das Hochflutbett in durchschnittlich bis zu 6 m rel. Höhe (absolut 174 m) in den Gauwiesen fast die ganze Fläche ein (Schwemlinger Au), während die schmälere höhere (10 m rel.) Sohlenterrasse hauptsächlich Äcker, Gärten und stellenweise Bauten trägt, deren Kellergeschosse allerdings vom Hochwasser bedroht sind. Beide Hauptstufen der Talsohle umsäumen weiterhin talabwärts den seitlich getreppten und weit vorspringenden Gleithang des Montclairspornes gegenüber dem Prallhange der Cloev und erreichen auf den weniger widerstandsfähigen Schichten im Mettlacher Kessel wieder größere Breite. Weiter unterhalb im Quarzitengtal treten diese Terrassen hauptsächlich nur an den schmalen Gleithängen der inneren Flußkrümmungen bei Saarhölzbach, Saarhausen und Taben deutlicher hervor, gewinnen aber am Ober-Hammer-Talsporn an Flächenausdehnung (Abb. 16). Flußabwärts ist die Stufung noch wechselseitig ausgeprägt in den mehr oder weniger schmalen Resten der Sohlenterrasse an den Gleithängen des Mäandertales im Devonschiefer (bei Schoden, Kanzem, Unter-Hamm). In der Könen-Konzer Talweitung erreicht das Hochflutbett eine Maximalbreite von 1 km, während die Sohlenterrasse nur schmal entwickelt ist und an der Saarmündung in die alluviale Moselterrasse Dietrichs übergeht. Sie zieht von Konz zum neuen Mosel-Strandfahrdamm gegen St. Matthias quer durch Trier unter der Porta-Nigra hinweg nach dem neuen Stadtfriedhof. Der neue Moseldamm schützt dort vor Hochflutgefahren.

Im Gegensatz zu älteren und höheren diluvialen Terrassen ist das Schottermaterial der Talsohlenböden noch sehr bunt und zeigt in seiner petrographischen Zusammensetzung wenig nennenswerte Unterschiede in den verschiedenen Laufstrecken. Im allgemeinen bestehen die Gerölle hauptsächlich aus Quarziten, Quarzen, Grauwacken, Schiefern, Sandsteinen, seltener aus Kalken, Dolomiten und Eruptivgesteinen. Während in den Schottern oberhalb der Primsmün-

dung vornehmlich gerollte Konglomerate und Brauneisensteinschalen aus dem Vogesensandstein auftreten, zeigen sie unterhalb derselben auch häufig Erstarrungsgesteine des Rotliegenden (Porphyre, Porphyrite und Melaphyre). Infolge des verschiedenen Einzugsgebietes treten in den Talsohlenterrassen der Mosel gegenüber den Saarsohlenterrassen häufiger Kalkgerölle auf. Einen guten Einblick in den Aufbau der Terrassen gewähren die Aufschlüsse bei Saarbrücken, Dillingen, sowie die gegenwärtigen Flußregulierungen zwischen Beckingen, Rehlingen, Fremersdorf, Mechern und bei Konz.

Insbesondere an der unteren Saar treten im Bereiche der verlassenen alten Flußschlingen in den verschiedensten Höhenlagen über dem Flußspiegel noch Lokalterrassen auf. Sie sind gewöhnlich dort stellenweise zwischen die durchlaufenden Terrassen eingeschaltet, wo der Fluß infolge örtlicher Verhältnisse auf einzelnen Strecken seines Laufes in verschiedenen Stadien des Einschneidens dem Gefälle der Terminante nahe kam und so einen breiteren Talboden schuf. Da diese Lokalterrassen sich nicht auf größere Strecken verfolgen lassen, haben sie für die Hauptentwicklungsphasen des Saartales nur wenig Bedeutung und kommen für seine Oberflächenformen nur örtlich in Betracht.

Dagegen sind auffallende Reste vermutlich durchlaufender Talböden, die hier nicht beschrieben sind, in Darstellung der Terrassenprofile (Abb. 19) eingetragen.

Im Zusammenhange mit der Eintiefung der Flußgerinne entstanden infolge der ungleichen Erosions- und Verwitterungswiderständigkeit der verschiedenen Gesteinshorizonte im Bereiche des Saartals auch Terrassenstufen, deren typische Strukturfläche aus ziemlich undurchlässigem, weichem Material zwischen stufenbildenden, undurchlässigen Gesteinshorizonten eingeschaltet sind. Solche Schicht- oder Strukturterrassen treten besonders in den Triasschichten im Tale der mittleren Saar hervor, wobei hauptsächlich die impermeabelen Lagen des Voltziensandsteins (so) und Trochitenkalkes (mo) als Stufenbildner fungieren, aber auch schon die dünnen relativ widerständigen Dolomitbänke des unteren Muschelkalkes schmale Gesimse bilden. Abgesehen von der Erniedrigung der Schichtstufen in der Nähe des Talrandes sind die Strukturterrassen stets im Sinne des Schichtfallens geneigt; ihre Strukturbedingtheit ist besonders dort klar erwiesen, wo die Terrassenflächen

Saarlauf mit Terrassen im Längsprofil

250 fach überhöht

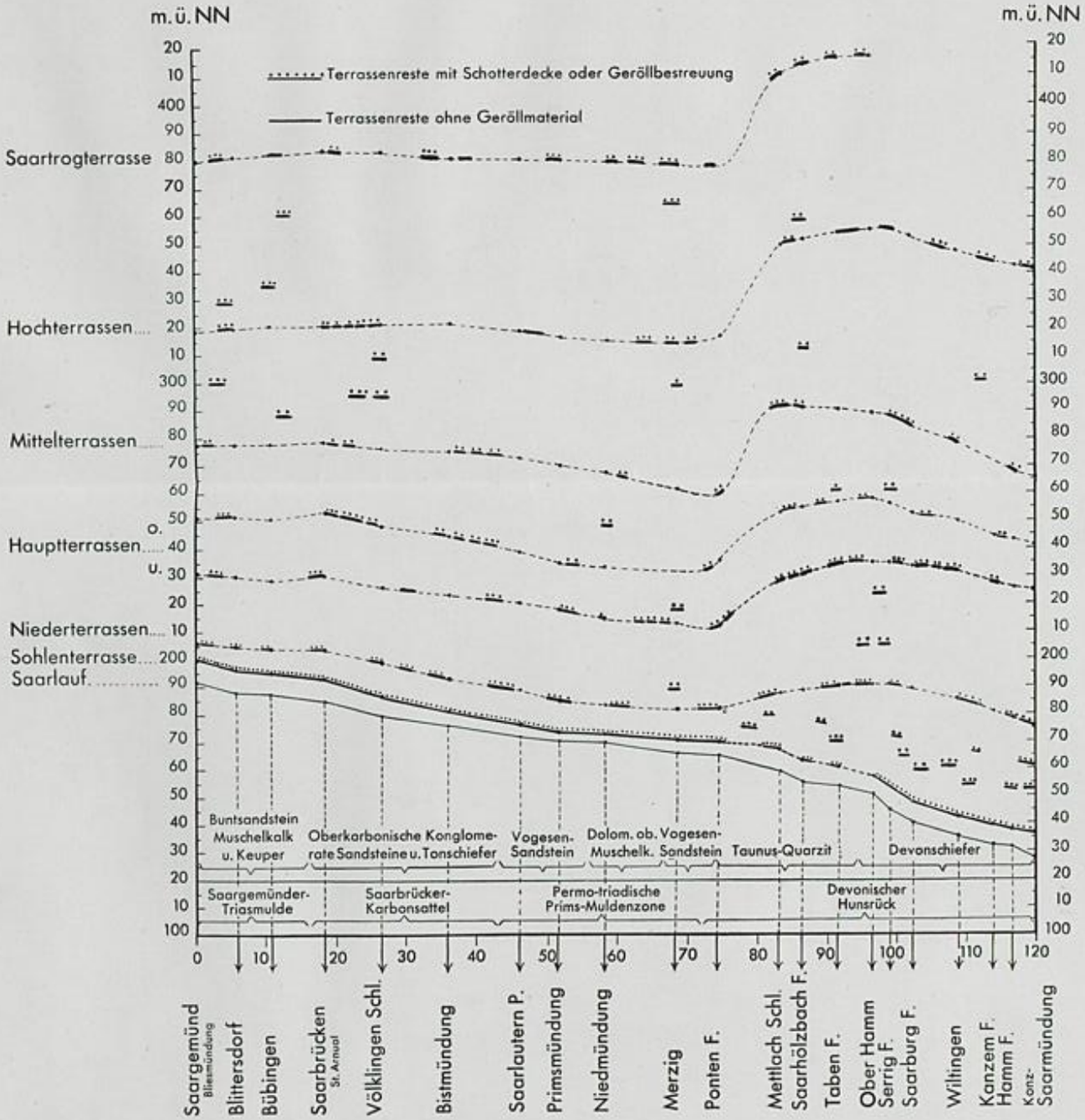


Abb. 19.

ohne nachträgliche tektonische Störung eine vom Flußtale weggerichtete Neigung zeigen. Sowohl im Bereiche der Saargemünder-Mulde wie auch am Steilrande des Muschelkalkes (mo), der den Buntsandsteinkern (sm) des Warndtsattels halbkreisförmig umsäumt, sind stellenweise Strukturflächen deutlich herauspräpariert. Während im Fremersdorfer Engpaß und in der Merziger Mulde hauptsächlich der Trochitenkalk durchgehend als Stufenbildner auftritt, sind im unteren Saartale, wo die Trias dem devonischen Hunsrückschiefer auflagert, die geröllfreien Strukturterrassen unter dem tonig-mergeligen Muschelsandstein (mu) aus dem schwer durchlässigen Voltziensandstein gebildet. Ähnliche Erscheinungen zeigen sich auch im weiteren Bereiche des Untersuchungsgebietes, wobei die Stufenflächen des Buntsandsteins meist noch mit einer konservierenden Muschelkalkschicht überzogen sind.

c) Auswertung der Terrassenuntersuchungen für die Tal- und Landschaftsgeschichte.

Die Untersuchung der Terrassen und eine vergleichende Betrachtung ihrer Längsprofile (Abb. 19) läßt uns wichtige Schlüsse auf Veränderungen ziehen, die sich im Einzugsgebiete der Saar und ihrer Nebenflüsse bei fortschreitender Eintiefung vollzogen.

Da sich die alten Talbodenreste deutlich in vier Niveaus einordnen, hat das Saartal mindestens 4 große Verjüngungen durchgemacht. Diese Vorgänge haben organisch zusammengehörige morphologische Formengruppen verursacht, die den Stil, die Physiognomie der Landschaft ausmachen und uns Anhaltspunkte für die Erkenntnis der ursächlichen Entwicklungsimpulse geben. Weil die Terrassen des Saartals im allgemeinen weit in die größeren Nebenflüsse hinauf reichen, läßt sich auch erkennen, ob die tektonischen Bewegungen seitwärts anhalten oder ausklingen. Zwar hinken die Nebenadern meist etwas nach, folgen aber im allgemeinen den Gesetzen des Hauptflusses.

Die vergleichende Darstellung der Terrassenlängsprofile (Abb. 19) läßt zunächst ihre Beziehungen zu den 4 geologisch-tektonischen Einheiten ihrer Unterlage in der Saargemünder Triasmulde, im Saarbrücker Karbonsattel, in der permo-triadischen Primsmuldenzone und im devonischen Hunsrück erkennen. Im allgemeinen lehnen sie sich im Be-

reiche der ehemaligen Saar-Nahe-Senke noch stark an die Flußkurven an, weichen aber im Hunsrück sehr davon ab.

Die Terrassenprofile zeigen im Saarbrücker Hauptsattel beim Übergang aus der Saargemünder Mulde nach der Primsmulde einen deutlichen konkaven Gefällsknick, der nur schwach gesteinsbedingt sein kann, denn die Talböden liegen dort größtenteils in dem weichen Vogesensandstein und nur selten in den etwas widerständigeren karbonischen Sandsteinen, Tonschiefern und Konglomeraten. Wir schließen daraus auf eine junge, weitere relative Heraushebung des Lothringisch-Pfälzischen Hauptsattels und eine tektonische Erneuerung der südlichen Randüberschiebung (Südlichen Hauptsprunges) in dieser Zone.

Innerhalb der Primsmulde zeigen die Terrassen in der Saarlautern-Dillinger-Merziger Talweitung allgemein verhältnismäßig geringes Gefälle. Wenn sich der Gefällswert vom Fremersdorfer Engtal zum Muldentiefsten etwas erhöht, so ist das wohl durch den widerständigeren Voltziensandstein und den dolomitischen Muschelkalk verursacht.

Im Unterlaufe der Saar in das Schiefergebirge sind besonders die älteren Terrassen mit der Kulmination im Sierck-Hunsrück-Sattel auffällig hoch aufgebogen und zeigen stellenweise rückläufiges Gefälle. So liegt in der Sattelzone des Hunsrücks die Saar-Trogterrasse durchschnittlich 36 m höher als im südlichen Hunsrückvorlande. Auch Hoch-, Mittel- und Hauptterrassen zeigen fast konstant diesen Aufbiegungsbetrag, der bei den Niederterrassen kontinuierlich abnimmt. Diese deutlichen Abweichungen der Terrassenlängsprofile vom normalen Verlaufe der Flußkurve müssen also tektonisch bedingt sein. Weil dieselben ihre Kulmination im Sierck-Hunsrücksattel erreichen, dürfen wir auf eine junge posthume Aufbiegung und Heraushebung der Hunsrückachse mit dem Maximum im Siercker Sattel schließen, die relativ seit der Trogterrassenzeit mindestens 40 m betrug. Weil sich diese Erscheinung auch weiter östlich noch an den Nebenflüssen der Saar, welche die Hunsrückaufwölbung queren (Prims, Löster und Wadrill), geltend machen, muß auch hier junge Heraushebung stattgefunden haben, die nach Osten ausklingt. Auch der Oberlauf der Ruwer wurde gleichsinnig davon in Mitleidenschaft gezogen.

Die Heraushebung des Hunsrücks im Bereiche der unteren Saar über sein südliches Vorland erfolgte an einer Flexur, die auch an der Lagerung des Voltziensandsteins (so) und Muschelsandsteins (mu) noch deutlich zu erkennen ist.

Diese Mettlacher Dislokationslinie verläuft in WSW—ONO-Richtung mit geringer Unterbrechung ziemlich geradlinig über Büschdorf - Tünsdorf - Nohn - Saarhölzbach - Mettlach - Keuchingen und setzt sich nach SW zur Mosel hin in einer posttriadischen Verwerfung über Schl. Meinsberg - Kirsch - Montenach fort. Dort schneidet sie den Siercker Sattel im S ab (s. Tektonik S. 57). Auf dieser Strecke zeigt bei Büschdorf auch der alte Leuk-Talboden eine entsprechende Verbiegung. Nach NO erscheint die Fortsetzung der Verwerfung in den steilen Abbruchlinien des Schwarzwälder Hochwaldes zwischen Bergen und Sitzerath an der Grenze von Devon und Perm (ro). Wir haben also hier am Südrande der Hunsrückaufwölbung ähnliche Erscheinungen, wie an der parallel verlaufenden Überschiebungslinie am Südrande des Lothringisch-Pfälzischen Hauptsattels. Im allgemeinen haben jedoch die vielen Verwerfungen im Gebiete der Saar keinen wesentlichen Einfluß auf die Höhenlage der Terrassen ausgeübt.

Die Verringerung der Aufkrümmung der Terrassen im Längsprofil unterhalb der oberen Mittelterrasse deutet darauf hin, daß die gegenseitige Verschiebung in der Höhenlage der beiden tektonischen Einheiten (Hunsrück und Nordrand der Permo-Karbonsenke) erst nach Ausbildung der Mittelterrassen, also etwa zur Riß-Eiszeit erfolgte, bezw. ein stärkeres Ausmaß erreichte.

Von Mettlach bis Ober-Hamm, an der Grenze zwischen Quarzit und Schiefer, zeigen die Nieder- und Hauptterrassen am Rande des Schiefergebirges ein stark rückläufiges Gefälle. Auch die höheren fossilen Saar-Talböden lassen im Hunsrück deutliche Aufbiegungen erkennen, die in der Sattelzone ihr Maximum erreichen.

Die starke flußabwärtige Divergenz der Profile zwischen Sohlen- und Hauptterrasse deutet darauf hin, daß eine Heraushebung im Mündungsgebiete der Saar noch in der jüngsten Diluvialzeit wirksam war. Das stimmt auch überein mit den Untersuchungen von J. Z e p p (L. 168), der für diese Zeit nach der unteren Hauptterrasse an der unteren Kyll im Mündungsbereich der Saar eine geringe Aufkippung festgestellt hat. Im übrigen machte sich aber während der jungen Aufwölbung des Hunsrücks im Moseltroge keine Hebung mehr bemerkbar.

Wir erkennen bei der Betrachtung des Saarlaufes und seiner Terrassen, daß zwar die Erosionsverhältnisse in den verschiedenen Talabschnitten infolge der durch die ältere

Tektonik verursachten Unterschiede in der Gesteinsverteilung verschieden, aber trotzdem das gesamte Terrassensystem ziemlich einheitlich ist. Im Bereiche der Saar wurden die mesozoischen Schichten bereits in jurasischer Zeit aus ihrer ursprünglichen horizontalen Lage gebracht und haben später im Jungtertiär und Diluvium außer der vertikalen Heraushebung stellenweise eine leichte Verbiegung erfahren. Im Bereiche der Permo-Karbonscholle kann der Saarlauf daher petrographisch und tektonisch nur schwach vorgezeichnet gewesen sein; denn hier läßt sich weder im Saarbrücker Karbonsattel noch im Hunsrückvorlande eine Beziehung zwischen geologischem Bau und der Hauptrichtung des Saartals erkennen. Sie fließt vielmehr völlig unabhängig über Falten und Verwerfungen dahin (S. 19). Zweifellos ist also die Saar hier als konsequenter Fluß auf einer schwach geneigten Landoberfläche angelegt worden, auf der die Reliefunterschiede ziemlich ausgeglichen waren. Erst durch die nachträgliche Hebung und Verbiegung der Scholle kamen die Lagerungs- und Gesteinsunterschiede zur Geltung.

Während die Saar auf dieser Grundlage den Härtling der Merchinger Muschelkalkplatte im Muldentiefsten durchbrechen konnte, ist das Saartal im Bereiche des Hunsrücks als antezedentes Durchbruchstal ähnlich dem Rheintal zwischen Bingen und Koblenz aufzufassen, d. h. die Saar war früher da als die Hebung. Das beweist auch die Divergenz verschiedener Terrassen des unteren Saartals und die plötzliche Verstärkung ihres Mündungsgefälles. Antezedenz lag bereits zur Zeit der Saar-Trogterrasse vor. Damals schnitt sich dort schon der Fluß in das sich ruckweise hebende Gebirge ein, während Ober- und Mittellauf tektonisch bereits ziemlich fest lagen. Da der Buntsandstein im Bereiche des Quarzitengtals tiefer liegt als auf den angrenzenden Hochflächen, scheint allerdings auch hier der Saarlauf innerhalb des devonischen Taunusquarzits tektonisch vorgezeichnet gewesen zu sein.

Die Haupthebungszone im Durchbruchstale der Saar liegt zwischen Mettlach und Serrig im Sierck-Hunsrücksattel. Oberhalb Saarhölzbach erhebt sich die Trogterrasse 260 m über dem Flußspiegel. F. W. Will (L. 781) hat ähnliche Hebungsbeträge im westlichen Taunus festgestellt.

So sind die Terrassen direkte Anzeichen der Gebirgsbewegung, denn die gehobenen alten Talböden zeigen den Mindestbetrag der Hebung und Aufwölbung an, der sicher noch höher ist, weil die fehlenden obersten Terrassen abgetragen

oder erst lange nach Beginn der Hebung gebildet sein können. Die relative Höhe der Terrassen entspricht also niemals dem Gesamtbetrage der Heraushebung, sondern bleibt stets hinter demselben zurück. So ist es zwar möglich, aus den Terrassenuntersuchungen auf labile Zonen der Erdkrusten-Oberfläche Schlüsse zu ziehen, aber das Maß der Bewegung ist nicht genau feststellbar, zumal wir auch die Gefällsverhältnisse des Flusses vor der tektonischen Bewegung nicht kennen.

d) Laufänderungen der Saar in horizontaler Richtung.

(Mäanderbildungen, Flußbettverlegungen, Trockentäler.)

Die Untersuchung der Flußterrassen hat ergeben, daß die posttertiären Phasen der Talbildung der Saar im allgemeinen ihrer heutigen Laufrichtung entsprechen; die großen hydrographischen Züge des Gebietes sind also während der Tieferlegung des Flußbettes fast unverändert geblieben. Es haben jedoch seit dem Altdiluvium neben den Veränderungen in vertikaler auch noch solche in horizontaler Richtung stattgefunden. Spuren von Laufänderungen zeigen sich in verlassenen Flußschlingen und Trockentälern mit Terrassenzügen verhältnismäßig häufig im Gebiete der Saar.

Bei der Behandlung der älteren Talbildung ist darauf hingewiesen, daß die Saar während der Diluvialzeit verschiedentlich, besonders in ihrem Unterlaufe, erhebliche seitliche Abweichungen von ihrem heutigen Wege zeigt, die für die Erkenntnis ihrer Flußgeschichte von Bedeutung sind. Gerade in den verlassenen Mäanderstrecken lassen sich die früheren Flußläufe leichter rekonstruieren. Die Vorstellung rückschreitender Erosion und Flußanzapfung trifft für viele Fälle als Ursache der Talverlegung und Richtungsänderung nicht zu. Sie muß oft ersetzt werden durch tektonische Einflüsse, insbesondere ein infolge von Aufschüttung ermöglichtes epigenetisches Einschneiden des Flusses in die gehobene Scholle, sowie Zwangsmäanderbildung auf Gesteinsunterschieden bei Antezedenz.

A. Hemmer (L. 5) hat nachgewiesen, daß das Flußnetz der oberen Saar nach dem Zurückweichen des Oligozänmeeres entsprechend der damaligen allgemeinen Abdachung des Gebietes zunächst gegen W gerichtet war, worauf Ablagerungen mit Vogesengeröllen im westlichen Lothringen hindeuten. In den miozänen Vogesensanden im Schweizer Jura erblickt er die Wahrscheinlichkeit, daß dann

späterhin infolge Hebung des Gebirges noch während des Miozäns auch ein Abfluß nach S stattgefunden hat. Im Pliozän floß die Meurthe noch über die Vezouse zur Saar nach N ab. Schon aus jener Zeit lassen sich Flußschlingen zwischen Saar - Buckenheim und Weidesheim einerseits und Wittringen - Settingen anderseits im Saarlaufe erkennen. Tektonische Bewegungen haben sich demnach damals noch in der Saargemünder Mulde abgespielt. Erst spätere Wölbungen nördlich von Elfringen bedingten die Herausbildung der heutigen Wasserscheide zwischen Saar und Vezouse. Die Flußverlegungen im Keupergebiete werden jedoch den Wirkungen der selektiven Erosion zugeschrieben.

Zwischen den Spicherer Höhen und der Stadt Saarbrücken dehnt sich von St. Arnual nach Forbach eine über 1 km breite Talmulde mit diluvialen Flußschottern aus. Beim Überblicken derselben vom Winterbergturme aus läßt sich erkennen, daß diese Niederung ehemals von einem größeren Wasserlaufe durchflossen wurde.

H. Grebe (L. 4) wies darauf hin, daß in der älteren Diluvialzeit bei Saarbrücken größere Abweichungen vom heutigen Saarlaufe bestanden (S. 91). Als nämlich dort zur Altdiluvialzeit die Saar noch in einem 50 m höheren Niveau verlief, fand oberhalb Saarbrücken zwischen Güdingen und St. Arnual östlich des Winterberges eine Gabelung der Saar statt. Demnach floß der nördliche Arm in der breiten Talung östlich vom Halberge nach Schafbrücke, machte dort einen halbkreisförmigen Bogen und verlief zwischen Halberg (275 m) und Kaninchenberg (256 m) und dann westwärts in der heutigen Saarrichtung. Der westliche Arm zog von St. Arnual über Forbach, St. Avold, Bisten zwischen Alt- und Neuforweiler dem nördlichen Saararme bei Wallerfangen zu, verstärkt durch das Einzugsgebiet der Bist. Saarschotter, die bei Klarenthal - Alte Glashütte sogar in 127 m Höhe über dem Saarspiegel liegen, finden sich auch bei Kochern. Ob der Saarlauf im Sinne Grebes am Muschelkalkrand in der Richtung Porzelet - Varsberg - Falk - Merten - Bisten - Forweiler - Wallerfangen vorbei floß, ist nicht mehr nachzuweisen. Auch van Werveke nimmt den Saarlauf nur von St. Arnual bis Kochern an. Ehedem folgte auch die Rossel dem Stufenrand von St. Avold über Roßbrücken - Morsbach - Forbach - Stieringen - Wendel und mündete bei St. Arnual in die Saar. Erst zur Zeit der unteren Hauptterrasse wurde sie von einem Nebenflusse des Lauterbaches nach Wehrden abgelenkt.

Eine zweite größere Flußverlegung zeigt die Saar unterhalb Wallerfangen in dem altdiluvialen Siersdorfer Bogen unterhalb Pachten. Er bestand vermutlich noch zu derselben Zeit, als die große Gabelung der Saar zwischen St. Arnual und Wallerfangen funktionierte.

Wer vom Ehrenmal auf dem Heiligenberge bei Dillingen den Blick westwärts wendet, erkennt deutlich zwischen dem Siersberg (280 m) und dem Galgenberg (280 m) eine fast 1 km breite Einsattelung mit der vorgelagerten kleinen Restberghöhe 226 m. Der zwischen beiden Erhebungen gelegene Talboden ist mit Flußschottern in ungefähr 230 m Höhe über NN bedeckt. In gleicher Höhenlage liegt 2—3 km westlich im Eichertswalde südlich der Nied ebenfalls eine Schotterterrasse, desgleichen nach Großhemmersdorf hin. Auch die Geröllterrasse westlich von Siersdorf und diejenigen beiderseits der Nied unterhalb Eimersdorf liegen in demselben Niveau. Es könnten also diese altdiluvialen Ablagerungen sowohl von der Nied wie auch von der Saar herrühren. Es handelt sich hier jedoch nicht, wie H. Grebe annahm, um eine Gabelung des alten Saarlaufes oder der unteren Nied, sondern um Saar- und Niedläufe aus ganz verschiedenen Zeitperioden, wie die Untersuchung der Flußschotter ergab. Der Hoesberg ist als Zeugenberg zurück geblieben, die Urnied floß zwar ehemals in der Richtung Bolchen - Busendorf - Launsdorf - Hellendorf - Oberleuken mit Leukwassern nach N über Trassem - Mannebach - Tawern - Wasserliesch zur Mosel hin. Später wurde diese Verbindung Nied - Leuk unterbrochen infolge Aufwölbung des Siercker Quarzitsattels und Anzapfung der Nied bei Busendorf durch einen Seitenbach der Saar, dessen Lauf durch die Metzer-Verwerfung (Gorze - Metz - Busendorf - Rehlingen - Nunkirchen) vorgezeichnet war. Die altdiluviale Nied folgte dann anscheinend schon dem Saarfels-Sprung, mündete in etwa 230 m Höhe nordwestlich Siersdorf in den Siersdorfer Bogen der altdiluvialen Saar, die von Altforweiler westlich Wallerfangen - Dillingen - Pachten - Itzbach - Siersdorf - Eimersdorf - Saarfels in einer großen Schleife in etwa 220 bis 235 m Höhe über NN verlief. Die jungdiluviale Saar suchte diese Bogen abzukürzen und floß über Pikard - Wallerfangen - Pachten - Rehlingen - Fremersdorf in 180 bis 190 m Höhe und nahm unterhalb Büren in der Itzbachscharte die jungdiluviale Nied auf, die später infolge Schotterstauung bei Büren abbog und seitdem bis zu ihrer Mündung

in Eimersdorf das von der altdiluvialen Saar verlassene Tal auch heute noch benutzt.

Ein altes Saarbett ist auch nordwestlich von Merzig im sogenannten Merziger Bogen zu verfolgen. Blicken wir etwa von dem Hohen Berg (364 m) gegen W, so läßt sich leicht erkennen, daß die 5—10 km entfernten Muschelkalkhöhen der Nodosusschichten von der Saar aus deutlich in einem nach O geöffneten halbkreisförmigen Bogen verlaufen. Am Fuße dieser Hochfläche, die einen auffallenden Muschelkalk-Steilrand gegen das nach N und NO etwa 100 m über der Saar gelegene Flachland zeigt, während sich das westliche Muschelkalkplateau nahezu 200 m über derselben erhebt, liegen die Orte Büdingen, Wellingen, Wehingen und Tünsdorf. Nicht nur der steile Abhang des südlich und westlich von diesen Dörfern verlaufenden Höhenrandes macht den Eindruck eines alten Flußufers, sondern auch Flußgerölle auf den terrassenförmigen Flächen nördlich und östlich davon weisen darauf hin.

Wir dürfen daher annehmen, daß die Saar in altdiluvialer Zeit, als sie noch in einem etwa 100 m höheren Niveau verlief, ihren Weg von Merzig ab zunächst westlich an dieser Muschelkalkstufe entlang nahm, in der Gegend von Wellingen nach NW bis Tünsdorf umbog, wo sie den vom Hunsrück herüberziehenden Taunusquarzitriegel erreichte. Dadurch in ihrer bisherigen Laufrichtung gehemmt, wandte sich diese altdiluviale Saar ostwärts über die Buntsandsteinfläche nach N. Damals wird auch die über 100 m über der Saar gelegene Buntsandstein-Hochfläche von Ponten und Mettlach, auf welcher ebenfalls Flußgerölle vorkommen, das Flußbett der Saar getragen haben. In gleicher Höhe von 265—275 m liegen auch Flußschotter auf den Verebnungen oberhalb Saarhölzbach zu beiden Seiten der Saar.

Auffallend erscheint auf Abb. 9 die langgestreckte Form des großen Montclair-Mäanders und Gradlinigkeit der oberen Talstrecke, die sowohl auf eine Verwerfung wie auch auf die Funktion der Gesteinslagerung des Taunusquarzits zurückzuführen sind. Das bruchlinienhafte Auftreten von Melaphyr im talaufwärtigen Bogen weist auf eine Verwerfung hin, die ursprünglich die geradlinige Entwicklung bedingte. Zur Zeit der Hochterrasse floß hier die altdiluviale Saar in dem wenig widerständigen Vogesensandstein, der damals noch den Quarzitrücken des heutigen Mäandersporns völlig überdeckte, in einem freien Mäander. Als dann die Saar durch tieferes Einschneiden in den widerständigen

Quarzit geriet, wurde er zum eingesenkten Mäander und paßte sich der Lagerung und Widerständigkeit des Gesteins mehr an.

Noch in der Niederterrassenzeit waren im Mettlacher Talkessel durch die geringe Widerständigkeit der dort anstehenden oberrotliegenden Konglomerate und die Stauwirkung infolge Hebung des Hunsrücksattels zwei Mäander hintereinander ausgebildet. Der größte derselben, der auch den Prallhang auf der rechten Seite geschaffen hat, wurde bald auf der heutigen linken Saarseite durchbrochen.

Große Änderungen im Flußlaufe seit der älteren Diluvialzeit lassen sich auch besonders im Devongebiete der unteren Saar zwischen Saarburg und der Mündung in die Mosel gut nachweisen.

Während im Quarzitbereiche die eingesenkten Mäander geringere Asymmetrie des Querprofils und steilere Gleit- und Prallhänge zeigen, sind dieselben im Devonschiefer hauptsächlich als Gleitmäander mit steilen Prallhängen und sanfter geböschten Gleithängen ausgebildet.

Auf die breiten, alten verlassenen Talböden, welche ringförmig in westlichen und östlichen Bogen sich beiderseits der Saar hinziehen, hat bereits H. Grebe (L. 4, 59) aufmerksam gemacht.

Während der heutige Saarlauf von Saarburg abwärts in nahezu nördlicher Richtung bleibt, hat der Fluß ehemals, als er dort noch etwa 30 m höher floß, eine Schleife nach O gezogen, wie die breiten Diluvialterrassen zwischen Beurig und Irsch andeuten. Dieses Irsch-Ockfener Mäandertal, das die Saar erst im Jungdiluvium zur Niederterrassenzeit verlassen hat, verläuft östlich Beurig über Irsch nach O und wird heute teilweise im W von dem Kasselbach, im O von dem Ockfener-Bach benutzt. Damals hat die Leuk, die seit dem Mitteldiluvium zwischen Ockfen und Niederleuken in die Saar mündete, den Mäanderhals bis zum Niederterrassenboden erniedrigt. Nun gelang es der Saar, den schmalen Kasselrücken zu durchbrechen und den Irsch-Ockfener Mäanderbogen aufzugeben. Sie benutzte nunmehr den kürzeren, durch die untere Leuk vorgezeichneten Talweg.

In auffallendster Weise haben sich die eingesenkten Mäander der Saar unterhalb Saarburg zur Mittelterrassenzeit entwickelt. Dort sehen wir auf Abb. 18 gut ausgeprägt um den Ayler Umlaufberg den fossilen breiten Ayler Mäanderbogen im W über Ayl - Tobiashaus - Wawern

- Schoden und um den Sonnenberg zwischen Schoden und Kanzem im N den Sonnenberg-Mäander hinziehen. Einen guten Überblick über das Gelände bietet auch die Höhe 507 bei Steinbachweiher südöstlich Oberemmel. Auf dem Bilde umgibt das alte Saartal zwischen Ayl und Wawern den Ayler Berg vollständig und ließ ihn ehemals als Insel erscheinen. Einst hing derselbe mit dem Ockfener Berg zusammen. Die Saar kehrte in jener Zeit, aus der Richtung Ockfen kommend, nachdem sie den großen Bogen zwischen Ayl - Tobiashaus - Wawern zurückgelegt hatte, über Bibelhausen fast an ihren Ausgangspunkt zurück, bildete hier oberhalb Schoden einen scharfen Bogen nach N und verlief dann in der Richtung des heutigen Laufes gegen Wiltingen weiter, wie auf Abb. 18 deutlich zu erkennen ist. Nach den Halsabschnürungen zeigten die beiden Flußschlingen (Ayler- und Sonnenberg-Mäander) im Jungdiluvium die Form eines zusammengesetzten Mäanders. Der schmale Devonrücken, welcher damals noch den Ayler Berg mit dem Ockfener Berg verband, wurde später im N und S von beiden Seiten durch die Erosion angeschnitten und schließlich südlich Bibelhausen durchbrochen. Daraufhin gab die Saar infolge des vermehrten Gefälles den Mäanderbogen auf und folgte dem jetzigen kürzeren Laufe seit der Jungdiluvialzeit.

Wahrscheinlich nahm in der älteren Diluvialzeit wenigstens ein Arm der Saar von Ayl aus seinen Lauf in das oben bezeichnete Bett der Urnied über Tawern nach N zur Mosel hin durch das von tektonischen Störungen sehr betroffene Gebiet. Heute verläuft der untere Albach, der unterhalb Wasserliesch in die Mosel mündet, von Tawern ab in dem von diesen älteren Gewässern vorgebildeten Tale. Das zwischen Tawern und der Mosel ganz enge Albachtal zeigt bei etwa 50—60 m über dem Bachbett eine auffallend große Breite. Ferner findet man unterhalb Tawern auf der Hochfläche, die sich an den östlichen Steilabfall des Höhenzuges anlehnt, reichlich solche Flußgerölle, wie sie auch auf gleich hohen Terrassen nach der Mosel hin vorkommen. Die oben erwähnte bedeutende Talweite kann nur von einem größeren Flusse herrühren und nicht von den beiden kleinen Wasserläufen des Greulbaches, die nach der Vereinigung bei Tawern den Albach bilden, geschaffen worden sein. Beide haben nur einen kurzen Lauf von 7, bezw. 9 km in engen Talschluchten gegen Norden bis Tawern. Hier treten sie in die breite Talung der ehemaligen Nied-Leuk-Saar-Gerinne ein und folgen deren früherem Verlaufe. Dieses nach NO gerichtete

alte Tal früherer größerer Gewässer ist morphologisch deutlich im Gelände ausgeprägt. Auch die breite Einschartung im Hardtwald kann als Kriterium gelten. Diese ist am besten von der Nordseite her zu erkennen, etwa von der Höhe des Lück (278 m) bei Tawern oder vom nördlicher gelegenen Rosenberge (356 m). Die Talung liegt 225 m über NN, die heutige Saar bei Hamm dagegen nur 130 m. Es hat also, seitdem der westliche Saararm außer Funktion trat, ein weiteres Einschneiden des Flusses um 95 m stattgefunden, was auf eine nachträgliche Hebung jenes Gebietes hindeutet.

Außer diesen diluvialen Flußläufen der unteren Saar muß auch ehemals ein solcher in der 60 m über dem Tal gelegenen und mit Flußschottern bedeckten Erosionsscharte südlich Konz bestanden haben, durch welche heute die Straße Wiltingen - Konz führt. Ferner beschrieb die Saar ehemals einen Mäander um die Hammer Höhe in der Linie Wawern - Tawern - Könen, der bereits vor der Eintiefung des Flusses in den oberen Hauptterrassen-Talboden südlich Filzen abgeschnürt wurde.

Auch der große Oberemmel - Niedermendiger - Talmäander, der den Kommlinger Umlaufberg umzieht, liegt zwar noch im Talbereiche der Saar, ist jedoch ohne Zweifel ursprünglich als altdiluviale Talschleife der Mosel aufzufassen. In einer gewissen Entwicklungsperiode erreichte dort die Saar oder ein Arm derselben bei Wiltingen die Mosel. Der an die großen Moselschlingen erinnernde weite Talboden verläuft über Wiltingen - Oberemmel - Krettnach - Niedermendig - Konz, liegt kaum 100 m über dem heutigen Saarspiegel und ist in einem spitzen Winkel gegen das Moseltal mit der Durchbruchsstelle bei Konz geöffnet. Anscheinend bildete derselbe mit dem südöstlich von Trier und Kenn ausgebildeten ehemaligen Moselmäander einen gemeinsamen Mäandergürtel mit gleicher Ausschlagsweite. Zwar führen dort Mosel und Saar das gleiche Schottermaterial, sodaß den Terrassenablagerungen petrographisch keine Beweiskraft zuerkannt werden kann. Aber die Höhe der Terrassenschotter 170 m über dem Talboden und die auffallend große Breite der Talung weisen auch darauf hin, daß hier ein Arm der Mosel erodiert hat. Dieselbe verläuft jetzt, soweit sie die Grenze zwischen dem deutschen und dem luxemburgischen Staatsgebiete bildet, entsprechend dem Streichen der SW—NO-Verwerfungen. Oberhalb Wasserbillig folgt sie auf etwa 8 km einer grabenförmigen Einsenkung, durch die ihr Weg tektonisch vorge-

zeichnet war. In dem durch Brüche sehr gestörten Gelände verläßt die Mosel an der Sauermündung ihre bisherige Richtung und wird dann von der Saar nach NO gedrängt. Oberhalb Konz, an der Grenze von Devon und Buntsandstein, scheint ehemals die Gabelung der Mosel stattgefunden zu haben. Der nördliche Arm läßt sich auf den gleich hohen Diluvialterrassen nördlich von Biewer verfolgen. In gleicher Richtung erscheint auch zwischen dem Steigenberg und der Höhe südwestlich Ehrang eine geröllbestreute Talung, die man vom Grüneberg (342 m) bei Trier deutlich überschauen kann. Derselbe setzt sich durch den Schneeberg nordwestlich Ehrang unter starker Schotterbedeckung über den Tunnel von Quint weiter nach O über Salmrohr in der Richtung Wittlich fort.

Der südöstliche Moselarm verlief zunächst an der Grenze von Buntsandstein und Devon bis Könen und machte bei Kommlingen den großen, fast kreisförmigen Bogen über Kanzem - Wiltingen - Oberemmel - Krettnach gegen Konz. Damals wird hier der nach NW etwas vorspringende Devonrücken sich in dieser Richtung noch etwas weiter fortgesetzt und eine Stauung veranlaßt haben, die beide Arme trennte. Auf dieses Hindernis weisen auch die verhältnismäßig geringen Talweiten bei Konz und Könen hin.

Erst nach dem erfolgten Durchbruch des Devonriegels bei Kanzem - Konz entwickelte sich der heutige Saarlauf im Mündungsgebiete. Der südliche altdiluviale Moselarm über Könen - Kanzem - Wiltingen - Oberemmel - Krettnach - Konz wurde im Jungdiluvium zur Hauptterrassenzeit aufgegeben. Die Saar benutzte dann diesen von der Mosel gebahnten Weg zu ihrem weiteren Laufe. Damals lag das Moselbett in einem etwa 100 m höheren Niveau. Die höchste Stelle des breiten fossilen Talbodens bei Krettnach an der jetzigen Talwasserscheide liegt 225 m über NN, die Mosel an der Saarmündung 127 m über NN. Das Gelände hat sich also inzwischen um rund 100 m gehoben. Damals wird auch der oben erwähnte frühere Saararm Ayl - Tawern - Wasserliesch ausgeschaltet worden sein, denn die Erosionstalung im Hardtwald südöstlich Tawern liegt etwa in gleicher Höhe wie der Talboden bei Krettnach. Erst nachdem die Saar den Kommlinger Talmäander zwischen Wiltingen und Kanzem angeschnitten hatte, entstand die Talwasserscheide bei Krettnach in 225 m Höhe. Der südliche Teil des Bogens wird heute vom Oberemmler-Bach, der nördliche von dem Gaylbach benutzt.

Die infolge der Aufgabe der Mäanderbogen, der ruckweisen Hebung und der verschiedenen Gesteinsbeschaffenheit zwischen Saarhölzbach und Konz im Laufe der jüngeren Entwicklung des Saarlaufes entstandenen Stromschnellen schreiten ständig zurück, weil der Fluß die Störungen seines Gefälles durch stärkere Erosion auszugleichen sucht.

B. SYNTHETISCHER TEIL.

I. Junge Krustenbewegungen im Flußgebiete der Saar und ihre Beziehungen zum Problem des rheinischen Großfaltensystems.

Entsprechend dem Grundsatze des Aktualismus ist das Wesen der endogenen und exogenen Kräfte während der geologischen Vergangenheit unverändert geblieben; sie wirken nachweislich auch in der Gegenwart fort. G. Wagner hat jungen Krustenbewegungen im Landschaftsbilde Süddeutschlands (L. 707) eine größere Arbeit gewidmet und W. Wolf (L. 726) die Bedeutung der Feinmessungen für die Erforschung der gegenwärtigen Krustenbewegungen Nordwestdeutschlands gewürdigt. Ebenso haben J. Weißner (L. 162) und J. L. Wilser (L. 723) jüngste tektonische Bewegungen im Rheinland und Westfalen nachgewiesen. Zahlreiche geologische und morphologische Untersuchungen bewegen sich in der gleichen Richtung.

Solche Auswirkungen lebendiger Tektonik werden heute mit verschiedenen Mitteln und Methoden festgestellt. Sie müssen sich gegenseitig ergänzen, um Art, Ausmaß, Alter, Ursache und Wirkung der Bewegungen genauer aufzuklären. Wir bedienten uns dabei morphologischer und geologischer Verfahren und betrachteten hauptsächlich die Formengruppen der Talbildung im Längs- und Querprofil, Flußerosion, Flußterrassen sowie Flächenanalyse, korrelate Schichten, Schichtenlagerung und Klüftung als Kennzeichen solcher Bewegungen.

Unsere Untersuchungen haben ergeben, daß auch noch seit dem Tertiär die Bewegungsvorgänge der varistischen Gebirgsbildung sowohl im Hunsrück als auch in der ehemaligen Saar-Nahe-Senke weiter wirken. Beide Großschollen gehorchen denselben Gesetzmäßigkeiten und Kräften im Kleinen wie im Großen. Die Seite 19 ff. und 57 ff. geschilderten tektonischen Wellungen fügen sich harmonisch in varistischer Streichrichtung dem rheinischen Undationssystem ein, dem Hunsrückschwelle und Saar-Nahe-Mulde als

größere tektonisch-morphologische Einheiten des Großfaltenwurfes angehören.

Besonders haben sich die Terrassenverbiegungen an den Flußdurchbrüchen in der Wölbungszone sowohl morphologisch wie auch geologisch als exakte Nachweise für die Tektonik der Aufwölbungswellen und deren jugendliches Alter erwiesen. So sind am Durchbruch der Saar durch die Hunsrück-Großfalte unterhalb Mettlach die älteren Terrassen und Trogflächen deutlich aufgebogen. Damit ist festgestellt, daß die Hunsrückaufwölbung bis in das Diluvium hinein eine Zone relativ stärkerer Hebung gegenüber dem Saar-Nahe-Gebiet und der Moselmulde war. Im allgemeinen ist die Verbiegung jeder jüngeren Terrasse und Verebnung flacher als die nächst älteren, bis bei der jungdiluvialen Hauptterrasse eben noch eine Aufbiegung deutlich erkennbar ist. Das zeigt, daß vom Alttertiär bis in das Jungdiluvium hinein die Hunsrückscholle eine Zone relativ stärkerer Heraushebung und Aufwölbung gewesen ist. Ebenso hat J. Zepp (L. 168) an der Durchbruchsstelle der Kyll bei Mürlenbach in der Eifel junge Aufbiegungen der Kyllterrassen nachgewiesen. Da dort die aufgebogenen alten Talböden quer durch das Hebungsgebiet verlaufen, zeigen die Verbiegungen eine relativ stärkere Heraushebung der Südeifler Schwelle an.

Geologisch ist der tektonische Wölbungscharakter der Hunsrückschwelle auch dadurch erwiesen, daß der Buntsandstein der Merziger Mulde nördlich bis auf den Devonsockel des Sierck-Hunsrücksattels hinauf reicht und die Auflagerungsfläche ebenfalls aufgebogen ist und zwar mehr als die ältere rheinische Rumpffläche.

Damit haben sich die von K. Oestreich (L. 124—127) u. a. bereits früher an Rheinterrassen festgestellten jungen Verbiegungen bestätigt. Die Hunsrückschwelle erweist sich somit sowohl im Saardurchbruch unterhalb Mettlach, als auch im Rheindurchbruch unterhalb Bingen noch als Zone junger diluvialer Heraushebung. W. Panzer (L. 131) und F. W. Will (L. 781) sind bei ihren Studien im Taunus zu ähnlichen Ergebnissen gekommen. Auch in der Südeifler Schwelle zeigt sich die gleiche Erscheinung, die sich nach O über den Rhein fortsetzt. Der Verbiegung der Kyllterrassen entspricht die der Rheinterrassen in der Andernacher Pforte, wo A. Jungblut (L. 71) die Untersuchungen Oestreichs bestätigt hat.

Schon 1908 hat K. Oestreich die Gliederung des Rheinischen Schiefergebirges als tektonisch bedingt erkannt. Denn auffällig teilt die Mosel-Lahnachse die Gebirgsmasse in zwei WSW—ONO streichende Teilgruppen. Die Gebiete stärkerer Heraushebung, wie Hunsrück und Taunus einerseits, sowie Eifel, Hohes Venn, Hoher Westerwald und Rothaargebirge anderseits, sind an Mosel und Lahn durch eine Zone relativ geringer Hebung getrennt. Quer zu diesem Wellensystem durchbricht der Rhein unterhalb Bingen und in der Andernacher Pforte diese Aufwölbungszonen. Die älteren Rheinterrassen zeigen an diesen beiden Durchbruchsstellen beträchtliche Aufbiegungen. Dagegen sind dieselben in der Mosel-Lahn-Mulde bei Koblenz und im Neuwieder Becken eingebogen und zeigen zum Teil sogar rückläufiges Gefälle (L. 127). Ganz entsprechend diesen beiden Aufbiegungs- und Einbiegungszonen sind also auch die Rheinterrassen verbogen wie an der Saar und zeigen damit, daß das Rheinische Schiefergebirge nicht als Ganzes „en bloc" gehoben wurde, sondern von einer ungleichmäßigen wellenförmigen Herausbildung gegenüber dem Oberrheingraben und der Kölner Bucht betroffen worden ist.

Wer unter morphologisch-tektonischer Betrachtung das linksrheinische Schiefergebirge auf einem Süd-Nordprofil von der Saar-Nahe-Senke nach der Kölner Bucht, etwa von Saarbrücken bis Düren überquert, wird erkennen, daß sich Hunsrück, Eifel und Hohes Venn auch in ihrem speziellen morphologischen Aufbau der durch die Mosel-Lahn-Mulde gegebenen Großgliederung des Gebirges einfügen und in Äquivalenten östlich des Rheines fortsetzen. Mit großer Regelmäßigkeit beherrschen so WSW—ONO streichende Schwellen und Mulden auch diese linksrheinischen Großglieder des Rheinischen Schiefergebirges in der Weise, daß diese Großaufwölbung noch durch gleichlaufende Spezialwellen im einzelnen gegliedert werden, wie wir sie auch in unserm Untersuchungsgebiete S. 17 und 178 nachgewiesen haben. So legen sich auch nördlich der Moselachse die Südeifler Schwelle, Ahrmulde und Ahrgebirge, Schneifel, Roermulde und Hohes Venn, im Großen stets varistisch streichend, wellenartig als Schwellen und Mulden hintereinander.

Aber nicht nur in seinem linksrheinischen Teile ist das Rheinische Schiefergebirge von diesen varistisch streichenden Wellungen des Großfaltenwurfs betroffen worden, sondern den Spezialwellungen von Hunsrück, Eifel und Hohem

Venn entsprechen genau solche im Taunus, Westerwald und Sauerland, wenn sie auch dort komplizierter gestaltet und schlechter erkennbar sind, weil sie tektonisch einen mehr sekundären Charakter tragen. Besonders im nordostrheinischen Schiefergebirge überschneiden sich nämlich nach K. Oestreich (L. 124) zwei Hebungstendenzen. Einerseits ist das Rheinische Schiefergebirge gegenüber seinen Randgebieten als Ganzes herausgehoben und dabei im Rothaargebirge ein besonderes Hebungszentrum geschaffen worden, anderseits würde die Anordnung der Höhenzüge und Talungen im einzelnen durch die varistisch streichende Wellung bestimmt. Schon im Taunus und Westerwald tritt an die Stelle der einfachen Aufbiegung und Wölbung eine Bruchtektonik; die Firstlinien ihrer Hebungszonen gehen östlich in horstartig gehobene Schollen über, während die Mulden mehr als grabenähnliche, in der Hebung zurückgebliebene Zonen erscheinen. Im Taunus haben W. Panzer, W. Will u. a. die Wirkung des Großfaltenwurfs klar erkannt. Die Mosel-Lahn-Mulde setzt sich fort im Limburger Becken. Der Südeifeler Schwelle entspricht ostwärts der Hohe Westerwald. Darauf folgt die Ahr-Siegtal-Muldenzone. Die Schneifel und Ahrgebirgsschwelle setzt sich östlich fort in dem Rothaarkamm. Dann folgt die Roer-Agger-Brigge-Tiefenzone. Die östliche Fortsetzung des Hohen Venn-Sattels bildet das Ebbegebirge.

So zeigt ein von der Untermainmulde gegen das Ruhrgebiet gelegtes morphologisches Profil, daß auch das ostrheinische Schiefergebirge ganz ähnlich wie Hunsrück, Eifel und Hohes Venn analog durch eine Folge von WSW—ONO streichenden Höhenrücken gegliedert ist; nur das Hohe Rothaargebirge weist eigene Züge auf.

Im Hunsrück, in der Eifel und dem Hohen Venn liegen die ältesten Rumpfhöhen und Flächenreste stets auf den Wölbungsachsen; die Schwellen sind also hier die Träger und Verbreitungszonen der ältesten Rumpfflächenreste und werden deshalb von R. Stickel als „Rumpfschwellen" bezeichnet. Im Gegensatze dazu herrschen in den Rumpfmulden, also den Zonen relativer Einbiegung, die jüngeren Rumpfflächen des linksrheinischen Schiefergebirges vor, wie die R 1-Fläche Stickels und die Trogflächen der rheinischen Forscher entsprechenden jüngeren Einebnungsflächen. Nun sollen nach R. Stickel außer den ältesten die jüngeren Rumpfflächen der Rumpfmulden des Rheini-

schen Schiefergebirges keinerlei nachträgliche Verbiegungen und Schiefstellungen erkennen lassen, sondern sich als völlig horizontale Stufen dem Schwellen- und Muldenbau anpassen. Jedoch haben unsere Beobachtungen die Abhängigkeit von denselben nebst jungen tektonischen Aufbiegungen erwiesen. Da ferner nach Stickel nur die älteste Rumpffläche (R 2 und R 3) entsprechend dem oben angedeuteten Wellenschema verbogen sein sollen, nimmt er an, daß der Großfaltenbau des linksrheinischen Schiefergebirges seine Entstehung einem Großfaltenwurf verdanke, der schon seit dem Oligozän und der Ausbildung der R 2 - Fläche nicht mehr wirksam ist. Denn im Jungtertiär und Diluvium sei infolge der Horizontalität der jüngeren Verebnungen nur eine „en bloc"-Hebung nachweisbar, und die präoligozän geprägten Schwellen und Mulden sollen von der nachträglichen Tektonik zwar als Ganzes gehoben, aber nicht mehr weiter differenziert worden sein. Unsere Untersuchungen, sowie andere neuere Arbeiten aus Nachbargebieten und die aus dem Studium der Rheinterrassen gewonnenen Ergebnisse Oestreichs, widersprechen dieser Auffassung. Sie haben vielmehr eine junge bis in das Diluvium nachweisbare und wohl heute noch ausklingende Großfaltentektonik für das Rheinische Schiefergebirge erwiesen.

II. Versuch einer geologisch-morphologischen Entwicklungsgeschichte des Untersuchungsgebietes. Ein Überblick zum tieferen Verständnis seiner Struktur und seiner Großformen.

Die Oberflächenformen der Landschaft haben wir erkannt als Ergebnis ihrer erdgeschichtlichen Entwicklung, also des rastlosen Wechselspiels der endogenen und exogenen Kräfte. Aufgabe der Geomorphologie ist es deshalb auch, aus der steingewordenen Vergangenheit den Werdegang dieser Groß- und Kleinformen zu erforschen. Zwar spielt dabei erst die Zeit seit dem Tertiär die Hauptrolle. Je weiter zurück jedoch die strukturelle Entwicklung in ihren Ursachen und Wirkungen verfolgt wird, desto klarer werden wir die Wechselbeziehungen zwischen Gesteinsbau und Gebirgsbildung, Bodenstruktur und Oberflächenformen, Gewässernetz und Landschaftsbild erkennen. Um so leichter ist dann die gesetzmäßige Dynamik der scheinbar ruhenden, relativ dünneren Erdkruste zu verstehen, die auf dem

mobilen Magma des Untergrundes schwimmt, deren Mechanik auch unser Gebiet in ständiger Bewegung von wechselnder Stärke hält. Darum soll hier zur Klärung und Ergänzung der Untersuchungsergebnisse im Anschlusse an die Betrachtung der Bauelemente und ihre Lagerung sowie der Hydrographie des Arbeitsfeldes noch ein kurzer, zusammenfassender Rückblick über den geologischen Werdegang des Untersuchungsgebietes folgen, dessen Morphogenese mit der Entwicklungsgeschichte des westdeutschen Bodens, insbesondere des Rheinischen Schiefergebirges und der Saar-Nahe-Senke, sehr eng verknüpft ist.

Nach Ablagerung der kambrischen und untersilurischen Schichten ragte bereits im Obersilur (Gotlandium) unser Gebiet als Festland über den Meeresspiegel empor. Aber schon zu Beginn der Devonzeit brandete nach epirogenetischen Bewegungen in der weiteren Nachbarlandschaft infolge der kaledonischen Gebirgsbildung das Meer wieder über unserm Untersuchungsraum. Es fand auf dem alten silurischen Festlande reichlich loses Verwitterungsmaterial, das von den Wogen des Devonmeeres aufgearbeitet, abgerollt, schließlich abgesetzt und durch Bindemittel verkittet wurde. Da solche Geröll-Konglomeratbildungen an der Sohle des Unterdevons in den Ardennen und im südlichen Taunus einer nahen, steilen, vordevonischen Küste entstammen, dürfen wir wohl bei ähnlicher Beschaffenheit im südlichen Hunsrück annehmen, daß auch hier in der Zone am Nordrande der heutigen Vogesen ein steileres Ufer aus kambro-silurischen Gesteinen vorhanden war. Übrigens machte sich schon früh in der Gegend des heutigen Hunsrück-Südrandes eine von SW nach SO verlaufende Schwächezone bemerkbar, die auch bei späteren tektonischen Bewegungen als wiederbelebte Strukturlinie funktionierte und heute noch als solche zu erkennen ist. Diese metamorphe Gesteinszone wirkte als Scharnier bei den späteren Bewegungen der beiden Großschollen. In ihr wurden auch während der späteren, oberkarbonisch-varistischen Faltung aus dem Untergrunde die alten Gneise von Wartenstein, sowie jene zwischen Kirn und Stromberg und am Südrande des Taunus zutage tretenden kambro-silurischen Schichten emporgepreßt und teilweise mit in die Devonfalten eingewalzt, die wir oben als „vordevonisch“ bezeichneten. Genaueres über damalige Krustenbewegungen wurde bisher in unserm Gebiete nicht festgestellt, obwohl weiter östlich im Bereiche der Koblenzstufen geringe Schichtstörungen bemerkbar sind. Überhaupt

herrschte während der kambro-silurischen und frühdevonischen Zeit relativ tektonische Ruhe auch im weiteren Umkreise, wenn man von einigen Begleiterscheinungen der kaledonischen Gebirgsbildung im Spätsilur absieht, die das Meer nach W und S zurückdrängte, sonst auf deutschem Boden nur eine geringe Rolle spielte, aber besonders im N Europas Faltengebirge (Kaledoniden) auftürmte, deren Reste wir heute als Gebirgsrümpfe besonders in Westengland, Schottland und Skandinavien erkennen. Schwächere Faltungswellen reichten weiter nach S bis zum Unterharz sowie zu den alten Kernschollen der Sudeten und des polnischen Mittelgebirges. Auch im Rheingebiet sind einzelne solcher Faltungsreste im Untergrunde der später varistisch geformten Gebirgszüge zu erkennen. Dazu rechnen auch die Brabanter Masse in den Ardennen, im Hohen Venn die Massive von Rocroy, Serpont und Stavelot, sowie Teile des zentralen Schwarzwaldes und der Vogesengneise. Für die Weiterentwicklung unseres Gebietes sind davon hauptsächlich als Widerlager die Massive des alten roten Nordkontinents (der nach S bis Brabant und in die Gegend von Düsseldorf reichte) und im Gebiete der Vogesen die mitteldeutsche kristalline Schwelle von besonderer Bedeutung (Abb. 33).

Die Abtragung des kaledonischen Faltengebirges leitete in unserem Untersuchungsraume die devonische Sedimentationsperiode ein. Als Teil des paläozoischen Ozeans und des mitteleuropäischen Devonmeeres bildete sich nämlich gegen Ende der Silurzeit und im Frühdevon, insbesondere im Gebiete des heutigen Rheinischen Schiefergebirges, also zwischen Brabant und der mitteleuropäischen Inselschwelle, eine tiefe Senke aus, die das Meer von W her überflutete (S. 21). Unser ganzes Gebiet war also damals ein Teil des Meeresbodens jenes Rheinischen Devonbeckens. Auf diesem Untergrunde lagerte das Devonmeer als Abtragungsprodukte des benachbarten Festlandes zunächst grobe Gerölle und Sande, dann vorwiegend Ton und Schlamm ab, die später durch Druck und teilweise chemische Umsetzung zu devonischen Sandsteinen, Tonschiefern, Grauwacken und Kalk-, bezw. Dolomitriffen verfestigt wurden. Diese ehemaligen marinen Ablagerungen treten uns heute noch teilweise im Hunsrück wie auch im übrigen Rheinischen Schiefergebirge als Unterdevon entgegen und sind für die Gestaltung der Landschaft von besonderer Bedeutung geworden.

Schon gegen Ende des Unterdevon wurde der Südrand des Hunsrücks und Taunus über den Meeresspiegel empor-

gehoben (L. 31, 140). Unser westliches Hunsrückgebiet kam seitdem als Sedimentationsraum nur mehr selten und auch dann nur in geringem Maße in Betracht. Im weiteren Verlaufe der Devonzeit, insbesondere während der mitteldevonischen Meerestransgression, verlegte das Meer seine Ufer und überflutete weitere Gebiete. Die Schuttzufuhr der Flüsse in das rheinische Becken nahm ab, Sande, Grauwacken- und Quarzitmaterial wurden immer weniger abgelagert. Dafür kamen nun überwiegend feinere Kalke und Mergel zum Absatz, in denen ein ungeheurer Fossilienreichtum eingeschlossen ist. Dieser Abschnitt der Devonformation, beginnend mit dem Roteisenstein, der zwischen den oberen Schichten des Unterdevons und den höheren, mehr kalkigen Sedimenten als Grenzhorizont auftritt, umfaßt das Mitteldevon mit seiner schieferigen und der kalkig ausgebildeten Fazies. Die obersten Meeresabsätze bilden die Gesteine des Oberdevon. Allerdings sind Mittel- und Oberdevon im westlichen Hunsrück nicht mehr vertreten, einerseits, weil sie dort größtenteils infolge Epirogenese nicht mehr abgesetzt wurden, anderseits, weil die etwaigen Reste inzwischen der Abtragung anheim fielen.

Alle diese Devonschichten ergaben auf dem zwar unebenen und sich allmählich senkenden, aber gleichzeitig ständig aufgefüllten Boden des größtenteils flachen Meeres eine etwa 6000 m mächtige Schichtenfolge in horizontaler Lagerung, wovon das Unterdevon allein ungefähr 3000 m umfaßte.

Da die aufeinanderfolgenden Gesteinslagen große Unterschiede in Beschaffenheit und Einschlüssen aufweisen, ist anzunehmen, daß sich während ihrer Entstehung in dem betreffenden Meeresbezirke wechselnde Ablagerungsverhältnisse vollzogen haben. Die Tiefe des Meeres, die Nähe der Küste, Richtung und Stärke der herrschenden Strömung und damit die Art und Zufuhr des Ablagerungsmaterials sowie die Lebensverhältnisse der Organismen hatten wiederholt Änderungen erfahren, die im einzelnen kaum nachgewiesen werden können.

Schon im Mitteldevon setzte im Hunsrückgebiete die Wirkung endogener Kräfte wieder ein, die sich besonders im Oberkarbon zur varistischen Gebirgsbildung steigerte. Bereits vor dem Oberdevon waren gerade in unserem Gebiete submarine, kieselsäurereiche Keratophyr- und Diabasergüsse lebhaft im Gange, die zwischen die Meeresablagerungen eingeschaltet wurden. Davon zeugen

die zahlreich aufgereihten und zerstreuten Diabaskuppen hauptsächlich im Bereiche der unteren Saar und Ruwer, die das Unterdevon durchbrachen, in Gängen, Stöcken und Lagern erstarrten und teilweise in den Hunsrückschiefer eingeknetet sind (vgl. S. 35). Auch am Südrande des Hunsrücks zeigen sich untermeerische Diabasergüsse bis in das Devon bei Düppenweiler (Abb. 4). Ihre randliche Entstehung an Schwächezonen hängt offenbar mit dem beginnenden Absinken einzelner Erdkrustenteile zusammen.

Die so bereits im Devon einsetzende Bodenunruhe steigerte sich in dem nun folgenden Karbon zu intensivster Gebirgsbildung und brachte auch in unserem Gebiete einen markanten Wendepunkt in die Verteilung von Land und Meer. In mehreren Haupt- und Zwischenphasen (H. Stille, L. 683) wurde während der Zeit vom Oberdevon bis in das Perm hinein, hauptsächlich aber frühoberkarbonisch, das Varistische Inselgebirge als östlicher Bogen der „Karbonischen Alpen“ [8]), aus dem Devonmeere herausgehoben, dessen kristalline Kerne wir heute in Vogesen, Schwarzwald, Fichtelgebirge, Erzgebirge und Sudeten erkennen, während seine ebenfalls stark gefaltete, schieferige Außenzone jetzt in den Faltenrümpfen des Rheinischen Schiefergebirges, Thüringer Waldes und des Harzes erscheint. Unser gesamtes Untersuchungsgebiet liegt innerhalb der schieferigen Außenzone dieses varistischen Gebirgszuges, der nach seinem Kernteil dem Vogtland als Wohnsitz der Varister [9]), seinen Namen erhalten hat.

Es ist leicht verständlich, daß bei den hauptsächlich von SO nach NW wirkenden Druckspannungen der dünnen Erdkruste die versteiften älteren Gebirgsklötze und vulkani-

---

8) Dieser Ausdruck A. Penks hat zu falscher Vorstellung geführt; die varistischen „Alpen“ sind nie ein Hochgebirge gewesen. Im Vergleich zu den heutigen Alpen hätten sie bei ihrer Breite zu gewaltigen Höhen emporsteigen müssen. Jedenfalls waren sie nicht höher und hochgebirgiger, als die deutschen Mittelgebirge heute sind. Richtiger stellen wir uns nach Scholtz das damalige varistische Gebirge als ein flachwelliges Hügelland vor, das seit Beginn seines Emporsteigens aus der Tiefenzone ständiger Abtragung ausgesetzt war.

9) Ob der Name Varisci oder Varisti zu lauten hat, steht noch nicht fest. E. Sueß hat die Bezeichnung für das Gebirge eingeführt unter Berufung auf die Stelle bei Tacitus, Germania 42, in welcher der betreffende Volksname früher Varisci gelesen wurde, weil er sich im mittelalterlichen Latein als Provincia Variscorum (Vogtland) und Curia Variscorum (Hof i. Bayern) erhalten hatte. Wir gebrauchen nach der philologischen Deutung sowie mit Rücksicht auf den sprachlichen Wohllaut bei der Verdeutschung varistisch und Varistikum.

schen Ergußpfeiler mehr Widerstand entgegensetzen konnten, als die jüngeren biegsamen Sedimente des Devonmeeres. Letztere lagerten noch flach in jener von SW nach NO verlaufenden Sammelmulde, die im N von dem nordeuropäischen Festlande (Brabant, Skandinavien-Finnland) und im S von der mitteleuropäischen Inselschwelle begrenzt wurde, welche von Mittelfrankreich bis Böhmen reichte, der u. a. auch die kristallinen Kerne der Vogesen, des Odenwaldes und des Spessarts angehörten. Diese beiden Massive im N und S wirkten bei der Varistischen Orogenese auf die zwischen ihnen abgelagerten, nachgiebigen devonischen Sedimentmassen wie die starren Backen eines Schraubstockes und bildeten so den formbildenden Rahmen für die Stauchung, Faltung und Emporhebung der weichen Schichtpakete. Mit H. Cloos und H. Scholtz (L. 769, 779) können wir uns diese Entstehung des ersten deutschen Gebirges in unserem Gebiete und den Entwicklungsmechanismus seiner Randbecken nach Abb. 33 veranschaulichen. Profil 1 versucht schematisch darzustellen, wie auch in der Zone des linksrheinischen Schiefergebirges die Devonschichten der paläozoischen Sammelmulden zwischen den alten Massiven von Brabant (Südteil des Roten Nordlandes) und den ehemaligen Nordvogesen (Teil der mitteldeutschen kristallinen Gebirgsschwelle) von den Druckströmungen des magmatischen subkrustalen Untergrundes zusammengeschoben und emporgepreßt wurden, um wie ein Inselgürtel als varistisches „Gebirge" bis zu einigen hundert Metern relativer Höhe aus dem Meere aufzusteigen. Dadurch entstanden am Rande des linksrheinischen Schiefergebirges als Teile größerer Innensenken im NW das niederrheinische Kohlenbecken und im SO das Saar-Nahe-Becken. In diesen sich immer mehr eintiefenden Randsenken wurden die Verwitterungsprodukte der angrenzenden Festländer wie auch der aufsteigenden varistischen Inselbergzüge (hier des Rheinischen Schiefergebirges) mehrere km mächtig aufgehäuft.

Damit begann die kausale Entwicklungsgeschichte der beiden Hauptschollen unseres Gebietes, des Hunsrücks und der Saar-Nahe-Senke [10]); denn die Senkenbildung ist eng verknüpft mit der Heraushebung der gefalteten Mobilzone. Es

10) Die allgemein übliche Zusammenfassung der Saar-Nahe-Senke und des Saaletroges zu einer genetischen Einheit ist irreführend. Saar-Nahe- und Saale-Oos-Trog sind durch die Spessartschwelle getrennt, die erst zur Zeit des Oberrotliegenden überbrückt wurde. Auch das Becken des Selketroges wurde erst in der Unterrotliegendenzeit angelegt.

trat somit hier eine Umkehr der relativen Höhenlage der Nachbarschollen ein; die alten Synklinalgebiete wurden zu Schwellen, die Hochgebiete zu Sammelmulden jungpaläozoischer Sedimente.

Auch nach der Hauptfaltung war die Hügelkette kein zusammenhängender gewaltiger Gebirgsbogen, wie meist angenommen wird. Schon damals bestand der varistische Faltenstrang aus getrennten, stärker herausgehobenen Faltenwülsten, wie sie uns heute z. B. im Rheinischen Schiefergebirge und im Harz entgegentreten und aus tiefer eingebogenen Zwischensenken, die in der Aufwärtsbewegung zurückgeblieben waren. Die heutigen Umrisse waren also in großen Zügen bereits damals primär angelegt. Daß ein solches Achsialgefälle schon vorhanden war, kommt in der Verteilung der einzelnen Horizonte auf der geologischen Karte auch zwischen Schiefergebirge und Harz deutlich zum Ausdruck. Es sind also in der langgestreckten Mobilzone der mehr oder weniger einheitlichen Geosynklinale nur Teilgebiete zusammengefaltet und später gehoben worden, während die Zwischenstücke Senken blieben. Wir sehen hier im großen Maßstab dasselbe Bild ähnlich einer Querfaltung, wie wir es in dem wellenförmigen Achsenverlaufe des Pfälzisch-Lothringischen Kohlensattels und auch in den Hunsrückfalten bei der Untersuchung festgestellt haben. Aber auch damals hat der Faltungsvorgang noch keine Gebirge geschaffen. Das, was wir heute als morphologisch herausgehobenes Gebirge sehen, ist erst das Ergebnis eines nachfolgenden isostatischen Vorganges. Diese viel spätere, hauptsächlich im Tertiär erneute Hebung und Herauspräparierung unserer heutigen Mittelgebirgsrümpfe hat in den wesentlichsten Zügen das alte Bild nicht verändert, sondern nur ähnlich wieder erstehen lassen.

Zeitlich muß die Herausfaltung des Hunsrücks vorpermisch gewesen sein, denn an seinem Südrande lagern die Schichten des Unterrotliegenden im W diskordant und ungestört auf den vorher schon sehr abgetragenen, steil aufgerichteten Faltenfächern des älteren Devonkörpers und setzen im SO an einer Störung schroff gegen diesen ab. Genauer ließ sich die Zeit der Auffaltung unter Tage durch Untersuchung der Art der Auflagerung des Saarbrücker Oberkarbons auf den Devonfalten bestimmen. Sie hat sich dabei als mitteloberkarbonisch erwiesen.

Auf Abb. 33 zeigt Prof. 1 in dem riesigen Fächer der Mobilzone am südlichen Hunsrück deutlich eine Überfaltung

gegen SO und ein Einfallen der Schieferung nach NW, obwohl der tektonische Stoß von SO kam, also hier im entgegengesetzten Sinne wirkte. Diese bereits zu varistischer Zeit im Rahmen der Gesamtbewegung angelegte antithetische „Bewegungsumkehr" ist erst sekundär aus der primären, entgegengesetzt gerichteten Bewegung durch allmähliche Rückdrehung infolge des subkrustalen Druckes hervorgegangen. Die Drehbewegungen verursachten eine stärkere Metamorphose der betreffenden Gesteine am Südrande des Hunsrücks und führten zur Entstehung unsymmetrischer kleinerer tektonischer Fächer, von denen ein Wedel der Südhälfte eines Fächers in der isolierten, stark verquarzten phyllitischen Devonschieferscholle bei Düppenweiler erscheint, deren flasserige Schieferung mit 70° gegen N einfällt (Abb. 4). Die Lage dieser Fächer-, Stau- oder Umkippungszonen ist nach Scholtz gebunden an die Grenze zweier mobiler Einheiten mit verschiedener relativer Höhenlage (Scharnier der metamorphen Bruchzone zwischen Hunsrück und Saar-Nahe-Senke). Ihre Relativbewegung ist stets abhängig vom tektonischen Gefälle, also von der höheren zur tiefer liegenden Einheit gerichtet, erstere überschiebt die letztere. So sehen wir im Rheinischen Schiefergebirge zwar hauptsächlich Faltung gegen NW, aber in der starken Stauung der Mobilzonen vom Widerlager abgekehrte Bewegungstendenz mit rückwärts überkippter Lagerung metamorpher Schichten, als Südvergenz im Sinne Stilles. Auf diese Entwicklungsmechanik, die sich besonders in den Überschiebungen am Südrande des Hunsrücks und des Saarbrücker Karbonsattels zeigt, haben H. Cloos u. H. Scholtz zuerst hingewiesen (L. 769, 779).

Gleich mit der allmählichen phasenhaften Entstehung der varistischen Faltenzone und ihrer Heraushebung aus dem Devonmeere durch endogene Kräfte, begann auch schon die ständige Abtragung durch exogene Faktoren. Außerdem wurden in der Folgezeit die Schollen zerbrochen und stellenweise von jüngeren Sedimenten bedeckt, sodaß nur mehr Reste aus dem Schleier der Deckschichten herausragten.

Der Hunsrück bildet die südlichste Teilscholle des Rheinischen Schiefergebirgsrumpfes. Durch die den Faltungsvorgang infolge Druck und Zerrung begleitenden Brüche und Schichtzerreißungen entstanden nicht nur zahlreiche Längsstörungen in varistischer Streichrichtung, sondern auch Querstörungen, die zum Teil auf Abb. 6 angedeutet sind. Solche in der Richtung der Faltenachsen streichende Bruch-

linien förderten am Südrande des Hunsrücks das weitere Absinken und Nachbrechen der bereits postkulmisch angelegten Saar-Nahe-Senke (S. 36) sowie am Nordrande den Einbruch der oberkarbonisch vorgezeichneten Trier-Wittlicher Grabensenke (S. 43). Beide wurden in der Folgezeit die Hauptsammelströge des Rotliegenden und Eruptionszonen des permischen Vulkanismus in unserm Gebiete. Ebenfalls von zahlreichen streichenden Verwerfungen durchsetzt, sank im südwestlichen Anschlusse an die Trierer-Wittlicher-Senke die Luxemburg-Trierer-Mulde seit dem Oberrotliegenden allmählich staffelförmig an Bruchlinien ein und wurde besonders im Tertiär weiter zerstückelt. Auch die auffällige Moseltalweitung Konz-Trier-Schweich ist beiderseits von solchen Verwerfungen postkarbonischen Alters begleitet. Da der Untergrund der breiten Talsohle bei Trier größtenteils aus Oberrotliegendem besteht, ist erwiesen, daß die alten Bruchlinien von der Wittlicher Senke her mindestens bis zur Saarmündung reichen. Vermutlich sind die in letzter Zeit häufigen schwachen Erderschütterungen, wobei die Gegend der unteren Saar und der Trierer Mulde als Erdbebenherde festgestellt wurde, die Nachklänge dieser früheren tektonischen Bewegungen. Das hauptsächlich tertiäre Einsinken der Hauptbuntsandsteinmulde Merzig-Wahlen-Wadern an älteren Bruchrändern wurde außerdem begünstigt durch den vordevonischen Schwellenrücken (Alzingen-Düppenweiler), der sich bereits im Oberkarbon bemerkbar machte.

Schon während des Oberkarbon wurde das Hunsrückgebirge stark abgetragen und erniedrigt. Kräftige Wassergüsse spülten seine Abtragungsprodukte die steilen Hänge hinab, hauptsächlich in die im Süden vorgelagerte Saar-Nahe-Senke, wo sie die Steinkohlenbildung förderten. Während dort die grauen konglomeratischen Saarbrücker Schichten noch die Abschwemmung von einem weniger verwitterten Gebirge aus SO bekunden, deuten die mächtigen roten Ablagerungen der Ottweiler Stufe und des Unterrotliegenden auf eine starke Oberflächen-Verwitterung (Laterit) in dem Ursprungs- und Randgebirge des gefalteten Devon hin (L. 102).

Überhaupt zeigen im Saarbecken die Ottweiler Schichten und Rotliegendes hauptsächlich Gemengteile aus devonischen und vordevonischen Schichtgesteinen, dagegen die tieferen Saarbrücker Schichten neben diesen in größerem Maße Komponenten aus kristallinen Massengesteinen vom Südostrande

des Beckens, wo wir uns in jener Zeit anstelle der heutigen Haardt und des Odenwaldes als Teil der mitteldeutschen paläozoischen Schwelle ein Gebirge von kristallinen Gesteinen zu denken haben; die heutigen Kuppeln von Vogesen und Haardt wurden erst im Tertiär bei Anlage des Oberrheingrabens aufgewölbt. Es kamen also die Einschwemmungen in die Saar-Nahe-Senke zuerst fast ausschließlich von dem südöstlichen kristallinen Ufergebirge, später dazu auch vom Hunsrück.

So war das Saar-Nahe-Becken seit dem Oberkarbon ein Gebiet ständiger relativer Einbiegung geworden, in dem Senkung und Auffüllung verbunden mit Moor- und Kohlenbildung Hand in Hand gingen. Plötzliche Beschleunigung des Senkungsvorganges unterbrachen die Vermoorung, verstärkten das Erosionsgefälle der Flüsse und die dadurch verursachten Überschwemmungen setzten die im Bergbau als Leitschichten bekannten Tonsteine oder grobe Gerölle ab. Der Rhythmus in der Absenkung brachte in dem feuchtwarmen Klima ständig neue günstige Bedingungen für die Vermoorung und damit zur Entstehung der zahlreichen Kohlenflöze, die durch tonige, sandige oder grobkonglomeratische Zwischenmittel voneinander getrennt sind (Abb. 3).

Durch das fortdauernde Absinken wurde das Kohlenbecken besonders gegen SW immer tiefer, und die randliche Abtragung förderte seine Breitenentwicklung. Dadurch nahm die Flözbildung gegen Lothringen hin sowohl an Zahl wie auch an Mächtigkeit ständig zu. Die erste große Senkung erfolgte zur Zeit der Ablagerung der Saarbrücker Schichten im Oberkarbon (Frühwestfal), als sich auch schon die ersten Anzeichen tektonischer Unruhe im Inneren des Beckens bemerkbar machten. Der damals bereits begonnene Zusammenschub der Karbonschichten äußerte sich zunächst in einer noch schwachen Heraushebung des späteren Pfälzisch-Lothringischen-Karbonsattels ungefähr in der Längsachse des Saarkohlenbeckens, verbunden mit ständiger Senkung der ganzen Mulde als Ausklang der varistischen Orogenese. Dadurch setzte gleichzeitig nach den Rändern hin und zwar sowohl im N im Gebiete der späteren Prims-Nahe-Mulde, wie auch im S in der Zone der Saargemünd-Pfälzer Mulde erhöhte Schuttzufuhr ein. Das Holzer Konglomerat, welches das Stephan einleitet und die Saarbrücker Schichten von den Ottweiler Kohlenschichten trennt, legte sich bereits diskordant auf die ersten Aufwölbungen des Saarbrücker Hauptsattels. Die Sedimentkomponenten bestehen teilweise aus

Gesteinen seines Untergrundes, und mit deutlicher Diskordanz lagern die nun folgenden Ottweiler Karbonschichten auf den zum Teil abgetragenen Saarbrücker Schichten.

Prof. 2 der Abb. 33 veranschaulicht schematisch die Aufwölbung des Saarbrücker Hauptsattels sowie die Anlage der Prims-Nahe- und der Saargemünd-Pfälzer-Mulde innerhalb der Saar-Nahe-Senke gegen Ende der Karbonzeit nach H. Scholtz. Erst um die Wende vom oberen Karbon zum unteren Perm senkte sich entgegen den bisherigen Verhältnissen der NO stärker als der SW, sodaß im SW nur mehr in den tiefsten Mulden sedimentiert wurde. Die Achse der Senkungszone wanderte langsam stetig nach NW und rückte näher an das Rheinische Schiefergebirge heran. Dieselben Bewegungstendenzen herrschten noch im Unterrotliegenden vor. Der großangelegte Pfälzisch-Lothringische Hauptsattel wölbte sich mit seinen Parallelsätteln immer mehr wie eine langgestreckte von SW nach NO streichende Kuppel empor, während sich die parallelen Randmulden weiterhin eintieften, so im NW die Prims-Nahe-Mulde, im SO die Saar-Pfälzer-Mulde, deren Achse von Saargemünd über Enkenbach nach Grünstadt zieht. Gegen Ende des Unterrotliegenden erfolgte dann unter starkem vulkanischem Einflusse die intensive Zusammenfaltung und teilweise Überschiebung der nach SO übergelegten Sättel. Dabei lockerte sich das ganze Schichtgefüge. Durch Brüche und Spalten wurde zähflüssige Lava aus der Tiefe empor und zwischen die Schichtmassen eingepreßt, wo sie stellenweise bereits 1000 m unter der Erdoberfläche zu Porphyr erstarrte und die Porphyrmassen und Lakkolithe unseres Gebietes schuf, die später infolge Abtragung der Deckschichten herausgeschält wurden (S. 44). Die mit der Aufwölbung der Sattelachsen verknüpfte starke Dehnung führte zum Zerreißen der Faltenstränge längs Scherrissen, und die einzelnen Schollen verschoben sich, der Schwere folgend, gegeneinander. Das Sattelgewölbe hielt den Druckspannungen nicht mehr stand. Der Pfälzisch-Lothringische Sattel brach in sich zusammen. Nur die Porphyre und Porphyritmassive der Sattelflanken überragten durch ihre starren Zufuhrschlote gleich in der Tiefe verankerten gewaltigen Pfeilern ihre eingebrochene Umgebung und blieben als Härtlinge erhalten.

Prof. 3 der Abb. 33 zeigt die rechte Hälfte von Prof. 1 in späterem Stadium als Prof. 2 und veranschaulicht schematisch den Bildungsmechanismus der Saar-Nahe-Senke in-

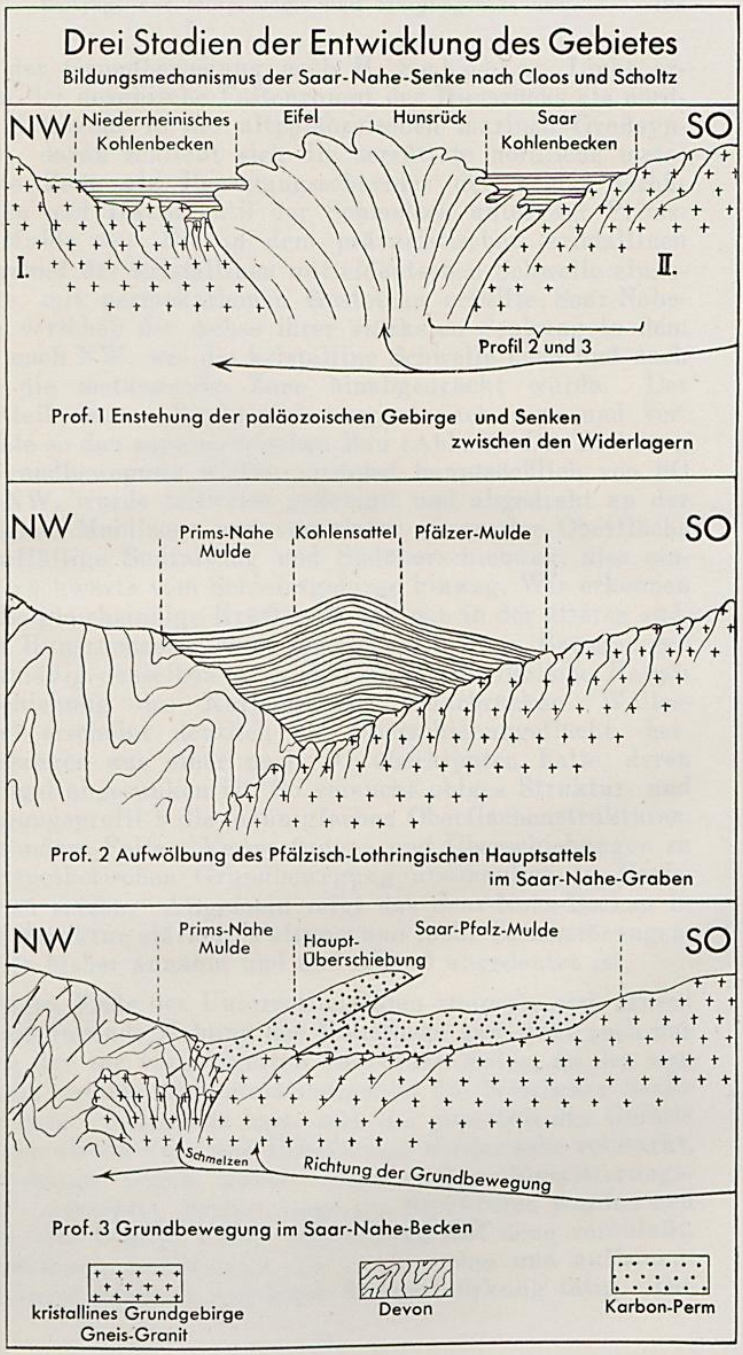


Abb. 33.

folge der Grundbewegung nach H. Scholtz. Links erscheint der devonische Faltenrumpf des Hunsrücks als nördliche Mobilzone in der altpaläozoischen marinen Großsynklinale, daran schließt sich die zerrüttete nördliche metamorphe Zone als Bewegungsscharnier der beiden Großschollen und Hauptventil der Schmelzen unter der Prims-Nahe-Mulde an. Die in dem prävaristischen kristallinen Hochgebiet der kristallinen mitteldeutschen Schwelle eingelagerte, mit permokarbonen Gesteinen erfüllte Saar-Nahe-Senke verschob die Achse ihrer stärksten Senkung in dem Maße nach NW, wie die kristalline Schwelle nach und nach unter die metamorphe Zone hinabgedrückt wurde. Der Hauptteil dieser „Rücktiefe" vergiert nach vorn und verursachte so den asymmetrischen Bau (Abb. 3). Die Richtung der Grundbewegung wirkte zunächst hauptsächlich von SO nach NW, wurde teilweise gehemmt und abgedreht an der nördlichen Mobilzone und veranlaßte so an der Oberfläche die auffällige Südfaltung und Südüberschiebung, also einseitig rückwärts vom Schiefergebirge hinweg. Wir erkennen hier die gleichsinnige Kräftewirkung wie in der älteren südlichen Hunsrückzone; beide gehorchen in ihren Bewegungen gesetzmäßig denselben Antriebkräften. Die südliche Hauptüberschiebung des Karbonsattels (Saarbrücken - Wellesweiler) erscheint deutlich als Überschiebungsfläche, hervorgegangen aus einer nach SO überkippten Falte, deren Südflügel abgesunken ist. So versucht obiges Struktur- und Bewegungsprofil 3 die mannigfachen Oberflächenstrukturen, insbesondere Falten, Verwerfungen und Überschiebungen zu der hypothetischen Grundbewegung anschaulich in Beziehung zu setzen. Allgemein zeigt das Saar-Nahe-Becken in seiner Struktur stärkere Faltung und mehr Bruchstörungen, als man bisher annahm und auf Abb. 3 angedeutet ist.

Gegen Ende des Unterrotliegenden steigerte sich erneut die ausklingende Hebung des Hunsrücks und wohl auch das Sinken der ihr vorgelagerten Saar-Nahe-Mulde, zu der nun auch als zweites Akkumulationsgebiet die Wittlicher Senke hinzu kam. Jedenfalls hatte sich um jene Zeit das Gefälle zwischen diesen Voll- und Hohlformen wieder sehr verstärkt, infolgedessen wurde immer mehr grober Verwitterungsschutt verfrachtet. Früher angelegte Strukturen wurden neu belebt, alte Brüche wieder aufgerissen und neue veranlaßt, Ausgleichung des Reliefs, die zerstörenden und aufbauenden Kräfte waren in ständiger Wechselwirkung tätig. Die

roten grobklastischen Trümmergesteine weisen darauf hin, daß die festländische Abtragung Hand in Hand mit der Bruchbildung und Einebnung wirkte. Während der weiteren Heraushebung des Hunsrücks gegen Ende des Unterrotliegenden sank das die Vogesenseite der Saar-Nahe-Mulde begleitende Granitgebirge in die Tiefe und wurde später von jüngeren Deckschichten, insbesondere der Trias, überzogen. Schon aus der Verbreitung des Oberrotliegenden können wir folgern, daß sich unmittelbar vor Beginn des Oberrotliegenden das Rheinische Schiefergebirge am Südrande fast gleichmäßig hob und die benachbarten Rümpfe diese relative Bewegung nach oben mitmachten, bezw. die anschließenden Backen sich senkten. In dieser Gebirgsperiode an der Wende des Unter- zum Oberrotliegenden wurde das Saar-Nahe-Becken an das Rheinische Schiefergebirge angegliedert und zu einer Einheit verschweißt. Aber eine „intrarotliegende" Einebnungsfläche, wie sie dem Oberrotliegenden der benachbarten Saar-Nahe-Senke als Auflagerungsfläche diente, konnte auf der devonischen Hunsrückscholle nicht nachgewiesen werden. Denn noch im Oberrotliegenden wurden in den beiden Sedimentationströgen der Saar-Nahe-Mulde und der Trier-Wittlicher Senke eine mehr als 600 m mächtige Schichtenfolge abgelagert, deren Material hauptsächlich der Hunsrückoberfläche durch Erosion und Denudation entzogen worden war. Die Becken „liefen über", transgredierend erreichte das Oberrotliegende die weiteste Verbreitung, die Absenkung der kristallinen mitteldeutschen Schwelle war fast vollständig durchgeführt, das Saarbecken mit dem Saalebecken zur Saar-Saale-Senke vereinigt. So wurden die alten Synklinalgebiete zu Schwellen, das alte Hochgebiet der mitteldeutschen Schwelle zur Sammelmulde jungpaläozoischer Sedimente. Die ehemaligen Grenzen der Mobilzone gegen das Widerlager der Schwelle sind nun die Grenzen der Saar-Saale-Senke, und mit deren Auffüllung gegen Ende des Oberrotliegenden fand auch die Entwicklung dieser Innensenke ihren Abschluß.

So hatten zu Beginn der nun folgenden Triaszeit die einebnenden Kräfte die Abtragung der Randhöhen und die Auffüllung der Senken nahezu erreicht und die Niveauunterschiede in unserm Gebiete ziemlich ausgeglichen, das am Ende des Paläozoikums nur mehr wenig über den Meeresspiegel emporragte. Ein flachwelliges Relief hatte sich durch festländische Abtragung und Aufschüttung herausgebildet, für das der Ausdruck eines „prätriadischen Rumpfes" ge-

prägt wurde, obwohl es infolge der jungen Akkumulationen des Rotliegenden weder ganz eben noch eine reine Abtragungsfläche war. Diese permo-triadische Rumpffläche (S. 70) wurde die Auflagerungsbasis der Trias und ist heute an wenigen Stellen unseres Gebietes am Rande der Buntsandsteintafeln als Denudationsterrassen- und Quellhorizont wieder aufgedeckt.

Gegen Ende des Oberrotliegenden war infolge tektonischer Vorgänge noch eine minimale Schrägstellung des weit abgetragenen Hunsrücks eingetreten, verbunden mit flacher Faltung und Einmuldung des benachbarten Rotliegenden sowie Wellung des ganzen Raumes. In der Pfälzer Mulde wurden die feinsandigen, glimmerreichen Rötelschiefer des Oberrotliegenden und später der Buntsandstein abgelagert, der im wesentlichen den Pfälzer Wald aufbaut. Dieses allmähliche Absinken nach O hielt dann mit geringen Unterbrechungen bis zum Jura an. So geriet auch unser Gebiet mit einem großen Teile des bis zum Sockel abgetragenen Rheinischen Schiefergebirges wieder langsam in den Bereich der Meerestransgression. Zunächst spielten fluviatile Transportkräfte bei der Sedimentation eine große Rolle; die Buntsandsteinflüsse breiteten weithin ihre Schuttfächer aus. Auch ein großer Teil des Rheinischen Schiefergebirges wurde besonders infolge Sinkens zur Hauptbuntsandsteinzeit von einer Buntsandsteindecke überzogen, deren Reste noch heute an der Saar und besonders in den Senkungsgebieten der Merziger und Trierer Mulde, sowie durch den Eifelgraben bis zur Kölner Bucht ungefaltet den Faltenrümpfen des Devonsockels aufgelagert sind. Die varistische Struktur des Sedimentationsraumes zeigt sich deutlich in den Ablagerungswellen und der Mächtigkeitsabnahme des Hauptbuntsandsteins im S, besonders im Bereiche des Pfälzisch-Lothringischen Hauptsattels bis zum Hunsrückrande. Eine aufsteigende Wiederbelebung des Permo-Karbonsattels zur oberen Buntsandsteinzeit läßt sich darin deutlich erkennen. Die Abrasionstätigkeit der Buntsandsteinzeit mag wohl auch noch zur Erniedrigung des westlichen Hunsrücks beigetragen haben. Aber sie hat es doch nicht vermocht, die wetterbeständigen Quarzite überall abzutragen. Zahlreiche Quarzitriffe blieben auch beiderseits der Saar zwischen Ponten und Serrig erhalten. Auch dem nachfolgenden Muschelkalkmeere, das ebenfalls weithin auf den Westrand des Hunsrücks übergriff, ist es nicht gelungen, die Quarzithöhen abzutragen. A. Leppla wies auf den

seltenen und eigenartigen Fall bei Orscholz hin, wo die Quarzitfelsen der devonischen Unterlage säulen- und turmartig bis in das Meer des mittleren Muschelkalkes emporragten; erst die Ablagerungen des oberen Muschelkalkes und Keupers mögen sie vorübergehend zugedeckt haben. Die geringe Verflachung unseres Gebietes zur mittleren Muschelkalk- und Keuperzeit führten stellenweise zur Bildung kleiner isolierter Becken, in denen Gipse und Steinsalzpseudomorphosen ausgeschieden und abgelagert wurden. Nachdem so während der allgemeinen Senkung des südwestdeutschen Bodens zur späteren Triaszeit noch Muschelkalk und Keuper von der Pfälzisch-Lothringischen Triasmulde her in die Randgebiete übergegriffen hatten, stieg gegen Ende des Jura unser Untersuchungsgebiet wieder auf, und das Meer zog sich endgültig daraus zurück. Es war zur Kreidezeit bereits völlig Festland. Die vereinzelten Liasinseln bei Dieuze, Falkenberg und St. Avold müßten als Randgebiete des nordfranzösischen Jurabeckens angesehen werden, wenn nicht die Juraschollen in der Zaberner Bucht und in dem Kraichgau bewiesen, daß der Rheingraben und seine jetzt jurafreien Ränder noch in älterer Tertiärzeit eine zusammenhängende Juradecke trugen.

Der Hunsrück trat so als stark abgetragene Faltenrumpfscholle in ungefähr gleicher geringer Höhe über dem Meeresniveau wie das angelagerte Saar-Nahe-Gebiet in die ältere Tertiärzeit ein. Nur einzelne Rücken und schildförmige Erhebungen ragten als Härtlings-Restberge aus ihrer flacheren Umgebung hervor. Er hatte also in den Hauptzügen sein heutiges Aussehen bereits erreicht, nur fehlte ihm noch die Emporhebung zum orographischen Gebirge und die scharfe Zerschneidung durch Flußtäler, die hauptsächlich erst dem Jungtertiär und Diluvium vorbehalten blieben.

Diese alttertiäre Einebnung, welche über verschiedene Formationen und Gesteine ausgleichend hinwegzog, wurde zur Ur- und Ausgangsoberfläche für die Herausgestaltung der heutigen mannigfachen Flächen- und Geländeformen unseres Gebietes. Sie war vorwiegend aus Gesteinen der Trias gebildet, zwischen denen in einigen schon stärker gehobenen oder tiefer zerstörten Schollen der gefaltete Untergrund zutage trat. Dieselben unterlagen infolge des feuchtheißen Klimas einer intensiven Kaolinverwitterung. Reste dieser alttertiären Landoberfläche erkennen wir noch deutlich in den eozänen und oberoligozänen Rumpfflächenresten besonders im Hunsrück wie im übrigen Rheinischen Schiefer-

gebirge. Sie würde noch besser erhalten sein, wenn sie nicht inzwischen durch tektonische Bewegungen verbogen und zerstückelt und von der diluvialen Tiefenerosion nach allen Richtungen zerschnitten worden wäre. Als nämlich zu Beginn des Neozoikums ganz Süddeutschland landfest wurde, trat auch für das Saar-Nahe-Gebiet eine Zeitenwende in der Entwicklung ein.

Schon im Oligozän machten sich wieder stärkere tektonische Bewegungen geltend, die dem süddeutschen Boden erst hauptsächlich sein heutiges Relief gaben und auch unser Gebiet beeinflußten. Hand in Hand mit der oligozänen Alpenfaltung erfolgte eine kräftige Hebung und Wellung des ganzen Raumes. Während im Schweizer Jura ein großartiger Faltenwurf entstand, der von der Abtragung der Antiklinalen und einer gleichzeitigen Zuschüttung der Synklinalen begleitet war, bildeten sich am Oberrhein Wellen großer Spannweite, die das isostatische Gleichgewicht störten. Vogesen und Schwarzwald wurden zu einer Großfalte und ebenso Haardt, Odenwald und Spessart zu einer solchen empor gewölbt. So bildete sich ein flach gespanntes Gewölbe, dessen Firstlinie etwa von Basel bis Mainz verlief. Als Erben alter tektonischer Leitlinien entstanden varistische und herzynische Bruchlinien, und meridional brach das ganze Oberrheinische Faltensystem schon im unteren Oligozän in seiner Firstregion in die Tiefe. Die oligozänen Küstenbildungen, welche die ersten Anfänge des Oberrheingrabens bekunden, liegen jetzt teils 450 m über, teils tief unter dem Boden der Oberrheinischen Tiefebene. Denn während der Boden des Tertiärmeeres langsam immer mehr einsank, stiegen seine Randgebiete zu Mittelgebirgen empor, die ihren Verwitterungsschutt in den weiter einbrechenden Graben sandten.

Diese Bewegungen des Untergrundes machten sich auch in unserm engeren Untersuchungsraume geltend. Erneut hoben sich die alten Hochgebiete, so der Hunsrück im N und der Karbonsattel im S. Die alten Degressionszonen der Prims-Nahe-Mulde und der Saargemünd-Pfälzer Mulde sanken tiefer ein. Durch die Steigerung der Aufwölbung der Sättel, bezw. Absenkung der Mulden lebten an ihren Grenzen alte Längsbrüche wieder auf, und infolge der Dehnung der sich bewegenden Schollen kamen neue hinzu. Damit hängen auch die zahlreichen Querverwerfungen besonders im Saarbrücker Hauptsattel und im Hunsrück zusammen, die damals und früher als Zerrspalten oder Schersprünge infolge

der Sattelaufwölbungen entstanden. Auch diese jüngeren Bewegungen und ihre Auswirkungen, die bis in das Diluvium abgeschwächt fortdauerten und heute noch stellenweise ausklingen, sind nur eine gleichsinnige Fortführung der paläozoischen.

Waren schon im Oberkarbon die horizontal abgelagerten devonischen Meeressedimente in zahlreiche Falten zusammengepreßt und teilweise überschoben worden, so wurden jetzt hauptsächlich im Jungtertiär und Diluvium Veränderungen der Oberflächenformen durch weiträumige vertikale Hebungs- und Verbiegungsvorgänge orogenetische Bewegungen hervorgerufen, die das ganze Rheinische Schiefergebirge und teilweise auch die benachbarten Rumpf- und Tafelschollen ergriffen. Durch diese jungen Krustenbewegungen und die damit verbundene Wiederbelebung der Flußerosion infolge Verlegung der Erosionsbasis wurde die präoligozäne Fastebene des Rheinischen Schiefergebirgsblocks verbogen und in ein durch tief eingeschnittene Täler zergliedertes Rumpfschollengebirge verwandelt. Es erfolgte die Anlage der heutigen großen Talzüge, und mit dem fließenden Wasser begannen auch Wind und Wetter jene Züge der Landschaft herauszumodellieren, die wir heute vor uns sehen. Wie der Bildhauer aus der Steinplatte ein Relief herausmeißelt und dabei langsam in die Tiefe arbeitet, so gestaltete hauptsächlich das fließende Wasser selektiv unser heutiges Landschaftsbild. Nur die alten Rumpfflächen, die besonders im Hunsrück noch auffallend gut ausgeprägt erscheinen, sind als gehobene Reste jener tertiären Landoberfläche zu deuten, in welche inzwischen das heutige Relief mit seinem Flußnetz hineingearbeitet worden ist.

So entstand in Jahrmillionen geologischer Vergangenheit in buntem Wechsel von Aufbau und Abbau durch endogene und exogene Dynamik das gegenwärtige Oberflächenbild unserer Heimatlandschaft, das ständigem Wandel unterworfen bleibt. Im vorstehenden Längsschnitt rollt wie ein Film seine Entwicklungsgeschichte vor unserem geistigen Auge ab. Ihre treibenden Kräfte sind noch immer am Werke, deren Wirkungen im Zeitraume einer Menschengeneration aber meist nur Feinnivellements zu registrieren vermögen, obwohl schon die Flußläufe als feine Indikatoren geringe Höhenveränderungen anzeigen.

III. Zur Entwicklungsgeschichte des Saar-Flußsystems.

Unser Untersuchungsgebiet wird von der Saar als Sammelader der Niederschläge nach N zur Mosel entwässert (Abb. 1). Die Ausgestaltung des Gewässernetzes, die hauptsächlich im Jungtertiär und Diluvium erfolgte, ist eng verknüpft mit den jüngsten tektonischen Vorgängen und steht in innigem Zusammenhange mit der Entwicklung des Rheinsystems. Es ist eine auffallende Erscheinung, daß heute die Saar, die Mosel, die Lahn und andere Nebenflüsse des Rheins, wie der Hauptstrom selbst, aus niedrigeren Gebieten in das Schiefergebirge hinein fließen. Sie müssen hier also bereits angelegt worden sein vor der Hebung dieser Rumpfscholle und waren kräftig genug, sich den aufsteigenden Bewegungen hauptsächlich durch tieferes Einschneiden anzupassen.

Als sich gegen Ende des Mesozoikums das Meer langsam aus unserm Untersuchungsgebiete nach W zurück gezogen hatte, sammelten sich die Niederschläge noch in breiten Wasserlachen und unregelmäßigen Flußgerinnen auf der präoligozänen Fastebene. Eine tertiäre Meeresverbindung zwischen Mainzer- und Pariser Becken durch das Saarland und Lothringen ist nicht erwiesen. Nirgends wurde bisher in unserm engeren Untersuchungsraume marines Tertiär auf primärer Lagerstätte mit Sicherheit festgestellt. Die auf älteren Geologischen Karten im Gebiete der mittleren Saar noch fälschlich als Tertiär verzeichneten Ablagerungen, die eine weitere Verbindung des westlichen Oligozänmeeres durch die Saar-Nahe-Senke mit dem oberrheinischen Tertiärmeere beweisen sollten (L. van Wervecke L. 164, W. Klüpfel L. 81), sind durch die Untersuchungen von K. Staesche (L. 310) und Loeser-Rücklin (L. 8) als Irrtümer erwiesen. So hat sich auch das bei Dörsdorf in 370 m über NN eingetragene Tertiärvorkommen der Geröllzone als in Aufbereitung befindliches Rotliegendes der geröllführenden Tholeyer Schichten herausgestellt. Die früher oft angenommene Meeresverbindung stützt sich hauptsächlich auf die irrtümliche Bestimmung der Fossilien in Kieseloolithen bei Schwerdorf (Bl. Groß-Hemmersdorf) in Lothringen, die L. Böttger fälschlich als brakisches Oberoligozän bezeichnete, K. Staesche aber später richtig als Muschelkalkfossilien erkannte.

Bis zu ihrer jungtertiären Vereinigung zum einheitlichen Flußlaufe haben die 3 Laufabschnitte der oberen, mittleren und unteren Saar verschiedene Entwicklung durchgemacht.

Im Einzugsgebiete der oberen Saar war das Gewässernetz zunächst entsprechend der allgemeinen Abdachung konsequent nach W bis SW gerichtet, worauf die mächtigen Flußablagerungen mit Vogesengeröllen in Lothringen hindeuten (L. 5). Damals floß auch die obere Mosel aus der Gegend von Toul nach W zur Maas, bis sie von einem linken Nebenflüßchen der Meurthe infolge rückschreitender Erosion angezapft und in scharfem Bogen nach NO abgelenkt wurde. Die Trockentalung des ehemaligen Mosellaufes zwischen Toul und Pagny weist noch reichlich Vogesenschotter auf. Durch diese Ablenkung wurde die Mosel der Maas als Oberlauf tributär und der alte obere Mosellauf als Meurthe rechter Nebenfluß der Saar. Erst später hat die Sammelader den Moseltrog im Sinne des heutigen Flußlaufes eingewaschen. Durch tektonische Vorgänge, die jedoch hauptsächlich außerhalb unseres Gebietes wirkten, wurde nämlich dieses alte konsequente Gewässernetz unterbrochen und die Hauptflußrichtung nach N bezw. nach O verlegt. Dadurch entwickelten sich dann die beiden großen subsequent angelegten Flüsse, die Mosel im W und die Meurthe-Saar im O am Rande bezw. außerhalb des Keuperlandes zu Hauptflußadern. A. Hemmer (L. 5) hat nachgewiesen, daß die Meurthe noch im Pliozän über die Vezouse nach N zur Saar hin abfloß. Erst als später Sattelbildungen nördlich Elfringen zwischen Saar und Vezouse eine Wasserscheide schufen, wurde diese nach W abgelenkt. — Auch im oberen Blies-Lauter-Gebiet war die älteste Entwässerung nordsüdlich gerichtet und hat in der Pfalz mächtige Schottermassen an den Stufenrändern aufgestaut. Erst später wurde die Entwässerung der Moorniederung entlang dem Stufenabfall in die heutige Richtung der Blies gelenkt, die jetzt als einziger Fluß von N in die Stufenlandschaft hinein fließt. Erst in jüngster Zeit haben Lauter und Glan die Bruchabwässer wieder teilweise an sich gerissen, um sie durch die Nahe dem Rheine zuzuführen.

Das Gebiet der mittleren Saar wurde noch im Oligozän teils nach NW und teils nach O entwässert. Im W flossen die Vorläufer der Nied mit der Leuk ehemals unmittelbar zur Mosel nach N. Im O zog ein Teil der Abwässer nach dem Rheine hin zum Mainzer Becken durch die

Saar-Nahe-Senke ab, worauf bereits W. Wagner (L. 315), W. Behrmann (L. 407) und H. Rücklin (L. 776) hingewiesen haben. Jedoch erscheint Rücklins Rekonstruktionsversuch der Urnied nach O sehr zweifelhaft.

Das Gebiet der unteren Saar wurde im Tertiär zunächst nach NW und N entwässert, wo die Mosel schon früh große Mäanderschlingen nach S entwickelt hatte, die später den Saarlauf ansogen. Nach E. Kurz (L. 92, 93) soll im Oberoligozän ein Moselgewässer durch den oben näher bezeichneten Eifelgraben aus der Trierer Gegend über Manderscheid durch die Eifelkalkmulden nach der Antweiler Senke zur Kölner Bucht geflossen sein und sogar Schotter aus der Saar-Nahe-Gegend hinterlassen haben. Allerdings machte sich schon früh in dieser Linie eine tektonische Schwächezone und Tiefenrinne bemerkbar, die heute teilweise von der Saar benutzt wird.

Als sich dann infolge tektonischer Bewegungen im Miozän die Scholle östlich dieser heutigen Saarachse höher hob, wurde die Ostentwässerung nach W gezwungen und damit der heutige Flußlauf und sein Gewässernetz bestimmt; denn nun strömten von beiden Seiten die Flußgerinne nach und nach dieser stratigraphisch und tektonisch teilweise vorgezeichneten Tiefenlinie zu. So erklären sich auch die abgedrehten Mittel- bezw. Unterläufe der Blies, Prims und anderer Nebenflüsse der Saar, die seitdem mithalfen, die stellenweise so breiten pliozänen Trogflächen an der mittleren Saar heraus zu gestalten.

Der früher die Abwässer der oberen und mittleren Saar trennende Saarbrücker Hauptsattel war bereits durchbrochen und so das Einzugsgebiet erweitert. Zwar bildete noch im Miozän das Gebiet des Orscholzer Quarzitsattels, der damals bereits etwas aus dem Buntsandstein herausragte, eine unerhebliche Wasserscheide zwischen den Einzugsgebieten der mittleren und unteren Saar. Erst bei weiterer Hebung der Kippscholle stauten sich die Wassermassen im Merziger Ausraum und suchten ihren Weg nach N zur Mosel, wie die altdiluvialen Flußschotter unterhalb Dreisbach in 370 m über NN beweisen. Rückschreitende Erosion und Flußanzapfung stellten schon im Pliozän die Verbindung zwischen der mittleren und unteren Saar über den Saarhölzbacher Quarzitrücken zu einem einheitlichen Flußlaufe her. Seine Glieder lagen auch in diesem Gebiete noch streckenweise dem nach W immer mehr zurückweichenden Triassaume auf. Der Fluß hat ihn durchschnitten und sich allmählich ent-

sprechend der westlichen Schichtneigung abgleitend epigenetisch durch die triadischen Deckschichten in das devonische Grundgebirge eingesenkt. Das untere Saartal zeigt deutlich die Merkmale der Antezedenz und erscheint als Parallele zum gleichartigen Mittelrheintal. Wie der Durchbruch des Rheines zwischen Bingen und Lorch quer zum Gebirgsstreichen bereits im Oberpliozän erfolgte, so ist auch der Saardurchbruch unterhalb Dreisbach das Werk jungtertiärer Gewässer.

Auch ohne die weiteren tektonischen Störungen in diesem Gebiete wäre der Fluß bestrebt gewesen, den Quarzitriegel tiefer zu durchsägen und sein Längsprofil auszugleichen. In den dann folgenden Hebungs- und Verbiegungsphasen der Hunsrückscholle suchte sich die Saar auf ihren Laufstrecken den Niveauänderungen anzupassen durch Tiefenerosion, Aufschüttung, Bettverlegungen, Anlage und Aufgabe alter Flußschlingen, die jetzt als Trockentäler noch zu erkennen sind. Zeiten stärkerer Hebung und Verbiegung im Gebiete der Sierk-Hunsrück-Wölbungsachse sind registriert durch intensivere Tiefenerosion, die tektonischen Ruhepausen dagegen durch stärkere Seitenerosion und Aufschotterung, deren breite Talung uns in Terrassenresten stellenweise erhalten blieben. Diese alten Talböden beweisen, daß die Saar ihr Bett seit dem Altdiluvium unterhalb Saarhölzbach um etwa 250 m tiefer gelegt bzw. sich das Gebirge um fast diesen Betrag gehoben hat. Die Terrassen und Täler im Längs- und Querprofil geben uns Aufschluß über die junge Entwicklung des Flußnetzes und die Morphogenese der Landschaft, wie sie in anderen Abschnitten dieser Arbeit näher beschrieben sind.

IV. Der Anteil des Untersuchungsgebietes an den geomorphologischen Landschaftseinheiten.

Die Synthese erfordert schließlich eine Zusammenfassung der geomorphologischen Formenelemente des Untersuchungsraumes innerhalb der natürlichen Landschaftstypen und deren Gliederung in Einzelgebiete. Die bisherige Untersuchung hat erwiesen, daß in der Übergangszone des Flußgebietes der unteren und mittleren Saar mit den mannigfach wechselnden, meist struktur- und gesteinsbedingten Oberflächenformen drei morphologische Großlandschaften verzahnend ineinander übergehen:

1. im Hunsrückgebiete der jung gehobene, zertalte Devonfaltenrumpf des Rheinischen Schiefergebirges,
2. im Saar-Nahe-Hügel- und Nordpfälzer Bergland die Permo-Karbonscholle der Saar-Nahe-Senke,
3. im Pfälzisch-Lothringischen Tafel- und Stufenland die Randzonen der südwestdeutschen Trias.

Nur soweit diese geologisch-morphologischen Landschaftseinheiten in unser Gebiet hineinreichen, soll ihre Formengestaltung hier zusammenfassend betrachtet und genetisch erklärend dargestellt werden. Abb. 2 läßt die edaphische Abhängigkeit der natürlichen Landschaftsformen von dem geologisch-petrographischen Aufbau deutlich erkennen. Gerade die geomorphologische Grenzlage mit ihrem Reichtum an Oberflächenformen infolge der unterschiedlichen physisch-geographischen Struktur macht die Abgrenzung der natürlichen Landschaften und ihre „funktionellen Reize“ verständlich.

1. Der westliche Hunsrück als Teil der devonischen Faltenrumpfscholle des Rheinischen Schiefergebirges.

Die Saar durchbricht auf ihrem Unterlaufe in einem antezedenten Erosionstale die südwestliche Randzone des Hunsrückgebirges, das hauptsächlich von den Flußtrögen der Saar, der Mosel, des Rheines, der Nahe und der Prims an tektonischen Leitlinien umrahmt, den südlichen Teil der devonischen Rumpfschollenregion des Rheinischen Schiefer-

gebirges und zwar die Fortsetzung des rechtsrheinischen Taunus in derselben SW—NO-Streichrichtung darstellt. Sein Aufbau ist S. 20 ff., seine Flächenanalyse S. 77 ff. geschildert, und die Abb. 7, 26, 28, 29 bieten Querschnitte durch seine innere Struktur.

Während der Entstehung des varistischen Gebirgsbogens wurden auch hier in verschiedenen Phasen (Oberkarbon-Perm) die unterdevonischen Tonschiefer und Quarzite gefaltet, emporgepreßt, teilweise überschoben und die gehobenen Falten seit ihrem Werden nach und nach größtenteils bis zum Rumpfe abgetragen. Erst seit dem Oligozän wurde dann der Faltenrumpfsockel wieder zum Gebirge emporgehoben, aufgewölbt und durch die neubelebte Erosion zerschnitten. Die Richtung der Faltenzüge beweist, daß der tangentiale Schub von SO kam. Die Schichten wurden dadurch in Sättel und Mulden zusammengestaucht, enger empor gepreßt, und stellenweise infolge Rückdrehung der Grundbewegung an der Oberfläche rückwärts gegen SO überkippt und überschoben. Das devonische Hunsrückmassiv, das sich entsprechend seinem Untertauchen nach SW verschmälert, stellt jedoch kein einheitliches Gewölbe dar. Der Großsattel ist vielmehr aus einer Reihe von einzelnen Tonnengewölben aufgebaut, unter denen die durch Querbrüche hintereinander gestaffelten, teilweise gesteinsbedingten Sattelzonen des Taunusquarzits besonders hervortreten. So beobachten wir ein dominierendes varistisches Streichen der Faltenachsen von SW nach NO und ein vorherrschendes isoklinales Einfallen der Schichten nach NW. Damit zeigt der Hunsrück neben seiner varistischen Kontur auch die gleiche Streichrichtung der Schichten in seiner inneren Struktur.

Im NW schärfer geschieden von der Eifel durch die Bruchfelder der Luxemburg-Trierer-Triasmulde und der Wittlicher Senke, taucht das devonische Gebirge, vielfach verbogen und von Verwerfungen gestört, im S und SW unter die Permo-Karbonscholle und die Deckschichten der pfälzisch-lothringischen Trias unter. Zwar war auch das Hunsrückgebiet wie das übrige Rheinische Schiefergebirge im Alttertiär bereits zu einer Rumpffläche in geringer Meereshöhe weitgehend durch festländische Abtragung eingeebnet. Aber bei der dann einsetzenden und heute noch ausklingenden ungleichmäßigen Hebung fanden auch Verbiegungen statt. Im Rahmen des gesamten rheinischen Undationssystems lebten alte tektonische Leitzonen wieder auf, und

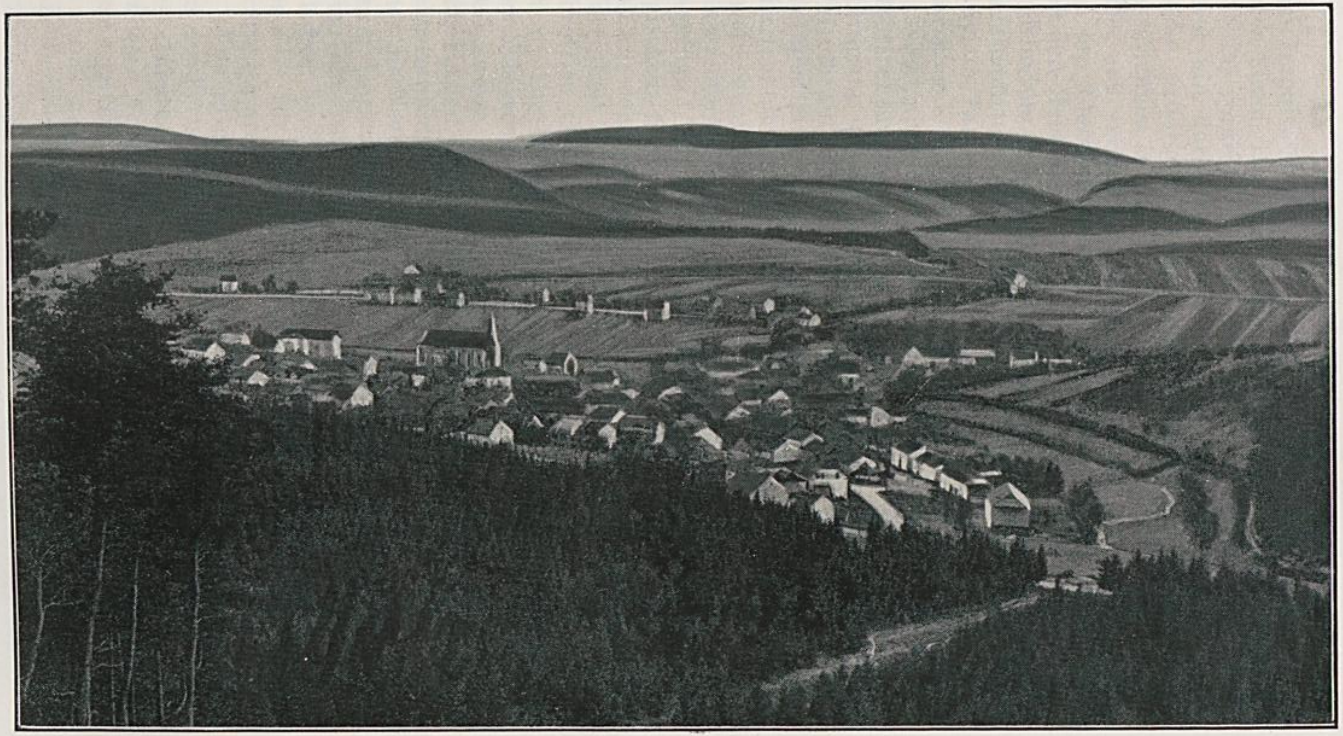


Abb. 20. Blick vom Nordwesthange des Litermont gegen N über Düppenweiler auf das Verzahnungsgebiet der Landschaftsformen devonischer, permischer und triadischer Gesteine. Im Hintergrunde Buntsandsteinrücken und Muschelkalkplatten.

neue Impulse infolge insostatischer Ausgleichsbewegungen traten hinzu. Die Hunsrückachse wölbte sich stärker empor. im N ihr vorgelagert entstand in gleicher Richtung nach der Mosel hin durch sanfte Einbiegung eine größere Rumpfmulde. Ähnliche Längsmulden haben sich zwischen den Quarzitzügen in den weicheren Hunsrückschiefern herausgebildet und werden von den Oberläufen der Ruwer, der Dhron und des Idarbaches durchflossen. Die untere Saar mußte sich den Hebungsvorgängen anpassen und hat sich seit dem Altdiluvium unterhalb Saarhölzbach mindestens 250 m tiefer eingeschnitten; denn dort liegen deutlich ausgeprägte altdiluviale Talbodenreste mehr als 250 m über dem heutigen Saarspiegel.

Nicht nur junge tektonische Vorgänge, sondern auch die alte Struktur und der Gesteinswechsel haben bei der weiteren Abtragung und Zerschneidung des verbogenen Rumpfes ihren Einfluß auf die Oberflächengestaltung geltend gemacht. Übereinstimmend mit der geologisch-petrographischen Beschaffenheit treten im Hunsrückgebiete hauptsächlich zwei Oberflächenformen deutlich hervor: Die Hochflächen der Tonschieferzonen und die herauspräparierten Quarzithärtlingszüge (Abb. 5 u. 9). Die für die rheinische Rumpfscholle typischen, fast gleich hohen Rumpfflächen sind hauptsächlich aus den geringen Unterschieden in der morphologischen Wertigkeit der Devonschichten zu erklären und stehen in schroffem Gegensatze zu den langgestreckten Kammzügen im S. Die hohen Quarzitrücken des Taunus setzen sich in ziemlich gerader Verlängerung nach WSW über den Rhein in stellenweise an Verwerfungen unterbrochenen einzelnen Höhenzügen (Binger Wald, Soonwald, Lützelsoon, Idarwald, Schwarzwälder- und Osburger Hochwald bezw. Errwald) bis über die Saar hinaus fort, die den Siercker Quarzitsattel in einem Engtale zwischen Dreisbach und Ober-Hamm durchschnitten hat. Sie sind kulissenartig gegeneinander verschoben, so daß mehrere Durchgänge von S nach N entstanden, die für die Besiedlungsgeschichte von besonderer Bedeutung waren.

Von geeigneten Höhenpunkten aus gesehen, erscheinen aus der Ferne auch diese Parallelrücken der Quarzithärtlinge des Hunsrücks mit vorwaltender Kamm- und nur untergeordneter Gipfelbildung als einheitlicher Gebirgswall, den man vom Potzberg (562 m) oder Donnersberg (687 m) im S in seiner ganzen Ausdehnung von der Saar bis zum Rheine hin übersehen kann. Selbst der Erbeskopf (816 m) ragt aus

dem eintönigen, fast geradlinigen Profile kaum merklich empor. Dem aus hartem Taunusquarzit aufgebauten südlichen Hauptkammzug im Schwarzwälder Hochwald entspricht der steil aufgerichtete Hunsrücksattel. Die schildförmigen Rücken im Osburger Hochwald verdanken ihre Entstehung den nur örtlich in die weicheren Hunsrückschiefer eingelagerten Dhroner Quarziten.

Die Hunsrückswölbungsachse fällt nicht zusammen mit den alten kristallinen Serezitgesteinen, die als schmale Streifen am Südrande entlang ziehen, sondern liegt im nördlichen Taunusquarzit. Das hat seine Ursache sowohl in der verschiedenen Beschaffenheit des Gesteinsmaterials wie auch in dem Verlaufe der Hauptwölbungszone. Die widerständigen Quarzite wurden bei der Abtragung besonders aus den Faltenkernen als Härtlingszüge herausgeschält und bilden nun als Firstlinie die höchsten Erhebungen, die demnach sowohl tektonisch als auch gesteinsbedingt sind.

Unsere Untersuchungen an der unteren Saar haben ergeben, daß der Quarzitriegel von Orscholz bereits aus dem mittleren Buntsandstein noch in den Muschelkalk hineinragte. Die Längs- und Querprofile der jungen Hängetäler der Zuflüsse der Saar zwischen Dreisbach und Krutweiler deuten auch, wie die alten Saarterrassen, auf posttertiäre Hebung hin.

Die Wasserscheide zwischen Mosel und Saar-Nahe fällt dadurch im Hunsrück im allgemeinen nicht mit diesen Höhenzügen zusammen, sondern liegt stellenweise weiter nördlich in der niedrigeren Hochfläche. Besonders die Quelläste der Prims, des Guldenbaches, des Simmer- und Hahnenbaches greifen weit durch die Härtlingszüge nach N hinüber. Rückschreitende Erosion kann diese Erscheinung nicht allein bewirkt haben. Die breiten Durchbruchstäler deuten vielmehr auf hohes Alter und größere Wasserläufe hin. Die Lage der heutigen Wasserscheide muß also primär, d. h. älter sein als jene herauspräparierten Härtlingszüge, die jetzt von den Quellbächen in auffallend breiten Tälern durchbrochen werden.

Die Bodenbewirtschaftung steht in starker Abhängigkeit von der Bodenform und Bodenart. Die quarzitischen und phyllitischen Höhenzüge tragen ausgedehnte Hochwälder. Wo die weiten Rumpfflächen von den sanften, breiten, wasserreichen Ursprungsmulden der Gewässer gegliedert sind, konnte die Besiedlung mit Wiesenkultur und Viehzucht einzetzen. Die wenigen Ackerbaugebiete sind hauptsächlich

an die Zone der Hunsrückschiefer, sowie jene des übergreifenden Rotliegenden und der diluvialen Lehme gebunden. Wo genügend Ackerkrume fehlt, breiten sich noch größere Ödlandflächen aus, auf denen hauptsächlich Besenginster u. a. xerophytische Pflanzen ihr Dasein fristen. Undurchlässige Schiefertone haben in manchen Mulden Vermoorungen veranlaßt.

Im allgemeinen zeigt das Hunsrückgebiet des Schiefergebirges große Einheitlichkeit im Formenschatz. Den besten Überblick gewinnen wir vom Turme des Erbeskopfes (830/817 m über NN). Die Einförmigkeit der Hochflächen erhält neben der randlichen Zertalung nur durch die harten Quarzitzüge ihre besondere Note. Im Gegensatze dazu steht das buntgestaltete Saar-Nahe-Bergland, in das der Hunsrück im S übergeht.

2. Das Nordwestpfälzer Bergland mit dem Saarkohlengebiet und dem Hunsrückvorlande.

Zwischen der devonischen Faltenrumpfscholle des Hunsrücks, dem Lothringischen Stufenlande und dem Buntsandsteingebirge des Pfälzer Waldes ist im Gebiete der ehemaligen Saar-Nahe-Senke eine petrographisch und morphologisch sehr wenig einheitliche Übergangslandschaft eingeschaltet, die als Nordpfälzer Bergland oder Saar-Nahe-Hügelland bezeichnet wird. Sie reicht von der Westpfälzischen Moorniederung im O bis zum Lothringischen Buntsandsteingebiete des Warndt und Gries im W. Hier verzahnen sich im Bereiche der Permo-Karbonscholle die beiden morphologischen Großlandschaften des Rheinischen Schiefergebirges und der süddeutschen Trias.

Die ganze Rumpfschollenlandschaft im Gebiet der mittleren Saar stellt geologisch den westlichen Teil dieser hauptsächlich mit karbonischen und permischen Ablagerungen ausgefüllten ehemaligen Grabensenke dar, die zwischen dem devonischen Hunsrück und dem alten archäischen Grundgebirge in varistischen Streichen angelegt wurde (Abb. 3). Diese weiträumige Geosynklinale der Saar-Nahe-Senke, in der auch die Steinkohlenflöze entstanden, hat durch nachträgliche Faltungen, Überschiebungen und Verwerfungen noch mannigfache Veränderungen ihrer Struktur erfahren: sie wurde in Sättel und Mulden gegliedert. Die morphologische Hauptmuldenzone, die vornehmlich aus Schichten des Rotliegenden und des Buntsandsteins aufgebaut ist, schließt

sich unmittelbar an den devonischen Hunsrück an. Sie wird als Primsmulde bezeichnet und ist im O durch die Nohfeldener Porphyrmasse von der Nahe-Mulde getrennt.

Auf dem ihr südlich vorgelagerten Saarbrücker Steinkohlensattel, der das mittlere Teilgewölbe des Pfälzisch-Lothringischen Hauptsattels darstellt, dessen Südflügel an der Randüberschiebung (Saarbrücken - Wellesweiler - Oberbexbach) abgerissen, tiefer eingesunken und von triadischen Schichten überdeckt ist, erwuchs die wirtschaftliche Kernlandschaft des Saar-Kohlengebietes. Die weicheren Schichten sind abgetragen, die Antiklinale erscheint als Ausräumungsmulde. Weiter nördlich jenseits der Prims-Nahe-Mulde steigt das permo-karbonische Hügel- und Bergland als Hunsrückvorland stärker an.

Der morphologische Muldencharakter der Saar-Nahe-Senke, der schon durch postkarbonische Störungen und Zuschüttung trotz andauernder weiterer Senkung teilweise verloren ging, schwand völlig, als mit der Einrumpfung des varistischen Gebirges die Senke von den Abtragungsprodukten der Randgebirge ausgefüllt war. Über die prätriadische Rumpffläche mit aufragenden Härtlingen transgredierten nun die Schichten des Mesozoikums. Erst in der Kreidezeit lebten infolge erneuter tektonischer Vorgänge die alten varistischen Leitlinien wieder auf und wurden im Sinne des rheinischen Großfaltensystems wirksam. Die vergleichenden flächenmorphologischen Untersuchungen haben ergeben, daß auch das permokarbone Hügel- und Hunsrückvorland an der im Tertiär beginnenden Heraushebung und Verbiegung der Faltenrumpfscholle des Rheinischen Schiefergebirges kausalen Anteil hatte. Niveaureste sind allenthalben als Flachkuppen noch im Hunsrückvorlande vorhanden. Auffällig gut ist das 400 m Niveau zu erkennen, das als Äquivalent der Trogfläche erscheint und im nördlichen Hunsrückvorlande kontinuierlich in das 600 m Niveau der unteren Hunsrückrumpffläche übergeht. Innerhalb der Senke heben sich nur einzelne Bergrücken und Kuppen vulkanischer Gesteine als Härtlingsreste melaphyrischer und porphyritischer Deckenergüsse oder Quellkuppen höher heraus, die als Härtlingszonen dem Hügellande stellenweise den Charakter eines Berglandes verleihen (Schaumberg, Litermont, Höcherberg, Potzberg, Leistberg, Momberg, Bosenberg, Ritschberg). Ihre Formen sind sehr verschieden von denen des devonischen Schiefergebirges und des Triasgebietes.

Die breiten Talböden der Trogregion mit den ihr aufgesetzten Härtlingen wurden durch die verstärkt wirksamen Kräfte der Erosion und Denudation besonders in der Diluvialzeit zerschnitten, und bei der verschiedenen petrographischen Widerständigkeit der permo-karbonischen Gesteine erhielt die Landschaft ein aufgelöstes, unruhiges Gepräge, das die Bezeichnung Berg- und Hügelland verdient.

Der geologische Muldencharakter der Saar-Nahe-Senke tritt in der geomorphologischen Ausgestaltung unseres Gebietes also nicht mehr in Erscheinung, obwohl jetzt jüngere morphologische Mulden in ihr eingelagert sind. Zwar schimmert noch heute in den Landformen infolge der von SW nach NO angeordneten Kuppen und der gleichsinnig verlaufenden Ausräume und Mulden der alte varistische Bau der Saar-Nahe-Senke hindurch. Der nachträglich aufgewölbte Pfälzisch-Lothringische Hauptsattel hat auf engerem Raum sogar eine Umkehr des Reliefs bewirkt, wo er an Höhe die ehemalige Muldenzone überragt. Die ungleichartige und verhältnismäßig geringe Widerstandsfähigkeit der permo-karbonen Schichten gegen jede Art der Abtragung war in weitgehendem Maße mitbestimmend, daß aus dem geosynklinalen Bau des Saar-Nahe-Grabens ein reich gegliedertes Hügel- und Bergland herauspräpariert worden ist, in dem die verschiedenen Gesteinsformationen mitunter in gleicher Höhe nebeneinander liegen. Auch die intensive Zertalung hat in den relativ undurchlässigen permo-karbonischen Schichten wesentlich zur Ausgestaltung des unruhigen Reliefs mit seinen auf- und abwogenden Höhenlinien beigetragen. Der charakteristische Zug im heutigen Landschaftsbilde zeigt daher kleinere und größere Ausräumungsbecken und Höhenrücken mit isolierten Kuppen, die meistens an widerstandsfähigere melaphyrische und porphyritische Gesteine gebunden sind und schachbrettartig miteinander abwechseln. Im Oberlaufe der Blies stellen insbesondere die Ausräume von St. Wendel und Ottweiler ausgedehnte Niederungen dar. Die landschaftliche Physiognomie ist von den Aussichtswarten des Schaumberges, des Donnersberges und vom Schwarzenbergturm bei Saarbrücken gut zu überschauen. Die reichen Niederschläge (820—850 mm Jahresmittel) einerseits und die relativ undurchlässigen permo-karbonischen Schichten anderseits haben ein weit verzweigtes Netz von Wasseradern entstehen lassen, die größtenteils durch Blies (S. 114) und Prims (S. 119) der Saar zugeführt werden. Abb. 20 zeigt einen Blick vom Litermont nach N über die verschiedenen

Bodenformen im permo-triadischen Verzahnungsgebiete des Hunsrück-Vorlandes. Im Vordergrunde liegt Düppenweiler auf dem Schnittpunkt von Devonschiefer, Oberrotliegendem und Vogesensandstein größtenteils auf einer diluvialen Hauptterrasse des abgeflachten Buntsandsteins. Im Hintergrunde erscheinen links als Reste der zertalten und weithin aufgelösten Muschelkalkplatte der Homrich (mu, 325 m) bei Honzrath, der Galgenberg (mo, 400 m) bei Merchingen und der über Buntsandstein lang hinziehende Große Lückner mit der schützenden Muschelkalkkoppe (mu). Rechts, wo der Mühlenberg auf einer vom Hunsrück her ausgestreckten devonischen Fächerfalte emporsteigt, sind die Tonschiefer-Abhänge dicht bewaldet. Dahinter erheben sich die Porphyritkuppen des Geisenkopfes (267 m) und des Kahleberges (296 m) aus dem stärker abgetragenen, feinkörnigen, roten Sandsteinboden (ro 2) der breiten Ackerflur. Einen Querschnitt durch das auch geologisch interessante Litermontgebiet veranschaulicht Abb. 4.

Abwechselnd wie der geologische Aufbau des saarländisch-pfälzischen Berglandes aus permo-karbonen und triadischen Gesteinen sind nicht nur die Oberflächenformen und seine Territorialgeschichte. Die physisch-geographischen Gegebenheiten wurden auch die Grundlage für die Entwicklung von bestimmten, durch anthropogeographische Kräfte geformte Kulturlandschaften, von denen die auf dem Kohlenbergbau basierende und durch das Saartal vorgezeichnete Saar-Industriestraße Brebach - Dillingen die wichtigste ist. Der dicht besiedelte Industriebezirk bietet landschaftlich und wirtschaftlich ein ganz anderes Bild als sein agrarisches Hinterland in Lothringen, um St. Wendel, Tholey und Lebach. Die reichbewaldete Bergbauzone verläuft aus der Pfalz besonders über das Sulzbachtal, das Fischbachtal und Köllerbachtal nach dem Warndt, dem Kohlengebiete der Zukunft.

Die Mannigfaltigkeit der Oberflächenformen im permo-karbonen Berglande steht so in schroffem Gegensatz zu den Erscheinungen auf dem flachen einförmigen Bau des benachbarten triadischen Schichtstufenlandes.

3. Das Saarpfälzisch-Lothringische Tafel- und Stufenland als Randzone der südwestdeutschen Trias.

Der devonische Faltenrumpf des Hunsrücks und die Permo-Karbonscholle der Saar-Nahe-Senke sind im W und S unseres Gebietes von flach lagernden mesozoischen Schichten

umgürtet und teilweise verhüllt. Ob auch der heute aufgedeckte Rumpf der Permo-Karbon-Scholle ehemals von der gesamten Serie mesozoischer Ablagerungen überdeckt war, ist ungewiß. Wahrscheinlich hat nur eine Buntsandsteindecke den permo-karbonischen Grundbau ehedem einheitlich überzogen, worauf die Buntsandsteinzeugen bei Mettlach, Lebach, Mainzweiler, Remmesweiler, Winterbach, Riegelsberg, Quierschied und Bildstock hindeuten. Heute erscheinen triadische Gesteine hauptsächlich nur mehr dort, wo sie während der postjurasischen Faltung eingemuldet wurden und so vor der Abtragung geschützt blieben. Der Buntsandstein griff in der Luxemburg-Trierer Triasbucht, der Primsmulde und der Saargemünd-Pfälzer Mulde am tiefsten in unser Gebiet ein. Die geologisch-petrographische Übersichtskarte (Abb. 5) zeigt, wie die höheren Triasschichten immer weiter zurückweichen, und der Keuper für das lothringische Gebiet noch typisch ist. Sie gleicht einem Spiegelbild der postjurasischen Erdbewegungen in unserem Gebiete. Morphologisch ist jedoch heute der Unterschied zwischen den geologischen Mulden und Sätteln fast ganz verwischt. Das gegenwärtige Oberflächenbild wird weniger von der Tektonik, als vielmehr durch den Gesteinsunterschied der das Tafel- und Stufenland aufbauenden Formationen des Buntsandsteins, Muschelkalks und Keupers bestimmt. So stellen die triadischen Deckschichten unseres Gebietes als Anteile des pfälzisch-saarländisch-lothringischen Schichtstufenlandes nach Bau und Formengebung eine Zone mit hauptsächlich Tafellandcharakter dar, welche schon durch die flache Ablagerung verursacht wurde, jedoch erst durch die Abtragung, insbesondere das phasenhafte Einschneiden der Flüsse, deutlicher in Erscheinung trat. Aber infolge des Wechsels verschieden widerstandsfähiger Schichten innerhalb der mesozoischen Serie konnte auch die Abtragung nicht gleichmäßig wirken, sondern mußte auswählend zu Werke gehen. Hierbei wurden mit der Tieferlegung der Erosionsbasis die widerständigeren, inzwischen etwas geneigten Schichten, herauspräpariert. Als Stufenbildner fungieren hauptsächlich die tonarmen, durchlässigen, harten Karlstalschichten (sm) so wie jene des Voltziensandsteins (so), des Trochitenkalkes (mo) und die Dolomitbänke des unteren Muschelkalkes. Mit der weiteren Abtragung rückten auch die zonar angeordneten Stufen immer mehr von dem entblößten devonischen und permo-karbonischen Grundgebirge nach S und W zurück, wo bei einer Verjüngung und Erneuerung der

Reliefverschiedenheiten auch eine schärfere Ausbildung der Stufen folgen mußte. So wirkte die Erosion mehr als Urheber, während die flächenhaft arbeitende Denudation erst zum eigentlichen Gestalter der Stufenlandschaft wurde.

Abb. 21 zeigt das Mühlenbachtal bei Haustadt in der Merziger Buntsandsteinmulde mit Flachrücken und Bergzungen des sm und so.

Abb. 21. Das breit ausgeräumte Mühlenbachtal bei Haustadt in der Merziger Triasmulde. Der Homerich (332 m) mit Muschelkalkkappe.

a) Die Buntsandsteinzone.

Das Ergebnis der verschiedenen Kräftewirkung tritt uns in der Herausmodellierung durchweg flachwelliger Buntsandsteintafeln in einer mittleren Höhe von 250—280 m entgegen. Es ist das eigentliche Verzahnungsgebiet zwischen den paläozoischen Rümpfen des Hunsrücks und der Permo-Karbon-Scholle mit dem aufgelagerten Schichtstufenlande. In Form einer stark zerlappten Stufe (Abb. 3) liegt der Buntsandstein den permokarbonischen Schichten auf, umsäumt in einem weiten Bogen im S und W das Hügelland der ehemaligen Saar-Nahe-Senke und in einzelnen Resten an der unteren Saar auch den Hunsrückrand.

In der ganzen Buntsandsteinzone dominieren flache, breite Bergformen. Wenn wir von der Granahöhe bei Konz den unteren Saargau, vom Hohen-Berge bei Merzig das Buntsandsteingebiet bei Britten, vom Beruser Hindenburgturm den „Sand“ im oberen Saargau, vom Schwarzenbergturm bei Saarbrücken nach W den Warndt und nach O die Waldzone um St. Ingbert oder vom Großen Kahlenberge das saarpfälzische Buntsandsteingebiet überschauen, so erscheint überall als zusammenfassendes Leitmotiv der Buntsandsteinlandschaft ein aufgelöstes, wellig-hügeliges, sargdeckel- oder walrückenförmiges Relief. An der westlichen und südlichen Verbreitungsgrenze treten sowohl an der unteren Saar als auch westlich der Linie Völklingen - Lebach breite fluviatile Abtragungen des Buntsandsteins mit mächtigen diluvialen Anschwemmungen auf. Weniger deutlich kann man dieselben Erscheinungen von Limbach über Kirkel - Neuhäusel - St. Ingbert nach Saarbrücken verfolgen. Da hier an mehreren Stellen breite Trockentäler und bemerkenswerte Talverbreiterungen mit beträchtlichen Vermoorungen (bei Homburg, Limbach, an der Blies, bei Bexbach und Bisten) auftreten, liegt der Gedanke nahe, daß vor der jungtertiären Störungsperiode der Abfluß der saarländischen Buntsandsteinzone und der pfälzischen Moorniederung längs des Anlagerungsrandes nach SW erfolgte. In derselben Richtung taucht auch die Trias nach dem Pariser Becken hin unter jüngere Schichten unter. In einer jungen Phase der Lagerungsstörung im Buntsandsteingebiete durch Querverwerfungen und Bildung neuer Wasserscheiden trat dann jedenfalls eine Änderung in den hydrographischen Verhältnissen ein. Die tertiäre Störungsperiode, die wohl mit der Bildung des Oberrheingrabens parallel ging, mußte nach Anlage des Mittelrheintales auch den Durchbruch der Mosel und Saar nach sich ziehen und dadurch die vertikale Tieferlegung und die Richtung des heutigen Gewässernetzes der Saar bestimmen.

Am Südrande der Buntsandsteinverbreitung tritt der Voltziensandstein (so) häufig stufenbildend auf. Nach der Stirnseite gesehen, erscheint der Stufenrand im Fernblick als eine mächtige, steile Stufe. Bei näherer Betrachtung stellt sie sich jedoch als eine stark zerlappte und teilweise in Bergzungen und Zeugenberge aufgelöste Stufe dar. Diese Rücken und Kuppen (großer Stiefel 362 m, Steinkopf 392 m, Rotenkopf 400 m, Kahlenkopf 371 m, Hochscheid 402 m) sind wohl als Härtlinge, Auslieger und Restberge anzusprechen. Jedenfalls besteht die Hauptmasse der Erhe-

bungen aus Vogesensandstein mit auflagernden weichen Gesteinen des oberen Buntsandsteins, die von dünneren, härteren Zwischenschichten und Dolomitbänken gekrönt sind. Teilweise sitzen noch mächtige Muschelkalkkappen schützend darauf, wie beispielsweise auf dem Hochscheid (402 m) und auf den Rücken nordwestlich von Bierbach und Alschbach. Ehemals mag die stark zerlappte Stufe eine Firstlandschaft gebildet haben, die bei ruhender Talvertiefung der flächenhaft wirkenden Denudation anheim fiel.

Am deutlichsten tritt die Landstufe am Steilabfalle der Sickinger Höhe zur westpfälzischen Moorniederung hervor. Der Höcherberg bietet einen umfassenden Überblick über die markant ausgebildete Buntsandsteinstufe, die sich vom Stiftswald bei St. Avold über die St. Ingberter Schweiz und den Kirkeler Wald bis zur Sickinger Höhe verfolgen läßt. Sie ist bedingt durch die harten, durchlässigen Bänke der Karlstalschichten des mittleren Buntsandsteins. Das Verzahnungsgebiet von Buntsandstein und Muschelkalk ist besonders deutlich im Warndt zu erkennen, wo der Buntsandstein untertaucht und gegen die scharf ausgeprägte Muschelkalkstufe absetzt, deren frühere Ausdehnung noch durch zahlreiche charakteristische Muschelkalkzeugen vor dem Stufenrande bewiesen ist.

b) Die Muschelkalkzone.

Als zweiter petrographisch-morphologischer Landschaftstypus der saarpfälzischen Stufenlandschaft erscheinen die Muschelkalkplatten, die meist in Form von Landstufen den Buntsandsteintafeln aufgelagert sind. Wo noch der Muschelkalk das Oberflächenbild bestimmt, ist der Hochflächencharakter am typischsten ausgeprägt. Im Fernblick sind die Ebenheiten das großzügige Leitmotiv dieser Kalkplatten und unterscheiden diese von dem bergigen Hügellande der zerschnittenen Buntsandsteintafeln.

Die Muschelkalkzone umzieht im S und W unser Gebiet und begleitet nach außen mit ihren Randstufen den Buntsandsteingürtel in einem Streifen, der besonders in der Muschelkalkplatte des Blieswestrich an der Pfälzer Mulde, in der lothringischen Muschelkalkhochfläche zwischen Falkenberg und Busendorf an der Mulde von Landorf, im oberen Saargau sowie im unteren Saar- und Moselgau zwischen Sierck und Wasserliesch weite Hochflächen einnimmt. Zwischen dem Mühlenbach und dem Seffersbach greift sie nach O in der Merchinger Platte auf das rechte Saarufer hinüber

und ist im S mehr kalkig-tonig, nördlich der Nied mehr dolomitisch-mergelig ausgebildet.

In Form flachwelliger Linien zeigt sich überall die Muschelkalklandschaft wenig ausdrucksvoll, aus deren Platten sich nur hier und da flache Rücken erheben. Der mächtige Schichtenkomplex des Muschelkalkes bildet nämlich leicht nach W und SW geneigte Platten, die erst durch Erosionsschluchten in langgestreckte flachwellige Riedel zerschnitten worden sind. Schon von weitem läßt sich der Hochflächencharakter der Kalklandschaften an den scharf ausgeprägten Ebenheiten erkennen, die sich mit deutlich ausgebildeten Stufen aus den geologisch-jüngeren Tälern erheben. So entsteht statt der welligen, unruhigen, aber dadurch auch abwechselungsreicheren Formen des Buntsandsteingebietes eine wesentlich eintönigere Plattenlandschaft, deren einförmiges Relief im geologischen Baue der flach lagernden Muschelkalkschichten begründet ist. Aber bei näherer Betrachtung läßt sich jedoch erkennen, daß auch hier die Großformen der Stufenlandschaft aufgelöst und nur mehr undeutlich zu erkennen sind. Besonders haben die Flüsse nachträglich die Muschelkalkplatten zerschnitten und das aus der Ferne so einheitlich wirkende Relief mannigfach zergliedert. Am markantesten ist überall im oberen Muschelkalk die Stufe ausgebildet, die sich durch das Gelände als deutliche Landmarke verfolgen läßt. Sie wird hauptsächlich bedingt durch die harten durchlässigen Bänke des Trochitenkalkes. Dadurch haben sich die Kuppen und wenig gegliederte Längsgewölbe herausgebildet, die mit scharf ausgeprägten, meist felsigen Abhängen den breiten Flächen des mittleren Muschelkalkes aufgesetzt sind und nach oben in den weicheren, von Mergelschichten durchsetzten Nodosenkalken wieder von Verebnungen abgelöst werden. Dagegen tritt der sogenannte Plattenkalk als härterer Horizont des unteren Muschelkalkes nur untergeordnet als deutlich ausgeprägte Denudationsterrasse an den Talhängen in Erscheinung. Überall da, wo die Glieder des Muschelkalkes vollständig vertreten sind, führt ein treppenförmig gestufter Anstieg aus den die einst einheitliche Muschelkalklandschaft zergliedernden, tief eingeschnittenen jungen Erosionstälern zu der verebneten Platte des oberen Muschelkalkes hinauf. So charakterisiert typisch ausgebildete petrographisch bedingte Stufung sowohl die Großformen wie auch die Kleinformen der Muschelkalklandschaften als Ackerbauzonen der Saarpfalz sowohl im unteren und oberen Saargau, in der

Merziger Mulde wie auch in Lothringen und im Blieswestrich.

Abb. 22 zeigt einen geologischen Querschnitt durch die saarländisch-lothringische Stufenlandschaft von der Buntsandstein-Warndtebene durch die Muschelkalk-, Keuper-, Lias- und Doggerzonen bis zu den Moselhöhen. Weiter nach W folgen immer jüngere Schichtglieder der Schüsselränder des französischen Beckens, die wie natürliche Abwehrbefestigungen ihre Steilränder nach O gegen den deutschen Boden strecken.

c) Die Keuperzone.

Der Ober- und Mittellauf der Nied greift wie die obere Saar weit in die lothringische Keuperlandschaft nach W und S hinüber, die dem Muschelkalk aufliegt (Abb. 5). Sie dehnt sich zwischen der anstehenden Muschelkalkplatte und dem Liasplatteau aus, ist von einem dichtmaschigen Netze breiter, flacher Täler durchzogen und infolge ihrer weichen, meist undurchlässigen mergeligen Schichten in ein ziemlich reifes, ausdruckloses, flachwelliges Hügelland von durchschnittlich 2—300 m Höhe umgearbeitet. Nur in den nördlichen Teil reicht unser Gebiet in sie hinein.

Da sich nördlich der Linie Saargemünd - St. Avold - Falkenberg der Lothringische Hauptsattel als flacher Schild heraushebt und sich weiter nach N hin schon der Hebungseinfluß des Rheinischen Schiefergebirges mehr geltend macht, wird dort der Keupergürtel in der Südnordrichtung zu einem schmalen Streifen verengt, dem die Nied folgt und den stark zerlappten Liashöhenrand nur bei Courcelles berührt. Durchquert man entsprechend dem allgemeinen schwachen Einfallen der Schichten (im Mittel 1—3°) das Keuperland gegen W und NW, so trifft man auf immer jüngere Gesteine. Aus der dolomitischen Lettenkohlenzone gelangen wir in das Salz- und Gipskeupergebiet. Dann stellen sich die oberen Schichten des mittleren Keupers ein, Steinmergel und Plattendolomite treten in größerer Verbreitung auf (L. 351). Weiter westlich folgt das Rhät, und über die Stufe des Gryphitenkalkes betreten wir das Juraplateau, von dem jedoch nur mehr einzelne nach O vorgeschobene Liasreste als Auslieger und Zeugenberge (bei Lixingen, Edelingen, Waibelskirchen, Pieblingen) in unserem weiteren Untersuchungsraume erhalten geblieben sind. Die außerordentlich große Taldichte des Keupergebietes und seine weitgehende Auflösung in Einzelerhebungen gegen-

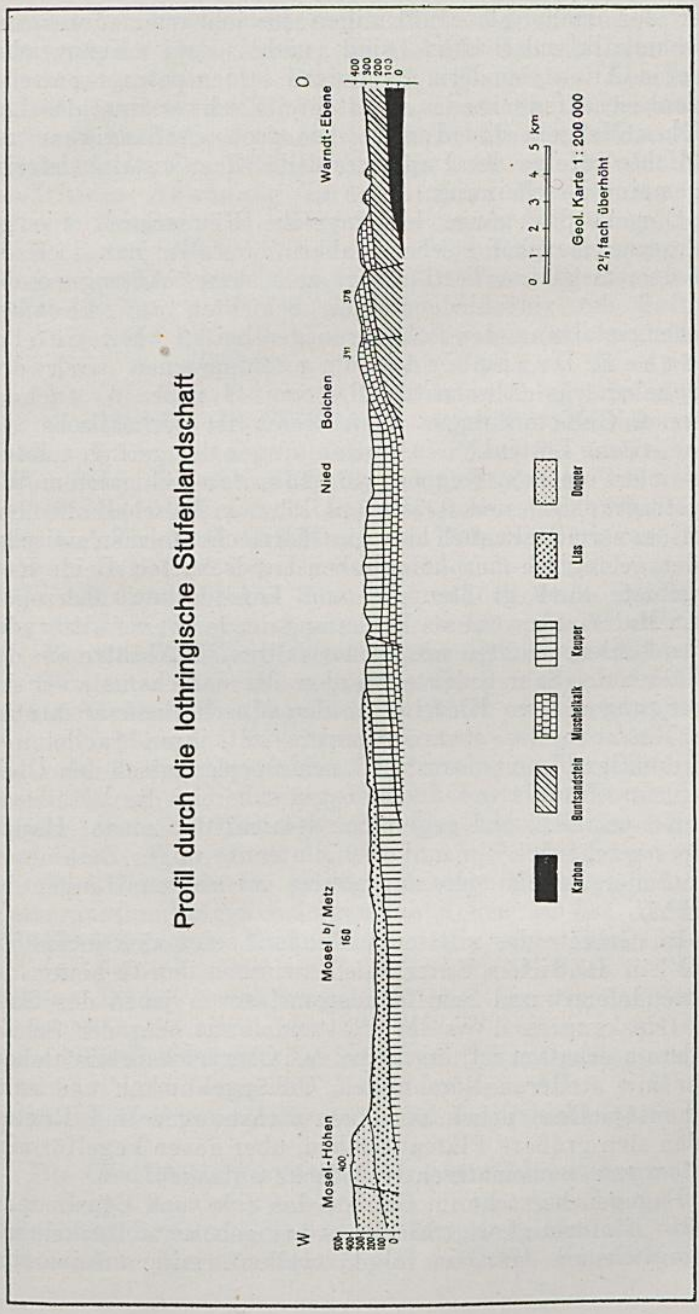


Abb. 22. Nach L. van Werveke.

über den mehr plateauförmigen benachbarten Jura- und Muschelkalklandschaften sind nicht etwa Kennzeichen höheren Alters, sondern die Folgen seiner petrographischen Bodenbeschaffenheit, den größtenteils schwer durchlässigen weichen Mergeln und Tonen. Die große Abhängigkeit der Taldichte infolge der Impermeabilität der Gesteine ist eine allgemeine Erscheinung.

Obwohl das ganze lothringische Keuperland eine geschlossene morphologische Einheit darstellt, hat doch die seit dem mittleren Tertiär wirkende starke Abtragung den Einfluß der verschiedenartigen Schichten auf die Oberflächengestaltung deutlich herausgearbeitet. Der geologischen Dreigliederung entsprechen auch drei morphologische Abschnitte, die von O nach W auch in unserem Gebiete folgen. Von diesen ist der östliche, der dolomitische Lettenkohlenstreifen, wegen der geringen Mächtigkeit des unteren Keupers (bis 22 m) am schmalsten. Wie er petrographisch und stratigraphisch zum Muschelkalk überleitet, so vermitteln auch hier die Oberflächenformen zwischen beiden geologisch-morphologischen Landschaften. Beide Keupergebiete sind größtenteils von Lehmdecken überzogen, deren Material sowohl als Rückstand der leicht verwitternden Lettenkohlenschichten wie auch als diluviale Absätze aus den Zuflüssen der Saar gedeutet werden, die sich ehemals vor den Verengungen beim Eintritte in den Muschelkalk anstauten. Die Rhätzone des oberen Keupers mit ihren Sandsteinen und dunklen Tonen vermittelt auch morphologisch den Übergang zum Juraplateau. In ihr beginnt bereits die Verengung der Keupertäler, und gegenüber dem mittleren oder Hauptkeuper macht sich ein innigerer plateauförmiger Zusammenschluß der Erhebungen mit steiler geböschten Hängen bemerkbar.

Im Gebiete des mittleren Keupers zeigt sich morphologisch ein deutlicher Unterschied zwischen den Gebieten des Plattendolomit und Schilfsandsteins, sowie jenen des Salz- und Gipskeupers. Wo der Plattendolomit oder der Schilfsandstein erhalten ist, erscheint das Oberflächenrelief lebendiger mit steileren Böschungen, Gehängeknicken und zahlreichen Quellen; neben einzelnen Erhebungen und Rücken finden sich größere Plateauflächen, über denen kegelförmige Restberge der ehemaligen Rhätdecke aufragen.

Dagegen herrscht im Gebiete des Salz- und Gipskeupers größte Einförmigkeit. Flache, sanft geböschte Rücken mit ausgeglichenen Hängen folgen wellenförmig aufeinander,

getrennt von breiten, ebenen bis flach muldenförmigen Talauen, wie ich sie besonders im Gebiete der mittleren Nied zwischen Contchen und Busendorf beobachtete. Überhaupt sind die breiten, flachen Täler, in denen die Bäche trägen Laufes dahinfließen, charakteristische Merkmale der Keuperlandschaft, eine Erscheinung, die auch auf die weit fortgeschrittene Abtragung zurückzuführen ist. Spuren lebhafterer Erosion sind selten. Nur mehr Abspülungs- und Auslaugungsvorgänge arbeiten an der Rückverlegung der Hänge; das Flußnetz ist in reifen Tälern weitgehend fertig ausgebildet.

Auffallend ist auch hier streckenweise die asymmetrische Ausbildung der Hänge. E. Schumacher (L. 375) hat schon 1897 darauf hingewiesen, daß fast ausnahmslos die Westhänge ungefähr nördlich streichender Rücken steiler abfallen als jene der entgegengesetzten Seite. Diese Erscheinung ist nicht durch Flußerosion zu erklären, sondern wohl auf Gesteinswechsel, Schichtneigung und Zirkulationsrichtung des Bodenwassers zurückzuführen. Das Grundwasser sammelt sich nämlich an der Basis der durchlässigen Schichten und fließt in der Richtung der Schichtneigung, also hier meist nach W und NW ab. Bei gleichmäßiger monoklinarer Lagerung tritt es an den Hängen in zahlreichen kleinen Quellen oder als Sickerwasser flächenhaft zutage und entfaltet an der Oberfläche der undurchlässigen Schichten eine starke abspülende Tätigkeit. Je homogener dabei die verschieden durchlässigen Gesteinslagen sind, um so gleichmäßiger verteilt sich das Wasser, desto deutlicher werden die Schichtstufen herausgearbeitet. Wo durch Klüfte und Verbiegungen der Schichten oder durch petrographische Ursachen größere Wasseransammlungen erfolgen, entstehen an den Plateau- und Stufenrändern Einkerbungen, die sich immer tiefer rückwärts einschneiden und das Plateau schließlich in Riedel auflösen. Da bei monoklinarer Schichtenlagerung das Bodenwasser hauptsächlich nur in dieser Richtung abfließt, müssen die Erhebungen des Schichtstufenlandes eine unsymmetrische Ausbildung der Hänge zeigen; dabei wird derjenige der steilere sein, an welchem das Schichtwasser austritt.

Die Oberflächengestaltung wird im Gebiete des Salz- und Gipskeupers besonders durch Auslaugung beeinflußt, die zumal dort weiter fortgeschritten ist, wo die schützenden oberen Schichten des mittleren Keupers abge-

tragen sind, sowie an Verwerfungen, an denen das Wasser besser in die Tiefe dringen und den Boden durchfeuchten kann. Morphologisch aber noch wirksamer als die Auslaugung ist die Fortführung des fein verteilten Salzes, von dem die Mergel erfüllt sind. Damit hängt auch die Entstehung der für das Salz- und Gipskeupergebiet so charakteristischen Mardellen zusammen, die dort auch Maare, Mertel oder Seepen genannt werden. Es sind dies kleine rundliche bis ovale Bodenvertiefungen, welche in der Regel, wenigstens während der nassen Jahreszeit, Wasser enthalten und den Boden für eine Moorvegetation abgeben. Wie aus den Torfbildungen und sonstigen humosen Ablagerungen am Grunde hervorgeht, haben auch die heute vollständig trockenen Mardellen früher Wasser geführt. Ihr mittlerer Durchmesser beträgt 20—30 m, ihre Tiefe 2—5 m. Sie treten oft in deutlichen Reihen und Gruppen auf. Am häufigsten liegen sie auf der Höhe der Rücken und Plateaus und an den oberen Teilen der flachen Hänge. Auf den Feldern sind sie infolge leichterer Austrocknung und künstlicher Ausfüllung seltener als in den feuchten Wäldern. Die Ansichten über die Entstehung dieser Hohlformen gehen noch weit auseinander. Es haben sich sowohl Geologen (E. Schumacher, L. van Werveke) wie auch Archäologen (J. Wichmann) und Anthropologen (E. Colbus) damit beschäftigt. Eine befriedigende Lösung ist wohl deshalb noch nicht gefunden, weil die Entstehung der Mardellen nicht einheitlich, sondern auf verschiedene, hauptsächlich natürliche, seltener künstliche Vorgänge zurückzuführen ist. Nach J. Wichmann (L. 394) sollen es hauptsächlich künstlich geschaffene Wohngruben sein, die zur Keltenzeit angelegt und in römischer Zeit noch benutzt wurden. Aber selbst zur Zeit eines trockneren Klimas als heute wird die größte Zahl derselben auch für den vorgeschichtlichen Menschen nicht bewohnbar gewesen sein; wir haben die ungünstigen Eigenschaften des schmierigen Keupers während des Weltkrieges in den Schützengräben am eigenen Leibe erfahren. Man darf zwar annehmen, daß einige von den günstiger gelegenen natürlichen Erdvertiefungen von vorgeschichtlichen Menschen benutzt, aber nicht erst künstlich dazu geschaffen wurden. Nach meinen Beobachtungen sind die lothringischen Mardellen wie auch die ähnlichen Bildungen in salzreichen Gegenden des rechtsrheinischen Keupers im allgemeinen als Parallelerscheinungen der Erdfälle und Erdtrichter in Kalkgebieten anzusehen, und die Mehrheit verdankt ihre natür-

liche Entstehung der Auslaugung unterirdischer Salzanhäufungen. Im Gegensatze zu den tieferen trichterförmigen Dolinen der Kalkgegenden sind sie jedoch mehr flach schüsselförmig. Da aber auch einige typische Mardellen im lothringischen Keuperlande dort vorkommen, wo Salze noch nicht festgestellt worden sind, dürfen wir auch mit der Möglichkeit künstlicher Ausschachtung zum Zwecke der Wasseraufspeicherung rechnen, soweit sie nicht in flachen Verbiegungen auf natürliche Weise entstanden.

Die bekannten zahlreichen lothringischen Weiher, von denen in unserem weiteren Gebiete der Bisch-Weiher (240 m) an der oberen Nied der größte ist, sind keine natürlichen Seebecken, sondern Reste von Talstücken, in welchen jetzt durch künstliche Dämme das Wasser gestaut ist. Der Volksmund nennt sie auch mit Recht nicht Seen, sondern Weiher. Charakteristisch ist ihre spinnenförmige Verzweigung, die durch den Aufstau des Wassers bis in die Verästelungen der Nebentäler hinein entstanden ist. Sie treten seltener im Nordwesten, besonders im SO auf. Ihre Häufigkeit im Keupergebiete ist morphologisch begründet. Infolge der weichen Gesteine ist das lothringische Keupergebiet dort außerordentlich stark ausgereift, die Gewässer haben nur mehr geringes Gefälle, ihre Täler sind bis zu den Quellen hinauf weit und flach (Nied S. 106). Während wir sonst gerade in den Talanfängen größte Verengung und starkes Gefälle anzutreffen gewohnt sind, finden wir hier breite Talniederungen, die sich gut zur Anlage von Weihern eignen. Vielfach ist die Abdämmung durch riegelartiges Vorspringen der Hänge (meist Plattendolomit oder Schilfsandstein) erleichtert. In einigen Weihern scheinen ursprünglich natürliche Auslaugungs- oder Ausräumungsbecken vorhanden gewesen zu sein. Später wurden die Riegel durchschnitten, die Hohlformen durch Abspülung der Hänge etwas aufgefüllt, sodaß die flachen Talniederungen entstanden. Wie im fränkischen Keuper, so hat auch hier der Mensch die Eigenarten der Natur seinen Zwecken dienstbar gemacht. Die versumpften Talstrecken, die sonst kaum nutzbar wären, wurden durch Dämme abgesperrt, um Fischweiher von bedeutender Größe und Wasserreservoire zu verschiedenen Zwecken zu erhalten. Die meisten dieser Weiher werden alle drei bis vier Jahre abgelassen, der Boden mit Getreide bestellt und später wieder unter Wasser gesetzt. Dagegen bleiben der Mühlenweiher, der Stockweiher und der Weiher von Gondrexange stets mit Wasser gefüllt, weil sie

zur Speisung und Scheitelhaltung des Rhein-Marne- und Saarkohlen-Kanals dienen, die bei Gondrexange zusammentreffen. Wir finden im lothringischen Keupergebiete mehrere tausend solcher Mardellen und über 200 größere Weiher.

So deutlich wie die geologisch-petrographischen Eigentümlichkeiten im lothringischen Triasgebiete morphologisch zum Ausdruck kommen, so klar spiegeln sie sich in den allgemeingeographischen, wirtschaftlichen und kulturellen Verhältnissen wider.

V. Der Einfluß der Lage und der geologisch-morphologischen Verhältnisse des Untersuchungsraumes auf seine geopolitische Funktion und das Schicksal seiner Bewohner.

Unzertrennbar ist unser Schicksal nächst dem Erbgut unseres Blutes mit den Wirkungen des bleibenden, fast unveränderlichen Heimatbodens verwurzelt. Diese arteigene Verbundenheit des Menschen in seiner Gemeinschaft mit dem natürlichen Lebensraum und dessen zweckdienliche Ausnutzung ist eine tragende Idee der geopolitischen Betrachtungsweise. Dabei wird das geopolitische Denken weniger auf das Statische, sondern hauptsächlich auf das Dynamische gerichtet und untersucht, wie politisches Geschehen im Hinblick auf die bestehenden natürlichen Bodenfunktionen geleitet werden muß, um größtmögliche Erfolge zu erzielen. Denn der Mensch ist zwar abhängig von den natürlichen Erscheinungen der Erde, aber dennoch eigentlich der auslösende und treibende Motor dieser ständigen Wechselwirkungen. Die Landschaften mit ihren natürlichen Gegebenheiten sind gleichsam nur das Schachbrett mit verschiedenen Flächen auslösbarer exogener und endogener Wirkungsmöglichkeiten, auf denen sich das politische Geschehen abspielt. Der an sich ruhende Lebensraum bedarf also ausdrücklich des motorischen Antriebs, damit seine Wirkungen in Erscheinung treten können. Diese Fähigkeiten der Erde mit ihren äußeren und inneren Kräften, die erst dann nutzbringend zu wirken beginnen, wenn hauptsächlich zweckdienlich handelnde menschliche Triebkräfte auf ihr und in Wechselwirkung mit ihr aktiv werden, bezeichnen wir mit H. Diehl (L. 448) im Sinne K. Haushofers als Funktionen des Bodens bzw. als Funktion des Menschen im Lebensraume. Von unserm geopolitischen Denken und völkischen Handeln hängt es also ab, ob diese Bodenfunktionen in unsern Dienst gestellt oder dem Gegner zur Ausbeute überlassen werden, in dessen Politik sie uns vielleicht im Lebenskampfe überwältigen helfen. Das gilt in besonderem Maße für unsere Saar-Grenzlandschaft. Aus ihrer geschichtlichen Vergangenheit lernen wir die Zustände der Gegenwart verstehen und die Gesetzmäßigkeiten erkennen, die uns zielsichere Wege in die Zukunft weisen. Da es der geopolitisch denkende und handelnde Mensch ist, der die Kraftwerte seines Lebensraumes erst aktiv und lebendig zu dem macht, was sie für seine Ziele werden können, muß er die Raum-

kräfte des Bodens in ihren Schwächen und Stärken kennen und ihre Zusammenhänge erforschen, um seinem politischen Willen die entsprechende Richtung zu geben. Je klarer er in seiner völkischen Gemeinschaft die Eigenart seines Lebensraumes erkennt und die Bodenkräfte auszunutzen versteht, umso besser vermag er die Kraftquellen in dynamische Werte des geschichtlichen Werdens umzugestalten; denn Blut und Boden, Wille und Tatkraft gestalten sein Schicksal im Lebensraume. Nur anhangsweise sollen im Rahmen dieser Arbeit unter dieser geopolitischen Betrachtungsweise die geologischen und morphologischen Kraftfunktionen des Untersuchungsfeldes angedeutet werden.

Die geopolitischen Funktionen des Raumes sind durch die natürlichen Gegebenheiten bedingt und ruhen nebst seiner Lage zunächst in den geologischen und morphologischen Verhältnissen. Erst verhältnismäßig spät hat der Mensch die Erz- und Kohlenschätze unseres Gebietes auszunutzen verstanden, auf denen dann die kraftvolle Industrielandschaft an der Saar erwuchs, die Wirtschaft, Verkehr und Besiedlung neue Impulse verlieh. Dagegen haben schon früh Bodenform und Bodengüte den Siedlungsgang sowie die Verkehrswege der Völker und Stämme bestimmt, und natürliche Verteidigungsfestungen wurden als geopolitische Kraftfelder den Gesetzen des Raumes unterworfen. Bis in unser weiteres Untersuchungsgebiet reichen die äußersten Stufenränder des Pariser Beckens, das als natürlicher Zentralraum in der Geschichte den staatstragenden Triebkräften eine außerordentliche organische Festigkeit im Innern und dadurch auch eine konsequente Stärke nach außen verlieh. Zwar bildete sich in dem arelatisch-lotharingischen Grenzsaume im Laufe der Jahrhunderte eine ziemlich scharfe Sprachgrenze ohne Enklaven und Verzahnungen, aber die politische Grenze wich stets hinter der Sprachgrenze nach O zurück, weil von deutscher Seite dieser zentralen Kraft des nordfranzösischen Beckens kein gleichstarkes Ausstrahlungsgebiet entgegen zu wirken vermochte. Dadurch ist die Grenze im W eine Defensivgrenze und ein zweitausendjähriger Verteidigungskampf in der West-Ostbewegung geworden. Wie eine großartig angelegte Naturfestung steigen die Schichtstufen der geologischen Mulde gleich flachen ineinander gelegten Schalen kreisförmig vom Tertiär im Innern um Paris bis zum Braunjura am Außensaume sanft an und brechen besonders im Ostsektor, wehrpolitisch gesehen, als starke Schutzmauern gegen Deutschland steil ab. Nur die

bitterste Not der Selbsterhaltung konnte das deutsche Volk dazu zwingen, gegen sie anzurennen. Denn strategisch von höchster Bedeutung, schützen die von der Natur konzentrisch um das Seinebecken angelegten Steilränder als Fortgürtel den Nordosten Frankreichs und bilden ein volles Gegengewicht gegen die scheinbare, angebliche Gefährdung der natürlichen Sicherheit durch die Berglücken im östlichen Grenzsaume, wo Flußtäler die Stufen durchbrechen. Durch diese ebenfalls stark befestigten Ausfallstore stoßen aber die Verkehrsstraßen vom naturgegebenen Mittelpunkt des nordfranzösischen Beckens mit seinen wirksamen Verteidigungsstellungen strahlenförmig hinaus in unser offenes Grenzgebiet. Dem französischen Vordringen zum Rheine, das nach Überquerung der Maas-Seine-Wasserscheide, jener eigentlich physisch-geographischen Westgrenze des mitteleuropäischen Raumes, die breite Zone der deutschen Mittelgebirgsschwelle überwinden muß, sind durch die Gunst der Natur morphologisch auch 5 große Pforten und Tore gegeben, durch die seit alters her der Verkehr flutet:

1. das Flandrisch-Belgische Tor zwischen Nordsee und Ardennen-Eifel;
2. die Moselpforte zwischen Eifel und Hunsrück;
3. das Lothringisch-Pfälzische Tor zwischen Hunsrück, Haardt und Vogesen;
4. die Burgundische Pforte zwischen Vogesen und Jura;
5. die Schweizer Pforte zwischen Jura und Alpen.

Solche morphologisch vorgezeichnete Durchlässe und Torlandschaften haben stets eine geopolitisch-strategische Bedeutung, zumal, wenn sie den Verkehr zwischen 2 fremden Staaten leiten; sie wurden von unserm westlichen Gegner im Laufe der Geschichte auch immer wieder zum Einmarsch benutzt. Dabei waren die alten Völkertore der Belgischen und Burgundischen Pforte, welche die deutsche Mittelgebirgszone im N und S umgehen, in den ersten Phasen der französischen Ostbewegung richtungweisend, solange Lothringen noch als Sperraum in deutschen Händen war. Nun haben die großen Einfallstore der mittleren Pfortenlandschaft an Bedeutung gewonnen, welche die Schwelle im Verlaufe von Einsattelungen und Tiefenzonen oder Talzügen direkt überqueren; es sind die Moselpforte, die Kaiserslauterner Senke und die Zaberner Steige. Unser Untersuchungsgebiet in der Westecke des Reiches liegt gerade auf der Drehscheibe für einen französischen Aufmarsch gegen

Deutschland, im N angelehnt an die Moselpforte, jedoch hauptsächlich im Rahmen der sich nach O weitenden Lothringisch-Pfälzischen Torlandschaft zwischen den Vogesen und dem Rheinischen Schiefergebirge. Diese zeigt nach Abb. 23 außer dem Hauptdurchlaß durch

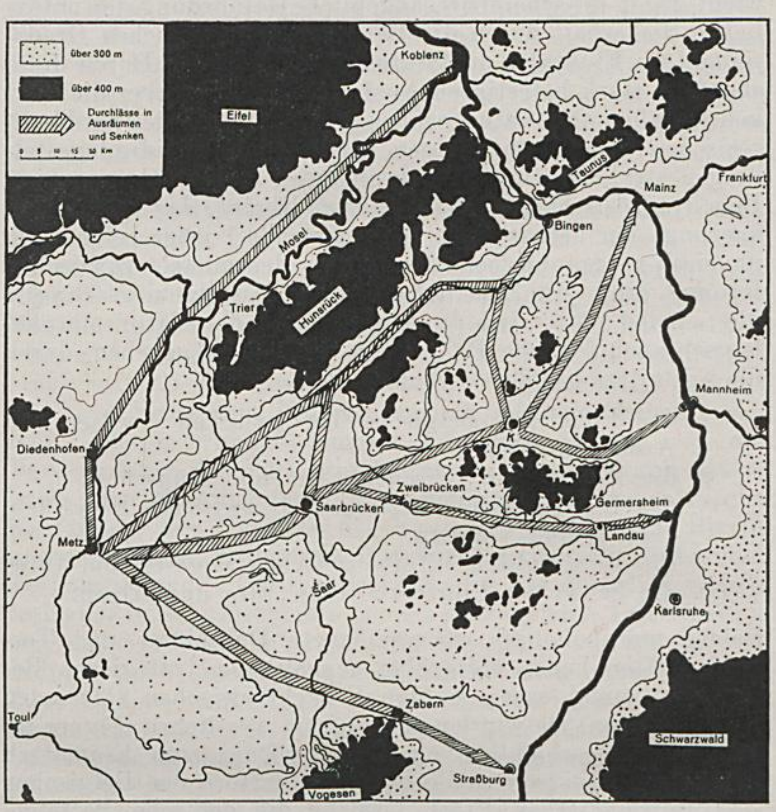


Abb. 23. Geomorphologische Durchlässe im Lothringisch-Pfälzischen Tor.

die ausgeprägte Tiefenzone der Kaiserslauterner Senke mit dem Schlüssel zum Maintor noch mehrere Aufmarschlinien auf (Nied - Prims - Nahetal - Bingen Mainz, Lautertal, Queichtal, Zaberner Steige). Als geologische Grenzsaumzone zwischen der Schichtstufenlandschaft und dem Saar-Nahe-Bergland, bildet die Kaiserslauterner Senke die große Leitlinie des Pfälzisch-Lothringischen Tores, die von Metz über St. Avold, Forbach, Saarbrücken, St. Ingbert, Homburg,

Kaiserslautern zum städtereichen Oberrheintale und wie ein Wegweiser weiter nach dem Herzen Deutschlands führt. Durch unser Gebiet quer zur Saar fällt so dieser Torlandschaft weiterhin die natürliche Vermittlerrolle zwischen den europäischen Kraft- und Verkehrszentren des Pariser- und Wiener Beckens zu. Letzteres sammelt die Kraftlinien Südeuropas und des indopazifischen Raumes und strahlt sie durch obige Durchlässe nach W; das Pariser Becken saugt einen großen Teil des Ost-Westverkehrs in sich auf und leitet ihn auch nach dem englischen Kanal. Das Pfälzisch-Lothringische Tor dient dem Ausgleich dieser Kraftspannungen und ist dadurch schon früh ein ständiges Streitobjekt zwischen Wien und Paris geworden. So erklärt sich auch das wechselvolle Grenzlandschicksal des Saar-Pfalz-Gebietes. Betrachten wir nämlich diese Torlandschaft nach Abb. 23 näher in ihrer geopolitischen Bedeutung für Deutschland und Frankreich, so fallen uns folgende Tatsachen auf. Vom Pfälzer Rhein zwischen Mainz und Karlsruhe weitet sich das Tor trichterförmig nach O, ohne auf ein stärkeres Gebirgshindernis zu stoßen. Darum ist es kein Zufall, daß im Laufe der Geschichte gerade hier die meisten Strömungen und Vorstöße nach beiden Seiten unternommen wurden. Zwar lassen sich in dieser Zone drei morphologisch von N nach S verlaufende Absperrlinien an der Marne, Obermosel und Saar erkennen; davon hat jedoch die Saarlinie die geringste Bedeutung, weil sie nicht mehr von einem starken nordsüdlichen Verkehrsstrom durchblutet wird.

Nach O führten die lothringisch-pfälzischen Durchlässe auf eine sehr empfindliche Stelle des Reiches, auf die Mainlinie und damit auf das bömische Gebirgsviereck, in dem sich das slavische Volkselement wie ein Keil tief in den deutschen Volkskörper eingebohrt hat. Diese schmalste Stelle im Bereiche des deutschen Sprach- und Volksbodens auf der kurzen Querlinie Saarbrücken - Eger, durch die leicht Norddeutschland von Süddeutschland getrennt werden könnten, wird deshalb häufig als Naht oder Hüfte Deutschlands bezeichnet. Feldzüge aus dem Westen wurden mit Vorliebe auf dieser Schwächezone nach dem Pfälzer Rhein angesetzt, um so durch die Mainlinie Deutschland zu durchschneiden und aufzuspalten. Auf sie hat Frankreich stets sein Augenmerk gerichtet. Daraus erklärt sich auch geopolitisch die so oft geübte Freundschaft unseres westlichen Grenznachbarn mit dem östlichen Rückengegner, mit Prag und dem Widerlager des tschechischen Keils, also Warschau

und dem polnisch-russischen Volke. In diesem Bewußtsein hat es Frankreich im Friedensdiktat von Versailles 1918 meisterhaft verstanden, aus der geopolitisch so bedeutungsvollen lothringisch-pfälzischen Torlandschaft „das Saargebiet" als Schlüssel und Aufmarschbasis für seine Ziele zweckmäßig herauszuschneiden. Es beherrschte damit sowohl die strategischen Punkte wie auch die durch dieses Tor laufenden Verkehrslinien:

a) die charakteristische Muldenlinie Paris - Metz (Diedenhofen) - Saarbrücken - Bingerbrück - Frankfurt - Berlin - Schlesien;
b) die Linie Paris - Saarbrücken - Homburg — Ludwigshafen - Mannheim - Frankfurt (Würzburg) - Berlin;
c) die Linie Paris - Saarbrücken - Zweibrücken - Germersheim - Bruchsal - Stuttgart - München.

Als wichtiger Knotenpunkt beherrscht Saarbrücken dieses ganze Verkehrsnetz; auch Homburg hat darin noch einige Bedeutung und wurde darum mit in das „Saargebiet" eingezogen. Der Besitz aller dieser Verkehrslinien ist aber für Deutschland nach dem Verlust von Elsaß-Lothringen eine Lebensnotwendigkeit, zumal sie neben ihrer politischen Tragweite die Einheit des süddeutschen Wirtschaftsraumes gewährleisten. Daraus erklärt sich auch das machtvolle Streben Frankreichs nach dem Saar-Pfalzgebiet im Friedensdiktat. Denn die erwähnten Linien durch das Saarland sind Konkurrenten jener starken europäischen Verkehrsader, die vom englischen Kanal über Paris durch die Zaberner Steige nach Südeuropa und dem Orient führt. Frankreich ist sich der politischen Bedeutung dieser Verkehrsachse wohl bewußt und baut sie mit Absicht zur engen Verbindung mit seinen östlichen Vasallenstaaten aus, obwohl sie den Schwarzwald umgehen muß und so gegenüber der Linie Saarbrücken - Ludwigshafen einen Umweg darstellt.

So wird uns die raumpolitische Bedeutung unseres Untersuchungsgebietes innerhalb der Westmark erst recht klar im Rahmen der deutsch-französischen Frage. In Frankreichs Expansionspolitik war die geopolitische Stoßrichtung von der Natur des Landes vorgezeichnet. Wenn es den „grand Rhin" nicht ganz erobern konnte, so kämpfte es umso leidenschaftlicher um den „petite Rhin", unser Saarland. Folgen wir z. B. genauer den ehemaligen Saargebietsgrenzen des Versailler Diktats, um festzustellen, ob Frankreich nach seinen Angaben dabei wirklich nach dem Grundsatze der

Wasserscheiden vorgegangen ist, oder aber neben wirtschaftlichen Gesichtspunkten rein geopolitisch-strategische Erwägungen die Hauptrolle spielten. Mit sämtlichen Kohlengruben nahm es zu den lothringischen Erzen auch die Schlüsselindustrien des Saarlandes in die Hand. Es war auch kein Zufall, daß alle strategisch wertvollen Höhen (Schaumberg, Höcherberg, Karlsberg, Limberg, Felsberg, Litermont, Montclair u. a.) innerhalb der Saargebietsgrenzen lagen. Durch die weite Ausbuchtung des künstlich aus dem deutschen Volksboden heraus geschnittenen Gebildes nach NO wußte man den Anschluß an den Hunsrück zu gewinnen, um damit die Saarpforte abzuriegeln. Ebenso vermögen leicht Schaumberg und Höcherberg die Nahe-Glanöffnung zu sperren. Der Höcherberg mit dem gegenüberliegenden Karlsberg flankiert den Eingang zum Landstuhler Gebrüch und damit einen wichtigen Zugang zum Rhein und Süddeutschland. Den Verkehr über Landau beherrscht Frankreich reich ohnehin durch den Besitz der Weißenburger Linien, die es in letzter Zeit nicht ohne Grund stark befestigt hat. Wenn man noch in diesem Zusammenhang an unsere damalige entmilitarisierte Zone denkt, dann wird erst recht offenbar, daß die genannten Punkte strategisch nicht etwa Verteidigungs-, sondern in Wirklichkeit Angriffsstellungen waren, denen ganz Süddeutschland widerstandslos preisgegeben werden sollte.

So bildet das Saarland infolge seiner Lage und morphologischen Gestaltung im Rahmen der Westmark das Sprungbrett und die Aufmarschbasis zum Pfälzer Rhein, dem Schicksalsstrom des Deutschen Volkes. Auch mit seiner Rückgliederung an das Mutterland ist nach den Lehren der Vergangenheit das Saarproblem noch nicht gelöst, sondern nur vorübergehend in ein latentes Ruhestadium getreten und erheischt auch weiterhin unsere Aufmerksamkeit zu aktiver Grenzgestaltung gerade hier in der gefährdeten Südwestecke des Reiches, wo sich manchmal der deutsche Partikularismus ungünstig auswirkte. In der Zusammenfassung dieses Saarpfalzgebietes auf Grund seiner geographischen und geopolitischen Struktur zu einer verwaltungsmäßigen Gaueinheit zeigt sich der erste Ausdruck des neuen Geistes, der über engstirnige Schranken willkürlicher, territorialer Gegebenheiten hinweg, Zusammengehöriges kraftvoll zu verbinden trachtet. Auch die geplante Ausführung des Saar-Pfalzkanals, der Fernleitungen für Gas und Elektrizität,

der Reichsautobahnen usw. wird die Westmark als Bollwerk des Deutschtums stärker mit dem süddeutschen Wirtschaftsraum und Volkskörper verankern. Das bodenverwurzelte, nationalbewußte, im Grenzlandschicksal abgehärtete Volk der Saarpfalz hat oft seine Kraftprobe in der Einbruchszone des westlichen Imperialismus bestehen müssen und auch im Abstimmungskampfe am 13. Januar 1935 seine artgemäße Verbundenheit und Treue zu Führer, Volk und Reich bewiesen.

C. ZUSAMMENFASSUNG UND HAUPTERGEBNISSE.

Das Gewässernetz der unteren und mittleren Saar überzieht petrographisch und morphologisch verschiedene Randzonen der Pfälzisch-Lothringischen Trias, des Permo-Karbon der ehemaligen Saar-Nahe-Senke und des devonischen Faltenrumpfes des Rheinischen Schiefergebirges.

Bei unseren geomorphologischen, tektonischen, morphogenetischen und hydrographischen Untersuchungen spielten die zwei parallel aneinander gelagerten Mobilschollen, also sowohl der devonische Hunsrück wie auch die Füllung der Saar-Nahe-Senke die Hauptrolle, zumal sie sich bei ihrer geologischen Entwicklung verschieden bewegten und heute morphologisch und hydrographisch doch eine gewisse Einheit bilden. Sie stiegen besonders während des Paläozoikums und Mesozoikums in Intervallen gegeneinander aufwärts bzw. abwärts an einer metamorphen Gelenkzone, die sowohl als Scharnier wie auch als Eruptionsventil wirkte und jetzt noch deutlich als alte tektonische Strukturlinie am Südrande des Rheinischen Schiefergebirges bemerkbar ist. Ihre Bewegungstendenzen waren die Folgen derselben subkrustalen S—N-Grundbewegung, die sich besonders an den Südrändern der Wölbungszonen antithetisch in Südfaltung und Südüberschiebung auswirkte.

Als südliche Teilscholle des Rheinischen Schiefergebirges wurde schon gegen Ende des Unterdevon das Hunsrückgebiet größtenteils aus dem Meere gehoben, hauptsächlich aber im mittleren Oberkarbon in der Außenzone der varistischen Gebirgsbildung infolge des subkrustalen Druckes aus SO zusammen gefaltet und teilweise fächerartig zwischen den altkristallinen Widerlagern emporgepreßt. Das isolierte phyllitische Devonvorkommen bei Düppenweiler repräsentiert den anstehenden Rest einer im devonischen Untergrunde verwurzelten, weiter südwärts übergelegten Fächerfalte, welche später von jüngeren Sedimenten umschlossen und vorübergehend zugedeckt wurde. Besonders durch die im Oligozän im Rahmen der Gesamtbewegung des Rheinischen Schiefergebirges wieder kräftiger einsetzende

und heute noch ausklingende Hebung und wellenförmige Verbiegung wurde die inzwischen ebenfalls bis zum Sockel in geringer Höhe über dem Meeresspiegel abgetragene Faltenrumpfscholle des Hunsrückmassivs erst orographisch zum typischen Rumpfschollengebirge herausgestaltet und nach und nach zum heutigen Erosionsrelief zertalt. Der Hunsrück ist als Großsattel aus einer Reihe von Tonnengewölben aufgebaut, unter denen die durch Querbrüche hintereinander gestaffelten, größtenteils auch gesteinsbedingten Sattelzonen des Taunusquarzits besonders herausgehoben erscheinen. Seine Hauptwasserscheide ist primär; die Oberläufe von Prims, Wadrill, Simmer und Guldenbach, sowie der Unterlauf der Saar, haben trotz der nachträglichen Hebung die Quarzitrücken antezedent durchschnitten.

Das Rheinische Schiefergebirge wurde nicht nur als Ganzes herausgehoben, sondern von einer ungleichmäßigen wellenförmigen Herausbildung mit Spezialverbiegungen betroffen, die sich in unserem Gebiete auch noch in seinem Vorgelände gleichsinnig bemerkbar machen.

Während der Emporwölbung des Hunsrückmassivs wurde das Saar-Nahe-Becken hauptsächlich seit dem Oberkarbon als typische Rücktiefe ein Gebiet ständiger relativer Einbiegung im Raume der älteren, stetig abgesunkenen mitteldeutschen kristallinen Schwelle, in dem Senkung und Auffüllung verbunden mit Moor- und Kohlenbildung sich einander ablösten. Vom Saar-Kohlenbecken, das nach seiner Entstehung als Spiegelbild der niederrheinischen Karbonmulde erscheint, ging die Anlage der Saar-Nahe-Senke aus. In ihrer Längsachse wölbte sich als Ausklang der varistischen Orogenese allmählich der Pfälzisch-Lothringische Hauptsattel empor und förderte dadurch beiderseits sowohl die Bildung der Prims-Nahe-Mulde, wie auch der Saargemünd-Pfälzer-Mulde. Dadurch wurden die wertvollen Kohlenflöze in leichter erreichbare Höhenlagen emporgehoben. Die in der älteren Literatur als „Südlicher Hauptsprung" bezeichnete südliche Randüberschiebung (Saarbrücken - Wellesweiler - Oberbexbach) des Karbonsattels ist hervorgegangen aus einer nach SO überschobenen Falte, deren Südschenkel abgebrochen und eingesunken ist und damit dort die Kohlenausbeute schwieriger gestaltet. Im allgemeinen zeigt die ehemalige Saar-Nahe-Senke in ihrer inneren Struktur stärkere Faltung und mehr Störungen, als bisher angenommen wurde. Morphologisch tritt ihr geologischer Muldencharakter zwar kaum mehr in Erscheinung, jedoch kamen

infolge der jüngeren Abtragung die Lagerungs- und Gesteinsunterschiede wieder zur Geltung. Denn neben der Einwirkung junger Tektonik auf ältere Strukturen war die verschiedene morphologische Gesteinswertigkeit mitbestimmend dafür, daß aus dem geosynklinalen Bau ein reich gegliedertes Berg- und Hügelland herauspräpariert wurde, dessen Durchlässe in der alten Muldenrichtung erneut morphologisch vorgezeichnet sind.

Das Hunsrückmassiv zeigt strukturell und tektonisch zu der ihr angelagerten, etwas jüngeren Permo-Karbonscholle der ehemaligen Saar-Nahe-Senke sehr enge verwandtschaftliche Beziehungen, und beide gehorchen gleichen Gesetzmäßigkeiten in ihren Bewegungen. Dieselben endogenen Kräfte, welche die Herausgestaltung der heutigen Oberflächenformen des Rheinischen Schiefergebirges verursacht haben, sind auch für die Entwicklung der Nachbarscholle im Saar-Nahe-Gebiet verantwortlich zu machen. Beide Großschollen werden offenbar von einem gemeinsamen Bewegungsplan beherrscht. Die Tektonik der Saar-Nahe-Senke läßt sich so in die Bewegungsvorgänge der varistischen Gebirgsbildung zwanglos einordnen. Ihre Kräftewirkung erscheint als die Weiterentwicklung der bereits in oberkarbonischer Zeit im Hunsrück begonnenen varistischen Bewegungstendenz. Auch die größtenteils noch morphologisch ausgeprägten tektonischen Wellungen fügen sich harmonisch als Undationen im Sinne von H. Stille in varistischer Streichrichtung dem Rheinischen Undationssystem ein, welchem Hunsrückschwelle und Saar-Nahe-Senke als größere tektonisch-morphologische Einheiten des Großfaltenwurfs angehören. Sowohl das posttriadische Einsinken des Pariser Beckens im W, wie auch der tertiäre Einbruch des Oberrheingrabens im SO und das weitere Emporsteigen des Rheinischen Schiefergebirges im NO haben die heutige tektonische Stellung des Untersuchungsgebietes größtenteils im Bereiche der Dehnungen bedingt und ihm neue Impulse zur Formung der heutigen Oberflächengestaltung verliehen.

Neben den tektonischen und petrographischen Einflüssen sind es im wesentlichen drei Stadien der Entwicklung, denen unser Gebiet hauptsächlich die Grundlagen seiner heutigen Oberflächen verdankt (S. 69). Die präpermische Landoberfläche hat keinen nennenswerten Einfluß auf das heutige, von ihr unabhängige Landschaftsbild. Der Buntsandstein verhüllt noch einen Teil der zur Zeit des Oberrotliegenden festländisch gebildeten Einebnungsfläche, die ehemals weit

über sein heutiges Verbreitungsgebiet hinaus reichte. Von den noch funktionierenden, also aktuellen Flächen sind im Untersuchungsgebiete noch deutlich ausgeprägt sowohl Reste der beiden ehemals weitgespannten, alttertiären Hochflächen der Rumpfregion, wie auch die altpliozänen Trogflächen über den diluvialen und alluvialen Flußterrassen.

Größtenteils noch durchlaufende Terrassenzüge sind verhältnismäßig gut zu erkennen, die nach ihrem Alter gegliedert und graphisch dargestellt werden konnten (S. 161 und Abb. 19). Da sich diselben deutlich in fünf verschiedene Niveaus einordnen lassen, hat das Saartal während seiner Entwicklung mindestens ebensoviele große Verjüngungen durchgemacht und in jedem dieser Stadien organisch zusammengehörige morphologische Formengruppen hinterlassen, welche heute die Physiognomie der Tallandschaften beherrschen und uns Anhaltspunkte für die Erkenntnis der jüngeren Entwicklung des Gebietes und seines Flußnetzes geben. Im Bereiche der mittleren Saar ist die Ausbildung und Erhaltung der Terrassen vornehmlich klimatisch, an der unteren Saar hauptsächlich auch tektonisch bedingt. Nur wenig hat die verschiedene Gesteinswiderständigkeit die bedeutenden Abweichungen im Längsprofile von dem Verlaufe der heutigen Flußkurve verursachen können. Vielmehr beweist die deutliche Aufbiegung der alten Talböden an der unteren Saar, daß noch in jüngster Zeit der Hunsrück quer zur Saarachse über das Gebiet der ehemaligen Saar-Nahe-Senke herausgehoben worden ist, wobei die alte Strukturlinie an seinem Südrande wieder in Funktion trat. Besonders sind die älteren Terrassen im Schiefergebirge mit der Kulmination im Sierck-Hunsrücksattel bis Ober-Hamm kräftig aufgebogen. Damit ist erwiesen, daß die Saar seit dem Altdiluvium dort ihr Bett etwa 250 m tiefer gelegt, bezw. das Gebirge sich um diesen Betrag gehoben hat.

Unsere Untersuchungsergebnisse widersprechen der Auffassung R. Stickels (L. 153), wonach im Jungtertiär und Diluvium gemäß der Horizontalität jüngerer Verebnungen im linksrheinischen Schiefergebirge nur eine „en bloc"-Hebung nachweisbar sein soll und die präoligozän geprägten Schwellen und Mulden von der nachträglichen Tektonik zwar noch als Ganzes gehoben, aber nicht mehr weiter differenziert wurden. Wie in den Nachbarzonen, so konnte auch im Flußgebiete der Saar eine jüngere bis in das Diluvium anhaltende und heute noch ausklingende rheinische Großfaltentektonik nachgewiesen werden.

Außer der geologisch-morphologischen Entwicklungsgeschichte des Untersuchungsgebietes (S. 22) zum tieferen Verständnis seiner Struktur und Großformen hat auch die Entstehung des Saar-Flußsystems eine gewisse Klärung erfahren (S. 199). Gewässernetz und Talbildung entsprechen infolge jüngerer Krustenbewegungen nicht mehr den heutigen Abdachungsverhältnissen. Die Saar fließt, wie einige Nebenflüsse des Rheines und der Hauptstrom selbst, aus niedrigerem Gebiete in das Schiefergebirge hinein. Sie muß hier also bereits angelegt worden sein vor der weiteren Hebung der Rumpfscholle und war kräftig genug, sich den aufsteigenden Bewegungen hauptsächlich durch tieferes Einschneiden anzupassen.

Eine tertiäre Meeresverbindung vom Mainzer Becken durch das Saarland und Lothringen kann entgegen den Untersuchungsergebnissen von L. van Werveke (L. 164), H. Grebe (L. 65), W. Klüpfel (L. 81) nicht als erwiesen gelten.

Bis zu ihrer jungtertiären Vereinigung zum einheitlichen Flußlaufe in der größtenteils jungtektonisch vorgezeichneten Schwächezone haben die drei Laufabschnitte der oberen, mittleren und unteren Saar verschiedene Entwicklung durchgemacht und sich dabei das fließende Wasser als feiner Indikator der Höhenveränderungen erwiesen Das gegenwärtige Flußnetz der Saar ist hauptsächlich erst jungtertiären und diluvialen Alters und zwar allmählich infolge Krustenbewegungen durch das Vordringen der älteren Entwässerung von S und W nach O und N entstanden. Es war im Oligozän in unserem Gebiete entsprechend der damaligen allgemeinen Abdachung des Geländes noch konsequent nach SW und W gerichtet, durch spätere tektonische Vorgänge wurde die Hauptflußrichtung nach O und N verlegt, sodaß das heutige Flußsystem der Saar bereits im Altpliozän festgelegt war. Erst infolge der hauptsächlich posttertiären und heute noch ausklingenden Aufwölbung der Hunsrückachse quer zum Flußlaufe hat sich die Saar durch intensive Tiefenerosion in einzelne Phasen epigenetisch durch die triadischen Deckschichten in das devonische Grundgebirge eingeschnitten und das antezedente Durchbruchstal im Unterlaufe geschaffen. Der rückschreitenden Erosion ist es noch nicht gelungen, das Längsprofil des Flusses gegenüber der jungen Hebung des Quarzitsattels völlig auszugleichen. Die Saar hinkt der Eintiefung der Mosel nach, die Nebenflüsse folgen

den Gesetzen des Hauptflusses. Die untersuchten Flußterrassen lassen die ruckweise Hebung des Gebirges und die Perioden der Talbildung deutlich erkennen.

Die Lage im westlichen Grenzsaume, die Verkehrsdurchlässigkeit infolge der tektonischen Wellungen und geomorphologischen Oberflächenformen sowie die geologisch bedingte Tragfähigkeit als größtenteils dicht besiedelte Industriezone verleihen dem Untersuchungsraume eine besondere geopolitische und strategische Bedeutung und haben nicht geringen Einfluß auf die geistige Haltung der in diesem Boden verwurzelten, nationalbewußten Bewohner der deutschen Westmark.

VERZEICHNIS

der in der Abhandlung vorkommenden Orte und Namen, die nach Abtrennung Elsaß-Lothringens vom Deutschen Reiche infolge des Versailler Diktates durch Frankreich nach 1918 umbenannt, bzw. abgeändert wurden.

Bisherige Deutsche und jetzige Französische Bezeichnungen:

1. Alberschweiler = Abreschviller
2. Algringen = Algrange
3. Altweiler = Altwiller
4. Alzingen = Alzing
5. Berlingen = Berling
6. Berthelmingen = Berthelming
7. Bettingen = Betange
8. Bliesbrücken = Bliesbruck
9. Bolchen = Boulay-Moselle
10. Buschborn = Boucheporn
11. Busendorf = Bouzonville
12. Kontchen = Condé-Northen
13. Diedenhofen = Thionville
14. Elwingen = Elvange
15. Escheringen = Escherange
16. Ettingen = Etting
17. Falkenberg = Falquemont
18. Finstingen = **Fénétrange**
19. Filsdorf = Filstroff
20. Flörchingen = Florange
21. Folklingen = Folkling
22. Gosselmingen = Gosselming
23. Großblittersdorf = Großbliederstroff
24. Gunderschingen = Gondrexange
25. Hermelingen = Hermelange
26. Hessen = Hesse
27. Landorf = Landroff
28. Lörchingen = Lorquin
29. Lubeln = Longeville-les-St. Avold
30. Marthil = Marthille
31. Mörchingen = Morhange
32. Ötingen = Ottange
33. Pieblingen = Piblange
34. Klein-Rosseln = Petite-Roselle
35. Kriechingen = Créhange
36. Kurzel a. d. Nied = Courcelles sur Nied
37. Kurzel = Courcelles-Chaussy
38. Püttlingen = Puttelange
39. Rixingen = Réchicourt-le-Château
40. Roßbrücken = Rosbruck
41. Saaralben = Saaralbe
42. Saarburg i. Lothr. = Sarrebourg
43. Saareinsmingen = Saarinsming
44. Saargemünd = Sarrequemines
45. Spichern = Spicheren
46, Tetingen = Téting
47. Volmeringen = Volmerange
48. Waibelskirchen = Varize
49. Wolmünster = Volmünster
50. Weiher = Voyer
51. Wieblingen = Vaudoncourt
52. Wittringen = Wittring
53. Elsäßer Belchen = Ballon d'Alsace
54. Sulzer-Belchen = Ballon de Guebwiller

VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN

(Bilder, Skizzen und Karten mit Quellenangaben).

Abb. 1. Gewässernetz der mittleren und unteren Saar. Zeichnung J. Reichrath, S. 12a.

Abb. 2. Geologisch-tektonische Übersichtsskizze des Flußgebietes der mittleren und unteren Saar in Anlehnung an A. Noll, L. 9, Zeichn. J. Reichrath, S. 18.

Abb. 3. Profil 1: Querprofil durch die Saar-Nahe-Senke in Anlehnung an P. Keßler, L. 234, Zeichn. J. Reichrath, S. 37.

Abb. 4. Geologisches Profil durch das Litermont-Gebiet. Zeichnung J. Reichrath, S. 45.

Abb. 5. Geologisch-petrographische Übersichtskarte des Flußgebietes der mittleren und unteren Saar. Zeichn. J. Reichrath, S. 56a.

Abb. 6. Tektonische Strukturkarte des Flußgebietes der mittleren und unteren Saar. Zeichn. J. Reichrath, S. 63.

Abb. 7. Morphologische Übersichtskarte des Flußgebietes der mittleren und unteren Saar mit Profil-Schnittlinien 1—8. Zeichnung J. Reichrath, S. 88a.

Abb. 8. Das Saartal im Karbonsattel zwischen Völklingen und Fürstenhausen. Aufn. M. Wentz - Saarbrücken S. 93.

Abb. 9. Die große Saarschleife im Taunusquarzit bei Mettlach. Aufn. M. Wentz, S. 100.

Abb. 10. Das Engtal der Saar in der Taunusquarzit-Hebungszone oberhalb Taben. Aufn. M. Wentz, zwischen S. 102a.

Abb. 11. Das Durchbruchstal der Saar zwischen Saarhölzbach und Taben. Aufn. M. Wentz, S. 102b.

Abb. 12. Blick über Buntsandstein-Pilzfelsen in den Talkessel bei Ober-Hamm. Aufn. J. Reichrath, S. 102c.

Abb. 13. Blick vom Altfels bei Serrig in das Saartal über die Klause gegen Saarburg. Aufn. M. Wentz, S. 103.

Abb. 14. Gefällskurve der Saar in ihrem Mittel- und Unterlaufe. Zeichn. J. Reichrath, S. 105.

Abb. 15. Das Niedtal bei Niedaltdorf am Rande der Muschelkalkhochfläche. Aufn. M. Wentz, S. 110.

Abb. 16. Blick vom Höckerberg auf die Saarschleife bei Ober-Hamm. Aufn. J. Reichrath, S. 153.

Abb. 17. Blick vom Klausenberge bei Kastel in das Saartal über Serrig gegen Konz. Aufn. M. Wentz, S. 156a.

Abb. 18. Das Saartal mit verlassenen Flußschlingen bei Ayl. Umlaufberg zwischen Ayl - Bibelhausen - Wawern. Weinberglandschaft. Aufn. Prof. Dr. H. Overbeck - Saarbrücken, S. 156b.

Abb. 19. Saarlauf und Saarterrassen im Längsprofil. Nach Entw. gez. v. E. Fell, S. 164a.

Abb. 20. Blick vom Nordwesthange des Litermont gegen N auf die permo-triadische Berglandschaft. Aufn. A. Nattermann-Saarbrücken, S. 204a.

Abb. 21. Das Mühlenbachtal bei Haustadt in der Merziger Buntsandsteinmulde. Aufn. M. Wentz, S. 212.

Abb. 22. Querschnitt durch die Lothringische Stufenlandschaft. Nach L. van Werveke L. 383, gez. J. Reichrath, S. 217.

Abb. 23. Morphologische Durchlässe im Lothringisch-Pfälzischen Tor in Anlehnung an H. Diehl L. 448, nach Entw. gez. v. E. Fell, S. 226.

Abb. 24. Gradabteilungsübersicht der Kartenwerke. Zeichn. J. Reichrath, S. 279.

Abb. 25. Rundblick vom Hindenburgturm bei Berus über die Saarlandschaft nach Aufnahme von A. Ziegert-Saarlautern, im Anhang.

Abb. 26. Terrassen im Mündungsgebiete der Prims. Zeichn. J. Reichrath, im Anhang.

Abb. 27. Querschnitt durch den Hunsrück zwischen Trierer und Primsmulde nach Geol. Karte von A. Leppla L. 105, Zeichnung J. Reichrath, im Anhang.

Abb. 28. Profil durch den unteren Saargau nach Geol. Karte v. A. Leppla L. 105, Zeichn. J. Reichrath, im Anhang.

Abb. 29. W—O-Profil von der Mosel über die Saar und durch den Hunsrück bis Sitzerath. Nach Entw. gez. v. E. Fell, im Anhang.

Abb. 30. Geologisches W—O-Profil von der Mosel durch den Saargau zum Hunsrück. Nach Entw. gez. v. E. Fell, im Anhang.

Abb. 31. Geologisches NW—SO-Profil von der Saar bei Ober-Hamm durch die Permo-Karbonsenke zur Blies bei Hornbach. Nach Entw. gez. von E. Fell, im Anhang.

Abb. 32. Geologisches NNW—SSO-Profil durch den Hunsrück und die Primsmulde zwischen Sommerau und Sotzweiler. Nach Entw. gez. v. E. Fell, im Anhang.

Abb. 33. Drei Stadien der erdgeschichtlichen Entwicklung des Gebietes nach H. Cloos und H. Scholtz. Nach Entw. gez. v. E. Fell, S. 192a.

LITERATUR- UND QUELLENVERZEICHNIS.

Abkürzungen zum Literaturverzeichnis.

Bayr. geogn. Jh. = Bayrische geognostische Jahreshefte, herausgegeben vom Bayrischen Oberbergamt München. Piloty und Loehle, seit 1888.

Erl. z. Geol. Sp. = Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Preußen. Berlin, Preußische Geologische Landesanstalt.

Fortschr. d. Geol. u. Pal. = Fortschritte der Geologie und Paläontologie. Berlin, Gebr. Borntraeger.

G. A. = Geographischer Anzeiger. Gotha, Justus Perthes.

Geol. R. = Geologische Rundschau. Zeitschrift für allgemeine Geologie. Berlin, Gebr. Borntraeger.

Geol. u. Pal. Abh. = Geologische und Paläontologische Abhandlungen. Leipzig, W. Engelmann.

Geol. Zbl. = Geologisches Zentralblatt. Anzeiger für Geologie, Petrographie, Paläontologie und verwandte Wissenschaften. Berlin, Gebr. Borntraeger.

Geogr. Zts. = Geographische Zeitschrift. Leipzig und Berlin, B. G. Teubner, seit 1895.

Jbr. u. Mitt. Oberrh. Geol. V. = Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins. Stuttgart, E. Schweizerbart.

Jbr. u. Mitt. Niederrh. Geol. V. = Jahresberichte und Mitteilungen des Niederrheinischen Geologischen Vereins Bonn.

Jb. d. Pr. G. L. A. = Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin, N. 4, Invalidenstr. 44.

N. Jb. f. Min. usw. = Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Stuttgart, E. Schweizerbart.

Zbl. f. Min., Geol. u. Pal. = Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Stuttgart, E. Schweizerbart.

Pet. Mitt. = Dr. A. Petermanns Mitteilungen aus Justus Perthes Geographischer Anstalt. Gotha.

Vh. d. N. V. = Verhandlungen des Naturhistorischen Vereins der preußischen Rheinlande und Westfalens. Selbstverlag Bonn, Maarflach 4.

Sitz. Ber. d. N. V. = Sitzungsberichte des Naturhistorischen Vereins usw.

Zts. d. D. Geol. Ges. = Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. Stuttgart, F. Enke.

Zts. f. Geom. = Zeitschrift für Geomorphologie. Berlin, Gebr. Borntraeger.

Zts. d. Ges. f. Erdk. = Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin. Selbstverlag, Berlin.

A. N. u. G. = Aus Natur und Geisteswelt. Leipzig und Berlin, Teubner.
Bd. = Band, Bh. = Beiheft, Erl. = Erläuterungen, H. = Heft, Hrsg. = Herausgegeben, Jb. = Jahrbuch, Jbr. = Jahresbericht, Jg. = Jahrgang, S. = Seite.

A. Spezielle Literatur*).

I. Das Saartal.

1. Amtlicher allgemeiner Entwurf für die Stauregelung der Saar (Saargebiet). Saarbrücken 1921.
2. Führer auf den deutschen Schiffahrtsstraßen. Hrsg. vom Ministerium der öffentlichen Arbeiten. Teil I: Das Rhein- und Donau-Gebiet IV. Berlin 1915.
3. Grebe, H.: Über Talbildung auf der linken Rheinseite, insbesondere über die Bildung des unteren Nahetales. Jb. d. Pr. G. L. A. für 1885, S. 133—164. Berlin 1886.
4. — Über Tertiärvorkommen zu beiden Seiten des Rheines zwischen Bingen und Lahnstein und weiteres über Talbildungen am Rhein, an der Saar und Mosel. Jb. d. Pr. G. L. A. für das Jahr 1889, S. 99—123. Berlin 1892.
5. Hemmer, A.: Untersuchungen über Oberflächengestaltung und Talstufen im Flußgebiete der oberen Saar. Mitt. d. Ges. f. Erdk. und Kolonialwesen zu Straßburg f. d. Jahre 1915/16 und 1916/17, H. 6, S. 1—40, Straßburg 1918.
6. Jahrbuch für die Gewässerkunde Norddeutschlands. Hrsg. von der Preußischen Landesanstalt für Gewässerkunde und Hauptnivellements, Abflußjahre 1901—1928. Berlin 1932.
7. Kloevekorn, Fr.: Das Saargebiet, seine Struktur, seine Probleme. Saarbrücken 1929.
8. Loeser-Rücklin, H.: Tertiär und Flußläufe im Saargebiet. Jbr. u. Mitt. Oberrhein. Geol. V., N. F. 23, Jg. 1933, Stuttgart 1933, S. 104—118.
9. Noll, A.: Die natürlichen Grundlagen der Besiedelung an der unteren und mittleren Saar. In: Zts. d. Rheinischen Vereins f. Denkmalpflege und Heimatschutz, 22. Jg., H. 1 u. 2 (Saarland 1929). Düsseldorf 1929.
10. Präzisionsnivellement der Saar von Saargemünd bis zur Mündung. Hrsg. vom Bureau für Hauptnivellements und Wasserstandsbeobachtungen, jetzt Preußische Landesanstalt für Gewässerkunde und Hauptnivellements. Berlin 1903.
11. Schäfer, W.: Vom Saartal im Kreise Merzig. Rheinische Heimatblätter, 4. Jg., H. 1, S. 42—43. Koblenz 1927.
12. Strauch, J.: Zur Geologie von Saarlouis und seiner Umgebung. In Zts.: Heimatblätter an der Saar, 1. Jg. 1925, S. 9—11, 23—24, 29—31. Saarlouis 1925.
13. Die Stromgebiete des Deutschen Reiches. Bd. I: Der Rheinstrom und seine wichtigsten Nebenflüsse von den Quellen bis zum Austritte des Stromes aus dem Deutschen Reiche. Hrsg. vom Centralbureau für Meteorologie und Hydrographie im Großherzogtum Baden. Berlin u. Leipzig 1889—1890.
14. von Tein, M.: Ergebnisse der Untersuchung der Hochwasserverhältnisse im deutschen Rheingebiet. VII. H.: Das Moselgebiet. Berlin 1905.
15. Die Wasserkräfte des Berg- und Hügellandes in Preußen und benachbarten Staatsgebieten. Bearbeitet von der Landesanstalt für Gewässerkunde. Berlin 1914.

*) Zur besseren Übersicht wurde die spezielle Literatur neben der alphabetischen Anordnung der Autoren auch regional gegliedert.

II. Rheinisches Schiefergebirge, insbesondere westliches Hunsrückgebiet.

16. Ahlburg, J.: Über die Verbreitung des Silurs, Herzyns und Rheinischen Devons und ihre Beziehungen zum geologischen Bau im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. Jb. d. Pr. G. L. A. für 1919, Bd. 40. Berlin 1920.
17. Bellinghausen, H.: Koblenzer Heimatbuch. 3. Auflage. Koblenz 1926.
18. Beyenburg, E., Michels, F., Tilmann, N., Wagner, W.: Bericht über die Exkursionen im südöstlichen Hunsrück vom 12.—15. April gelegentlich der Tagung in Stromberg. Sitz. ber. d. N. V. 1930/31, S. 2—14. Bonn 1932.
19. Borgstätte, O.: Die Kieseloolithschotter und Diluvialterrassen des unteren Moseltales. Diss. Gießen 1910.
20. Born, A.: Die Anordnung der Schieferungsflächen in der Rheinischen Masse. Senkenbergiana, 9. Bd., H. 5. Frankfurt a. M. 1927.
21. — Über Druckschieferung im varistischen Gebirgskörper. Fortschritte d. Geol. u. Pal., Bd. 7, H. 22. Berlin 1929.
22. Braun, G.: Zur Morphologie des nördlichen Schiefergebirges. Zts. d. Ges. f. Erdk., H. 3/4, S. 146 ff. Berlin 1920.
23. Breddin, H.: Junge Krustenbewegungen im Niederrheingebiet. Leipzig 1929.
24. — Die jungtertiäre und diluviale Entwicklungsgeschichte des Bergischen Landes. Verh. d. N. V., Jg. 84, 1927, S. 11—25. Desgleichen in Jb. d. Pr. G. L. A. f. 1928, Bd. 49. Berlin 1929.
25. — Die Höhenterrassen von Rhein und Ruhr am Rande des Bergischen Landes. Jb. d. Pr. G. L. A. f. 1928, Bd. 49, S. 501—550. Berlin 1929.
26. — Über Flußterrassen, diluviale und alluviale Bodenbewegungen im westlichen Niederrheingebiet. Leipzig 1931.
27. — Die Milchquarzgänge des Rheinischen Schiefergebirges, eine Nebenerscheinung der Druckschieferung. Geol. R., Bd. 21, 1930, S. 367. Berlin 1930.
28. Brinkmann, H.: Die rheinische Richtung im vorkimmerischen Süddeutschland. Göttinger Beiträge z. saxonischen Tektonik. Abh. d. Pr. G. L. A., N. F., H. 95. Berlin 1925.
29. Bruhns, W.: Über vulkanische Bomben von Schweppenhausen am Soonwald. Verh. d. N. V., 64. Jg. Bonn 1907.
30. Cloos, H. u. Scholtz, H.: Die Grundlagen der Deckenhypothese im südlichen Hunsrück (Stromberg). Geol. R. 1930. Berlin 1930.
31. Dahmer, G.: Waren Hunsrück und Taunus zur Zeit der Wende Unterdevon-Mitteldevon Land? Sonderdruck aus dem Jb. d. Pr. G. L. A. f. 1928. Berlin 1929.
32. von Dechen, H.: Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der Rheinprovinz und Provinz Westfalen. 1 : 80 000. 2 Bde. Bonn 1870—1884.
33. Dietrich, B.: Morphologie des Moselgebietes zwischen Trier und Alf. Diss. Heidelberg 1909. Auch Verh. d. N. V., Jg. 67, 1. Hälfte 1910, S. 83—182. Bonn 1911.

34. Dohm, B. u. Fliegel, G.: Geologisches Profil durch das Rheinische Schiefergebirge und sein nördliches Vorland. Mit Erl. Wittlich 1931.
35. Eckert, M.: Die Natur als Grundlage des Wirtschaftslebens. In: Heimat und Wirtschaftskunde für Rheinland und Westfalen. Hrsg. von O. Brandt und O. Most. Bd. 1, S. 3 ff. Essen 1914.
36. Ergebnisse der Feineinwägungen, gemessen und bearbeitet von der Trigonometrischen Abt. des Reichsamtes für Landesaufnahme. H. 7: Regierungsbezirk Trier. Berlin 1931.
37. Festschrift für Alfred Philippson zu seinem 65. Geburtstag. Leipzig und Berlin 1930.
38. Festband für Albrecht Penck zur Vollendung des 60. Lebensjahres. Stuttgart 1918.
39. Festband für Alfred Hettner. Leipzig und Breslau 1921.
40. Fliegel, G.: Der Untergrund der Niederrheinischen Bucht, mit 1 Karte. Hrsg. von der Pr. G. L. A. Berlin 1922.
41. — Rheinisches Schiefergebirge und niederrheinisches Tiefland. In: K. Haushofer: Der Rhein, sein Lebensraum und sein Schicksal, Bd. I, 1. Berlin 1928.
42. — Angebliche alte Mündung der Maas bei Bonn. Die Beziehungen der pliozänen und diluvialen Flußaufschüttungen von Maas und Rhein.
43. Follmann, O.: Abriß der Geologie der Eifel. Die Rheinlande in naturwissenschaftlichen und geographischen Einzeldarstellungen. H. 11. Braunschweig 1915.
44. — u. Overbeck, H.: Die Eifel. Bielefeld 1928.
45. Fuchs, A.: Über einige tektonische Hauptlinien im Rheinischen Schiefergebirge. Sitz. Ber. d. Pr. G. L. A., H. 4. Berlin 1929.
46. — Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Rheinischen Schiefergebirges. Jb. d. Pr. G. L. A. f. 1922. Berlin 1923.
47. Galladé, M.: Die Oberflächenformen des Rheintaunus und seines Abfalles zu Main und Rhein. Jb. d. Nassauischen Vereins für Naturkunde, Jg. 78, S. 1—100. Wiesbaden 1926.
48. — Die diluvialen Terrassen des westlichen Taunus. Festschrift für A. Philippson zu seinem 65. Geburtstage, S. 98—116. Leipzig und Berlin 1930.
49. Gellert, F.: Zur Großmorphologie des östlichen Rheinischen Gebirges. Zts. f. Geom. Bd. III, H. 2, S. 77—89. Leipzig und Berlin 1927.
50. Gennrich, Ed.: Die Flüsse Deutschlands. Zts. f. Gewässerkunde, VIII. Dresden 1908.
51. Geologische Literatur Deutschlands mit Nachträgen aus früheren Jahren. Hrsg. von der Pr. G. L. A. Berlin 1930.
52. Gerock, J. E.: Die Benennung und Gliederung der linksrheinischen Gebirge. Mitt. Philomath. Ges. in Elsaß-Lothringen, 18. Jg., Bd. IV, S. 251. Straßburg 1910.
53. Gerth, H.: Gebirgsbau und Fazies im südlichen Teile des Rheinischen Schiefergebirges. Geol. R., Bd. I, S. 82 ff. Leipzig und Berlin 1910.
54. Goebel, F.: Die Morphologie des Ruhrgebietes. Diss. Marburg. Verh. d. N. V., 73. Jg. f. 1916, S. 105—235. Bonn 1916. Sonderdruck 1918.
55. — Die Antezedenz des Lenne-Haupttals. Verh. d. N. V., 76. Jg. f. 1919, S. 26—30. Bonn 1920.

56. — Der Lauf der Ruhr als Modell einer heterogenen Stromlinie. Geol. R., Bd. 16, S. 166—178. Berlin 1925.

57. — Heterogene Talsysteme auf der Nordabdachung der rechtsrheinischen Rumpfplatte. Zts. f. Geom., Bd. II, H. 2, S. 89—96. Berlin und Leipzig 1926.

58. — Die Reste der alttertiären Rumpffläche zwischen Ruhr und Sieg. Zts. „Glückauf", Bd. 62, H. 21, S. 665—668. Essen 1926.

59. Grebe, H.: Über das Rotliegende, die Trias, das Tertiär und Diluvium in der Trierischen Gegend. Jb. d. Pr. G. L. A. f. 1881. Berlin 1882.

60. — Über die Quarzitsattelrücken im südlichen Teile des Hunsrücks. Jb. d. Pr. G. L. A. f. 1880. Berlin 1881.

61. — Geologische Mitteilungen aus der Gegend von Trier. Jahresberichte der Gesellschaft für nützliche Forschungen zu Trier für 1878—1881. Trier 1881.

62. — Über die Verbreitung vulkanischen Sandes auf den Hochflächen zu beiden Seiten der Mosel. Jb. d. Pr. G. L. A. f. 1885. Berlin 1886.

63. — Über Talbildung auf der linken Rheinseite, insbesondere über die Bildung des unteren Nahetales. Jb. d. Pr. G. L. A. f. 1885, S. 133—164. Berlin 1886.

64. — Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Preußen 1 : 25 000. Blätter: Trier, Beuren, Hermeskeil, Saarburg, Merzig, Losheim, Freudenburg, Pfalzel, Schweich, Perl. Hrsg. von d. Pr. G. L. A. Berlin. Verschiedene Jahre.

65. — Über Tertiärvorkommen zu beiden Seiten des Rheines zwischen Bingen und Lahnstein und weiteres über Talbildung am Rhein, an der Saar und Mosel. Jb. d. Pr. G. L. A. f. 1889, S. 99—123. Berlin 1892.

66. Grommes, G.: Das Ahrtal. Diss. Köln. Osnabrück 1930.

67. Günther, A.: Vulkantätigkeit und Eiszeit im östlichen Eifelvorland zwischen Mosel und Vinxtbach. Zts. „Die Eiszeit", Bd. 1, H. 1, S. 46 ff. Leipzig 1924.

68. Harrassowitz, G. H.: Landschaftsbau am Ostrande der Rheinischen Masse. Zbl. f. Min., Geol. und Pal., Jg. 1922, Reihe B, Nr. 8, S. 233—242. Stuttgart 1922.

69. Hartnack, W.: Morphogenese des nordostrheinischen Schiefergebirges (Sauerland, Siegerland, Waldeck, Westerwald). Ein Beitrag zur Morphologie deutscher Mittelgebirge. Greifswald 1932.

70. Haushofer, K. u. a.: Der Rhein, sein Lebensraum, sein Schicksal. Bd. 1—3. Berlin 1928.

71. Jungbluth, Fr. A.: Die Terrassen des Rheins von Andernach bis Bonn. Verh. d. N. V., 73. Jg. 1916, S. 3—103. Bonn 1917.

72. Kaiser, Er.: Die Entstehung des Rheintals. Verh. d. Vereins der Naturforscher und Ärzte zu Köln 1908, S. 170—187. Leipzig 1909.

73. — Die geologisch-mineralogische Literatur des Rheinischen Schiefergebirges und der angrenzenden Gebiete. Verh. d. N. V., 59. Jg., 1902, Bonn 1903. Ergänzungen Bonn 1910.

74. — Pliozäne Quarzschotter im Rheingebiet zwischen Mosel und Niederrheinischer Bucht. Jb. d. Pr. G. L. A. f. 1907. Berlin 1908.

75. — Die Entwicklung des Rheintales von Mainz bis Köln. Ber. d. Senkenberg. naturforsch. Ges. 41, S. 214—216. Frankfurt a. M. 1910.
76. Kell, J. H.: Geschichte des Kreises Merzig. Saarbrücken 1925.
77. Kienow, S.: Die Innere Tektonik des Unterdevons zwischen Rhein, Mosel und Nahe. Jb. d. Pr. G. L. A. Berlin 1933.
78. Keller, R. A.: Rheinlandkunde. 2 Bde. Düsseldorf 1922—1926.
79. Kirchberger, Marg.: Der Nordwestabfall des Rheinischen Schiefergebirges zwischen der Reichsgrenze und dem Rurtalgraben. Verh. d. N. V., 74. Jg., 1919. (Bonn 1920. (Auch Diss. Bonn 1917, gekürzt.)
80. Klüpfel, W.: Der Westerwald. Eine Einführung in seine Geologie und Morphologie. Sitz. Ber. d. N. V., 1928, S. 75—135. Bonn 1929.
81. — Über die natürliche Gliederung des Hessischen Tertiärs und den Bewegungsmechanismus in tektonischen Senkungsfeldern. Geol. R. 1928, Bd. 19, H. 4, S. 263—283. Berlin 1928.
82. — Zur Entstehung des Rheinsystems. Zts. d. D. Geol. Ges., Jg. 1931, S. 597 ff. und 659 ff. Stuttgart 1931.
83. Knieriem, Fr.: Bau und Bild des Taunus. Die Rheinlande. H. 9. Braunschweig und Berlin 1914.
84. Knuth, H.: Die Flußterrassen der Sieg von Siegen bis zur Mündung. Zbl. f. Min., Geol. und Pal., S. 336. Stuttgart 1922. Erweitert in Beiträge zur Landeskunde der Rheinlande, H. 4. Leipzig 1933.
85. Kockel, C. W.: Zur Piedmonttreppe im Rheinischen Schiefergebirge. Zbl. f. Min., Geol. und Pal., Jg. 1926, Reihe B, Nr. 2. S. 289—297. Stuttgart 1926. Ebenso Geol. Zbl., Bd. 38, Jg. 1929, S. 623 ff. Berlin 1929.
86. Kossmat, Fr.: Die Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. Abh. d. sächs. Geol. Landesamt. H. 1. Leipzig 1927.
87. — Das Problem der Großüberschiebungen im variskischen Gebirge Deutschlands. Zbl. f. Min. usw., H. 11, S. 577—602. Stuttgart 1931.
88. Kranz, W.: Hebung und Senkung beim Rheinischen Schiefergebirge. Zts. d. D. Geol. Ges., Monatsber., 62., 63. u. 64. Jg. Stuttgart 1910/12.
89. Kraus, E.: Der geomechanische Typus der mittelrheinischen Masse und der orogene Zyklus. Bonn 1928.
90. Kraus, Th.: Das Siegerland. Forsch. z. Deutschen Landes- und Volkskunde, Bd. 28, H. 1. Stuttgart 1931.
91. Kuhn, O.: Das rheinische Erdbeben vom 2. Jan. 1921. 2. Aufl. Aachen 1927.
92. Kurtz, E.: Die Spuren einer oberoligozänen Mosel von Trier bis zur Kölner Bucht. Zts. d. D. Geol. Ges., Bd. 83, Jg. 1931, H. 1, S. 39—58. Stuttgart 1931.
93. — Die Leitgesteine der vorpliozänen und pliozänen Flußablagerungen an der Mosel und am Südrande der Kölner Bucht. Ein oligozänes Stromsystem. Verh. d. N. V., 83. Jg., S. 97—159. Bonn 1926.
94. — Das Mündungsgebiet des Rheines und der Maas zur Diluvialzeit. Gymnasialprogramm. Düren 1910.
95. Kutscher, F.: Zur Entstehung des Hunsrückschiefers am Mittelrhein und auf dem Hunsrück. Jb. d. Nass. Ver. f. Naturkunde, 81. Wiesbaden 1931.

96. Lafrenz, G.: Das Ahrtal und seine Terrassen. Beitr. zur Landesk. d. Rheinl. Veröffentl. d. Geogr. Inst. d. Universität Bonn, R. II, H. 2. Bonn 1933.
97. von Lasaulx, A.: Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine im Gebiete der Saar und Mosel. Mit 27 Tafeln. Verh. d. N. V. Bd. 35, S. 163—236. Bonn 1878.
98. Lauterbach, W.: Das Diluvium zwischen Limburg und Koblenz. Diss. Gießen 1914.
99. Lauterborn, R.: Die geographische und biologische Gliederung des Rheinstromes. 3 Teile. Sitz. Ber. d. Heidelberg. Aakademie der Wissensch., Math.-naturwiss. Klasse Abt. B VII., 1916, 6. Abh.; VIII., 1917, 5. Abh.; IX., 1918, i. Abh. Heidelberg 1916/18.
100. — Der Rhein. Naturgeschichte eines deutschen Stromes. Freiburg 1930.
101. Leppla, A.: Zur Geologie des linksrheinischen Taunus. Jb. d. Pr. G. L. A. f. 1895, Bd. 21, S. 74. Berlin 1896.
102. — Das Diluvium der Mosel. Ein Gliederungsversuch. Jb. d. Pr. G. L. A. f. 1910, 31. Bd., H. 2. Berlin 1911.
103. — Geologie und Oberflächengestaltung von Hochwald und Hunsrück. In: Hochwald- und Hunsrückführer. Hrsg. im Auftrag des Vereins für Mosel, Hochwald und Hunsrück von E. Becker. 10. Aufl., S. 4—26. Trier 1912.
104. — Über den Südrand des Rheinischen Schiefergebirges. Begleitworte zu den Blättern Trier-Mettendorf und Mainz (1 : 200 000). Zts. d. D. Geol. Ges., 75. Monatsber., S. 80—87. Stuttgart 1924.
105. — Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Rheinprovinz. Sonderabdr. aus dem Jb. d. Pr. G. L. A. f. 1924, Bd. 45, S. 1—88. Berlin 1924, posthum.
106. — Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik des Soonwaldes. Jb. d. Pr. G. L. A. Bd. 45. Berlin 1924.
107. — Über Schuttbildungen im Bereiche des Taunusquarzits innerhalb der Blätter: Morscheid, Oberstein und Buhlenberg. Berlin 1894.
108. Levy, F.: Die Entwicklung des Rhein- und Maassystems seit dem jügeren Tertiär. Ber. d. Naturforsch. Ges. Freiburg i. Br., XXIII, H. 1, S. 9—85. Freiburg i. Br. 1921.
109. Meyer, F.: Zur Kenntnis des Hunsrücks. Forsch. z. deutsch. Landes- und Volkskunde, XI., 3. Diss. Gießen 1898. Stuttgart 1899.
110. Mordziol, C.: Die Rheinlande in naturwissenschaftlichen und geographischen Einzeldarstellungen. Braunschweig 1912 ff., H. 1; C. Mordziol: Die Austiefung des Rheindurchbruchtales während der Eiszeit. H. 3; D. Häberle: Der Pälzerwald. H. 4; A. Groß: Einführung in die Geologie des Mainzer Beckens. H. 5; C. Mordziol: Geologische Wanderungen durch das Diluvium und Tertiär in der Umgebung von Coblenz. H. 9; F. Knieriem: Bau und Bild des Taunus. H. 10; Uhlig: Die Entstehung des Siebengebirges. H. 11; O. Follmann: Abriß der Geologie der Eifel. Forts.: Deutsche Heimatgeologie, beginnend mit H. 12, 1920.
111. — Die Rheintalentstehung. Coblenz 1927.
112. — Beitrag zur Gliederung und zur Kenntnis der Entstehungsweise des Tertiärs im Rheinischen Schiefergebirge. Zts. d. D. Geol. Ges. 1908. Bd. LX, Monatsber., S. 281 ff. Stuttgart 1908.

113. — Die geologischen Grundlagen der jungtertiären und diluvialen Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. Geol. R. 1910, S. 313 ff. Berlin 1910.

114. — Das Rheintalproblem und seine Erforschung. G. A., H. 1. Gotha 1914, S. 3 ff.

115. — Flußterrassen und Löß am Mittelrhein. Festschrift z. 75 jähr. Bestehen des Naturwissenschaftlichen Vereins zu Coblenz, S. 25—55. Coblenz 1926.

116. — Unsere Kenntnis der pliozänen Flußschotter (Kieseloolithschotter) im Rheintale zwischen Bingen und Coblenz. Zts. d. D. Geol. Ges., 60. Monatsber., S. 337—342. Berlin 1908

117. — Ein Beweis für die Antezedenz des Rheindurchbruchstales, nebst Beiträgen zur Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. Zts. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin 1910, S. 77—92 u. 159—175. Berlin 1910.

118. — Einführung in die Geologie Deutschlands. Braunschweig und Berlin 1919.

119. Müller-Miny, H.: Morphologische Beobachtungen im Bergischen und Sauerland. Pet. Mitt., 77, 1931, S. 228—233. Gotha 1931.

120. Münch, O.: Über die Erosionstäler im unteren Moselgebiet. Diss. Gießen 1904. Darmstadt 1905.

121. — Das Erosionstal der unteren Mosel. Oppenheim 1907.

122. Oestreich, K.: Studien über die Oberflächengestalt des Rheinischen Schiefergebirges. Pliozäne Züge im Antlitz des heutigen Gebirges. Pet. Mitt. Bd. 54, S. 73—78, 1908; Bd. 55, S. 57—62, 1909. Gotha 1908 u. 1909.

123. — Die Oberfläche des Rheinischen Schiefergebirges. G. A. 1913, S. 195—198. Gotha 1913.

124. — Die Entwicklung unserer Kenntnis von der Formenwelt des Rheinischen Schiefergebirges. Zts. f. Geom., Bd. II, H. 3, Nov. 1926. Berlin und Leipzig 1926.

125. — Die Formenwelt des Rheinischen Schiefergebirges. Berlin 1927.

126. — Die Entwicklung des Rheinstromgebietes. Geol. Zbl., Bd. 38, S. 68. Berlin 1929.

127. — Untersuchungen im Rheinischen Schiefergebirge. Ebenda 1929.

128. Opitz, R.: Bilder aus der Erdgeschichte des Nahe-Hunsrück-Landes Birkenfeld. Birkenfeld 1932.

129. Overbeck, H.: Die Eifel und ihre Randlandschaften, eine kulturmorphogenetische Studie. In: Geogr. Zts., 36. Jg., 2. H., S. 65—78 und S. 157—169. Leipzig 1930.

130. Paeckelmann, W.: Die Rumpfflächen des nordöstlichen Sauerlandes. Jb. d. Pr. G. L. A., Bd. 52, S. 472—519. Berlin 1931.

131. Panzer, W.: Studien zur Oberflächengestalt des östlichen Taunus. Ber. d. Naturforsch. Ges. Freiburg i. Br., XXIII. Bd., 2. H. Freiburg i. Br. 1923.

132. Philippson, A.: Morphologie der Rheinlande. Düsseldorfer Geographische Vorträge b. Erörterungen II. Teil. Breslau 1927.

133. — Zur Morphologie des Rheinischen Schiefergebirges. Verh. d. XIV. Deutschen Geographen-Tages in Köln 1903, S. 193—205. Berlin 1903.

134. — Zur Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. Verh. d. 7. internationalen Geographenkongresses. Berlin 1899. Sitz. Ber. d. Niederrh. Ges. f. Natur- und Heilkunde zu Bonn 1899. Desgleichen 56. Sitz. Ber. d. N. V., S. 48—50, Bd. 56. Bonn 1899.

135. — Die preußischen Rheinlande. Zts. d. Ges. f. Erdk., Jg. 1925, S. 28—43. Berlin 1925.

136. — Neuere Arbeiten zur Landeskunde der preußischen Rheinlande. Zts. d. Ges. f. Erdk., S. 273. Berlin 1923.

137. Plümer, E.: Das Dilltal und seine Terrassen. Diss. Gießen 1928. Jb. d. Pr. G. L. A. f. 1928, S. 1080—1116. Berlin 1928.

138. Polis, P.: Klima und Niederschlagsverhältnisse im Rheingebiet. In: K. Haushofer, Der Rhein, sein Lebensraum, sein Schicksal. Bd. I. Berlin 1928.

139. Pruskowski, P.: Entstehung und Schicksal des Rheinischen Schiefergebirges. Eifelvereinsblatt, Nr. 3, Jg. 1928. Bonn 1928.

140. Quaas, A.: Das Rurtal. Ein Beitrag zur Geomorphologie der Nordeifel. Verh. d. N. V. 1915. Bonn 1915. Zts. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1919.

141. Quiring, H.: NW—SO-Schub im Koblenzer Pressungsgelenk des Rheinischen Gebirges. Jb. d. Pr. G. L. A., Bd. 49, S. 59—74. Berlin 1928.

142. Reich, H.: Über ein Vorkommen von transgredierendem Oberdevon am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. Zts. d. D. Geol. Ges., 78. Monatsber. 1/2, S. 26. Stuttgart 1926.

143. Richter, R.: Tierwelt und Umwelt im Hunsrückschiefer; zur Entstehung eines schwarzen Schlammsteines. Senkenbergiana 13, S. 299—342. Frankfurt a. M. 1931.

144. Rothpletz, A.: Das Rheintal unterhalb Bingen. Jb. d. Pr. G. L. A. XVI. Berlin 1897.

145. Rübens, Friederike: Die Gefällsverhältnisse der Eifeltäler. Beiträge zur Landeskunde der Rheinlande. Hrsg. v. A. Philippson, H. 2. Leipzig 1922.

146. Schwarzer, A.: Das linksseitige Zuflußgebiet des Rheines zwischen Bingen und Koblenz. Beiträge zur Landeskunde der Rheinlande, H. 1. Leipzig 1922.

147. Stamm, K.: Glazialspuren im Rheinischen Schiefergebirge. Verh. d. N. V., 69. Jg., 1912, S. 151—214. Bonn 1913.

148. — Entstehung der Oberflächenformen der Eifel. Eifelfestschrift, S. 95 ff. Bonn 1913.

149. Steinecke, V.: Landeskunde der Rheinprovinz. Sammlung Göschen Nr. 308. Berlin und Leipzig 1907.

150. Steinmann, H. G.: Die diluvialen Ruhrterrassen und ihre Beziehungen zur Vereisung. Verh. d. N. V. 1924. Bonn 1925.

151. Stickel, R.: Der Abfall der Eifel zur Niederrheinischen Bucht. Beiträge zur Landeskunde der Rheinlande, H. 3. Leipzig 1922.

152. — Zur Morphologie der Hochflächen des linksrheinischen Schiefergebirges und angrenzender Gebiete. Beiträge zur Landeskunde der Rheinlande, H. 5. Leipzig 1927.

153. — Neuere Beobachtungen über die Hochflächen des Rheinischen Schiefergebirges. Naturwissenschaftliche Monatshefte für den biologischen, chemischen, geographischen und geologischen Unterricht. 10. Bd. der ganzen Folge. 27. Bd., H. 3, S. 142—148. Leipzig und Berlin 1930.

154. Stremme, H.: Steppenböden in den Rheinlanden. In: Chemie der Erde. Stuttgart 1927.
155. Stürz, B.: Das Rheindiluvium talabwärts von Bingerbrück. Verh. d. N. V., Bd. 64, S. 1. Bonn 1907.
156. Tillmann, E.: Orometrie der Eifel. Diss. Bonn 1915. Schweidnitz 1915.
157. Tilmann, N. u. Chudoba, K.: Der Gneis von Wartenstein im südlichen Hunsrück. Ber. d. N. V., S. 36—58. Bonn 1931.
158. Tuckermann, W.: Zur Landeskunde der Rheinlande. In: Baedekers Reiseführer „Die Rheinlande". 33. Aufl. Leipzig 1931.
159. Vogel, H.: Betrachtungen über den Aufbau des Rheinischen Schiefergebirges unter besonderer Berücksichtigung eines den Hunsrück und den Westerwald spießwinkelig querenden Gebirgsstreifens sowie der darin auftretenden Erzlagerstätten. Verh. d. N. V. 76. Jg. 1919, S. 31—76. Bonn 1920; 82, 1925, S. 349 ff.
160. Wehrli, H.: Das Oberrotliegende am Westrande des Hunsrücks zwischen Saarburg und Mettlach. Sitz. Ber. d. N. V. 1932/33, Bonn 1934, S. 75—85.
161. Wandhoff, E.: Die Moselterrassen von Zeltingen bis Kochem. Diss. Gießen 1914.
162. Weißner, H. A. J.: Der Nachweis jüngster tektonischer Bodenbewegungen in Rheinland und Westfalen. Diss. Köln 1929. Essen 1929.
163. Wenzel, H.: Der Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges zwischen Dill und Diemel. Eine morphologische Studie in Festschrift für A. Philippson, S. 81—97. Berlin und Leipzig 1930.
164. van Werveke, L.: Erläuterungen zu Blatt Saarbrücken der Geol. Übersichtskarte 1 : 200 000 von Elsaß-Lothringen und der Tektonischen Übersichtskarte. Straßburg 1906.
165. — Die Entstehung des Mittelrheintales und der mittelrheinischen Gebirge. Festschr. zum 19. Geographentag 1914. Mitt. d. Ges. f. Erdk. u. Kolonialwesen zu Straßburg i. Elsaß für das Jahr 1913, H. 4, S. 1—47. Straßburg 1914.
166. Wildschrey, Ed.: Das Niederrheinische Diluvium. Sitz. Ber. d. N. V. Bonn 1924.
167. Zepp, P.: Rheinische Landschaften in topographischen Aufnahmen des Reichsamtes für Landesaufnahme 1 : 25 000, Berlin 1929. Reichsamt für Landesaufnahme.
168. Zepp, J.: Morphologie des Kyllgebietes. Jb. d. N. V. Bonn 1933.

III. Nordpfälzer Bergland mit Saarkohlengebiet.

169. von Ammon, L.: Die Rheinpfalz. T. 5 in: Gümbel und von Ammon, Geognostische Beschreibungen des Königreiches Bayern. München 1900.
170. — Erläuterungen zu Blatt Zweibrücken der Geognostischen Karte von Bayern 1 : 100 000. München 1903.
171. Arndt, H., Reis, O. M. und Schwager, A.: Übersicht der Mineralien und Gesteine der Rheinpfalz. Bayr. geogn. Jh. Bd. 31/32 von 1918/19. München 1921.

172. Attensperger, A.: Studien zur Morphologie der Vorderpfalz. Diss. München 1908.
173. Blank, E.: Der Boden der Rheinpfalz in seiner Beziehung zum geologischen Aufbau derselben. Vierteljh. des Bayerischen Landwirtschaftsrates. München 1905/6.
174. von Bubnoff, S. u. a.: Deutschlands Steinkohlenfelder. Stuttgart 1926.
175. Bucher, W.: Beitrag zur geologischen Kenntnis des jüngeren Tertiärs der Rheinpfalz. Bayr. geogn. Jh. 26. Jg. 1913, S. 1 bis 103. München 1914.
176. Dannenberg, H.: Geologie der Steinkohlenlager. 2 Bde. Berlin 1915/1930.
177. von Dechen, H.: Über die Lagerungsverhältnisse der Trias am Südrande des Saarbrücker Steinkohlengebirges in den Mitt. d. Kommission f. d. geolog. Landesuntersuchung von Elsaß-Lothringen. Bd. 1, H. 1, Straßburg 1886 u. C. S. 71—74. Bonn 1887.
178. Dercum, A.: Die Niederschlagsverhältnisse der Rheinpfalz. Das Wetter. Jg. 1913, H. 8, 9, 10. Leipzig 1913.
179. Dinu, J.: Geologische Untersuchungen der Beziehungen zwischen den Gesteinsspalten, der Tektonik und dem hydrographischen Netz im östlichen Pfälzerwalde (Hardt). Verh. d. Naturhist. Med. Ver. Heidelberg. N. F. XI. Bd., 3. H. Heidelberg 1912.
180. Drumm, R.: Zusammenfassende und auf neueren Aufschlüssen beuhende Darstellung der Lagerungsverhältnisse im Saarbrücker Steinkohlengebirge am Pfälzer Hauptsattel unter besonderer Berücksichtigung des Gebietes zwischen Saarbrücken (Saar) und Königsberg (Rheinpfalz). Auszug aus Diss. Aachen 1925. Homburg/Saar 1925.
181. — Die Geologie des Saar-Nahe-Beckens; Teil 1: Das Steinkohlengebirge. Neunkirchen 1929.
182. — Drei Bohrprofile und ein Schachtprofil aus dem Steinkohlengebirge der Rheinpfalz (einschließlich Saarpfalz) samt einer Übersicht sämtlicher Bohrungen auf Steinkohle in der Rheinpfalz und Quellenverzeichnis. Sonderdruck aus den Bayr. geogn. Jh., München 1927.
183. Fuchs, W.: Die wichtigsten Abschnitte aus der Entstehungsgeschichte des Westrich. Jbr. d. Progymnasiums zu St. Wendel f. 1905/06. St. Wendel 1906.
184. Gallois, L.: Le Bassin houiller de la Sarre. Annales de Géographie, XXVIII. Paris 1919.
185. — La Répartition de la Population dans le Bassin de la Sarre et les Régions Environnantes. Annales de Géographie, XXVIII. Paris 1919.
186. Geib, K.: Beiträge zur Kenntnis der Westufer des Mainzer Beckens. Notizblatt d. Ver. f. Erdk. und d. Geol, Landesanstalt. Darmstadt 1917.
187. Geistbeck, A.: Die bayrische Pfalz. Geogr. Zts. 2, S. 82—90. Leipzig und Berlin 1896.
188. Gothan, W. und Franke, F.: Der westfälisch-rheinische Steinkohlenwald und seine Kohlen. Dortmund 1929.
189. von Gümbel, C. W.: Geognostische Beschreibung von Bayern. Abt. 5. Rheinpfalz. Erläuterungshefte zu den Kartenblättern 1 : 100 000. Zweibrücken 19, Kusel 20, Donnersberg 21. München 1897—1921.

190. Häberle, D.: a) Pfälzische Heimatkunde. Illustrierte Monatsschrift zur Förderung von Natur- und Landeskunde in der Rheinpfalz. Hrsg. von D. Häberle. Kaiserslautern, seit 1905. b) Beiträge zur Landeskunde der Rheinpfalz. Veröffentlichungen der naturwissenschaftlichen Abt. des Pfälzerwald-Vereins. Kaiserslautern, seit 1918.
191. — Pfälzische Bibliographie (Mitteilungen der Pollichia). Geologische und Landeskundliche Literatur der Rheinpfalz. Bd. 6 mit Nachträgen. Heidelberg 1928.
192. — Die Pfalz am Rhein. Ein Heimatbuch. Berlin 1924.
193. — Die natürlichen Landschaften der Rheinpfalz. Ein Beitrag zur Pfälzischen Heimatkunde. Hrsg. vom Pfälzerwald-Verein. Kaiserslautern 1913.
194. — Die Nordpfalz in geologisch-geograph. Darstellung. Ein Beitrag zur Heimatkunde des Nordpfälzer Berglandes. 3. Aufl., Kirchheimbolanden 1931.
195. — Die Saarpfalz. Ein Beitrag zur Heimatkunde des Westrichs. Beiträge zur Landeskunde der Rheinpfalz, H. 6. Kaiserslautern 1927.
196. — Der Pfälzerwald. Ein Beitrag zur Landeskunde der Rheinpfalz. Sammlung „Die Rheinlande". H. 3, Braunschweig 1913. Desgl. Geogr. Zts. 17, 1911. Berlin und Leipzig 1911.
197. — Der Pfälzerwald. Entstehung seines Namens, seine geographische Abgrenzung und die Geologie seines Gebietes. Kaiserslautern 1911.
198. — Das Felsenland des Pfälzerwaldes (Pfälzischer Wasgenwald). Ein Beispiel für die Entstehung bizarrer Verwitterungsformen im Buntsandstein. Pfälzische Heimatkunde, 7. Kaiserslautern 1911.
199. — Groß- und Kleinverwitterungsformen im Buntsandsteingebiet des südlichen Pfälzerwaldes (Felsenland von Dahn). In: Festschrift zur 55. Tagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins zu Saarbrücken, S. 28—39. Saarbrücken 1927.
200. — Über Kleinformen der Verwitterung im Hauptbuntsandstein gebiet des Pfälzerwaldes. Verh. d. Naturhist. Med. Vereins Heidelberg, N. F. II. Heidelberg 1911.
201. — Über die Herkunft der Salzquellen im Rotliegenden des Alsenz-Glan- und Nahegebietes. Jbr. u. Mitt. d. Oberrh. Geol. V., N. F. Bd. 2, H. 1. Stuttgart 1912.
202. — Die Höhlen der Rheinpfalz. Beiträge zur Landeskunde der Rheinpfalz, H. 1. Kaiserslautern 1918.
203. — Germann, O. und Wiemann, D.: Gesteinsumwandlungen (Kontaktmetamorphosen) im Nordpfälzer Bergland. Pfälzische Heimatkunde, S. 220—225. Kaiserslautern 1929.
204. — Geologie und Geographie des Bezirksamts Zweibrücken. Kaiserslautern 1911.
205. — Die Melaphyr (Kuselit) - Industrie im Nordpfälzer Bergland. „Der Steinbruch", 12. Berlin 1917.
206. — Über Flugsandbildungen in der Rheinpfalz. Kaiserslautern 1930.
207. — Landeskundliche Literatur der Rheinpfalz. In: R. A. Keller. Rheinlandkunde, Bd. 1, S. 144—163. Düsseldorf 1922.
208. — Die nutzbaren Gesteinsvorkommen der Rheinpfalz. Handbuch der Steinindustrie, Bd. 1, S. 326—347. Berlin 1915.

209. — Die Westpfälzische Moorniederung und ihre Beziehungen zur Rumpffläche (Peneplaine) der Mittelpfalz. Pfälzische Heimatkunde. Kaiserslautern 1909.
210. — Die Westpfälzische Moorniederung. (Das Pfälzer Gebrüch.) A. Hettner-Festschrift, S. 19—32. Leipzig und Breslau 1921.
211. — Dünen in der Pfalz. Pfälzische Heimatkunde. Kaiserslautern 1905.
212. — Dünen in der Westpfälzischen Moorniederung. Pfälzische Heimatkunde. Kaiserslautern 1908.
213. — Das Zweibrückerland. Ein Beitrag zur Heimatkunde der südwestpfälzischen Hochfläche. Beiträge zur Landeskunde der Rheinpfalz, H. 2. Kaiserslautern 1919.
214. — Die glasierten Blöcke (sogenannte Braunkohlenquarzite) des Nordpfälzer Berglandes. Heidelberg 1929.
215. — Der Voltziensandstein als Baumaterial Südwestdeutschlands. „Der Steinbruch", S. 212—214. Berlin 1916.
216. — Die Hartsteinindustrie der Rheinpfalz. „Die Steinidustrie", 20. Jg., 1925, H. 6—8. Auch in Mitt. u. Arbeiten aus dem geologischen Institut der Universität Heidelberg. Heidelberg 1926.
217. — Die Sandsteine der Pfalz und ihre Industrie. „Die Steinindustrie", H. 16. Berlin 1924.
218. — Neue Diabassteinbrüche im Nordpfälzer Bergland bei Kirchheimbolanden. „Die Steinindustrie", 24. Jg., S. 35, 36 und 50—52. Berlin 1929.
219. — Die Tonlager der Rheinpfalz und ihre Industrie. „Der Steinbruch", Nr. 47—52. Berlin 1918/19.
220. — Über periodische Quellen (Hungerbrunnen usw.) in der Rheinpfalz. Pfälzische Heimatkunde, S. 165—170. Kaiserslautern 1912.
221. — Die Obermorscheler Landschaft. In: Unsere Morschel, S. 52—66. Frankenthal 1926.
222. — Die natürlichen Grundlagen des Pfälzer Weinbaues. Speyer 1926.
223. — Die geologisch-geographischen Verhältnisse der Nordpfalz. Ein Beitrag zur Heimatkunde des Nordpfälzischen Berglandes. 2. Aufl. Kirchheimbolanden 1916.
224. — In der Südpfalz. Geogr. Zts. 33. Leipzig 1927.
225. Hasslacher, A.: Geschichtliche Entwicklung des Steinkohlenbergbaues im Saargebiete. In: Zts. für das Berg-, Hütten- und Salinenwesen im Preußischen Staate. Hrsg. vom Ministerium der öffentlichen Arbeiten. Bd. 32, S. 401—508. Berlin 1884.
226. — u. a.: Der Steinkohlenbergbau des Preußischen Staates in der Umgebung von Saarbrücken. Ebenda, Bd. 38. Berlin 1904.
227. Heim, J.: Beiträge zur Kenntnis des Wellengebirges der Gegend von Zweibrücken (Rheinpfalz). Bayr. geogn. Jh. 23., S. 115—148. München 1910.
228. Hellmers, J. H.: Die Eruptivgesteine des Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes. Jb. d. Pr. G. L. A. 50, 2, S. 751—795. Berlin 1929.
229. — Über den Einfluß der rotliegenden Gebirgsbewegungen auf die rotliegenden Eruptivgesteine Deutschlands. Zts. d. D. Geol. Ges. Bd. 77, Monatsber., S. 156—174. Berlin 1925.
230. Kayser-Boelitz, Liselotte: Das Land an der unter Nahe. Hrsg. von den Rhein-Main. Forschungen des Geogr. Instituts der Universität Frankfurt a. M. Frankfurt a. M. 1931.

231. Keller, A.: Die Entwicklung des Steinkohlenbergbaues an der Saar. S. 16. In: Handel und Industrie im Saargebiet. Saarbrücken 1924.
232. Kessler, P.: Versuch einer zeitlichen Festlegung der Störungsvorgänge im Saar-Nahe-Gebiet. In: Geol. Pal. Abh., N. F., Bd. 13, H. 3. Jena 1914.
233. — u. Willing, H.: Die geolog., mineralog. und paläontologische Literatur des Saarbeckens bis zum Jahre 1910. Saarbrücken 1911.
234. — Das Kohlenbecken an der Saar und in Lothringen. In: Bubnoff, Deutschlands Steinkohlenfelder. Stuttgart 1926. Auch in: Festschrift zur 55. Tagung des Oberrh. Geol. Ver. zu Saarbrücken im April 1927, S. 169—189. Saarbrücken 1927.
235. — Die einstigen und jetzigen Industrien an der Saar in ihrer Beziehung zu den Bodenschätzen. Festschr. zur 55. Tagung des Oberrh. Geol. Ver. zu Saarbrücken, S. 20—27. Saarbrücken 1927.
236. — Der Saarbezirk. Festschr. zur 55. Tagung des Oberrh. Ver. zu Saarbrücken. Saarbrücken 1927.
237. — Was geht der deutschen Industrie durch die Abtrennung Elsaß-Lothringens und des Saargebietes an Mineralschätzen verloren? Stuttgart 1919.
238. — Erze, Baryt, Bleichungen und Verkieselung im südwestdeutschen Buntsandstein mit besonderer Berücksichtigung der saarländischen Vorkommen. Festschr. zur 55. Tagung des Oberrh. Geol. Ver. zu Saarbrücken 1927. Saarbrücken 1927.
239. — Über Lochverwitterung und ihre Beziehungen zur Metamorphose der Gesteine. Geol. R. 12, S. 237—270. Leipzig und Berlin 1922.
240. — Über diluviale Frostspalten bei Saarbrücken. Zts. d. D. Geol. Ges., Bd. 79, Jg. 1927, Monatsber. Nr. 3/4. Stuttgart 1927.
241. Kloevekorn, Fr.: Das Saargebiet, seine Struktur, sein Probleme. Saarbrücken 1929.
242. — Saarlandschaft. Rheinische Heimatblätter, H. 3, 1929. Koblenz 1929.
243. Kohler, E.: Einige Beobachtungen an Flözverdrückungen im Saarkohlenrevier. Bayr. geogn. Jh., 16. Jg. München 1903.
244. Kosmann, H. B.: Die Muschelkalkformation an der Saar und in der Trierer Bucht. In: Die Verbreitung der nutzbaren Kalksteine im nördlichen Deutschland, S. 331 ff. Berlin 1913.
245. Kranz, Fr. u. Zwick, Alb.: Handbuch für den bayrischen Regierungsbezirk Pfalz. Ludwigshafen a. Rhein 1925.
246. Kühne, Fr.: Die paläogeographische Entwicklung der Saar-Saale-Senke. Sonderabdruck aus dem Jb. d. Pr. G. L. A. f. 1922, Bd. 43, S. 426—456. Berlin 1923.
247. Küster, E.: Die deutschen Buntsandsteingebiete, ihre Oberflächengestaltung und anthropogeographischen Verhältnisse. Forsch. zur deutschen Landes- und Volkskunde, Bd. 5, H. 4. Stuttgart 1891.
248. Küster, H.: Zur Morphographie und Siedlungskunde des oberen Nahegebietes. Diss. Marburg 1905. Jbr. d. Frankfurter Vereins für Geographie und Statistik 48/49. Frankfurt 1905.
249. von Lasaulx, A.: Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine im Gebiete der Saar und Mosel. Mit 27 Tafeln. N. H. V., Bd. 35, S. 163—236. Bonn 1878.

250. Laspeyres, H.: Beitrag zur Kenntnis der Eruptivgesteine im Steinkohlengebirge und Rotliegenden zwischen der Saar und dem Rhein. N. H. V., Bd. 40, S. 96, S. 113—114. Bonn 1883.
251. Lehr, J. G.: Wasseraufnahmefähigkeit des Hauptbuntsandsteins des Granits- und des Rötelschiefers. Pfälz. Museum u. Pfälz. Heimatkunde, 1921, S. 108 ff. Kaiserslautern 1921.
252. Leppla, A.: Über den Bau der pfälzischen Nordvogesen und des triadischen Westrichs. Jb. d. Pr. G. L. A., S. 23—90. Berlin 1892.
253. — Rotliegendes und Buntsandstein im Hardtgebige. S. 26—48. Mitt. d. Polichia (Pfälz. Naturhist. Ver.), Dürkheim 1889.
254. — Ist das Saarbrücker Steinkohlengebirge von SO her auf das Rotliegende aufgeschoben? Zts. d. D. Geol. Ges., S. 90—95. Stuttgart 1907.
255. — Der südliche Hauptsprung zwischen Saarbrücken und Neunkirchen. Verh. d. N. V., Bd. 54. Bonn 1897.
256. — Die Strömungserscheinungen und Epochen in der Geschichte des Saar-Nahe-Gebietes. Verh. d. N. V., S. 5—8. Bonn 1895.
257. — Die Ausdehnung des Karbons im Süden des Rheinischen Schiefergebirges. Ber. über den 9. allgemeinen deutschen Bergmannstag in St. Johann, S. 55—58. Berlin 1905.
258. — Die oberpermischen eruptiven Ergußgesteine im Südostflügel des pfälzischen Sattels. Jb. d. Pr. G. L. A., S. 23—90. Berlin 1893.
259. — Geologische Skizze des Saarbrücker Steinkohlengebirges. In: Der Steinkohlenbergbau des Preußischen Staates in der Umgebung von Saarbrücken, Teil 1. Berlin 1906. Ferner: Festschr. zum 9. allgemeinen deutschen Bergmannstag. Berlin 1904.
260. — Die westpfälzische Moorniederung (das Gebrüch) und das Diluvium. Sitz. Ber. Math. Physik. Klasse der Bayr. Akademie der Wissenschaften zu München für 1886, Bd. 16, H. 2, S. 138—182. München 1886.
261. — u. Reis, O. M.: Die Westpfälzische Moorniederung. Besprechungen im N. Jb. f. Min. usw., II., S. 103. Stuttgart 1902.
262. Löffler, Eugenie: Die Oberflächengestaltung des Pfälzer Stufenlandes. Forsch. z. Dt. Landes- u. Volkskunde, Bd. 27, H. 1. Diss. München 1929. Stuttgart 1929.
263. Lossen, K.: Industrie-Geographie des Saargebietes. Diss. Würzburg 1927.
264. Lossen, K. A.: Gliederung des Eruptivgrenzlagers im Oberrot liegenden zwischen Kirn und St. Wendel. Berlin 1884.
265. — u. Grebe, H.: Geologische Untersuchung des sogenannten Eruptiv-Grenzlagers und Oberrotliegenden zwischen Kirn und Oberstein a. d. Nahe und St. Wendel an der Blies. Jb. d. Pr. G. L. A., S. 21—34. Berlin 1883.
266. — Vergleichende Studien über die Gesteine des Spiemonts und Rosenbergs bei St. Wendel und verwandte Beobachtungen aus der Zeit des Rotliegenden. Jb. d. Pr. G. L. A. f. 1889, S. 259 bis 266. Berlin 1892.
267. Martin, W.: Land und Leute an der Saar. Eine Landeskunde des Saargebietes. Saarbrücken 1933.
268. Marvaud, A.: Le territoire de la Sarre. Paris 1924.
269. Meisner, M.: Die Versorgung der Weltwirtschaft mit Bergwerkserzeugnissen, Bd. II: Kohlen, Erdöl und Salze. In: Weltmontanstatistik. Hrsg. v. d. Pr. G. L. A. zu Berlin. Stuttgart 1932.

270. Metz, Fr.: Das Saargebiet. Deutsche Rundschau, 53. Jg. Dez. 1926, S. 225—239. Berlin 1926.
271. — Die geographische Stellung des Saargebietes. Geogr. Zts., 23. Jg., H. 4/5, S. 225 ff., 234. Leipzig und Berlin 1927.
272. Meyer, G.: Über die Lagerungsverhältnisse der Trias am Südrande des Saarbrücker Steinkohlengebirges. Mitt. d. Kommission für die geol. Landesuntersuchung von Elsaß-Lothr. H. 1, S. 1—15. Straßburg 1888.
273. Nasse, R.: Geologische Skizze des Saarbrücker Steinkohlengebirges. In: Zts. f. das Berg-, Hütten- und Salinenwesen im Preuß. Staate. Hrsg. vom Ministerium der öffentlichen Arbeiten. Bd. 32, Abt. B., Abh. S. 1—89. Berlin 1884.
274. — Die Steinkohlenflöze in Lothringen unter der Buntsandsteinbedeckung. In: Erl. zu Blatt St. Avold der geol. Karte von Elsaß-Lothringen. Berlin 1890.
275. Obenauer, K.: Stratigraphie und Tektonik im Südostteil des Höcherberggebietes (Saarpfalz). Saarbrücken 1931.
276. — Der Kuselit von Bexbach. Mit 4 Fig. Saarbrücken 1931.
277. Overbeck, H.: Die natürlichen Landschaften des Saargebietes. G. A. 30. Jg., H. 9, 1929, S. 273—285. Gotha 1929.
278. Pöhlmann, C.: Die älteste Geschichte des Bliesgaues. Saarbrücken 1925.
279. Prietze, Fr., Leppla, A., Müller, R. u. Hohensee, J.: Das Saarbrücker Steinkohlengebirge. Bd. 1 des Sammelwerkes: Der Steinkohlenbergbau des preußischen Staates in der Umgebung von Saarbrücken. Berlin 1904/06 (s. a. No. L. 306).
280. Priou, J.: Le Territoire de la Sarre. 2. Auflage. Nancy-Paris-Straßburg 1924.
281. Pruvost, P.: La structure du bassin houiller de la Sarre. Revue Universelle des Mines 7e série, Nr. 2 vom 15. Januar 1928, S. 61—79. Mit 9 Abb. Lüttich 1928.
282. Quirin, P.: Die Grundlagen der Entwicklung des Saarbergbaues. Saarbrücker Landeszeitung vom 28. Juni 1926. Festausgabe, Bl. 13 und 14. Saarbrücken 1926.
283. Recktenwald, J.: Die Schichtenreihen und Flözgruppen des Saarbrücker Steinkohlengebirges. Kattowitz 1912.
284. Redlich, K. A., Breinl, J. C. und Tropsch, H.: Entstehung, Veredlung und Verwertung der Kohle. Berlin 1930.
285. von Reinach, A.: Das Rotliegende in der Wetterau und sein Anschluß an das Saar-Nahe-Gebiet. Abh. d. Pr. G. L. A., N. F. 8. Mit 1 Übersichtskarte 1 : 200 000. Berlin 1892.
286. Reis, O. M.: Die Niederkirchner und Becherbacher Intrusivmassen. Zur Kenntnis und Entstehung der intrusiven Gesteinskörper des Pfälzer Sattels. Geogn. Jh., XIX. Jg., S. 71—117. München 1906.
287. — Über gesetzmäßige Verteilung der Eruptivgesteine im Innern des Pfälzer Sattels und über Kennzeichen für die Reihenfolge der Durchbrüche. Bayr. geogn. Jh., S. 179—194. Mit Übersichtskarte. München 1907.
288. — Das Oberrotliegende Grenzlager im Haardtgebirge, seine Stellung und seine Einschlüsse. Bayr. Geogn. Jh., S. 75—102. München 1923.
289. — Untersuchungen über Böden, Gesteine, und ihre Lagerung im Blatt Speyer u. Blatt Kusel der Geologischen Karte 1 : 100 000. Bayr. geogn. Jh., 35. Jg. (Pfalzheft). München 1923.

290. — Zur Geologie der Gegend zwischen der unteren Alsenz (Hochstätten-Ebernburg) und dem Wiesbach (Nack-Wendelsheim). Mit Karte 1 : 25 000. Bayr. geogn. Jh. 1924, 37. Jg., S. 73—108. München 1924.

291. — Die Nordpfälzische Faltungsgruppe und die Wirkung der Erdumdrehung. Geolog. Archiv 1926, H. 2, S. 71—92. München 1926.

292. — Die Westpfälzische Moorniederung, ein geologisch-hydrographisches Problem. Bayr. geogn. Jh., S. 72—108, VII. Jg., H. 12. München 1899.

293. — Versteinerungen von Flözteilen im Steinkohlengebirge. Sonderabdr. a. d. Bayr. geogn. Jh., 1923, XXXVI. Jg. München 1923.

294. — Erläuterungen zu dem Blatte Kusel der geogn. Karte des Königreiches Bayern. 1 : 100 000. München 1910.

295. — Erläuterungen zu dem Blatte Donnersberg der geogn. Karte von Bayern. 1 : 100 000. München 1921.

296. — Der Potzberg, seine Stellung im Pfälzer Sattel. (Mit 2 Tafeln.) Geogn. Jh., XVII. Jg., 1 geologische Karte 1 : 25 000, S. 93 bis 233. München 1904.

297. Rixecker, O.: Die Bevölkerungsverteilung im Saargebiet. Diss. Berlin 1929.

298. Ruppersberg, A.: Die Geschichte des Saargebietes. Saarbrücken 1924.

299. Ruschel, N.: Das Saargebiet als Natur- und Kulturlandschaft. 1932 noch unveröffentlichtes Manuskript.

300. Der Saar-Pfalz-Kanal: Denkschrift über die Verkehrswünsche des Saargebietes. Saarbrücken 1927.

301. Sarre, E.: Das Saargebiet. Zts. für Geopolitik, Jg. 1925, H. 1. Leipzig 1925.

302. Schmidt, A.: Die Steinkohlen in Oberschlesien und an der Saar, die Bedeutung ihres Besitzes und die Folgen ihres Verlustes für Deutschland. Stuttgart 1919.

303. Schnur, K.: Die Entwicklung der Kulturlandschaft im Saargebiet. Jbr. d. Frankfurter Ver, f. Geographie und Statistik, 87./89. Jg., S. 5—128. Frankfurt a. Main 1925. Auch Diss. Frankfurt a. M. 1924.

304. — Die Landschaftstypen des Saargebietes. In: Zts. „Unsere Saar", 6. Jg., Nr. 1 vom 15. Juni 1931. Saarlouis 1931.

305. Schumacher, E.: Über Tal- und Terrassenbildung im Bitscher Kessel. Mitt. d. Philomathischen Ges. in Elsaß-Lothr., 3. Jg., S. 5. Straßburg 1895.

306. Schuster, M.: Die Eruptivgesteine im Gebiete des Blattes Donnersberg. Bayr. geogn. Jh. 1913, XXVI. Jg., S. 235—266. München 1913.

307. — Abriß der Geologie von Bayern rechts des Rheins. München 1925 ff.

308. — Neue Beiträge zur Kenntnis der permischen Eruptivgesteine aus der bayrischen Rheinpfalz und deren Nachbargebieten (auch Nahemulde). Bayr. geogn. Jh. 1922, XXXV. Jg.; Bayr. geogn. Jh. 1923, XXXVI. Jg.; Bayr. geogn. Jh. 1924, XXXVII. Jg. München 1922/24.

309. — Ein Überblick über die permischen Eruptivgesteine der Rheinpfalz. Jbr. u. Mitt. Oberrhein. Geol. V., N. F. 23, Jg. 1933, S. 27—38. Stuttgart 1933.

310. Staesche, K.: Der Buntsandstein des Saarlandes. Festschr. zur 55. Tagung des Oberrh. Geolog. Ver. zu Saarbrücken vom 19.—25. April 1927. Saarbrücken 1927.
311. — Der permische Vulkanismus im Saarland. In: Nachrichtenblatt f. rheinische Heimatpflege, 2. Jg. 1930/31, H. 3/4, S. 67—71. Düsseldorf 1931.
312. Der Steinkohlenbergbau des preußischen Staates in der Umgebung von Saarbrücken. Berlin 1904/6. Darin
1. A. Leppla: Geolog. Skizze des Saarbrücker Steinkohlengebirges.
2. A. Prietze: Flözführung der Ottweiler und Saarbrücker Schichten.
3. J. Hohensee: Beschaffenheit der Steinkohle.
4. R. Müller: Nachhaltigkeit des Saarbrücker Bergbaues.
313. Tuckermann, W.: Das Saargebiet. Geogr. Zts. 28. Leipzig und Berlin 1922.
314. Vidal de la Blache, J. P. u. Gallois, L. H.: Le Bassin de la Sarre. 2. Aufl. Paris 1923.
315. Wagner, W.: Die Terrassen des Nahetales von Bad Münster a. St. bis zur Mündung in den Rhein und die Beziehungen der Nahe zum Rheindurchbruch bei Bingen. Notizblatt des Vereins f. Erdk. u. d. Hessisch. Geol. Landesanst. zu Darmstadt f. d. Jahr 1926, H. 9, S. 49—78. Darmstadt 1927.
316. — Bemerkungen zur tektonischen Skizze des westlichen Mainzer Beckens. Ebenda 1929. V. Folge, H. 12, S. 185—188.
317. — Die Lagerungsverhältnisse am Westufer des Mainzer Beckens bei Kreuznach und die Kochsalzquellen von Bad Kreuznach und Münster a. St. Ebenda (V.) 6. H. 1924.
318. — Die Porphyre des Nahegaues und ihre Bedeutung für die Landschaftsgestaltung. In: Nachrichtenblatt f. rheinische Heimatpflege, 2. Jg. 1930/31, H. 3/4, S. 47. Düsseldorf 1931.
319. Wenz, W.: Das Mainzer Becken und seine Randgebiete. Eine Einführung in die Geologie des Gebietes zwischen Hunsrück, Taunus, Vogelsberg, Spessart und Odenwald. Heidelberg 1924.
320. — Zur Paläogeographie des Mainzer Beckens. Geol. R., Bd. V, 1914, S. 321—346. Berlin 1914.
321. — Das jüngere Tertiär des Mainzer Beckens und seiner Nachbargebiete. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Geol. Landesanstalt zu Darmstadt f. 1916. Darmstadt 1917.
322. van Werveke, L.: Erläuterungen zu Blatt Saarbrücken der Geol. Übersichtskarte von Elsaß-Lothr. u. den angrenzenden Gebieten 1 : 200 000, sowie zu der Tektonischen Übersichtskarte. Straßburg 1906.
323. — Vogesen und Haardt. Mitt. Geol. Landesanstalt von Elsaß-Lothr. XI. 4. 1898. Straßburg 1898.
324. — Die Umgrenzung der Vogesen. Mitt. Geol. Landesanstalt Elsaß-Lothr. XI. 1. Straßburg 1918.
325. Willert, H.: Geologische Skizze des Saarbrücker Steinkohlengebirges. Der Bergbau 1913, J. 26, S. 465—469. Ebenda in: Südwestdeutschland. Amtl. Zts. d. südwestdeutschen Verkehrsverbandes, H. 8, S. 137 ff. Saarbrücken 1914.
326. — Die Geologie der fünf größten preußischen Steinkohlenablagerungen. Leipzig 1913.
327. — Tektonik der Saarbrücker Steinkohlenablagerung. Zts. Glückauf, S. 1091—1104 und 1121—1128. Essen 1916.

328. — Stratigraphischer Aufbau des Steinkohlengebirges im Saargebiet. Zts. „Glückauf", Nr. 35 u. 36. Mit zahlreichen Abb. Essen 1926,
329. Zink, A.: Westrichführer. Hrsg. vom Westrich-Verein. Kaiserslautern 1930.

IV. Lothringisches Stufenland und Luxemburg-Trierer Bucht.

330. Benecke, E. W.: Über die Trias in Elsaß-Lothringen und Luxemburg. Abh. Geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothr. I. 4. Straßburg 1877.
331. — u. van Werveke, L.: Über das Rotliegende in den Vogesen. Mitt. d. Geol. Landesanst. von Elsaß-Lothr. III. 1892. Straßburg 1892.
332. — u. Rosenbusch, H.: Chronologische Übersicht der mineralogischen und geologischen Literatur über das Reichsland Elsaß-Lothr. Abh. z. Geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothr. I. 1875. Ergänzungsband mit Nachrichten und Mitt. Komm. f. d. geol. Landesuntersuchung von Elsaß-Lothr. I. 1888. Straßburg 1888.
333. Beyenburg, E., Michels, F., Tilmann, N, u. Wagner, W.: Bericht über die Exkursionen im südöstl. Hunsrück vom 12.—15. April 1930 gelegentl. der Tagung in Stromberg. Sitz. Ber. d. N. V. 1930/31, S. 2—14. Bonn 1932.
334. Boden, K.: Die pliozänen Ablagerungen im Gebiete des Oberlaufes der Vezouse in Lothr. Sitz. Ber. d. Bayr. Akademie der Wissenschaften. Math. physik. Klasse. H. 2, S. 229—257. München 1919.
335. Bouchholtz, Fr.: Elsaß-Lothringen. Ein Heimatbuch. Leipzig 1928.
336. Bücking, H.: Geologie von Elsaß-Lothringen mit besonderer Berücksichtigung der nutzbaren Mineralien und Gesteine. In: Das Reichsland Elsaß-Lothringen. Hrsg. v. statistischen Bureau des Ministeriums, 1. Teil, S. 34—50. Straßburg 1898/1901.
237. Colbus, E.: Neue Untersuchung von Maren. Jb. f. lothr. Geschichte, 17. Metz 1905.
338. Elsaß-Lothringen: Hrsg. vom Wissenschaftl. Institut der Elsaß-Lothringer im Reich. Frankfurt a. M. 1928.
339. Elsaß-Lothringischer Atlas, hrsg. von G. Wolfram und W. Gley. Veröff. Wiss. Inst. Els.-Lothr. usw. Frankfurt a. M. 1931.
340. Elsaß-Lothringisches Jahrbuch. Bd. 1—7. Hrsg. vom Wissenschaftl. Institut der Elsaß-Lothringer im Reich an der Universität Frankfurt a. M. Berlin und Leipzig 1921/28.
341. Fraas, E.: Die Bildung der germanischen Trias, ein petrogenetische Studie. Vaterländ. Verein f. Naturkunde in Württemberg. Stuttgart 1899.
342. Gerland, P.: Geographische Schilderung des Reichslandes Elsaß-Lothringen. In: Das Reichsland Elsaß-Lothr. Landes- u. Ortsbeschreibung. 2 Bde. Hrsg. v. Statistischen Bureau des Ministeriums für Elsaß-Lothr. Straßburg 1898/1901.
343. Goetz, E.: Über die Veränderung des Muschelkalkes und Keupers im Trier-Luxemburger Becken nach Westen am Südrande

der Ardennen. Jb. d. Pr. G. L. A. f. 1914, Bd. 35, S. 336 ff. Berlin 1915.

344. Gravier, G.: La Plaine lorraine. Ann. de Géographie, 19. Paris 1910.

345. Grebe, H.: Über das Oberrotliegende, die Trias, das Tertiär und Diluvium in der Trierischen Gegend. Jb. d. Pr. G. L. A. f. 1881. Berlin 1882.

346. — Geologische Mitteilungen aus der Gegend von Trier. Jbr. d. Ges. f. nützliche Forsch. zu Trier f. 1878—1881. Trier 1881.

347. — Über die Triasmulde zwischen Hunsrück und Eifeldevon. Jb. d. Pr. G. L. A. f. das Jahr 1883, S. 462—485. Berlin 1884.

348. Häberle, D.: Zur Kenntnis der Mare (Mardellen) und Pfühle Südwestdeutschlands und Lothringens. Geogr. Zts. 34, Leipzig und Berlin 1928. Ebenso Geol. Zbl. Bd. 38, Berlin 1929.

349. Hemmer, A.: Untersuchungen über Oberflächengestaltung und Talstufen im Flußgebiet der oberen Saar. Mitt. d. Ges. f. Erdk. und Kolonialwesen zu Straßburg f. d. Jahre 1915/16 u. 1916/17, H. 6, S. 1—40. Straßburg 1918.

350. Hoffmann, G.: Morphologische Studien im Wasgenwald. Mitt. d. Ges. f. Erdk. und Kolonialwesen zu Straßburg f. 1915/17, H. 6, S. 40—85. Straßburg 1918.

351. Jessen, O.: Das lothringische Keuperland. G. A. 23. Jg., H. 3, S. 49—56 u. H. 4/5, S. 84—88. Gotha 1922.

352. Kessler, P.: Geologische Beobachtungen im Reichslande. I. Tertiäre Terrassen am Vogesenrande und ihre Bedeutung für die Geschichte des Rheintals. Zts. d. D. Geol. Ges. LXXI. Stuttgart 1919.

353. — Das Kohlenbecken an der Saar und in Lothringen. In: Bubnoff, Deutschlands Steinkohlenfelder. Stuttgart 1926. Auch in: Festschr. zur 55. Tagung d. Oberrh. Geol. Ver. zu Saarbrücken im April 1927, S. 169—189. Saarbrücken 1927.

354. — Was geht der deutschen Industrie durch die Abtrennung Elsaß-Lothringens und des Saargebietes an Mineralschätzen verloren? Stuttgart 1919.

355. Klüpfel, W.: Die geologischen Verhältnisse im Süden von Metz. H. 2 der „Geologie der Kriegsschauplätze". Berlin 1925. (Siehe L. 387.)

356. — Über die Wasserverhältnisse im Lothr. Jura. Zts. f. praktische Geologie, 24. Halle 1916.

357. — Der Lothringer Jura. 1. Lias. Jb. d. Pr. G. L. A. f. 1918, 39. Berlin 1919.

358. Koenig, Fr.: Deutsch-Lothringen. Hrsg. v. Wissenschaftl. Institut der Elsaß-Lothringer im Reich. Berlin 1923.

359. Kosmann, H. B.: Die Muschelkalkformation an der Saar und in der Trierer Bucht. In: Die Verbreitung der nutzbaren Kalksteine im nördlichen Deutschland, S. 331 ff. Berlin 1913.

360. Kraus, E. u. Wagner, W.: Die Kriegsschauplätze 1914 bis 1918. Geologisch dargestellt. H. 2, Lothringen. Berlin 1925. (Siehe L. 387.)

361. — Aufbau der Trias am Nordwestrand der Vogesen. Geologisches Archiv 1. Stuttgart 1923.

362. Krusch, P.: Der Anteil Frankreichs am Minettegebiet der lothringischen Hochebene. Pet. Mitt. 63. Gotha 1917.

363. Langenbeck, R.: Landeskunde von Elsaß-Lothringen. Sammlung Göschen. Bd. 215, 2. Aufl. Leipzig 1920.

364. — Bau und Oberflächenform der Vogesen. Verh. d. 19. deutschen Geographentages zu Straßburg 1914. Berlin 1915.
365. Lucius, M.: Die Tektonik des Devons im Großherzogtum Luxemburg. Diss. Zürich 1912.
366. Meynen, E.: Das Bitburger Land. In: Forsch. zur Deutschen Landes- und Volkskunde, Bd. XXVI, H. 3. Stuttgart 1931.
367. Philippson, A.: Die Südwesteifel und die Luxemburg-Trierer Bucht. Vh. d. N. V. 19. Jg. 1933, S. 93—111. Bonn 1933.
368. Das Reichsland Elsaß-Lothringen. Landes- und Ortsbeschreibung. Hrsg. vom Statistischen Bureau des Ministeriums Elsaß-Lothr. 2 Bde. Straßburg 1898/1901.
369. Robert, J.: Geologische Heimatkunde von Luxemburg. Luxemburg 1916.
370. Rudolf, E.: Landeskunde des Reichslandes Elsaß-Lothringen. Hirt's Sammlung von deutscher Landeskunde. Breslau 1912.
371. Ruppel, P. u. a.: Lothringen und seine Hauptstadt Metz. Metz 1913.
372. Schmitthenner, H.: Die Oberflächenformen der Stufenlandschaft zwischen Maas und Mosel. A. Penks Geographische Abh., 2. Reihe, H. 1. Stuttgart 1923.
373. — Die Entstehung der Dellen und ihre morphologische Bedeutung. Zts. f. Geom., Bd. I, S. 3—28. Berlin und Leipzig 1925.
374. Schneider, L. u. Spielmann, Alb.: Dictionaire des communes des trois départements du Bas-Rhin, du Haut-Rhin et de la Moselle. Straßburg 1928.
375. Schumacher, E., Steinmann, G. u. van Werveke, L.: Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des westlichen Deutsch-Lothringen. Straßburg 1887.
376. Stickel, R.: Der Buntsandsteinrand im Nordosten der Trierer Bucht und seine Vorlage. Vh. d. N. V. Bonn 1932.
377. Vidal de la Blanche, J. P.: La France de L'est. (Lorraine-Alsace). Paris 1920.
378. — Etude sur la vallée lorraine de la Meuse. Paris 1908.
379. Wagner, E.: Beitrag zur Kenntnis des oberen Muschelkalkes in Elsaß-Lothringen. Zbl. f. Min., Geol. u. Pal. Stuttgart 1913.
380. — Regenkarte von Elsaß-Lothringen mit erläuterndem Text und Tabellen. Ein Beitrag zur Klimakunde des Reichslandes. In: Mitt. d. Ges. f. Erdk. u. Kolonialwesen zu Straßburg f. das Jahr 1914, H. 5, S. 23—122. Straßburg 1916.
381. Weiß, F.: Die Entwicklung des Muschelkalkes an der Saar, Mosel und im Luxemburgischen. Zts. d. D. Geol. Ges., Bd. 21, S. 837—849. Berlin 1869.
382. Welter, J.: Die Mare oder Mardellen. Korrespondenzblatt f. Antropologie, H. 34. Berlin 1903.
383. van Werveke, L.: Begleitworte zur Höhenschichtenkarte von Elsaß-Lothringen und den angrenzenden Gebieten 1 : 200 000. Hrsg. v. d. Direktion d. geol. Landesuntersuchung v. Elsaß-Lothringen. Straßburg 1906.
384. — Die Entstehung der lothringischen Weiher. Mitt. Philomath. Ges. v. Elsaß-Lothr., Jg. 11, S. 98—106. Straßburg 1903.
385. — Profile zur Gliederung des reichsländischen Lias und Doggers und Anleitung zu einigen geol. Ausflügen in den lothr. luxemburgischen Jura. Mitt. d. Geol. Landesanst. von Elsaß-Lothr. Bd. 5, H. 3, S. 165—246. Straßburg 1901.

386. — Die lothringisch-luxemburgischen Minetteablagerungen. Ber. d. Niederrh. Geol. Ver. 1910. Bonn 1910.
387. — Die Ergebnisse der geologischen Forsch. in Elsaß-Lothringen und ihre Verwendung zu Kriegszwecken. Schriften der Wissenschaftl. Ges. zu Straßburg, H. 28. Straßburg 1916.
388. — Bemerkungen über die Zusammensetzung und die Entstehung der lothr.-luxemburgischen Eisenerze (Minetten). Mitt. Geol. L. A. von Elsaß-Lothr. Bd. 5, H. 4, S. 275—301. Straßburg 1901.
389. — Die Trierer Bucht und die Horsttheorie. Ber. u. Verh. d. Niederrh. Geol. Ver. Bonn 1910.
390. — Die ursprüngliche Umrandung der Trierer und Luxemburger Bucht und die Versandung im Lias innerhalb dieser Bucht. Ber. über d. Versamml. d. Niederrh. Geol. Ver. in Trier, S. 37—47. Trier 1910.
391. — Der lothringische Hauptsattel und seine Bedeutung für die Fortsetzung des Saarbrücker Kohlensattels. Zbl. f. Min., Geol. u. Pal., S. 390—395. Mit einem Kärtchen 1 : 500 000. Stuttgart 1914.
392. — Über die Entstehung der lothringischen Lehme und des mittelrheinischen Lösses. Sitz. Ber. d. Heidelberger Akademie d. Wissenschaften, math.-naturwissenschaftl. Klasse, Abt. A, Jg. 1924, 5. Abh. Berlin 1924.
393. — Beiträge zur Kenntnis der lothringischen Mardellen. Mitt. d. Geol. Landesanst. v. Elsaß-Lothr., H. 5. Straßburg 1903.
394. Wichmann, J.: Über die Mare oder Mardellen in Lothr. Jb. d. Ges. f. lothr. Geschichte, 15. Mit Karte. Metz 1903.
395. Wilser, J. L.: Die Kriegsschauplätze 1914—1918 geolog. dargestellt. Berlin 1914 ff. H. 1: Elsaß von E. Kraus und W. Wagner. Berlin 1924. H. 2: Lothringen von E. Kraus und W. Klüpfel. Berlin 1925. H. 3: Zwischen Maas und Mosel von R. Lais. Berlin 1925.
396. Wolfram, G. u. Gley, W.: Erläuterungsband zum Elsaß-Lothringischen Atlas. Landeskunde, Geschichte, Kultur und Wirtschaft Elsaß-Lothringens; dargestellt auf 45 Kartenblättern mit 115 Haupt- und Nebenkarten. Frankfurt a. M. 1931. Selbstverlag des Elsaß-Lothringen-Instituts.

B. Allgemeine und ergänzende Literatur.

397. Ahlburg, J.: Über das Tertiär und Diluvium im Flußgebiete der Lahn. Jb. d. Pr. G. L. A. f. 1915, Bd. 36, T. 1, H. 2. Berlin 1916.
398. Ampferer, O.: Über morphologische Arbeitsmethoden. Jb. d. Geol. Bundesanst. in Wien, Bd. 72, H. 3 u. 4. Wien 1922.
399. Anger, H. u. Wittschell, L.: Die Lößtheorie von L. S. Berg. Pet. Mitt., Jg. 75, H. 1 u. 2, S. 7—9. Gotha 1929.
400. Arldt, Th.: Handbuch der Paläogeographie. Berlin 1917/19.
401. Banse, E.: Deutsche Landschaften. 2 Bde. Berlin 1931.
402. Bartels, J. u. Henkel, L.: Das Baersche Gesetz. Pet. Mitt., S. 146—154. Gotha 1922.
403. Baschin, O.: Erosion und Erosionsbasis. Die Naturwissenschaften, S. 678 ff. Berlin 1919.
404. Baulig, H.: Questions de morphologie vosgienne et rhénane. Ann. de Géographie 31. Paris 1922.

405. Behrend, F. u. Berg, G.: Chemische Geologie. Stuttgart 1927.
406. Behrmann, W.: Einleitung zu drei geomorphologischen Untersuchungen von Landschaften um Frankfurt a. M. Frankfurter Geograph. Hefte, 2. Jg., H. 2, Frankfurt a. M. 1928. Dort auch drei morphologische Arbeiten: K. Völker: Beiträge zur Morphologie der Kinziglandschaft; J. Siebert: Morphologie des Sinntales; J. H. Schultze: Die Landschaftsformen des fränkischen Saale-Gebietes.
407. — Die diluvialen Bewegungen des mitteldeutschen Bodens. In: Hermann Wagners Gedächtnisschrift. Ergänzungsheft Nr. 209 zu Pet. Mitt. S. 110—135. Gotha 1930.
408. — Die Oberflächengestaltung des Harzes. Forsch. z. deutschen Landes- und Volkskunde, XX, 2. Stuttgart 1912.
409. — u. Maull, O.: Rhein-Mainischer Atlas für Wirtschaft, Verwaltung und Unterricht. Frankfurt a. M. 1929.
410. — Morphologische Formengruppen der Erosion. Zts. d. D. Ges. f. Erdk. H. 5/6, 1932, S. 170—178. Berlin 1932.
411. Beurlen, K.: Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik. Fortschr. d. Geol. u. Pal. H. 18. Berlin 1927.
412. Blank, E.: Handbuch der Bodenlehre. Besonders Bd. I, II u. V. Berlin 1928/31.
413. Bode, E.: Zur erklärenden Landschaftskunde. G. A. 23. Jg., S. 143—209. Gotha 1922.
414. Born, A.: Über jungpaläozoische kontinentale Geosynklinalen Mitteleuropas. Abh. d. Senkenbergischen Naturforschenden Ges. 37. Bd., H. 4, S. 507—583. Frankfurt a. M. 1921.
415. — Beziehungen zwischen Schwerezustand und geologischer Struktur Deutschlands. 7 Kartentafeln und große Isanomalenkarte. Leipzig 1925.
416. — Beiträge zum Mechanismus der Gebirgsbildung. N. Jb. f. Min. usw., Beil. Bd. 42, Abt. B. Stuttgart 1927.
417. Braun, G.: Grundzüge der Physiogeographie. 2 Bde, 3. Aufl. Leipzig und Berlin 1930.
418. — Deutschland. 2 Bde. (Text u. Tafelband). Berlin 1916.
419. — Deutschland. 2. umgearbeitete Aufl. ff. Berlin 1929/1935.
420. — Mitteleuropa und seine Grenzmarken. Sammlung: Wissenschaft und Bildung, Bd. 141. Leipzig 1917.
421. — Beiträge zur Morphologie des nördlichen Apennin. Zts. d. Ges. f. Erdk. z. Berlin 1907, S. 441—472 u. 510 ff. Berlin 1907.
422. — Der Schwarzwald. Zts. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin, S. 199. Berlin 1914.
423. — Das Rheingebiet oberhalb Basel. Eine morphologische Studie. Zts. d. Ges. f. Erdk., H. 5 u. 6. Berlin 1919.
424. — Grundlinien der Geologie und Morphologie von Mitteleuropa. Berlin 1908.
425. — Über Flußterrassen. Pet. Mitt. Bd. 53. Gotha 1907.
426. — Synthetische Morphologie der Erdoberfläche. Zts. f. Geom., Bd. 4, H. 1. Leipzig 1928. Auch 45./46. Jb. d. Pomm. Geogr. Ges., Greifswald 1927/28, S. 1—23. Greifswald 1928.
427. — Südharz und Dün. Neue Beiträge zur synthetischen Morphologie. Die Naturwissenschaften. 16. Jg., H. 29, S. 574—576. Berlin 1928.
428. — Zur Methode der Geographie als Wissenschaft. Ergänzungsheft zum 37./38. Jbr. d. Geogr. Ges. Greifswald. Greifswald 1925.

429. — Zur Morphologie der südlichen Rheinebene. Verh. d. 19. Deutschen Geographentages. Straßburg 1914. (Auch in Verh. d. Naturforschenden Ges. Basel, Bd. 25.) Basel 1914.
430. — Über Bodenbewegungen. 11. Jbr. d. Pomm. Geogr. Ges. Greifswald 1907/08. Greifswald 1909.
431. — Zur Morphologie der Umgebung von Basel. Verh. d. Naturforsch. Ges. Basel, 25. Basel 1914.
432. von Bubnoff, S.: Grundprobleme der Geologie. Eine Einführung in geolog. Denken. Berlin 1931.
433. — Geologie von Europa. (2. Teil in E. Krenkel, Geologie der Erde.) 2 Bde. Berlin 1926/30.
434. — Der Werdegang einer Eruptivmasse. Geologisch-petrographische Analyse der Intrusionstektonik im Schwarzwalde. Fortschr. d. Geol. u. Pal., Bd. VII, H. 20. Berlin 1928.
435. — Die Gliederung der Erdrinde. Fortschr. d. Geol. u. Pal., H. 3. Berlin 1923.
436. von Bülow, K. u. Dieneman, W.: Alluvium. Bd. 1 von Handbuch der vergleichenden Stratigraphie Deutschlands. Hrsg. v. d. Pr. G. L. A. Berlin 1931.
437. — Alluvium, Grundsätzliches und Programmatisches zur Geologie der jüngsten erdgeschichtlichen Epoche. Berlin 1930.
438. Cloos, H.: Bau und Bewegung der Gebirge in Nordamerika. Skandinavien und Mitteleuropa. Fortschr. d. Geol. u. Pal., Bd. 7, H. 21. Berlin 1928.
439. Dacqué, E.: Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. Jena 1915.
440. — u. Wegner, A.: Paläogeographie (Enzyklopedie der Erdkunde). Wien und Leipzig 1926.
441. Davis, W. M.: La Seine, la Meuse et la Moselle. Ann. de Géogr. V. Paris 1896.
442. — u. Rühl, A.: Die erklärende Beschreibung der Landformen. 2. Aufl. Leipzig und Berlin 1924.
443. Deecke, W.: Morphologie von Baden auf geologischer Grundlage. Bd. 3 der Geologie v. Baden. Berlin 1918.
444. — Tektonik und Vulkanismus in Südwestdeutschland. Zts. d. D. Geol. Ges., 69. Stuttgart 1917.
445. — Kritische Studien zu Glazialfragen Deutschlands. I. Die tiefgelegenen angeblich glazialen Reste in Süddeutschland. II. Bedeutung und Wesen der Lößstratigraphie unter besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands. Zts. f. Gletscherk., II. 34. Leipzig 1918.
446. — Der Zusammenhang von Flußlauf und Tektonik, dargestellt an den Flüssen Südwestdeutschlands. Fortschr. d. Geol. u. Pal., Bd. 6, H. 16. Berlin 1926.
447. — Die Stellung der Oberrheinischen Massive im tektonischen Bau Deutschlands u. Mitteleuropas. Zts. d. D. Geol. Ges., Bd. 73. Stuttgart 1921.
448. Diehl, G.: Geopolitik der Saarfrage. Berlin 1931.
449. Dietrich, E.: Morphologie des Moselgebietes zwischen Trier und Alf. Diss. Heidelberg 1909. Auch Verh. d. N. V., Jg. 67, 1. Hälfte 1910, S. 83—182. Bonn 1911.
450. — Entstehung und Umbildung von Flußterrassen. Geol. R., Bd. 2, H. 8, S. 445—454. Berlin 1911.
451. Diwald, K.: Neue Grundlagen zur praktischen Analyse der Landschaft. Zts. Die Eiszeit, Bd. 1, H. 1, S. 8—38. Leipzig 1924.

452. — Beiträge zur Morphologie des Erosionstales. Zts. f. Geom., Bd. 3, H. 1, S. 1—39. Leipzig und Berlin 1927.
453. — Richtlinien bei der Landschaftsanalyse. Zts. Die Eiszeit, H. 2. Leipzig 1925.
454. Dobbert, M.: Neue Ansichten über Eiszeit und postglaziale Klimaschwankungen. G. A., S. 327 ff. Gotha 1930.
455. Dorn, P.: Der oberfränkisch-oberpfälzische Buntsandstein. Zts. d. D. Geol. Ges., Bd. 83, H. 1, S. 13—38. Stuttgart 1931.
456. von Drygalski, E.: Die Gleichgewichtslage der Erdkruste und ihre Bewegungen. München 1929.
457. Ebert, A.: Beiträge zur Kenntnis der prätertiären Landoberfläche im Thüringer Wald und Frankenwald. Jb. d. Pr. G. L. A. f. 1920, S. 392—478. Berlin 1922.
458. Erdmannsdörfer, O. H.: Grundlagen der Petrographie. Stuttgart 1924.
459. Einstein, A.: Die Ursache der Mäanderbildung der Flußläufe und des sogenannten Baerschen Gesetzes. Die Naturwissenschaften. H. v. 14. 11. 1926, S. 223 ff. Berlin 1926.
460. Fischer, Fr. u. Schrade, H.: Entstehung und chemische Struktur der Kohle. Aus dem Kaiser-Wilhelm-Institut für Kohlenforschung in Mülheim/Ruhr. Essen 1922.
461. Fischer, K.: Die durchschnittlichen Beziehungen zwischen Niederschlag, Abfluß und Verdunstung in Mitteleuropa. Berlin 1921.
462. Flegel, K. u. Tornow, M.: Die Entwicklung der deutschen Montanindustrie. Berlin 1915.
463. Fliegel, H.: Die tiefgründige chemische Verwitterung und subaerische Abtragung. Zts. d. D. Geol. Ges., Monatsber. Bd. 65. Stuttgart 1913.
464. Frentzen, K.: Die Bildungsgeschichte des oberen Buntsandsteins Südwestdeutschlands im Lichte der Paläontologie. Zts. d. D. Geol. Ges., Bd. 83, Jg. 1931, H. 8, S. 517—540. Stuttgart und Berlin 1932.
465. von Freyberg, B.: Die tertiären Landoberflächen in Thüringen. Fortschr. d. Geol. u. Pal., Bd. II, H. 6. Berlin 1923.
466. Friederichsen, M.: Moderne Methoden der Erdforschung, Beschreibung und Erklärung geographischer Landschaften. Geogr. Bausteine, H. 6. Gotha 1914.
467. Gams, H. und Nordhagen, R.: Postglaziale Klimaänderungen und Erdkrustenbewegungen in Mitteleuropa. Landesk. Forsch. d. Geogr. Ges. München, H. 25. München 1923.
468. Ganßen, R.: Die klimatischen Bodenbildungen der Tonerdesilikatsteine. Die Entstehung und Herkunft des Löß. Pr. G. L. A. Berlin 1915.
469. Geinitz, E.: Das Diluvium Deutschlands. Stuttgart 1920.
470. Gewässerkunde (Handbuch d. Ingenieurwissenschaft, III, 1). Leipzig 1923.
471. Gradmann, R.: Süddeutschland. 2 Bde. Bibliothek länderkundlicher Handbücher, hrsg. von A. Penck. Stuttgart 1931.
472. — Das Schichtstufenland. Zts. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin, S. 113 bis 139. Berlin 1919.
473. — Junge Krustenbewegungen im Landschaftsbilde Süddeutschlands. Zts. d. Ges. f. Erdk., S. 261—265. Berlin 1929.
474. — Die geographische Bedeutung der postglazialen Klimaschwankungen. Verh. u. wissenschaftl. Abh. d. 23. Deutschen Geogr. Tages zu Magdeburg, S. 166—185. Braunschweig 1929.

475. Gravelius, H.: Grundriß der gesamten Gewässerkunde. 4 Bde. Bd. I. Flußkunde. Berlin und Leipzig 1914.
476. Gripp, K.: Über die äußerste Grenze der letzten Vereisung in Nordwestdeutschland. Mitt. D. Geogr. Ges. in Hamburg, Bd. 36. Hamburg 1924.
477. Grupe, G.: Über das Altersverhältnis der herzynischen und rheinischen Dislokationen. Zts. d. D. Geol. Ges., Bd. 74. Stuttgart 1922.
478. Gürich, G.: Erdgestaltung und Erdgeschichte. Leipzig 1928.
479. Gutenberg, B. u. a.: Handbuch der Geophysik. Bisher 9 Bde. Berlin 1929 ff. Bd. 3. Berlin 1930.
480. — Der Aufbau der Erde. Berlin 1925.
481. Haarmann, E.: Die Oszillationstheorie. Eine Erklärung der Krustenbewegungen von Erde und Mond. Stuttgart 1930.
482. — Über die Kraftquelle der Tektogenese. Zts. d. D. Geol. Ges., Bd. 78, Jg. 1926, Monatsber. Nr. 3—5. Stuttgart 1926.
483. — Bemerkungen über Druckaufbereitung. Zts. d. D. Geol. Ges., Bd. 79, Monatsber. 1—2. Stuttgart 1927.
484. Häberle, D.: Die gitter-, netz- und wabenförmige Verwitterung der Sandsteine. Geol. R. Bd. 6, S. 264—285. Berlin 1915.
485. — Die Abhängigkeit der Geländegestaltung der deutschen Mittelgebirge vom Gestein. Mitt. u. Arbeiten aus dem Geolog. Institut der Universität Heidelberg, N. F. Nr. 14. Heidelberg 1916. Auch in: Der Steinbruch, 11. Jg. 1916, H. 47/50. Berlin 1917.
486. — Über die Herausbildung und Rückverlegung von Steilwänden in den Buntsandsteingebieten der deutschen Mittelgebirge. Mitt. u. Arbeiten aus dem Geolog. Institut der Universität Heidelberg. Karlsruhe 1919. Auch Verh. d. Oberrh. Geol. Ver., N. F. 8. Stuttgart 1919.
487. — Der Voltziensandstein als Baumaterial Südwestdeutschlands. Der Steinbruch, S. 212—214. Berlin 1916.
488. Hamacher, K.: Das Lennetal und seine Terrassen. Verh. d. N. V. 87. Jg., S. 74—140. Bonn 1930.
489. Handbuch der vergleichenden Stratigraphie Deutschlands. Hrsg. v. d. Pr. G. L. A., 12 Teile. Berlin 1931 ff.
490. Hann, J. u. Knoch, K.: Handbuch der Klimatologie. 3 Bde., 4. Aufl., Bibliothek geogr. Handbücher. Stuttgart 1932.
491. Häntzschel, W.: Die Wabenverwitterung des Quadersandsteins der Sächsischen Schweiz. Leipzig 1926.
492. Harrassowitz, G. H.: Klimazonen der Verwitterung und ihre Bedeutung für die jüngste geol. Geschichte Deutschlands. Geol. R., H. 8, S. 192—248. Berlin 1917.
493. Häuser, J.: Die Niederschlagsverhältnisse in Bayern und den angrenzenden Staaten. Atlas mit Tabellen und Textband. Neue wesentlich vermehrte Aufl. f. d. Zeitraum 1901—25. Veröffentlichungen d. Bayr. Landesstelle f. Gewässerkunde. München 1930.
494. Haushofer, K.: Wehr-Geopolitik. Berlin 1933.
495. Heim, J. Vom Werden und Vergehen der Landformen. Meiningen 1924.
496. Hellmann, G. u. a.: Klima-Atlas von Deutschland. 87 Karten. Mit Erl. und Tabellen. Berlin 1921.
497. — Klima-Atlas des Deutschen Reiches. Berlin 1926.

498. — Die Niederschläge in den Norddeutschen Stromgebieten. Berlin 1906.
499. Henkel, L.: Zur Morphologie der Flußläufe und das Baersche Gesetz. Geol. R., Bd. 17, H. 1, S. 1 ff. Berlin 1926.
500. Herrmann, R.: Erdgeschichtliche Grundfragen der Oberflächenformung in Mitteldeutschland. Festschr. z. 23. Deutschen Geogr. Tag in Magdeburg 1929, S. 71—108. Braunschweig 1929.
501. — Variszische Züge der Schwereverteilung im Gebirgsbau Südwest- und Mitteldeutschlands. Zts. d. D. Geol. Ges., Bd. 83, Jg. 1931, H. 10, S. 701—730. Berlin und Stuttgart 1932.
502. Hess, M.: Landwirtschaftliche Klimatologie des Rheinlandes. Diss. Frankfurt a. M. 1926.
503. Hettner, A.: Die morphologische Forschung. Geogr. Zts. S. 341—352. Leipzig und Berlin 1920.
504. — Die morphologische Darstellung. Geogr. Zts. (Bekämpfung der Davis'schen Methode), S. 131—136. Leipzig und Berlin 1920.
505. — Die Oberflächenformen des Festlandes. Probleme und Methoden der Morphologie. 2. Aufl. Leipzig und Berlin 1928.
506. — Die Arbeit des fließenden Wassers. Geogr. Zts. S. 366—384. Leipzig und Berlin 1910.
507. — Alter und Form der Täler. Geogr. Zts., 18. Jg. Leipzig und Berlin 1912.
508. — Enstehung des Talnetzes. Geogr. Zts. Leipzig u. Berlin 1913.
509. — Rumpfflächen und Pseudorumpfflächen. Geogr. Zts., 19. Jg., H. 4, 1913, S. 185—202 und 30. Jg., S. 186 ff. Leipzig und Berlin 1924.
510. — Die Geographie, ihre Geschichte, ihr Wesen und ihre Methoden. Breslau und Leipzig 1927.
511. — Grundzüge der Länderkunde. Bd. I. Europa. 4. Aufl. Leipzig und Berlin 1927.
512. Hülsemann, P.: Die Bergwerke Deutschlands. Stuttgart 1930.
513. Jahrbuch für die Gewässerkunde Norddeutschlands. Hrsg. von der Pr. Landesanstalt f. Gewässerkunde und Hauptnivellements. Abflußjahre 1901—1928. Berlin 1932.
514. Kaiser, Er.: Der Grundsatz des Aktualismus in der Geologie. Zts. d. D. Geol. Ges., Bd. 83, S. 192 ff. u. 383 ff. Stuttgart 1931.
515. — Über edaphisch bedingte geologische Vorgänge und Erscheinungen. München 1928.
516. — Über Beziehungen zwischen Tektonik und Geländegestaltung, insbesondere Talbildung in der Gegend von Marburg. Geol. R. 1914, S. 158 ff. Berlin 1914.
517. Kaufmann, H.: Rhythmische Phänomene der Erdoberfläche. Braunschweig 1929.
518. Kayser, Em.: Lehrbuch der Geolog. 6. bezw. 8. Aufl., 4 Bde. Stuttgart 1923 ff.
519. — Abriß der allgemeinen und stratigraphischen Geologie. 5. Aufl. Stuttgart 1925.
520. Keilhack, K.: Lehrbuch der praktischen Geologie. Arbeits- und Untersuchungsmethoden auf dem Gebiete der Geologie, Min. u. Pal., 2 Bde., 4. Aufl. Stuttgart 1922.
521. — Lehrbuch der Grundwässer- und Quellenkunde. Berlin 1912.
522. Kessler, P.: Die Entstehung von Schwarzwald und Vogesen. Jb. u. Mitt. d. Oberrh. Geol. Ver., N. F., Bd. 4, 1. Heidelberg 1914.

523. — Die Beziehungen von Erzgängen, Tektonik, Vulkanismus und Schwere zu den bekannten Heilbädern in Südwestdeutschland. Sonderabdr. aus Zts. f. praktische Geol. 35. Jg., H. 3 u. 4. Halle 1927.
524. — Das eiszeitliche Klima und seine geologischen Wirkungen im nichtvereisten Gebiet. Stuttgart 1925.
525. Klähn, H.: Niederschlag, Verwitterung, Abtragung und Tektonik im Oberrheintal. Zts. „Chemie der Erde". Zts. f. Chemie, Min., Petrogr. u. Bodenkunde, Bd. 6, H. 2, S. 153. Jena 1931.
526. Klein, W. C.: Die Entwicklung des Maastales in diluvialer Zeit. Bonn 1913.
527. Kloevekorn, Fr.: Beiträge zur Oberrheinischen Landeskunde. Festschr. z. 22. Deutschen Geogr. Tag in Karlsruhe. Leipzig 1927.
528. Klüpfel, W.: Morphologie und Paläomorphologie. Sonderabdr. aus Forsch. u. Fortschr. Berlin 1927.
529. — Über Reliefmorphogenie und zyklische Landschaftsgenerationen. Geol. R., Bd. 17, H. 6, S. 40. Berlin 1926.
530. — Über das Alter junger Gebirgshebung, die Datierung von Hochflächen und die Deutung von Höhenreliefs. Geol. R. 5. Berlin 1931. Bd. XXII, H. 5, S. 308—313.
531. — Reliefenergie. Geol. R. 8. Berlin 1927.
532. Kober, L.: Gestaltungsgeschichte der Erde. Berlin 1925.
533. — Der Bau der Erde. Einführung in die Geotektonik. 2. Aufl. Berlin 1928.
534. Köppen, W. u. Geiger, R.: Handbuch der Klimatologie. 5. Bde. Berlin 1930 ff.
535. — Grundriß der Klimakunde. Leipzig und Berlin 1931.
536. — und Wegner, A.: Die Klimate der geologischen Vorzeit. Berlin 1924.
537. Kossmat, Fr.: Paläogeographie. Sammlung Göschen, Bd. 406. Berlin und Leipzig 1916.
538. — Zur Frage der isostatischen Kompensation der Gebirge und Randsenken. Geol. R., 17, S. 385—391. Berlin 1926.
539. Kraus, E.: Der orogene Zyklus und seine Stadien. Zbl. f. Min., Geol. u. Pal., Jg. 1927, Abt. B, Nr. 6, S. 216—233. Stuttgart 1927.
540. — Der Blutlehm auf der süddeutschen Niederterrasse als Rest des postglazialen Klimaoptimus. Sonderdruck a. d. geogn. Jbr., 34. Jg., 1921. München 1922.
541. Krebs, N.: Landeskunde von Deutschland. Bd. 3. Der Südwesten. 2. Aufl. Leipzig und Berlin 1931.
542. — Eine Karte der Reliefenergie Süddeutschlands. Pet. Mitt. 68, S. 49—58. Gotha 1922.
543. Krebs, N.: Morphologische Probleme in Unterfranken. Zts. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1919.
544. Künoldt, W. G.: Die geographischen Grundlagen für die Kriegszüge am Rhein und in den Rheinlandschaften zur Römerzeit und von 1792 bis zum Weltkrieg. Mit 12 Karten. Breslau 1935.
545. Kurtz, E.: Die Flußläufe der Tertiärzeit in der Umgebung von Marburg a. d. Lahn. Sb. Ges. z. Förderung der gesamten Naturwissensch. Marburg, Bd. 64, H. 2, S. 9—47. Marburg 1929.

546. Lang, R.: Verwitterung und Bodenbildung als Einführung in die Bodenkunde. Suttgart 1920.
547. — Die Entstehung von Braunkohle und Kaolin im Tertiär Mitteldeutschlands. Jb. d. Halle'schen Verbandes f. d. Erforsch. d. Mitteldeutschen Bodenschätze, H. 2. Halle 1920.
548. de Launay, L.: Géologie de la France. Paris 1921.
549. Lautensach, H.: Länderkunde, ein Handbuch zum Stieler. 2 Bde. Gotha 1926.
550. Lehmann, O.: Beiträge zur gesetzmäßigen Erfassung des Formenablaufs bei ständig bewegter Erdrinde und fließendem Wasser. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 65, S. 55 ff. Wien 1922.
551. — Tal- und Flußwindungen und die Lehre vom geographischen Zyklus. Zts. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin 1915, H. 2, S. 92—111, H. 3, S. 171—179. Berlin 1915.
552. — Die Talbildung durch Schuttgerinne. Albr. Penck Festschr. S. 48—65. Stuttgart 1918.
553. Lepsius, R.: Geologie von Deutschland und den angrenzenden Gebieten. 3 Bde., T. I: Das westliche und südliche Deutschland. Stuttgart 1892.
554. Leuchs, K.: Abhängigkeit junger Tektonik von varistischer im Spessart und fränkischen Triasbecken. Geol. R. 1931, H. 5. Berlin 1931.
555. Levy, F.: Der Formenschatz des Eiszeitalters. Geogr. Zts., 27. Leipzig und Berlin 1921.
556. Lindemann, B.: Die Erde. Bd. II. Geologie der deutschen Landschaften. 2. Aufl. Stuttgart 1929.
557. Linnebach, K.: Die gerechte Grenze im deutschen Westen — ein tausendjähriger Kampf. Berlin 1926.
558. von Linstow, E.: Die Verbreitung der tertiären u. diluvialen Meere in Deutschland. Abh. d. Pr. G. L. A., N. F., H. 37. Berlin 1922.
559. Machatscheck, F.: Über epirogenetische Bewegungen. A. Penck-Festband, S. 1—35. Stuttgart 1918.
560. — Länderkunde von Mitteleuropa. In: Enzyklopedie der Erdkunde, hrsg. von O. Kende, T. 17. Leipzig und Wien 1925.
561. — Geomorphologie. A. N. u. G., Bd. 627. Leipzig u. Berlin 1919.
562. — Verebnungsflächen und junge Krustenbewegungen im alpinen Gebirgssystem. Zts. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1916.
563. de Martonne, E.: Traité de géographie physique. 4. Aufl. Paris 1925 ff.
564. — Les grandes régions géographiques de la France. Les Marches de l'Est: Lorraine-Vosges-Alsace. Mit 61 Tafeln und 2 Karten. Paris 1927.
565. — Europe central. Première partie: Généralités-Allemagne. (Géographie universelle, Tome IV. 1) 4. Paris 1930.
566. Maull, O.: Geomorphologie und geomorphologische Wirkungen des rheinischen Lebensraumes. In: Haushofer: Der Rhein, sein Lebensraum, sein Schicksal. Bd. I. Berlin 1928.
567. — Die Landschaft um Marburg a. d. Lahn in ihren morphologischen Beziehungen zur weiteren Umgebung. Jbr. Frankf. Ver. f. Geogr. u. Statistik. 81.—83. Jg., S. 5—97. Frankfurt a. M. 1919.
568. — Die germanische Rumpffläche als Arbeitshypothese. G. A., 22. Jg. 1921, H. 9, S. 193—199; H. 10, S. 280—286. Gotha 1921.
569. Metz, Fr.: Die Oberrheinlande. Leipzig und Breslau 1925.

570. Martonne, E. de: Les régions géographiques de la France. Paris 1921.
571. Meyer, A.: Einige Zusammenhänge zwischen Klima und Boden in Europa. Zürich 1926.
572. Mordziol, C.: Geologischer Führer durch das Mainzer Tertiärbecken. Sammlung geolog. Führer. Berlin 1911.
573. — Über Zusammenhang des Pliozäns des Mainzer Beckens mit dem am Niederrhein. Verh. d. N. V. Bonn 1908.
574. Neumayer, M.: Erdgeschichte. 2 Bde., 3. Aufl., bearbeitet von Fr. Sueß. Leipzig 1921.
575. Nowack, E.: Neue Wege der geomorphologischen Forschung. Geol. R. vom 7. 1. 26, S. 1—3. Berlin 1926.
576. Otto, Th.: Die Rheinmündung im Wandel der Zeiten. G. A. 1930, S. 144 ff. Gotha 1930.
577. Panzer, W.: Talrichtung und Gesteinsklüfte. Pet. Mitt., 69. Jg., H. 7/8, S. 153—157. Gotha 1923.
578. Passarge, S.: Physiologische Morphologie. Pet. Mitt., II, S. 5. Gotha 1912.
579. — Die Vorzeitformen der deutschen Mittelgebirgslandschaften. Pet. Mitt. 65, S. 41. Gotha 1919.
580. — Die Grundlagen der Landschaftskunde; ein Lehrbuch und eine Anleitung zu landeskundlicher Forschung und Darstellung. Bd. III: Die Oberflächengestaltung der Erde. Berlin 1920.
581. — Morphologie der Erdoberfläche. Jed. Büch. Leipzig u. Breslau 1928.
582. — Wesen, Aufgaben und Grenzen der Landschaftskunde. Hermann Wagners Gedächnisschrift. Ergänzungsheft Nr. 209 zu Pet. Mitt., S. 29—44. Gotha 1930.
583. — Vergleichende Landschaftskunde. Berlin 1930.
584. Penck, A.: Das Deutsche Reich. In: A. Kirchhofs Länderkunde von Europa. I. Teil. Wien, Prag, Leipzig 1887.
585. — Das Endziel der Erosion und Denudation. Verh. VIII. deutschen Geogr. Tages zu Berlin, S. 91—100. Berlin 1889.
586. — Über Periodizität der Talbildung. Verh. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1884.
587. — Wittlicher Senke und Moselmäander. Zts. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin. Berlin 1912.
588. — Deutschland als geographische Gestalt. In: Deutschland. Hrsg. v. d. Kaiser Leopold Akad. d. Naturforscher zu Halle. Halle 1928.
589. — Die Bildung der Durchbruchtäler. Pet. Mitt., S. 13—16. Gotha 1889.
590. — Morphologie der Erdoberfläche. Bibl. geogr. Handbücher, 2 Bde. Stuttgart 1894. Neue Aufl. in Vorbereitung.
591. — Die Geomorphologie als genetische Wissenschaft, eine Einleitung zur Diskussion über geomorphol. Nomenklatur. Ber. d. 6. Internationalen Geogr. Kongresses. London 1895.
592. — Die Formen der Landoberfläche und die Verschiebung der Klimagürtel. Sitz. Ber. d. pr. Akad. d. Wissenschaft, IV. Berlin 1913.
593. — Neuere Geographie. Zts. d. Ges. f. Erdk. Berlin, Sonderband 1928, S. 31—56. Berlin 1928.
594. Penck, W.: Wesen und Grundlagen der morphologischen Analyse. Ber. d. Math. Phys. Klasse der Sächs. Akad. d. Wissenschaft zu Leipzig, S. 65 ff., Bd. 72. Leipzig 1920.

595. — Morphologische Analyse. Verh. d. 20. deutschen Geographentages, S. 122—132. Berlin 1922.
596. — Die morphologische Analyse, ein Kapitel der physikalischen Geologie. Geogr. Abh. 2. Reihe, H. 2. Stuttgart 1924 posthum.
597. — Über den Gang der Abtragung. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 1928, S. 200—218. Wien 1928.
598. — Die Entstehung der Gebirge der Erde. Deutsche Revue. Stuttgart 1921.
599. — Die Piedmontflächen des südlichen Schwarzwaldes. Zts. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin, S. 81—108. Berlin 1924.
600. Perizonius, A.: Die französischen Invasionswege in das Reich von Ludwig XIV. bis zur Gegenwart. Berlin 1933.
601. Philipp, H.: Das ONO-System in Deutschland und seine Stellung innerhalb des saxonischen Bewegungsbildes. Abh. d. Heidelberger Akad. d. Wissenschaft., math., naturwissenschaftl. Klasse, 17. Abh. Berlin und Leipzig 1931.
602. Philippi, E.: Über die präoligozäne Landoberfläche in Thüringen. Zts. d. D. Geol. Ges., S. 305—404, 62. Jg. Stuttgart 1910.
603. Philippson, A.: Entstehung der Flußsysteme. Verh. d. N. V. Bonn 1898.
604. — Grundzüge der Allgemeinen Geographie. Akademische Verlagsgesellschaft. Leipzig 1924.
605. — Die Erosion des fließenden Wassers und ihr Einfluß auf die Landschaftstypen. Geogr. Bausteine, H. 7. Gotha 1914.
606. — Studien über Wasserscheiden. Mitt. d. Ver. f. Erdk. zu Leipzig, S. 241—403. Leipzig 1886.
607. — Die Lehre vom Formenschatz der Erdoberfläche als Grundlage für die geographische Wissenschaft. „Geographische Abende" im Zentralinstitut für Erziehung und Unterricht, 2. H. Berlin 1919.
608. Polis, P.: Die klimatischen Verhältnisse der Rheinprovinz. Verh. d. XIV. Deutschen Geographentages in Köln 1903. Berlin 1903.
609. — Die Wärme- und Niederschlagsverhältnisse der Rheinprovinz. Deutsch. Meteorolog. Jb. f. 1903, Jg. IX, S. 30. Karlsruhe 1905.
610. — Erläuternder Text zur Niederschlagskarte des Rheinstromgebietes. Leipzig 1926.
611. — Klima und Niederschlagsverhältnisse im Rheingebiet. In: Der Rhein. Hrsg. von Haushofer, 1. Bd., 1. Buch, I. T. Berlin 1928.
612. Pompeckji, J. F.: Die Paläogeographie Süddeutschlands. Jbr. Geogr. Ges. München, 20. München 1901/02.
613. Quiring, H.: Die Schrägstellung der westdeutschen Großscholle im Kaenozoikum in ihren tektonischen und vulkanischen Auswirkungen. Jb. d. Pr. G. L. A. f. 1926, Beyschlagband 47, S. 486—558. Berlin 1926.
614. — Eine Quartärisobasenkarte Westdeutschlands. Pet. Mitt. 1928, H. 5/6, S. 144—152, mit Karte 1 : 2 000 000. Gotha 1928.
615. — Die quartäre Hebung und Senkung Westdeutschlands. Pet. Mitt. 74, H. 5/6, 1928, mit Isanabasenkarte 1 : 2 000 000. Gotha 1928.
616. — Die zeitlichen Beziehungen der Flußterrassen Europas und Nordafrikas z. d. Menschheitskulturen. Stuttgart 1930.
617. Ramann, E.: Bodenkunde. 3. Aufl. Berlin 1911.

618. — Bodenbildung und Bodeneinteilung. System der Böden. Berlin 1918.
619. Reck, H.: Die morphologische Entwicklung der süddeutschen Schichtstufenlandschaft. Zts. d. D. Geol. Ges., 64. Stuttgart 1912.
620. — Die süddeutsche Schichtstufenlandschaft im Lichte der Davis'schen Zyklustheorie. Zts. d. D. Geol. Ges. (64), S. 81—232. Stuttgart 1913.
621. — Über positive und negative Krustenbewegungen in Südwestdeutschland. Jh. d. Ver. f. vaterländische Naturkunde in Württemberg, 68. Stuttgart 1912.
622. Regelmann, Chr.: Erdbebenherde und Herdlinien in Südwestdeutschland. Jh. d. Ver. f. vaterländische Naturkunde in Württemberg, 63. Stuttgart 1907.
623. — Die wichtigsten Strukturlinien im geol. Aufbau Südwestdeutschlands. Zts. d. D. Geol. Ges. 57. Stuttgart 1905.
624. — u. K.: Erläuterungsheft zur Geologischen Übersichtskarte von Württemberg und Baden, dem Elsaß, der Pfalz und den weiterhin angrenzenden Gebieten. Württemberg. Statistisches Landesamt. 11. Aufl. Stuttgart 1921.
625. Reinisch, R.: Entstehung und Bau der deutschen Mittelgebirge. Leipzig 1910.
626. Der Rheinstrom und seine wichtigsten Nebenflüsse von den Quellen bis zum Austritte des Stromes aus dem Deutschen Reiche. Bd. I von: Die Stromgebiete des Deutschen Reiches. Hrsg. v. Zentralbureau f. Meteorologie und Hydrographie im Großherzogtum Baden. Berlin und Leipzig 1889—90.
627. Richter, M.: Morphologie und junge Bewegungen beiderseits vom nördlichen Alpenrand. Zts. f. Geom. VII, S. 10—24. Berlin 1932.
628. von Richthofen, F.: Führer für Forschungsreisende. Hannover 1886.
629. Rinne, Fr.: Gesteinskunde für Studierende der Naturwissenschaft, Forstkunde und Landwirtschaft, Bauingenieure, Architekten und Bergingenieure. 11. Aufl. Leipzig 1928.
630. Rohde, H.: Deutsch-französische Machtfaktoren („Potentiels de Guerre"). Berlin 1932.
631. Röhrer, F.: Bemerkungen zur Tektonik Südwestdeutschlands. In: Mitt. u. Verh. d. Oberrh. Geol. Ver. Bd. 2, S. 50. Stuttgart 1922.
632. Rosenbusch, H. und Osann, A.: Elemente der Gesteinskunde. 4. Aufl. Stuttgart 1923.
633. Rucktäschel, Th.: Ungleichseitigkeit der Täler und Wirkung der vorherrschend westlichen Winde auf die Talformen. Pet. Mitt., 35. Bd. IX. S. 224—226. Gotha 1889.
634. Rühl, A.: Der Einfluß von Verwitterung und Erosion auf die Bodengestalt. Lit. Ber. (1903—1909) in Geogr. Jb. 35. Gotha 1912.
635. Salomon, W.: Grundzüge der Geologie. 2 Bde. Stuttgart 1924/26.
636. — Tote Landschaften und der Gang der Erdgeschichte. Sitz. Ber. d. Heidelberger Akad. d. Wissenschaften. Heidelberg 1918.
637. — Die Bedeutung des Pliozäns für die Morphologie Südwestdeutschlands. Sitz. Ber. d. Heidelberger Akad. d. Wissenschaften, Math. Nat. Klasse, 1. Abh. Abt. A, Jg. 1919. Heidelberg 1919.

638. — Die Intensitäten alluvialer und diluvialer geologischer Vorgänge und ihre Einwirkung auf die pliozäne Rumpffläche des Kraichgaues und Odenwaldes. Sitz. Ber. d. Heidelberger Akad. d. Wissenschaften. Heidelberg 1924.
639. — Die Bedeutung der Solifluktion für die Erklärung deutscher Landschafts- und Bodenformen. Geol. R. VII, 1916, S. 30—41. Leipzig und Berlin 1916.
640. Sapper, K.: Geologischer Bau und Landschaftsbild. 2. Aufl. Braunschweig 1922.
641. Schaffer, F. H.: Lehrbuch der Geologie. Bd. 3 = Geologische Länderkunde. Wien 1930.
642. Scheu, E.: Die Bedeutung der Schuttuntersuchungen für die Erklärung der Landformen. Naturwissenschaftl. Wochenschrift, S. 577—582. Leipzig 1920.
643. — Die Entstehung der Trockentäler. Festband A. Penck. Stuttgart 1918.
644. — Zur Morphologie der schwäbisch-fränkischen Stufenlandschaft. Forsch. z. Deutsch. Landes- und Volkskunde, Bd. 18, H. 4. Stuttgart 1909.
645. — Frankreich. Breslau und Leipzig 1923.
646. Schlüter, O.: Die natürlichen Grundlagen der Besiedlung Deutschlands. In: Deutschland Bd. d. Kaiserlich Leopold. Deutschen Akad. d. Naturforscher zu Halle, S. 286—301. Leipzig 1928.
647. — Aufbau, Gliederung und Lage des Rheingebietes. In: Der Deutsche und das Rheingebiet. Halle a. d. S. 1926.
648. Schmidt, W.: Das Klima Deutschlands. In: Deutschland. Hrsg. v. d. Kaiser Leopold Akad. d. Naturforsch. zu Halle. Halle 1928.
649. Schmidt, C. W.: Der Fluß, eine Morphologie fließender Gewässer. Leipzig 1918.
650. Schmitt, N.: Einfluß der geologischen Formationen auf die Landwirtschaft unter besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse im Nassauer Lande. Darmstadt 1926.
651. Schmitthenner, H.: Die Entstehung des Neckartales im Odenwald. Zts. d. Ges. f. Erdk., S. 126. Berlin 1922.
652. — Probleme der Stufenlandschaft. Hermann Wagners Gedächtnisschrift. Ergänzungsheft Nr. 209 zu Pet. Mitt., S. 97—109. Gotha 1930.
653. — Die Entstehung der Schichtstufenlandschaft. Geogr. Zts., 26, 1920, S. 207—229. Leipzig und Berlin 1920.
654. — Die südwestdeutsche Stufenlandschaft und der Graben der Rheinebene in ihren Beziehungen zu einander. Beitr. z. Oberrh. Landeskunde, Festschr. z. 22. Deutschen Geographentage in Karlsruhe, S. 21—31. Breslau 1927.
655. Scholz, H.: Das variscische Bewegungsbild, entwickelt aus der inneren Tektonik eines Profils von der Bömischen Masse bis zum Massiv von Brabant. Fortschr. d. Geol. u. Pal., Bd. 7. H. 25. Berlin 1930.
656. Schrepfer, H.: Das Maintal zwischen Spessart und Odenwald. Forsch. z. Deutschen Landes- und Volkskunde, 23, 3. Stuttgart 1925.
257. — W. Pencks Morphologische Analyse. Zts. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin, H. 7 u. 8. Berlin 1926.
658. Schucht, F.: Grundzüge der Bodenkunde. Berlin 1930.

659. Schulte, A.: Frankreich und das linke Rheinufer. Berlin 1918.
660. Schultze, J. H.: Die landschaftlichen Wirkungen des Bergbaues. G. A., 32. Jg., H. 9, S. 257—271. Gotha 1931.
661. — Zum Problem der Vorzeitform. G. A. 1930, S. 319 ff. Gotha 1930.
662. — Die Landschaftsformen des fränkischen Saalegebietes. Diss. Frankfurt a. M. 1928.
663. von Seidlitz, W.: Der Bau der Erde und die Bewegungen der Oberfläche. Berlin 1932.
664. Sieberg, A.: Geologische Einführung in die Geophysik. Jena 1927.
665. Siebert, J.: Morphologie des Sinntales (Grenzgebiet Spessart). Diss. Frankfurt a. M. 1928.
666. Siegbert, L.: Zur Theorie der Talbildung. Zts. d. D. Geol. Ges., 1910, S. 1—30. Stuttgart 1910.
667. Soergel, W.: Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion. Berlin 1921.
668. — Diluviale Flußverlegungen und Krustenbewegungen. In: Fortschr. d. Geol. u. Pal., Bd. II, H. 5. Berlin 1923.
669. — Diluviale Krustenbewegungen. Pet. Mitt., S. 105 ff. Gotha 1925.
670. Sokol, A.: Die Flußterrassen. Geol. R. XII, S. 193—288. Berlin 1921.
671. Sölch, J.: Ungleichseitige Flußgebiete und Talquerschnitte. Pet. Mitt., 64. Jg., 1918, S. 203—210 und S. 249—255. Gotha 1918.
672. — Epigenetische Erosion und Denudation. Geol. R. IX, 1918, S. 161—173. Leipzig und Berlin 1918.
673. — Eine Frage der Talbildung. A. Penck Festschr. (Festband), S. 93—106. Stuttgart 1918.
674. Spethmann, H.: Dynamische Länderkunde. Breslau und Leipzig 1928.
675. — Die Entstehung der Oberflächenform des Ruhrreviers. In: Düsseldorfer Geogr. Vorträge u. Erörterungen, II. T., S. 9—24. Breslau 1927.
676. Staub, R.: Der Bewegungsmechanismus der Erde, dargestellt am Bau der irdischen Gebirgssysteme. Berlin, 44 Figuren. Mit farb. Karte. Berlin 1928.
677. Steinmann, G.: Über die Entwicklung des Diluviums in Südwestdeutschland. Zts. d. D. Geol. Ges., 50. Stuttgart 1898.
678. — u. Wilkens, O.: Handbuch der regionalen Geologie. Heidelberg 1926.
679. Stille, H.: Das Alter der deutschen Mittelgebirge. Zbl. f. Min., Geol. u. Pal. Stuttgart 1909.
680. — Der Bau Mitteleuropas mit besoderer Berücksichtigung des rheinisch-westfälischen Kohlengebietes 1926. In: Glückauf, Berg- und Hüttenmann. Zts., Nr. 52. Berlin 1926.
681. — Das Einsetzen der saxonischen Richtung im westdeutschen Jungpaläozoikum. Pr. G. L. A. Berlin.
682. — Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin 1925.
683. — Über Alter und Art der Phasen varistischer Gebirgsbildung. Aus den Nachr. d. Ges. d. Wissenschaft zu Göttingen, math.-physik. Klasse. Göttingen 1920.
684. — Tektonische Evolutionen und Revolutionen in der Erdrinde. Leipzig 1913.

685. — Die Begriffe Orogenese und Epirogenese. Zts. d. D. Geol. Ges., Bd. 71, H. 3/4, Jg. 1919, S. 164—208. Stuttgart 1919.
686. — Göttinger Beiträge zur Saxonischen Tektonik. II. Berlin 1930.
687. — Die oberkarbonisch-altdyadischen Sedimentationsräume Mitteleuropas und ihre Abhängigkeit von der variscischen Tektonik. Congr. Stratigr. Carbonif. in Heerlen 1927, S. 697—730. Liège 1928.
688. Stremme, H.: Überreste tertiärer Verwitterungsrinden in Deutschland. Geol. R. 1. Berlin 1910.
689. — Allgemeine Bodenkarte Europas. Danzig 1927.
690. — Die Verbreitung der klimatischen Bodentypen in Deutschland. Branca Festschrift, S. 16. Berlin 1914.
691. Striegel, H.: Das süddeutsche Buntsandsteinbecken. Verh. Naturhist.-Med. Ver. zu Heidelberg, N. F. 16, 5. Heidelberg 1929.
692. — Geologische Untersuchung der permischen Abtragungsfläche im Odenwald. Verh. d. Naturhist.-Med. Ver. zu Heidelberg, N. F. 12. Heidelberg 1912.
693. — Paläogeographisches vom süddeutschen Triasbecken. Zbl. f. Min., Geol. u. Pal., Abt. B, H. 14. Stuttgart 1926.
694. Sueß, Ed.: Der innere Bau des variskischen Gebirges. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, Bd. XIV, S. 266. Wien 1921.
695. — Intrusionstektonik und Wandertektonik im variscischen Grundgebirge. Berlin 1926.
696. Supan, A. u. Obst, E.: Grundzüge der physischen Erdkunde, 7. Aufl., 2 Bde. Berlin und Leipzig 1927/30.
697. Thürach, H.: Beiträge zur Kenntnis des Keupers in Süddeutschland. S. 7—53, Bayr. geogn. Jh., XIII. Jg.. München 1900.
698. Ule, W.: Die Methoden der geographischen Forschung. In: Handbuch der biologischen Arbeitsmethoden, Abt. X, H. 4. S. 485—528. Berlin 1923.
699. — Das Deutsche Reich, eine geographische Landeskunde. 2. Aufl. Leipzig 1925.
700. — Physiogeographie des Süßwassers. Leipzig 1925.
701. Volrath, P.: Beiträge zur vergleichenden Stratigraphie und Bildungsgeschichte des mittleren und oberen Keupers in Südwestdeutschland. N. Jb. f. Min. usw., Beil. Bd. 60. Stuttgart 1928.
702. Völker, K.: Beiträge zur Morphologie der Kinziglandschaft. Frankfurter Geogr. Hefte, 2. Jg., H. 2. Frankfurt/M. posthum.
703. Volz, W.: Der westdeutsche Volksboden. Breslau und Leipzig 1925.
704. Waagen, L.: Die morphologische Analyse der Verwerfungen im Gebirge. Zts. f. Geom. Bd. II, H. 5, 1927, S. 319—327. Berlin 1927.
705. Wagner, G.: Berg und Tal im Triasland von Franken und Schwaben. Erdgeschichtliche und landeskundliche Abh. aus Schwaben und Franken. Hrsg. v. Geol. u. Geogr. Institut Tübingen, H. 4. Oehringen 1922.
706. — Über das Zurückweichen der Stufenränder in Schwaben und Franken. Jbr. u. Mitt. d. Oberrh. Geol. Ver., N. F. Bd. XIII. Oehringen 1924.
707. — Junge Krustenbewegungen im Landschaftsbilde Süddeutschlands. Oehringen 1929.

708. — Morphologische Grundfragen im Süddeutschen Schichtstufenland. Zts. d. D. Geol. Ges., 79. Bd., 3. H. Stuttgart 1927.
709. — Die Bedeutung der vergleichenden Morphologie f. d. Landschaftsgeschichte. Mit 4 Fig., Geogr. Zts., 36. Jg., S. 421—428. Leipzig und Berlin 1930.
710. — Die fränkische Landschaft im Wechsel der Zeiten. Erdgeschichtl. u. landeskundl. Abh. aus Schwaben und Franken, H. 6. Oehringen 1923.
711. — Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte mit besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands. Oehringen 1931.
712. Wagner, H.: Lehrbuch der Geographie, Bd. I. Hannover 1922.
713. Walther, J.: Geologie Deutschlands. 5. Aufl. Leipzig 1929.
714. — Die Methoden der Geologie als hist. und biologische Wissenschaft. Berlin 1926.
715. — Die Umgestaltung der Erde durch geologische Kräfte. Leipzig 1928.
716. — Bau und Bildung der Erde. Leipzig 1929.
717. Weber, H.: Geomorphologische Studien in Westthüringen. Mit 15 Fig. u. Kte. In: Forsch. zur Deutschen Landes- und Volkskunde, 27. Bd., H. 3. Stuttgart 1929.
718. — Beiträge zur Morphologie von Thüringen. Mitt. d. Geogr. Ges. Thüringen, 37. Bd. Stuttgart 1924.
719. Weigelt, J.: Der tektonische Unterbau der Mitteldeutschen Hauptscholle. Festschr. zum 23. Deutschen Geographentage in Magdeburg 1929, S. 14—70. Braunschweig 1929.
720. Weiß, G.: Verwitterungserscheinungen an Buntsandsteinsedimenten. Jbr. Oberrh. Geol. Ver., N. F. 6, 87. Stuttgart 1916.
721. Welte, A.: Morphologische Probleme in Nordfranken. G. A., S. 33—39. Gotha 1931.
722. Wiegner, Gg.: Boden und Bodenbildung. 3. Aufl. Dresden-Leipzig 1924.
723. Wilser, J. L.: Heutige Bewegungen der Erdkruste, erkennbar an Ingenieurbauten im Oberrheingebiet. Mit 2 Ktn. u. Taf. Stuttgart 1929.
724. — Heutige Bewegung der Erdrinde im Oberrheintalgebiet. In Natur und Museum. Senkenbergische Naturforschende Ges. Frankfurt a. M. 1929.
725. Woldstedt, P.: Das Eiszeitalter. Stuttgart 1929.
726. Wolff: Über die Bedeutung der Feinmessungen für die Erforschung der gegenwärtigen Erdkrustenbewegungen Nordwestdeutschlands, insbesondere des Küstengebietes. In: Zts. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin. Berlin 1929.
727. Wurm, A.: Geologie von Bayern. Berlin 1925.

C. Kartenmaterial.

I. Topographische Karten.

(Siehe Gradabteilungs-Übersicht S. 279.)

Zur topographischen Orientierung im engeren Arbeitsfelde dienten hauptsächlich:

728. Die betreffenden Meßtischblätter im Maßstabe von 1 : 25 000 der natürlichen Länge, herausgegeben vom Reichsamt für Landesaufnahme Berlin NW 40, Moltkestraße 4, bezw. jene der Topographischen Zweigstelle des Bayrischen Landesvermessungsamtes München, Ludwigstraße 24, und zwar für den preußischen und lothringischen Gebietsanteil die Blätter: Trier 3476, Pfalzel 3477, Beuren 3478, Morscheid 3479, Wincheringen 3492, Saarburg 3493, Kell 3494, Hermeskeil 3495, Birkenfeld-West 3496, Birkenfeld-Ost 3497, Kirf 3509, Freudenburg 3510, Losheim 3511, Wadern 3512, Nohfelden 3513, Freisen 3514, Sierck, 3525, Merzig 3526, Reimsbach (früher Wahlen) 3527, Lebach 3528, Ottweiler 3529, St. Wendel 3530, Monneren 3536, Groß-Hemmersdorf 3537, Saarlouis 3538, Heusweiler 3539, Illingen 3540, Neunkirchen 3541, Gelmingen 3545, Busendorf 3546, Ludweiler 3547, Saarbrücken 3548, St. Johann 3549, Bolchen 3553, Lubeln 3554, St. Avold 3555, Forbach 3556, Saargemünd 3557, Remelach 3564, Falkenberg i. Lothr. 3565, Vahl-Ebersing 3566, Püttlingen i. Lothr. 3567, Saaralben 3568, Rohrbach 3569; für den Anteil der bayrischen Pfalz aus der Topograph. Karte von Bayern 1 : 25 000 die Blätter: Herchweiler 10, Kusel 11, Wolfstein 12, Otterberg 13, Breitenbach 18, Glan-Münchweiler 19, Landstuhl 20, Besebach 26, Homburg 27, Hermesberg 28, St. Ingbert 34, Blieskastel 35, Zweibrücken 36, Ormesheim 43, Gersheim 44, Hornbach 45.

729. Von den bereits erschienenen Blättern der Deutschen Karte 1 : 50 000: Blatt Zweibrücken 1020, sowie die Kreiskarten Trier, Saarburg und Merzig (Photographische Vergrößerung der Reichskarte 1 : 100 000).

730. Aus dem Topographischen Atlas von Bayern 1 : 50 000 des Landesvermessungsamtes München die Blätter: Kusel 102, Homburg 105, Kaiserslautern 106 und die Umgebungskarte von Zweibrücken.

731. Aus der Karte des Deutschen Reiches 1 : 100 000 (Reichskarte) die Blätter: Trier 523, Bernkastel 524, Saarburg 540, Birkenfeld 541, Kusel 542, Saarlouis 554, St. Wendel 555, Kaiserslautern 556, Ludweiler 569, Saarbrücken 570, Pirmasens 571, sowie Umgebungskarte Trier (dreifarbig) und Karte des Saargebietes.

732. Topographische Übersichtskarte des Deutschen Reiches 1 : 200 000. Blätter: Trier 149 (523, 524, 540, 541), Mainz 150 (525, 526, 542, 543), Saarbrücken 159 (554, 555, 569, 570), Landau 160 (556, 557, 571, 572), Pfalzburg 169 (585, 586, 600, 601) sowie Karte „Das Saargebiet in seiner Lage in Südwestdeutschland und im Rheingebiet“ (Vierfarbendruck).

733. Vogels's Karte des Deutschen Reiches und der Alpenländer 1 : 500 000. Blätter: Straßburg Nr. 22 und Köln Nr. 17, Gotha 1915.

734. van Wervecke, L.: Höhenschichtenkarte von Elsaß-Lothringen und den angrenzenden Gebieten 1 : 200 000. Hrsg. von der Direktion der Geologischen Landesuntersuchung von Elsaß-Lothringen. Straßburg 1906.

735. Blatt München der Übersichtskarte 1 : 1 000 000. Bearbeitet und herausgegeben vom Reichsamt für Landesaufnahme. Berlin 1931.

736. Gewässerkarte der Pfalz 1 : 200 000. Hrsg. v. Bayrischen Hydrotechnischen Bureau. München 1913.

II. Geologische und tektonische Karten.

Dem Spezialstudium wurden nachstehende geologische Karten, insbesondere die betreffenden geologisch kartierten Meßtischblätter 1 : 25 000 nebst den dazu gehörigen Erläuterungen zugrunde gelegt. Letztere entsprechen nach Maßstab, Umfang und meist auch im Titel den betreffenden Meßtischblättern des Reichsamtes für Landesaufnahme, bedürfen aber sehr der Nachprüfung und Korrektur, weil sie durchweg überaltert und deshalb hinter dem heutigen Stande der neuzeitlichen Forschung zurückgeblieben sind. Für unser Gebiet kamen hauptsächlich in Betracht:

737. Geologische Spezialkarte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1 : 25 000. (Herausgegeben von der Preußischen Geologischen Landesanstalt Berlin N. 4, Invalidenstraße 44) Gradabteilung 80:

Lieferung 6, Blätter: Ittersdorf 44, Bous (Doppelblatt) 45. Saarbrücken (Doppelblatt) 46, Dudweiler (Doppelblatt) 47, Lauterbach 51, Emmersweiler 52, Hanweiler 53;

Lieferung 7, Blätter: Groß-Hemmersdorf 38, Saarlouis (Doppelblatt) 39, Heusweiler (Doppelblatt) 40, Friedrichstal (Doppelblatt) 41, Neunkirchen (Doppelblatt) 42;

Lieferung 10, Blätter: Wincheringen 19, Saarburg 20, Beuren 25, Freudenburg 26, Perl 31, Merzig 32;

Lieferung 33, Blätter: Schillingen 21, Hermeskeil 22, Losheim 27, Wadern 28, Reimsbach (früher Wahlen) 33, Lebach 34;

Lieferung 46, Blätter: Birkenfeld 24, Nohfelden 29, Freisen 30, Ottweiler 35, St. Wendel 36;

Lieferung 50, Blätter: Welschbillig 8, Schweich 9, Trier 14. Pfalzel 15;

Lieferung 63, Blätter: Morscheid 17, Oberstein 18, Buhlenberg 23;

Lieferung 79, Blätter: Bernkastel 11, Neumagen 10, Morbach 17.

738. Geologische Spezialkarte von Elsaß-Lothringen 1 : 25 000, hrsg. von der Direktion der Geologischen Landesuntersuchung von Elsaß-Lothringen zu Straßburg *), jetzt „Service de la Carte géologique d'Alsace et de Lorraine". Mit Erläuterungen.

Gradabteilung 80: Blätter Sierck 5 (Perl 31), Merzig 6 (32), Monneren 10, Groß-Hemmersdorf 11 (38), Gelmingen 15. Busendorf 16 (Ittersdorf 44), Bolchen 22, Lubeln 23, Forbach 25 (Emmersweiler 52), Ludweiler 17 (Bous 45), St. Avold 24 (Lauterbach 51), Saargemünd 26 (Heusweiler 53), Remilly 33, Falkenberg 34, Rohrbach 38, Bitsch 39, Wolmünster 28, Homburg 132.

739. Geognostische Karte von Bayern 1 : 100 000, im Auftrage des Bayrischen Ministeriums d. Innern bearbeitet von C. W. Gümbel u. a., Blätter: Kusel 20, Donnersberg 21, Zweibrücken 19 mit Erl.

---

*) Die Deutschen Karten der Geologischen Landesanstalt für Elsaß-Lothringen erscheinen nicht mehr, weil die Unterlagen gemäß dem Friedensdiktat von Versailles vom 28. 6. 1919 an Frankreich ausgeliefert werden mußten.

Gradabteilungs-Übersicht

der topographischen und der geologisch kartierten Meßtischblätter 1 : 25 000 sowie der bayrischen Anschlußkarten des Untersuchungsgebietes *).

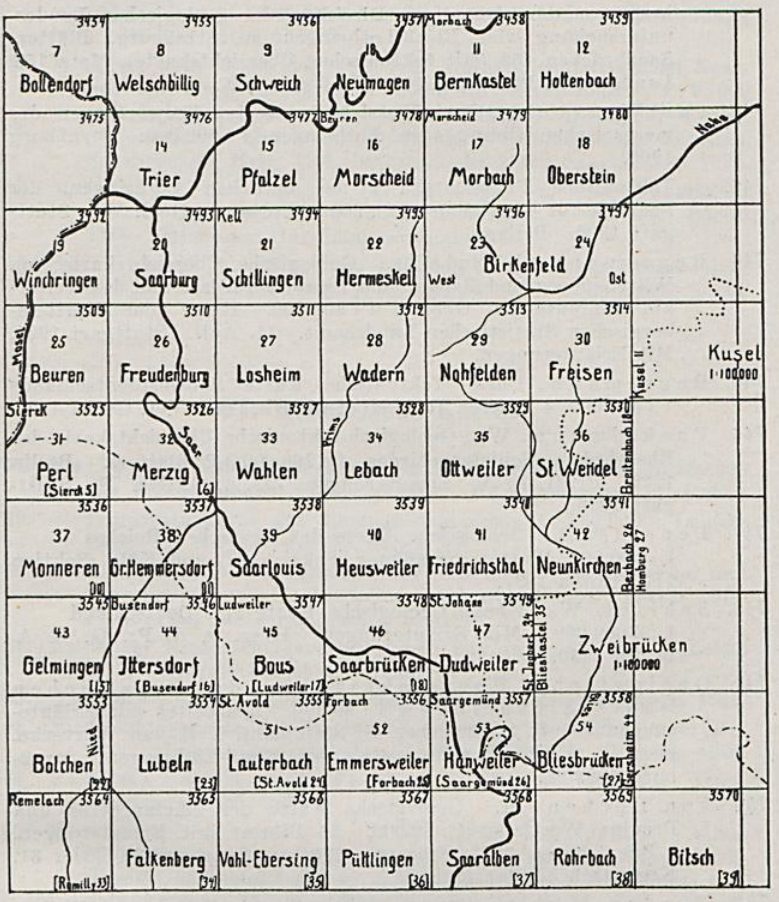


Abb. 24.

---

*) Diese Übersicht enthält die betreffenden Blätter 1 : 25 000 der Geologischen Spezialkarte von Preußen und derjenigen von Elsaß-Lothringen sowie die bayrischen Anschlußblätter 1 : 100 000. Die kleinen Zahlen in den rechten oberen Quadratecken bezeichnen die Nummern der topographischen Meßtischblätter des Reichsamtes für Landesaufnahme, die großen Zahlen in der Mitte mit darunter stehendem Namen die betreffenden Blätter der Geologischen Spezialkarte von

740. Geologische Übersichtskarte von Deutschland 1 : 200 000, hrsg. von der Preußischen Geologischen Landesanstalt Berlin, Blätter Trier - Mettendorf und Mainz.

741. Geologische Übersichtskarte von Elsaß-Lothringen und den angenzenden Gebieten 1 : 200 000, hrsg. von der ehemaligen Direktion der geologischen Landesuntersuchung von Elsaß-Lothringen zu Straßburg, Blätter: Saarbrücken 159 (mit tektonischer Übersichtskarte), Metz 158, Landau 160, Pfalzburg 168, Straßburg 169.

742. van Wervecke, L.: Übersichtskarte der Verwerfungen des mesozoischen Gebirges in Lothringen 1 : 600 000. Straßburg 1900.

743. — Tektonische Übersichtskarte des östlichen Lothringen, der Saarbrücker Gegend usw. 1 : 200 000. Oberrh. Geol. Ver. Stuttgart 1906. Beilage.

744. Regelmann, K. und Chr.: Geologische Übersichtskarte von Württemberg und Baden, dem Elsaß, der Pfalz und der weiterhin angrenzenden Gebiete 1 : 600 000. Hrsg. vom Württembergischen Statistischen Landesamt. 11. Aufl. Stuttgart 1921. Mit Erläuterungen.

745. Regelmann, Chr.: Tektonische Karte Südwestdeutschlands 1 : 500 000. 4 Blätter. Hrsg. vom Oberrh. Geol. Ver. Gotha 1898.

746. Paekelmann, W.: Geologisch-tektonische Übersichtskarte des Rheinischen Schiefergebirges 1 : 200 000 (2 Blätter). Berlin 1926. Pr. G. L. A. Erläuterungen: Zts. d. G. Ges. 78. Stuttgart 1926

747. Lepsius, R.: Geologische Karte des Deutschen Reiches 1 : 500 000, Blätter: Straßburg (Sektion 22) und Köln (Sektion 17). Gotha 1897.

748. Schriel, W.: Kleine Geologische Karte von Deutschland 1 : 2 000 000. Mit Erläuterungen. Hrsg. v. d. Pr. G. L. A. Berlin 1930.

749. Geologische Übersichtskarte des westlichen Deutschlothringen 1 : 80 000. Bearbeitet mit Erläuterungen von E. Schumacher, G. Steinmann u. L. van Wervecke. Hrsg. v. d. Geol. Landesanstalt von Elsaß-Lothringen. Straßburg 1886/87.

750. von Dechen, H.: Geologische Karte der Rheinprovinz und Provinz Westfalen 1 : 80 000. 36 Blätter mit Erläuterungen, 2 Bde. Berlin 1884, Schropp. Blätter: Saarburg 30, Trier 31, Kreuznach 32, Saarlouis 34.

751. Mordziol, C.: Geologische Lehrkarte des Mittel- und Niederrheingebietes 1 : 175 000. Braunschweig 1928. G. Westermann.

752. Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands 1 : 200 000. Gruppe Preußen und benachbarte Bundesstaaten. Lieferung II, Blätter: Trier, Saarbrücken und Mainz mit Begleitworten und Farbenerklärung. Berlin 1931. Pr. G. L. A.

Preußen, während diejenigen von Elsaß-Lothringen in Klammern stehen. Wo die Titel dieser verschiedenen Ausgaben für dasselbe Blattgebiet nicht gleichlautend sind, erscheinen in den Quadraten bei den Blattnummern die verschiedenen Namen.

753. Müller, R.: Übersichtskarte des kohlenführenden Saar-Nahegebietes 1 : 100 000. Beilage zu Prietze, Leppla, Müller und Hohensee: Das Saarbrücker Steinkohlengebirge. Bd. I des Sammelwerkes: Der Steinkohlenbergbau des Preuß. Staates in der Umgebung von Saarbrücken. Berlin 1904. J. Springer.

754. Stille, H.: Übersichtkarte der saxonischen Gebirgsbildung 1 : 250 000. Berlin 1922.

755. Müller, R.: Flözkarte von dem Steinkohlendistrikt bei Saarbrücken, Übersichtskarte 1 : 50 000, die Sektionsblätter 1 : 25 000 mit Erläuterungen. Die Sektionsblätter: Dillingen, Reden, Neunkirchen, Saarlouis, Dudweiler, Zweibrücken, Forbach, Saarbrücken. Hrsg. v. d. Bergwerksdirektion Saarbrücken 1902.

756. Müller, R. und Jahns, H.: Flözkarte von dem Steinkohlendistrikt bei Saarbrücken und in Lothringen 1 : 100 000. Berlin 1928. Reichsamt für Landesaufnahme.

757. Schlicker, A.: Flözkarte von dem Saarbrücker Steinkohlendistrikt 1 : 50 000. Hrsg. v. d. Bergwerksdirektion Saarbrücken 1922.

III. Klimatische Karten.

758. Polis, P.: Niederschlagskarte des Rheinstromgebietes 1 : 750 000 mit Erläuterungen. Leipzig 1929. H. Wagner und R. Debes.

759. — Temperaturkarte des Rheinstromgebietes 1 : 750 000. Leipzig 1929. H. Wagner und E. Debes.

760. Hellmann, G.: Regenkarte der Provinzen Hessen-Nassau und Rheinlande, sowie Hohenzollern und Oberhessen. Berlin 1914. Preußisches Meteorologisches Institut.

761. Karte der Niederschlagsverteilung in Bayern 1 : 500 000. München 1912. Hydrotechnisches Bureau.

762. Hellmann, G.: Klimaatlas des Deutschen Reiches. Berlin 1921.

763. Niederschlagskarte des Rheinstromgebietes. Bearbeitet vom Meteorologischen Observatorium Aachen 1 : 75 000. Leipzig 1928.

764. Behrmann, W. und Maull, O.: Rhein-Mainischer Atlas. Frankfurt a. M. 1926.

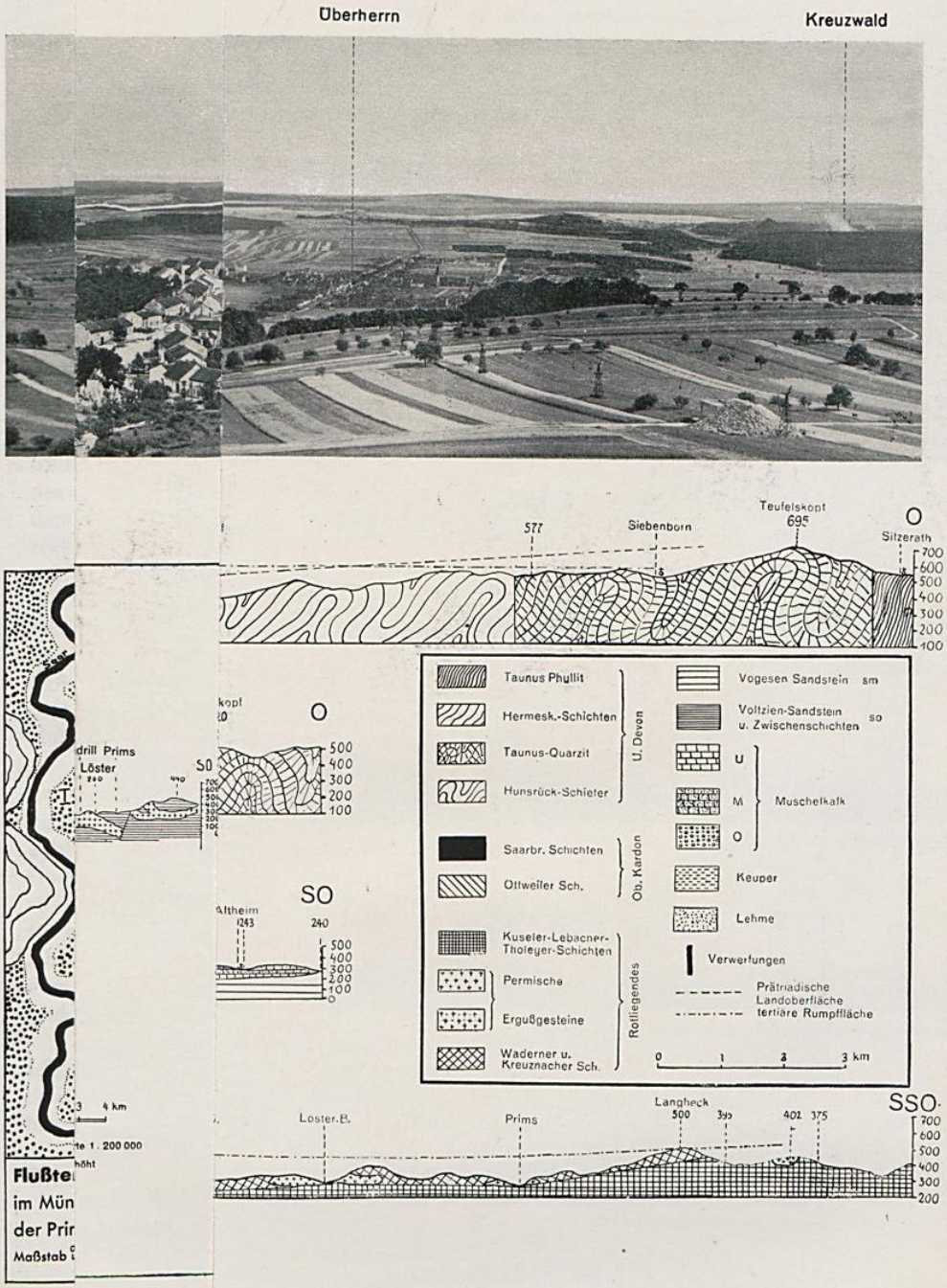
765. Wolfram, G. und Gley, W.: Elsaß-Lothringischer Atlas. Landeskunde, Geschichte, Kultur und Wirtschaft Elsaß-Lothringens, dargestellt auf 45 Kartenblättern mit 115 Haupt- und Nebenkarten. Mit Erl. Band. Frankfurt a. M. 1931. Elsaß-Lothringen-Institut.

NACHTRAG.

766. von Bubnoff, S.: Geschichte und Bau des deutschen Bodens. Berlin 1936.
767. Böhler, J.: Morphologie der südlichen Eifel. Die Formengeschichte der Salm, Lieser, Alf und Üß. Rhein-Mainische Forsch. Geog. Inst. Universität Frankfurt a. M., H. 11. Frankfurt 1934.
768. Capot-Rey, R.: La région industrielle sarroise. Paris 1934.
769. Cloos, H.: Zur tektonischen Stellung des Saargebietes. Zts. d. D. Geol. Ges., Bd. 85, H. 5. Berlin 1933.
770. Herchenröther, L.: Zur Morphologie des Nordpfälzischen Berglandes und des südlich angrenzenden Buntsandsteingebietes der Pfälzischen Stufenlandschaft. Badische Geog. Abh. d. Geog. Inst. der Universitäten Freiburg/Br. u. Heidelberg. Freiburg 1935.
771. Klute, Fr. und Will, W.: Terrassenbildung und Erosion des mittleren Rheingebietes in ihrer Abhängigkeit von Tektonik und Klima des Diluviums. Pet. Mitt. Gotha 1934.
772. Martin, L.: Kulturgeographische Untersuchungen in Deutschlothringen und im Saargebiet. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde, Bd. 30, H. 3. Stuttgart 1934.
773. Neumann, K. L.: Fragen zum Problem der Großfaltung im Rheinischen Schiefergebirge. Zts. d. Ges. f. Erdk., H. 9/10, S. 321—352. Berlin 1935.
774. — Zur Unabhängigkeit der Hochflächen des Rheinischen Schiefergebirges von der präpermischen Landoberfläche. Zbl. f. Min., Geol. u. Pal., Jg. 1935, Abt. B, Nr. 12, S. 483—493. Berlin 1935.
775. Richter, M.: War das Varistische Gebirge ein Hochgebirge? Zbl. f. Min., Geol. u. Pal., Jg. 1936, Abt. B, Nr. 4, S. 139—149. Stuttgart 1936.
776. Rücklin, H.: Die Diluvialstratigraphie der mittleren Saar sowie allgemeine Bemerkungen zur Schotteranalyse. Decheniana, Vh. d. N. V. d. Rhl. u. Westf., Bd. 91. Bonn 1935.
777. Saaratlas. Im Auftrage der Saarforschungsgemeinschaft, hrsg. v. G. W. Sante, H. Overbeck u. a. Gotha 1934.
778. Schad, A.: Stratigraphische Untersuchungen im Wellengebirge der Pfalz und des östlichen Saargebietes. 2. Abt., 17. Abh. d. Geol. Landesuntersuchung am Bayrischen Oberbergamt, H. 14. München 1934.
779. Scholz, H.: Die Tektonik des Steinkohlenbeckens im Saar-Nahe-Gebiet und die Entstehungsweise der Saar-Saale Senke. Zts. d. D. Geol. Ges., Bd. 85, H. 5, S. 316—382. Berlin 1933.
780. Wehrli, H.: Das Oberrotliegende am Westrande des Hunsrücks zwischen Saarburg und Mettlach. Sitz. Ber. d. N. V., Jg. 1932/33. Bonn 1934.
781. Will, F. W.: Morphogenetische Betrachtung der Rheinterrassen zwischen Oppenheim - Mainz und Koblenz. Gießen 1935.

Erst während der Drucklegung erschienen:

782. Mathias, K.: Morphologie des Saartales zwischen Saarbrücken und Saarmündung. Bonn 1936.
783. Löffler, E.: Landschaft und Stadt in Pfalz und Saar. Heidelberg 1936.



gie und Morphogenese des Flußgebietes der mittleren und unteren Saar.

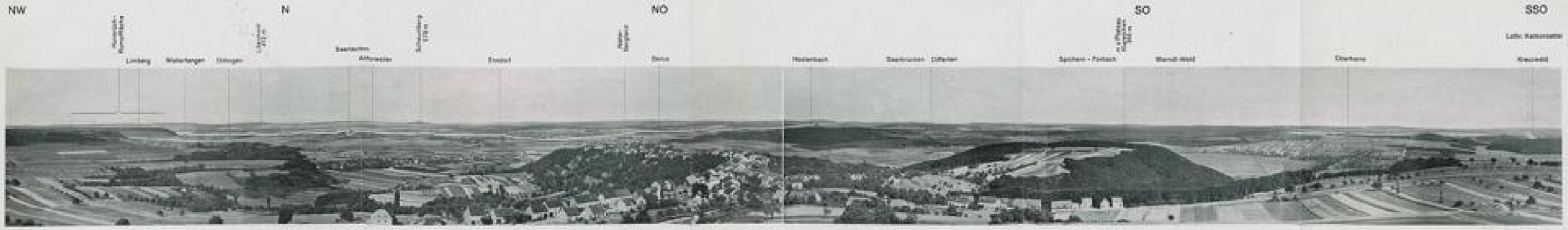


Abb. 35. Rundblick vom Kindelbergturm (349 m über NN) bei Beaux über die permo-triadische Saarlandschaft.

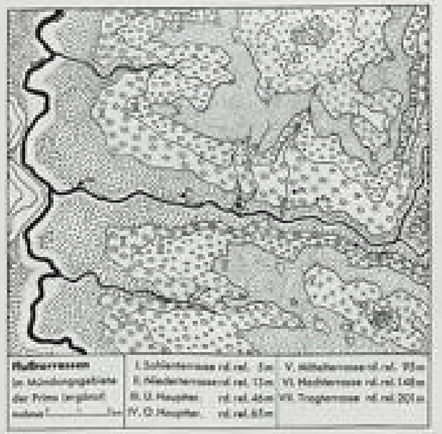


Abb. 36 zu S. 96 und 100.

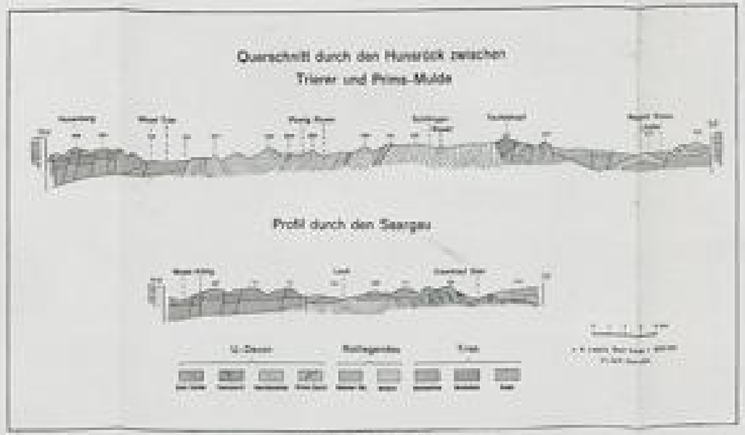


Abb. 37 und 38 im Anhang.

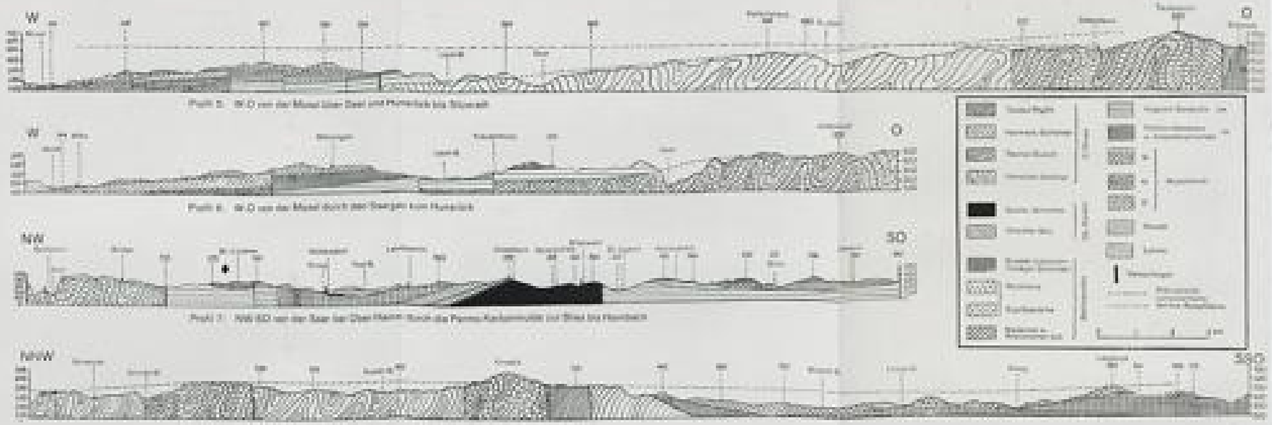


Abb. 39, 40, 41, 42.

J. Reichrath, Morphologie und Morphogenese des Flußgebietes der mittleren und unteren Saar.