

## Diluviale Flußläufe zwischen Unterrhein und Elbe.

Während der langen Zeiträume vom Beginn des Diluviums bis zur Gegenwart haben die norddeutschen Flüsse eine wechselvolle Entwicklung gehabt. Für die meisten ist nachgewiesen, dass sie bereits vor dem Eintritt der grossen diluvialen Vereisungen von Mittel- und Nord-europa existiert haben. Die Bodenschwankungen, d. h. Hebungen und Senkungen von grösseren und kleineren Gebietsteilen, die im deutschen Tertiär eine grosse Rolle spielten, dauerten im Diluvium fort und hatten weitgehende Verschiebungen der Flussläufe zur Folge. In den Gebirgen waren die Täler schon damals ziemlich eingengt, so dass bei Bodenstörungen meistens nur Anstauungen der Flüsse oder senkrechtliches Einschneiden erfolgen konnte. Im Flachland dagegen bewirkte schon eine geringfügige Hebung oder Neigung des Geländes eine wesentliche Verlegung des Flusslaufes.

Ganz andere und bei weitem tiefergreifende Störungen in der natürlichen Ausbildung der norddeutschen Strombetten mussten vollends eintreten, als von Norden her das mächtige Inlandeis immer näher heranrückte und den natürlichen Lauf der Gewässer sperrte. Während und auch zwischen den Eiszeiten, von denen man jetzt in Norddeutschland drei annimmt, waren die Flüsse gezwungen, dem jedesmaligen Eisrande entlang nach Westen und Nordwesten auszuweichen und frühere Wasserscheiden nach mehr oder minder grosser Aufstauung zu überwinden.

Handelt es sich nun darum, ein altes, nach dem Diluvium verlassenes Bett irgend eines Flusses zu verfolgen, so stellen sich besonders da, wo man am Gebirgsrand infolge eingetretener Bodenschwankungen mit bedeutenden Höhenverschiebungen zu rechnen hat, und auch, wo in der platten Ebene an der Geländeform kein früheres Tal mehr erkannt werden kann, der Untersuchung grosse Schwierigkeiten entgegen. Hat man es etwa mit den Ablagerungen zweier oder mehrerer benachbarter Flüsse zu tun, die sich früher nach längerem Lauf ineinander ergossen oder deren Betten sich gar einmal gekreuzt haben, so wird die Ermittlung ihrer ursprünglichen Wege schon viel verwickelter. Diese Schwierigkeiten treten nun bekanntlich in gesteigertem Masse auf in der norddeutschen Tiefebene, wo das Geröllmaterial der von Süden kommenden Flüsse sich mit den sehr mannigfaltigen, aus Schweden und Finnland stammenden Moränenschottern des deutschen Inlandeises gemischt hat.

Eine Trennung der Rheinschotter zum Beispiel von den Maasschottern in der Niederrheinischen Bucht, wie sie der Verfasser durchgeführt hat,<sup>1)</sup> gelingt noch verhältnismässig leicht südlich und westlich des nordischen Eiszeitmaterials. Schon für das Gebiet der westfälischen Ruhr jedoch, das unmittelbar an der Vereisungsgrenze liegt, ist es nötig, die einheimischen Gerölle der Ruhr selbst sowohl als auch die angrenzenden nordischen Gesteine genauer kennen zu lernen.

Wie sich bei der Bearbeitung des Rhein- und Maasgebiets ergeben hat, finden sich in den fluvioglazialen, d. h. aus Moränenschottern und Flussgeröllen bestehenden Ablagerungen des Münsterlandes und der Emsgegend zahlreiche Gesteine, die mit jenen von Rhein und Maas nahe übereinstimmen oder gar identisch waren. In erster Linie gehören dahin Kieselschiefer, Porphyre und Feuersteine. Während die Feuersteine dem Norden entstammen, müssen die Kieselschiefer ausschliesslich und die Porphyre zu einem grossen Teil deutschen Flüssen zugeschrieben werden, sei es der Ruhr, der Weser oder der Elbe.

Im weiteren aber ergab sich, wenn man sich mit den Geschieben im Vereisungsgebiet befasste, von selbst die Aufgabe, zu untersuchen, welcher Anteil davon deutscher und welcher rein nordischer d. h. skandinavischer Herkunft ist. Diese Aufgabe in ihrer ganzen Ausdehnung zu lösen wäre wegen der ungeheuren Erstreckung der norddeutschen Gebiete, wo Flüsse mit dem Inlandeis in Beziehung getreten sind, in der zur Verfügung stehenden Zeit unmöglich gewesen. Man musste sich daher auf einen Teil beschränken und so wurde zunächst das Gebiet zwischen Rhein und Weser und weiterhin bis zur Elbe ins Auge gefasst.

Die Frage wäre aber nur halb gelöst, wollte man sich darauf beschränken, nur das Material festzustellen, das durch die deutschen Flüsse in das nordische Vereisungsgebiet eingedrungen ist. Man wird unwillkürlich auch danach fragen, was jeder einzelne dieser Flüsse dazu beigetragen hat, mit anderen Worten, welche Wege die deutschen Gewässer am Rande und in dem Vereisungsgebiet zu jener Zeit wohl genommen haben mögen.

Bevor wir an die Untersuchung dieser früheren Flussläufe herangehen, empfiehlt es sich, einen kurzen Ueberblick zu gewinnen über

### **Die Entwicklung der Glazialgeologie in Norddeutschland.**

Am frühesten erregten die zahllosen Findlinge in der norddeutschen Tiefebene, die stellenweise zu Gruppen gehäuft oder als allgemeine Blockbestreuung inmitten sandiger oder mooriger Umgebung angetroffen wurden, die allgemeine Aufmerksamkeit. Bei näherer Untersuchung wurde es klar, dass dieselben aus weiterer Entfernung stammen mussten, ja dass sie für

<sup>1)</sup> Das Mündungsgebiet von Rhein und Maas zur Diluvialzeit. Gymnasialprog. Düren 1909.

den deutschen Boden überhaupt als Fremdlinge zu gelten hatten. Vergleiche mit den anstehenden Gesteinen der Gebirge des Nordens führten bald zur Ueberzeugung, dass diese Findlinge skandinavischen Ursprungs waren. Es dachte aber noch niemand daran, dass man es mit einem in breiter Front, durch Land und Meer vordringenden, viele hundert Meter dicken Inlandeis zu tun hatte. Man war der Meinung, dass jene gewaltigen Granitblöcke auf dem Rücken von mächtigen Eisschollen und Eisbergen über die Ostsee und weiter in das von einem Meer überflutet gedachte deutsche Binnenland hineingetragen worden seien. Diese von Lyell 1835 begründete sogenannte *Drifttheorie* hielt sich jahrzehntelang, bis man an einigen Stellen, wo heute noch im norddeutschen Flachlande fester Felsboden an die Oberfläche tritt, es verstand, die richtige Erklärung für die dort wahrgenommene Polierung und Schrammung des Felsbodens zu geben. Im Jahre 1875 stellte Torell in den Kalksteinbrüchen von Rüdersdorf bei Berlin unzweifelhafte Gletscherschrammen fest und gründete darauf seine *Inlandeistheorie*. Vergleichende Studien in heute noch vergletscherten Gebieten in den Alpen und in Schweden machten es bald zur Gewissheit, dass über den Boden Norddeutschlands Riesengletscher hinweggeglitten sind. Die Ostsee selbst war bedeckt von einer riesigen Gletschereisplatte, deren Dicke dort gegen tausend Meter betragen haben mag. Auch noch weiter im Binnenland entdeckte man in der Folgezeit an zahlreichen Orten Gletscherschliffe, so besonders im Königreich Sachsen, bis an die deutschen Mittelgebirge heran und selbst in diese hinein. Aus der Richtung der Felsschrammen konnte man den Weg ausfindig machen, den das Eis nach Süden hin in den einzelnen Landesteilen genommen.

Bald wurden auch die Gesetzmässigkeiten im Verlauf der glazialen Ablagerungen durch vergleichende Studien an heute noch sich vollziehenden Moränen erkannt. Gerade wie im Alpenvorland gelang es auch im Norden je nach der Beschaffenheit der abgelagerten Schichten ein Heranrücken, Stillstehen oder Zurückweichen des Eises zu erschliessen. Aber bis in die jüngste Zeit hinein war es in Norddeutschland nicht gelungen, wie in den Alpen eine Mehrheit von Eiszeiten festzustellen. Stets glaubte man in den weit ausgedehnten, oft über 100 m mächtigen Sand- und Schotterablagerungen eine einzige zeitlich zusammengehörige Bildung vor sich zu haben, wenn man auch lokal einzelne Vorstösse, also neuere Ueberdeckung der älteren Moränen wahrnahm.

Die eiszeitlichen Bildungen vollziehen sich nach folgendem Gesetz. Beim Herannahen des Eisrandes lagern sich die feineren Schwemmstoffe der den noch entfernten Eismassen entströmenden Schmelzwasser ab. Beim Näherrücken wird sodann gröberer Sand und kleineres Geröll abgesetzt, und es erfolgt, wenn das Eis die Gegend überschreitet, unter ihm am Stirnrand die Ablagerung der sogenannten *Grundmoräne*. Diese schmilzt, wie Forschungen am Inlandeis von Grönland dargetan haben, aus dem Eise selbst heraus, indem die in diesem eingeschmolzenen und aus den entlegenen Heimatgebirgen aufgenommenen Lehm-, Sand- und Blockmassen in Eistunneln und unter Schirmdächern am überhangenden Eisrande zu

Böden sinken. Erreicht nun das vorrückende Eis eine Gegend, wo die Abschmelzung oder die durch beständige Eiswinde bedingte Verdunstung der Eiszufuhr das Gleichgewicht hält, so tritt gewöhnlich ein längerer Stillstand ein, bevor es sich endgültig wieder nach Norden zurückzieht. In diesem Falle häufen sich an seinem Stirnrande ungeheure Endmoränen an, die beispielsweise heute in Grönland oft 40 m Dicke und mehr erreichen. Weicht nun das Eis wirklich und andauernd zurück, so mischen sich wieder die Sand- und Geröllmassen der Gletscherbäche zwischen die Endmoränenbildungen, so dass diese oft zerstört oder unkenntlich gemacht werden. Oft aber erzeugt das sich zurückziehende Eis hinter den hohen Endmoränenwällen noch zahlreiche minder hohe Wälle und Schutthügel, die dann zusammen mit fluvioglazialen Bildungen und tieferen seeartigen Depressionen eine sogenannte Moränenlandschaft bilden, wo meist runde Sand- und Geröllhügel und zahlreiche Vertiefungen in buntem Durcheinander abwechseln.

Endmoränen gibt es in zum Teil gut erhaltenem Zustand besonders im Osten der Elbe, wo sie als zusammenhängende wallartige Bogenstücke zu langen Zügen hintereinandergereiht sind. Am bekanntesten sind die den Südrand der pommerschen Seenplatte begleitenden. Unmittelbar nordwärts an sie anschliessend folgen die eben beschriebenen Moränenlandschaften. Wo die eiszeitlichen Bildungen noch so frisch und unverwischt erhalten sind wie im Flachland, weisen sie von selbst auf ein jüngeres Alter hin als die viel weiter südwärts am Rand der deutschen Mittelgebirge vorkommenden glazialen Erscheinungen. Zur Zeit des mächtigsten Vorstosses drang das Inlandeis bis zu einer Grenze vor, die zunächst von Utrecht über Krefeld der westfälischen Ruhr entlang nach Paderborn und weiter nach dem Nordrand des Harzes zieht. Sodann geht die Grenze vom Ostharz direkt nach Süden und Südwesten, indem sie den grössten Teil des Unstrutgebiets einschliesst, bis in die Nähe von Mühlhausen und Erfurt, um sich nun wieder nach Osten zu wenden. Von hier zieht sie über Weimar, Jena, Gera, Zwickau, Chemnitz, Dresden und folgt den Gebirgen Schlesiens bis zum Nordfuss der Karpathen. An manchen Stellen drang das nordische Eis bis zu Meereshöhen von 400 m und mehr in die deutschen Gebirge hinein, wobei niedrigere Bergrücken, die sich ihm weiter nordwärts überall entgegenstellten, ganz unter ihm begraben wurden. Diese weit nach Süden vorgeschobenen Bildungen nun, die durch die spätere Tätigkeit der Flüsse zu einem grossen Teil zerstört oder verändert worden sind, schreibt man älteren Eiszeiten zu als die mehr im nördlichen Flachlande östlich der Elbe gelegenen (siehe die Karte). Während die Endmoränen dieser älteren Eiszeiten heute nur noch mit Mühe festzustellen sind, liegen die der letzten Eiszeit gewissermassen offen zu tage und sind noch grösstenteils unverändert. Für die jüngste Vereisung hat man neuerdings eine Südgrenze über Lüneburger Heide, Magdeburg, Wittenberg, Glogau festgestellt (s. K.). Es ist jedoch noch nicht gelungen, eine endgültige Altersdeutung der einzelnen weiter südwärts vorkommenden Glazialbildungen zu geben.

Zwischen den Perioden grösster Vereisung gab es auch Interglazialzeiten mit milderem Klima, wo die Abschmelzung sehr gross war und das Eis weit zurückwich. Ablagerungen solcher Zwischenzeiten enthalten oft Reste von solchen Tieren und Pflanzen, die nur bei günstigeren Lebensbedingungen gedeihen konnten und also die Existenz eines gemässigeren Klimas für die Zwischeneiszeiten beweisen.

Hier ist auch eine eiszeitliche Bildung zu erwähnen, die man Löss nennt. Der Löss besteht ursprünglich aus feinem lehmigen und sandigem Staub, der während einer trockenen Periode durch beständige und heftige Winde über sehr weite Strecken längs des Südrandes der Vereisungen verweht wurde. Größere mitgeführte Teilchen erzeugten an festliegenden Steinen und Blöcken sogenannte Windschliffe, wie sie noch heute von Steppen- und Wüstenwinden Afrikas erzeugt werden. Diese Dreikanter genannten Steine finden sich beispielsweise in Sachsen in weiter Verbreitung als Steinsohle an der Grundfläche des Lösses. Der Löss selbst kommt nur ausserhalb des Verbreitungsgebietes der letzten Vereisung vor und bildet über den älteren Glazialablagerungen eine oft sehr dicke und vor Verwitterung schützende Decke. Die Niederschläge der Interglazialzeiten entzogen den abgeschichteten Sanden und Grundmoränen und dem weiter südlich auftretenden Löss an der Oberfläche allmählich den Kalkgehalt und führten ihn nach der Tiefe. Weil dieser Vorgang sich nun sehr gleichmässig, besonders im Löss und in den lehmigen Teilen der Grundmoräne äusserst langsam vollzog, bildet er einen vortrefflichen Masstab für die Altersbestimmung älterer glazialer Schotter.

Neuerdings hat man an mehreren Stellen Norddeutschlands, so in Schleswig-Holstein, in Mecklenburg, in der Lüneburger Heide u. a. a. O. im Untergrunde der zutage liegenden noch frischen Moränen der letzten Eiszeit ältere Moränen von sehr starker Entkalkung und Verwitterung gefunden, die älteren Eiszeiten angehören müssen.<sup>1)</sup> So ist man jetzt in Norddeutschland zur Annahme dreier Eiszeiten gelangt.

Kurz seien hier einige Endmoränen früherer Eiszeiten erwähnt, die westlich der jüngsten Vereisungsgrenze erforscht sind. Ein langer Endmoränenzug verläuft von Neuwaldenleben am Böderand bei Magdeburg südwärts über Bernburg und von hier nach Köthen und Gräfenhainichen. Ein zweiter, weiter südlich liegender Zug geht von Taucha unweit Leipzig ostwärts bis an die Elbe, indem er den Nordrand der durch die Bahnstrecke Leipzig-Wurzen-Riesa bezeichneten flachen Senke bildet. Auch an der Weser sind Endmoränen von der Porta Westfalica bis nach Hameln und weiter nördlich bei Neustadt zwischen Weser und Aller entdeckt worden<sup>2)</sup>. Endlich sind alte Endmoränen weiter im Westen bei Münster festgestellt worden, die von Salzbergen an der mittleren Ems über Rheine nach Münster und weiter nach Sendenhorst ziehen (s. K.).<sup>3)</sup>

<sup>1)</sup> v. Linstow, Gagel, Tietze. Jahrb. d. Geol. Landesanstalt. 1910.

<sup>2)</sup> Spethmann. Glaziale Stillstandslagen an der mittleren Weser. Mitteil. der geogr. Ges. in Lübeck. 1908.

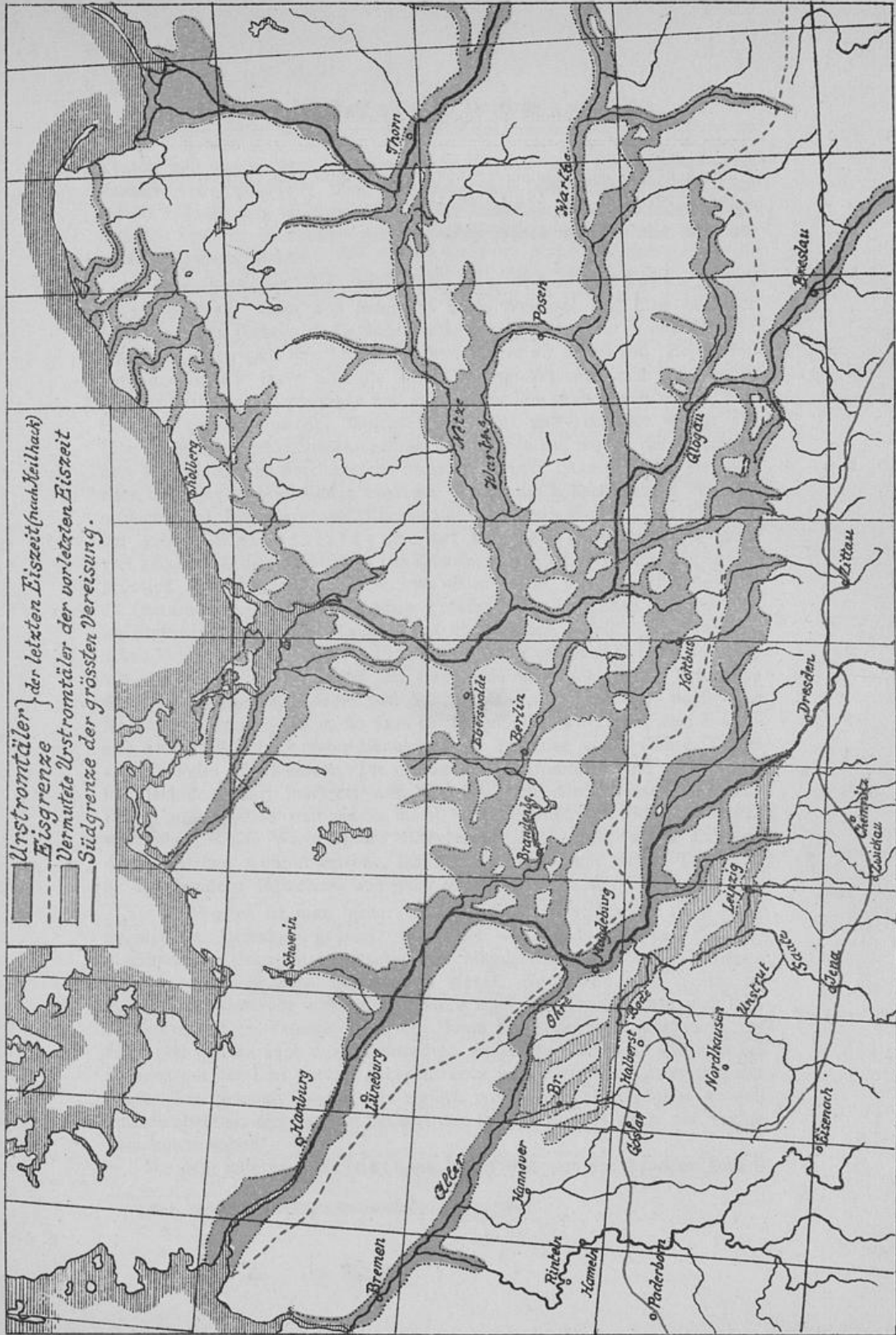
<sup>3)</sup> Wegner. Ueber eine Stillstandslage der grossen Vereisung im Münsterlande. Zeitschr. der Deutschen Geol. Ges. 1910.

Schliesslich sind noch kleinere Stücke von Endmoränen weiter im Süden bei Recklinghausen und Witten bekannt.

Die Glazialgeologie Norddeutschlands beschränkt sich aber nicht auf die Untersuchung des Vorrückens und Zurückweichens sowie der Richtung und engeren Heimat des Inlandeises, sondern sie erstreckt sich auch auf die Ermittlung der alten Abflussrinnen des an den Südrändern abschmelzenden Eises. Man suchte nach den alten Urstromtälern, die neben den Schmelzwässern auch die deutschen Flüsse mit aufnehmen mussten. Wie die Abflussverhältnisse in den älteren Eiszeiten gewesen sind, kann nicht mehr lückenlos erforscht werden, weil in jeder folgenden Eiszeit die Gebilde der früheren zugedeckt und meistens zerstört worden sind, was jedenfalls für das Flachland ziemlich allgemein gelten dürfte. Im Gebiete der jüngsten Vereisung liegen dagegen, wie schon weiter oben erwähnt, die Tatsachen klarer, und die schon lange bekannt gewordenen Urstromtäler beschränken sich ganz auf dieses Gebiet. Mehr einem Zufall ist es zuzuschreiben, dass man im Westen der Weser über den Verlauf dieser Urstromtäler noch fast gar nichts weiss. Die neueren Aufnahmen der Geologischen Landesanstalt fanden bis jetzt im Flachlande in grösserer Ausdehnung nur östlich der Elbe statt, wodurch die Erkenntnis der hydrographischen Verhältnisse besonders von Pommern, Brandenburg und Posen sehr gefördert wurde. Ausgedehnte Glazialstudien sind auch in Schleswig-Holstein und Mecklenburg gemacht worden. Man unterscheidet heute für die Dauer der jüngsten Vereisung in Norddeutschland fünf Urstromtäler, nämlich das Breslau-Magdeburger, das Glogau-Baruther, das Warschau-Berliner, das Thorn-Eberswalder und das Pommersche Urstromtal. (S. K.)<sup>1)</sup>

Das erstgenannte ist das älteste. In ihm fliesst die Malapane bis Oppeln, von hier bis Liegnitz die Oder, worauf es sich über Bunzlau und Spremberg in das sehr breite Tal der Schwarzen Elster bis nach Wittenberg fortsetzt und dann im alten Elbtal bis zur Nordsee verläuft. Das zweite Haupttal beginnt an der polnischen Grenze, zieht durch die Bartschniederung nach Glogau hin und erreicht, etwas mehr unterhalb die Oder überquerend, über Spreewald, Baruth und Luckenwalde das Elbtal unterhalb Magdeburg, um dieses bis zur Nordsee zu benutzen. Das Warschau-Berliner Tal beginnt, wie schon der Name andeutet, an der Weichsel bei Warschau, folgt der Warthe bis oberhalb Posen, verläuft im Obrabruch und Odertal bis Frankfurt, um von hier über Berlin und die Havelmündung die Nordsee zu erreichen. Das Thorn-Eberswalder Stromtal benutzt die Niederung der mittleren Weichsel bis unterhalb Thorn, erreicht, der Netzeniederung folgend, bei Küstrin die Oder, um von Eberswalde aus in gerader Westrichtung über die Mündung der Havel und das Elbtal nach Hamburg zu verlaufen. Das Pommersche Stromtal endlich verläuft, westlich von Danzig beginnend und alle Küstenflüsse querend, nahe der pommerschen Küste zum Stettiner Haff, von da nordwärts in die Nähe von

<sup>1)</sup> Keilhack. Jahrb. d. Geol. Landesanstalt. 1898 und 1909.







Rostok und weiter zur Lübecker Bucht. Diese fünf Urstromtäler verdanken ihre Entstehung dem Umstande, dass das letzte Inlandeis bei seinem allmählichen Rückzuge fünf lange dauernde Stillstandslagen eingenommen hat, bis es endlich den deutschen Boden verliess und auch die südliche Ostsee räumte.

Bemerkenswert ist besonders das Thorn-Eberswalder Urstromtal. Oder und jedenfalls auch Weichsel und Elbe besaßen schon vor der Eiszeit im Gelände stark ausgeprägte, sehr breite Mulden, innerhalb deren sich ihre Gewässer dem Meere zu bewegten. Bei Bromberg und Küstrin lagen also die Talsohlen von Weichsel und Oder schon in ganz geringen Meereshöhen und die Wasser, die gezwungen waren, dem Eisrande entlang von der Weichsel zur Oder und von hier weiter zur Elbe zu fließen, bildeten naturgemäss an den Stellen, wo sie die Weichsel- und Oderniederung durchqueren mussten, grosse Stauseen, da sie erst nach bedeutender Aufstauung imstande waren, die höherliegenden Wasserscheiden bei Bromberg und Eberswalde zu überschreiten. So entstand der grosse Weichselstausee bei Bromberg-Thorn und der noch viel grössere Oderstausee bei Küstrin, welcher letzterer zur Zeit seiner grössten Ausdehnung eine Tiefe von 40 m hatte und eine Fläche von 25 Quadratmeilen bedeckte. Noch grössere Wassermassen stauten sich im Stettiner Haff, das im Talzuge des nördlichsten, nämlich des Pommerischen Urstroms liegt. Der Haffstausee war reichlich fünfmal so gross wie die heutige Wasserfläche des Haffs, und seine Oberfläche besaß an der vor den Inseln Usedom und Wollin stehenden Eismauer noch eine Meereshöhe von 15—20 m, so dass es ihm möglich war, nach dem Beltstausee bei Lübeck unter Benutzung der Talsenke von Tollense, Trebel und Recknitz abzufließen. Die genannten Urstromtäler sind heute noch im Gelände scharf markiert und zeichnen sich durch ausserordentliche Breite aus, so dass sich die in ihnen jetzt verlaufenden Flüsse geradezu wie unbedeutende Wasserrinnen ausnehmen. Auch sonst ist die Existenz dieser Talzüge wohl erweisbar, insofern sie höhere und tiefere Terrassen an den Rändern aufweisen, wie jeder grössere Strom der Gegenwart.

Im Westen ist man bisher hinsichtlich der Urstromtäler noch nicht zu sicheren Beweisen gelangt. Vermutet wird, dass sich das Breslau-Magdeburger Urstromtal fortsetzt von Magdeburg über Neuhaldensleben zur Aller und von dieser zur unteren Weser. Noch weiter im Westen ist der Versuch gemacht worden, den alten Lauf von Hunte, Hase und Ems zu bestimmen.<sup>1)</sup> Danach wäre die Hunte bei Oldenburg westwärts zur Leda und von da nach der Emsmündung geflossen. Die Hase soll sich bei Meppen mit der Ems vereint geradenweges westwärts zur Vechte und zur Zuider See gewandt haben. Die südlich von Lingen einmündende Aa soll endlich ebenfalls den Emslauf gequert und ihren Weg westwärts zur Vechte genommen haben.

Mit dem unteren Rheinstrom haben sich mehrere Arbeiten hollän-

<sup>1)</sup> Rud. Bielefeld. Die Geest Ostfrieslands. Zürich 1906.

discher und deutscher Geologen (insbesondere von Loricé, v. Baren und J. Martin) direkt oder indirekt befasst. Dass der Rhein schon vor den Eiszeiten, auch vor der ältesten, bestand, steht ausser Zweifel. Es gab schon einen vordiluvialen, pliozänen Rhein, dessen Mündung jedoch zeitweise weit von der heutigen Nordseeküste landeinwärts lag. <sup>1)</sup> Ueber seinen Ursprung und seine Zuflüsse ist man jedoch mit Ausnahme der Mosel noch im Unklaren. Jedenfalls wird heute noch an der Annahme festgehalten, dass selbst noch während der ersten alpinen Eiszeit, die man geneigt ist an den Anfang des Diluviums zu stellen, ein Jurariegel zwischen Basel und Mülhausen den Gewässern des schweizerischen Rheingebiets den Abfluss nach Norden wehrte, so dass sie gezwungen waren, durch die Burgundische Pforte nach Westen und Süden zur Rhone abzufließen. <sup>2)</sup> Besser bekannt sind die während der eigentlichen Diluvialzeit erfolgten Ablagerungen des Rheins von der Schweiz bis nach Holland. Durch beständige Tieferlegung seiner Sohle hat der Strom an seinen Talrändern terrassenförmige Ueberreste seines Bettes hinterlassen, die man zu den Eiszeiten in Beziehung brachte. Man hat stets versucht, den Rhein, der sowohl das alpine als auch das norddeutsche Vereisungsgebiet berührt, als Verbindungsglied zu benutzen, um die vier Eiszeiten der Alpen mit den drei norddeutschen zeitlich zu vergleichen, ohne jedoch bis jetzt zur völligen Lösung dieser Frage zu gelangen.

Der Rhein des frühesten Diluviums trug seine Schotter schon vor Anbruch der Eiszeiten nach der Nordsee. Bei Bohrungen südlich und östlich der Zuider See ist der Nachweis erbracht, dass die Sande und Schotter bis zur Oberfläche des Bodens überwiegend dem Rhein und der Maas angehören und dass sie desto reiner, also freier von nordischem Material wie Graniten und Feuersteinen sind, je tiefer man geht. In einer gewissen Tiefe sind sie ganz rein, also entschieden präglazial. Die ausgedehnten Moränenlandschaften in der Veluwe und die sonstigen Kiesrücken im Mündungsgebiet von Rhein und Maas mögen zu einer Zeit entstanden sein, als das von Norden entgegenstehende Eis diese Ströme zu einer Aufschüttung ihrer Sedimente zwang. Als diese nördliche Barriere frei wurde, schnitt sich der nun mit der Maas vereinigte Rhein in seine eigenen Ablagerungen ein und führte sie nordwärts, indem er sich breite Abflusstäler, wie die Jjssel, das Geldersche und das Utrechter Tal schuf. Auch am Ostrande ihrer Verbreitung liegen die älteren Rhein-Maasschotter (s. K.) weiter im Norden tief unter den darüberliegenden fluvioglazialen und rein nordischen Bildungen begraben, so dass sie der Untersuchung entzogen sind.

Weiter nach Osten ist man im Gebirgslande ebenfalls erst bei den Anfängen einer Klärung der Verhältnisse angelangt. Mehrere Arbeiten liegen vor über Weser, Leine und Saale. Der Mittellauf der Weser von Holzminden bis nach Minden ist in der letzten Zeit öfter von Geologen

<sup>1)</sup> Fliegel. Die Beziehungen zwischen dem marinen und kontinentalen Tertiär im nieder-rheinischen Tieflande. Zeitschr. der Deutschen geol. Ges. 1911.

<sup>2)</sup> F. Wahnschaffe. Bericht über gemeinsame Begehungen der diluvialen Ablagerungen im vusseralpinen Rheingebiete im April 1907. Jahrb. d. Geol. Landesanstalt. 1907.

in den Kreis der Betrachtung gezogen worden. Es wurde eine untere, eine mittlere und eine obere Flussterrasse festgestellt.<sup>1)</sup> Uns interessiert diese Strecke deswegen besonders, weil sie im Gebiet einer oder zweier der früheren Vereisungen liegt, während welcher das Weserwasser sich einen eisfreien Durchgang suchen musste. Es ist noch nicht gelungen, eine Antwort auf die Frage zu geben, wo die Weser während des südlichsten Vorstosses des Inlandeises, den man einer der beiden frühesten Eiszeiten zuweist, geflossen ist. Bei der Höhe der die Weser begleitenden Gebirge und ihrer Pässe findet man bis heute keinen Ausweg, und man muss sich auf eine sehr bedeutende Stauung des Wassers im Wesertale gefasst machen.

Die eiszeitlichen Moränen erreichen noch an der mittleren Weser Meereshöhen von über 200 m, wie wenn Gebirgsrücken von mittlerer Höhe für ein vordringendes Eis nur kleine Hindernisse gewesen wären. Eine Grundmoräne wurde auf dem Deister sogar noch 320 m hoch (von H. Stille) entdeckt. Aus guten Gründen wird an der mittleren Weser eine Oberflächenhöhe des Inlandeises von etwa 400 m über Meer angenommen, so dass zeitweilig bis zu diesem Niveau die von Süden andrängenden Wassermassen gestaut wurden. Als Beweis werden die bis zu jener Höhe über grosse Strecken verbreiteten Plänerkalkbrocken der Gegend von Holzminden angesehen, die nach der ganzen Art ihrer Beschaffenheit nur Ablösungsprodukte an Steilufeln grosser Seenflächen sein können.<sup>2)</sup> Der Hils und die Sackberge am Leinetal, der Deister und die Weserberge ragten nur noch als kleine Inseln aus dem Eismantel hervor oder waren zum Teil davon bedeckt. An der äussersten Südgrenze der Vereisung, die an der Weser bis in die Gegend von Bodenwerder, an der Leine bis Kreiensen und Gandersheim reichte, bildete sich (nach v. Koenen) ein grösserer *Stausee*, der die Wasser der Leine und des Westharzes aufnahm.

Zu einer späteren Zeit, als das mittlere Wesertal längst wieder eisfrei war, erfolgte abermals eine grosse Stauung weiter im Norden. Das Tal, dessen Sohle bei Hameln kaum 20 m höher lag als heute, wurde bei einem neuen Eisvorstoss an der Porta Westfalica wieder völlig zugesperrt. Mehrere Gletscherzungen sind auch zwischen Minden und Hameln ins Wesertal eingedrungen.<sup>3)</sup> Die grösste davon, die durch die Porta Westfalica kam, bedeckte 45 qkm Fläche. Es vollzog sich nun infolge des behinderten Wasserabflusses eine 50—60 m mächtige Aufschüttung von Kies- und Sandmassen am ganzen Mittellaufe der Weser. Die Reste dieser Aufschüttungen stellen heute die obere Weserterrasse dar. In dem breiten Tale bei Rinteln bildete sich damals der sogenannte *Rintelner Stausee*, der sich schliesslich am Eisrande vorbei nach Vlotho zu eine neue

<sup>1)</sup> Grupe. Entstehung des Wesertals zwischen Holzminden und Hameln. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1905.

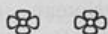
— Derselbe. Terrassenbildungen im mittleren Flussgebiet von Weser und Leine und ihre Altersbestimmung zu den Eiszeiten. Ebenda 1909.

<sup>2)</sup> v. Koenen. Ueber altdiluviale Bildungen im Gebiete der Sackberge, des Hils und des Hildesheimer Waldes. Jahrb. d. Geol. L. 1910.

<sup>3)</sup> H. Spethmann. Glaziale Stillstandslagen an der mittleren Weser.

Abflussrinne nach Westen suchte. Auch jetzt noch befindet sich die Weser in dieser Rinne, während sie früher zur Zeit grösster Stauung von Rinteln aus gradenweges zur Porta hinfluss in einer breiten Talmulde, die heute daselbst in ihren höchsten Teilen bis 70 m über dem neuen Bette liegt.

Auch an der Saale hat man drei Flussterrassen aufgestellt. Die zwei ältesten sind präglazial, die unterste wurde während der Eiszeit gebildet, da ihre Schotter von nordischen Graniten und Feuersteinen durchsetzt sind.<sup>1)</sup> Man hat gefunden, dass auch hier zur Eiszeit vielfach andere Abflussverhältnisse für die den Gebirgen nordwärts entströmenden Gewässer bestanden haben müssen. Die an Weimar vorbeifliessende Ilm nahm, wie sich aus zahlreichen Schotterablagerungen auf dem Plateau nachweisen lässt, ihren Lauf weitab von ihrem heutigen Bett nach Norden und überschritt den Höhenrücken der Finne, der heute über die Ebene hinausragt. Das war nur möglich, wenn sich damals der Rücken der Finne noch nicht über die Umgebung herausgehoben hatte.



### Die Art der Untersuchung.

Die Untersuchung alter Flusstäler und höher liegender Flussterrassen beschränkte sich bis jetzt mehr auf die Nähe noch heute fliessender Gewässer. Am Rhein ging man darauf aus, stufenweise über dem Niveau des heutigen Stromes frühere Ablagerungen aufzufinden, die, als Ganzes betrachtet, frühere Talböden darstellen konnten.

Diese Ablagerungen, die sich bei guter Ausbildung wie Terrassen an flach ansteigenden Talhängen ausnehmen, haben heute viele Unterbrechungen und sind oft nur in wenigen, schlecht erhaltenen Resten vorhanden. Um zusammenhängende Terrassenstücke festzustellen, genügt es meist, auf die Höhengichtlinien der Karte zu achten und gleich hoch Liegendes oder, bei Berücksichtigung des natürlichen Stromgefälles, entsprechend tiefer Liegendes als zu einer gleichaltrigen Bildung gehörig zusammenzufassen. Sind durch später eingetretene Gebirgsstörungen jüngere und ältere Terrassen in annähernd gleiche Höhe über dem Fluss gelangt, so lässt sich das verhältnismässige Alter der Bildungen durch die Kenntnis der allgemeinen Gesteinsbeschaffenheit einer jeden bestimmen, falls es nicht gelingt, die direkte Auflagerung der einen über die andere aufzufinden. Mit diesem Hilfsmittel ist es gelungen, zusammengehörige

<sup>1)</sup> Wagner. Das ältere Diluvium im mittleren Saaletale. *Jahrb. der Geol.* L. 1904.

— Naumann u. Picard. Mitteilungen über das diluviale Flußnetz in Thüringen. *Ebenda* 1907 u. 1908.

— Wolf. Die Terrassen des Saaletals. *Dissert.* 1909.

Rheinterrassen von den Schweizer Gebirgen bis zum Niederrhein zu verfolgen. Ebenso ist verfahren worden bei Weser und Saale und bei anderen deutschen Flüssen. Muss man jedoch einen früheren Fluss auf seinem Lauf durch ein anderes, fremdes Flussgebiet hindurch verfolgen, so hilft nur die genauere Kenntnis der Gesteine beider Flussgebiete. Diese Notwendigkeit ist den Flachlandgeologen auch schon seit einiger Zeit für einen anderen Zweck klar geworden. Früher glaubte man allein aus der Richtung der Gletscherschliffe, die zu diesem Zweck überall in Norddeutschland studiert worden sind, den Weg bestimmen zu können, den das nordische Eis nach Süden genommen hat. Man hat aber inzwischen erkannt, dass entgegenstehende Höhenrücken im deutschen Flachlande sehr wohl in stande waren, das andrängende Eis von seiner ursprünglichen Richtung abzulenken. So konnte man schliesslich für eine bestimmte Gegend nicht mehr sagen, von welchem Ursprungsort das Eis hergekommen sei, weil man gewohnt war, diesen in der Rückverlängerung der Schrammenlinien zu suchen, während der wirkliche Weg aus vielen Krümmungen bestanden hat. Daher ist man heute bestrebt, überall wo es möglich ist, die wichtigsten nordischen Charaktergesteine zu sammeln und die Orte des Vorkommens der einzelnen genau zu registrieren. Vergleichende Studien in den schwedischen und finnländischen Gebirgen haben es dann ermöglicht, auch für manche Gegenden Deutschlands den Weg des Eises annähernd zu bestimmen.

Was für das nordische Inlandeis gilt, wird in noch höherem Grade zur Notwendigkeit für die Verfolgung der früheren, eiszeitlichen Läufe der norddeutschen Flüsse von einem Flussgebiet ins andere. Diese auf die Flüsse angewandte petrographische Methode ist neu und es ist dem Verfasser nicht bekannt geworden, dass sie schon einmal systematisch in Anwendung gekommen ist. Es handelt sich hier um nichts weniger als um die planmässige Durchmusterung aller Geröllarten des Rhein-, Weser- und Elbgebiets. Die hauptsächlichsten Charaktergesteine, auch Leitgesteine genannt, die für eine bestimmte Gegend oder für ein bestimmtes Gebirge kennzeichnend sind, waren vom Verfasser, soweit Rhein und Maas mit ihren Nebenflüssen in Betracht kamen, schon früher gesammelt worden. Nur die westfälische Ruhr machte noch Schwierigkeiten wegen der grossen Mannigfaltigkeit der dem Rothargebirge entstammenden Gesteine. Eine Vervollständigung der Sammlung von Ruhrgeröllen war um so notwendiger, als auch die Lahn in demselben Gebirge entspringt und somit auch manche Gerölle mit sich führt, die schwer von denen der Ruhr zu unterscheiden sind. Nur eine sehr reiche Auswahl von Lahn- und Ruhrgeröllen aus den ganzen Flussläufen vermochte eine sichere Unterscheidung von Lahn- und Ruhrkies zu gewährleisten. Auf dem Rothargebirge, das so vielerlei porphyrische Gesteine birgt, entspringt auch die Eder, ein Nebenfluss der Weser. Auch hier war es nötig, durch eine möglichst ausführliche Sammlung festzustellen, wieviel Edergesteine denen der Ruhr bzw. der Lahn ähnlich sind. Die vom Westhang des Rothargebirges nach der Weser beförderten Edergesteine mussten sicher als solche

erkannt werden für den Fall, wo es sich darum handeln würde, Ruhrkies und Weserkies, wie er weit im Norden im Flachlande angetroffen wird, zu trennen.

Besonders spielen bei derartigen Gerölluntersuchungen die Gebirge auf den Wasserscheiden zweier Flussgebiete eine wichtige Rolle. Man kann oft schwanken, ob man die von ihnen stammenden und weiter im Norden durch Eisschub oder Transport von ihrer ursprünglichen Ablagerungsstelle fortgenommenen Gerölle dem einen oder dem anderen Flussgebiete zuteilen soll. Die Geschiebearten der Weser wurden gesammelt bei der Porta Westfalica, bei Rinteln und bei Hameln. Da nun zu erwarten war, dass manche, dem Gebiete der südlichen Weserflüsse angehörende Geschiebe überhaupt sehr selten sind und andere, häufigere nur bei Gelegenheit flussabwärts geführt werden, so wurden auch Sammlungen gemacht in der Schwalm, der Fulda und der Werra. Auch die Leine mit einigen Zuflüssen und die Oker wurden auf ihre Gerölle untersucht. Elbgeschiebe wurden auf Kiesstrecken im Elbebett möglichst sorgfältig gesammelt bei Barby und Torgau, Saalegerölle bei Barby und Naumburg. Auch im Kies der Unstrut, Helme und Bode wurde je eine Sammlung gemacht.

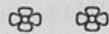
In mancher Hinsicht war diese Methode der Steinsammlungen im Weser- und Elbgebiet allerdings nicht ganz einwandfrei. Einmal liegen grosse Teile der durchmusterten Gegenden bereits im früheren Vereisungsgebiet; die Flüsse enthalten also daselbst sicher schon abgespülte nordische Geschiebe unter ihren eigenen. Dann aber muss berücksichtigt werden, dass schon vor und während der Eiszeit auch deutsche Geschiebe von einem Flussgebiet ins andere hinübergelangen sein konnten. Die heutigen Flüsse sind ja unausgesetzt an der Zerstörung jener früheren eiszeitlichen Absätze tätig und können deshalb sehr wohl Gerölle des benachbarten Flussgebiets, wenn auch in geringer Zahl, in ihrem heutigen Lauf mit sich führen. Andererseits aber konnte wieder wegen der Beschränktheit der Zeit nicht anders als wie oben angegeben verfahren werden, wollte man auf schnellstem Wege alle Geschiebearten möglichst vollzählig sammeln. Nach unserer Ansicht kann auch der für solche Zwecke als allein gangbar angenommene Weg, alle Gesteine von einiger Wichtigkeit in den zahlreichen Gebirgen aus dem anstehenden Fels herauszuschlagen, nicht unbedingten Erfolg versprechen. Man wird einerseits nie alle Abarten eines Leitgesteins auffinden, dann aber können die so gewonnenen Stücke nur sehr schwer mit Flussgeröllen, die viele hundert Kilometer weit verfrachtet und stark verwittert sind, identifiziert werden. Der Verfasser war drum bestrebt, die seiner Arbeitsweise noch anhaftenden Mängel in anderer Weise wieder wettzumachen.

Um festzustellen, welche von den in den erwähnten Flussbetten gesammelten Steinen etwa nordischen Ursprungs waren, unterzog er viele Moränenablagerungen im ganzen Flachland zwischen Weser und Elbe und teilweise auch im Osten der Elbe einer genauen Untersuchung.

Hierdurch wurde eine hinreichende Kenntnis der nordischen Gesteine gewonnen und die in den Flüssen mitgesammelten, nicht hierhergehörigen Stücke konnten ausgeschieden werden. So wurden Kiessammlungen angelegt bei Lüneburg, Soltau, Salzwedel, Letzlingen unweit Gardelegen, ferner bei Ratzeburg in Mecklenburg, im südlichen Fläming zwischen Zerbst und Belzig, d. i. an Orten, die ausserhalb eigentlicher Urstromtäler gelegen sind und deren Kiese bis auf verschwindende Reste als rein nordisch gelten können. Auch weiter südwärts, schon mehr im Bereich früherer Urstromtäler, wo schon einige Leitgerölle aus den deutschen Mittelgebirgen zu erwarten waren, wurde gesucht und aufgelesen, so bei Celle, Gifhorn, Krossen a. Oder usw. Durch diese Sammlungen ergab sich bald das, worauf es bei deutschen Flussgeschieben im norddeutschen Vereisungsgebiet ankommt. Der weitere Mangel, der diesen Sammlungen noch anhaftete, nämlich die Ungewissheit, ob nicht etwa in früherer Zeit durch Wasserläufe Elbgesteine ins Wesergebiet oder umgekehrt transportiert sein könnten, liess sich aus folgendem Grunde beheben. Ein typisches Leitgestein kommt nie in einer einzigen Form vor, stets gruppiert sich eine Menge Abarten um dasselbe. So wurden für die beiden Flussgebiete in den Vergleichssammlungen viele kleine Gruppen gebildet, in denen die Steine unter sich in jeder Beziehung ähnlich waren. Die Eigenheiten dieser Gruppen nun gaben ein sicheres Bild sowohl von dem Charakter des Flussgebiets im ganzen, wie von dem gewisser Nebenflüsse. Besondere Geröllarten, von denen etwa sehr wenige oder eine einzelne gefunden wurde, fanden eine andere Behandlung und konnten bei ihrem mehr zufälligen Auftreten nur geringen Vergleichswert haben. Eine ausführliche Beschreibung der vielen auf diese mannigfaltige Art gesammelten Gerölle erscheint nicht am Platze. Es ist aber nicht ohne Interesse, die wichtigsten Erfahrungen, die beim Ordnen und Vergleichen aller jener Stücke gewonnen wurden, hier kurz mitzuteilen.

Zunächst muss als wichtiges Ergebnis festgestellt werden, dass es gelungen ist, die deutschen von den nordischen Kiesarten im ganzen sicher zu unterscheiden. Freilich darf nicht erwartet werden, dass alle Einzelgerölle hierzu brauchbar sind, vielmehr sind es bloss die wenigsten. Von sedimentären Gesteinen gibt es nur wenige Geröllgruppen, die sicher entweder den deutschen Mittelgebirgen oder dem Norden zugeschrieben werden können. In erster Linie sind es natürlich, wie schon lange bekannt, die Feuersteine, die dem Norden, und die verschiedenen Arten von Kieselschiefern, viele Lyddite und manche kiesel-schieferähnliche Gesteine, die dem Süden angehören. Sonst gibt es nur noch wenig, wie etwa rote Eisenkiesel und einige Formen von Sandsteinen, die einen sicheren Schluss erlauben. Es ist darauf verzichtet worden, Granite als Material zu verwenden, um daraus Schlüsse zu ziehen, wegen der unerschöpflichen Mannigfaltigkeit der nordischen Formen, die oft in einem und demselben Granitblock nebeneinander auftreten, und wegen der mangelhaften Bekanntschaft mit den deutschen Graniten. Ebenso ist von Basalten, Diabasen und ähnlichen Gesteinen abgesehen, weil

hierüber ein Urteil ohne mikroskopische Untersuchung nicht möglich ist. Das ausgiebigste und wegen seiner Härte brauchbarste Material bieten die deutschen und nordischen Porphyre. Der Norden liefert im Vergleich zum Süden verhältnismässig wenig Porphyre, die zudem in den meisten Fällen wenige und kleine Kristalle einschliessen. Ihre Grundmasse ist fast stets sehr hart, oft felsitartig, seltener halb durchscheinend. Nur wenige Typen, die übrigens leicht zu merken sind, schliessen zahlreichere gröbere Kristalle ein und kommen gewissen deutschen Porphyren in mancher Beziehung nahe. Eine mineralogische Beschreibung ist hier nicht beabsichtigt. Unter den zahlreichen deutschen Porphyren kommen jene sehr harten, beim Zerschlagen schneidende Kanten und Splitter zeigenden Porphyre mit sehr wenig und kleinen Kristallen zwar auch in manchen Formen vor, man bleibt aber vor Täuschung bewahrt, wenn man alle diese Porphyre nicht als Leitgeschiebe benutzt. Es bleiben die grossen Mengen deutscher Porphyre, die mit den nordischen keine Aehnlichkeit mehr besitzen. Anstatt nach ihrer mineralogischen Beschaffenheit, die doch zu weit führen würde, sollen sie im folgenden der Kürze halber einfach nach dem Orte ihres Vorkommens als Eder-, Werra-, Unstrut-, Saaleporphyre aufgeführt werden.

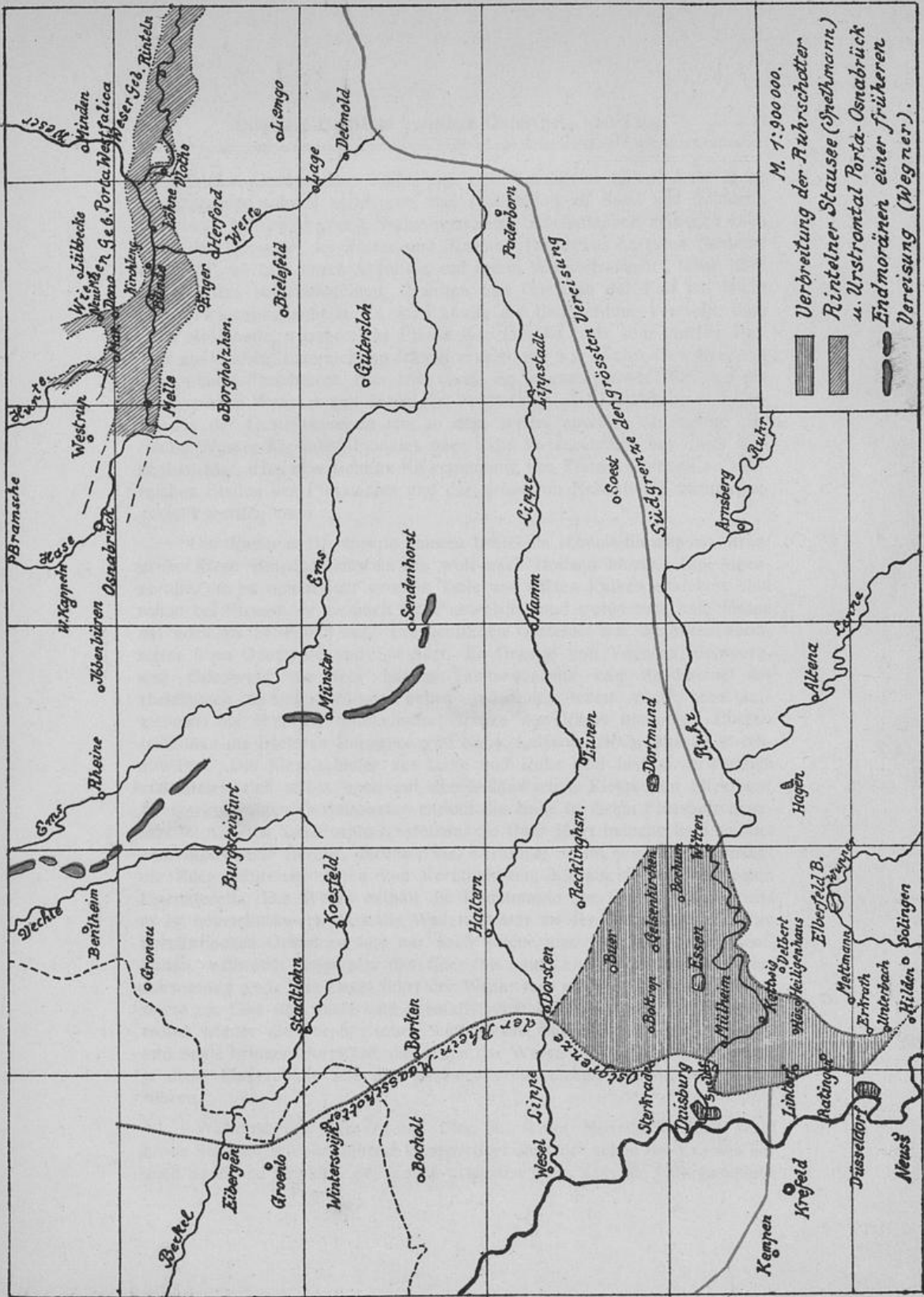


### Die Geröllarten deutscher Flüsse.





Es ist zunächst für unseren Zweck wichtig, darüber Klarheit zu schaffen, einerseits welche Geröllarten von den einzelnen deutschen Flüssen transportiert, andererseits aber, wie weit die einzelnen flussabwärts geführt werden. Was die erste Frage anbelangt, so müssten sich in einem Flussbett alle Gesteinsarten finden, die in den Gebirgen flussaufwärts im Flussgebiete überhaupt vorhanden sind. Dass das aber praktisch niemals der Fall ist, hat die Beobachtung stets gezeigt. Gesteine, die nur ein örtlich sehr beschränktes Vorkommen haben, werden wohl unter Umständen sehr weit flussabwärts geführt, aber es ist mehr einem Zufall zuzuschreiben, wenn man eines davon auf einer grösseren Kiesstrecke sehr weit von der Heimat entfernt zu Gesicht bekommt, weil es eben unter der übrigen tausend- bis millionenmal grösseren Menge der seither vom Fluss aufgenommenen Gerölle verschwindet. Auch kann es vorkommen, dass man eine Kiesstrecke absucht, die zufälligerweise durch eine Hochflut bestimmter Nebenflüsse in den Hauptstrom gelangt ist. In diesem Falle werden eben Geschiebe anderer Gewässer zugedeckt und der Beobachtung entzogen.

Sehr wichtig ist zweitens natürlich auch die grössere oder geringere Verwitterbarkeit der mitgeführten Gerölle. Weichere Gesteine,





M. 1:900 000.

-  Verbreitung der Ruhrschotter
-  Rintelner Stausee (Spehmann)
-  u. u. Urstromtal Porta-Osnabrück
-  Endmoränen einer früheren Vereisung (Wegner).



wie Schiefer, Grauwacken, Kalke und viele Sandsteine halten nicht lange stand, werden schnell zerkleinert und schliesslich zu Sand und Schlamm zerrieben. Nur recht grosse Steine weicherer Beschaffenheit gelangen auch bis in den Unterlauf der Flüsse und Ströme. Die etwas härteren Gesteine leiden viel weniger durch Abrollung auf ihrem Wassertransport, fallen aber oft, wie das bei Kalksteinen, Graniten und Gneissen der Fall ist, leicht der Verwitterung anheim. Es wird häufig die Beobachtung gemacht, dass stark strömende, wasserreiche Flüsse ihre Gerölle trotz sehr starker Reibung am Grunde lange nicht so schnell zerkleinern wie seichte Gewässer mit wechselnden Flussbetten. Hier tritt durch die langandauernde Wirkung des kohlen-sauren Wassers und durch den Frost rasch eine Lockerung und Zersetzung der Gesteinsmassen ein, so dass weiter abwärts das tiefere und ruhige Wasser nur mehr Feinkies oder Sand fortzuschaffen hat. Aus alledem ist klar, dass eine richtige Kiessammlung von Flussgeschieben an zahlreichen Stellen des Flusslaufes und der grösseren Nebenflüsse zusammengestellt werden muss.

Der Rhein z. B. führt in seinem Bette als schnell fliessender Strom grobe Kiese von der Schweiz bis weit nach Holland hinein. Die Alpengerölle, die zu einem sehr grossen Teile aus harten Kalken bestehen, sind schon bei Strassburg ziemlich klein geworden und treten unterhalb Mainz nur noch als Seltenheit auf. Die deutschen Gesteine, wie die roten Sandsteine vom Odenwald und Spessart, die Granite von Vogesen, Schwarz- und Odenwald, die sehr harten Tannusquarzite und Sandsteine des rheinischen Schiefergebirges gehen teilweise, wenn auch sehr zerkleinert, bis über die holländische Grenze den Rhein hinunter. Ebenso trifft man die härteren Porphyre von Nahe, Lahn und Ruhr überall stromabwärts. Die Kieselschiefer der Lahn und Ruhr sind fast unverwüsthlich und finden sich selbst noch auf den holländischen Kiesrücken allgemein. An merkwürdigen Gesteinsarten enthält die Nahe in ihrem Flussbett ungefähr 90 Abarten von Porphyrgesteinen, die Ruhr führt beinahe halb so viel bemerkenswerte Gerölle, darunter viel Keratophyre. Im Wesergebiet bringt die Eder zahlreiche Arten von Keratophyren, Kieselschiefern und roten Eisenkiesel. Die Werra enthält die Hauptmasse der Weserporphyre und es ist bemerkenswert, dass die Weserschotter an der Porta Westfalica an porphyrischen Gesteinen fast nur noch solche aus dem Werragebiet enthalten, während diejenigen der Eder bis auf einen kleinen Teil verschwunden sind. Die Fulda führt der Weser fast ausschliesslich rote Sandsteine zu. Elbe und Saale sind ebenfalls reich an merkwürdigen Gesteinen, wobei wieder die porphyrischen weitaus die Hauptrolle spielen. Unstrut und Saale bringen Porphyre, die denen der Werra sehr nahe kommen, weil ja diese Flussgebiete alle den an Porphyren reichen Thüringerwald berühren.

Während nun Weser und Elbe in ihrem Mittellaufe noch recht grobe Schotter mit sich führen, transportiert die Oder schon bei Krossen nur noch Sand und Feinkies, der jedoch erkennen lässt, dass die Odergeschiebe

sehr mannigfaltige Zusammensetzung haben. Von Leitgesteinen, die als wichtige Unterscheidungsmittel der Schotter der verschiedenen Ströme von einander gelten, sollen hier nur wenige genannt werden. Die Maas besitzt die bläulichen Ardennen- und Vennquarzite, ferner das Burnotienkonglomerat und ein Porphyroid von Mairus, die beiden letzteren vom französisch-belgischen Grenzgebiet, die weder in anderen norddeutschen Flüssen noch im nordischen Material mit gleichen Merkmalen gefunden werden. Der Rhein führt in gleicher Weise die Achate und Chalzedone des Nahegebiets, die erst wieder in den Lausitzer- und schlesischen Gebirgen in nennenswerter Häufigkeit auftreten. Ferner enthält der Rhein in den Taunusquarziten des Binger Loches und in einigen Kaolin führenden rot getupften Konglomeratsandsteinen des Ruhrgebiets Leitgesteine, die sonst nirgends mehr vorkommen. Weser und Elbegebiet unterscheiden sich von einander und vom Rheingebiet durch gewisse Porphyarten und durch einige kieselschieferähnliche Gesteine.

Handelt es sich darum, diluviale Flusskiese, die während der Eiszeit weit von den deutschen Strömen ab am Nordrande der mitteldeutschen Gebirge abgelagert sind, auf ihre Herkunft zu untersuchen, so kommen wieder in erster Linie Porphyre und Kieselschiefer in Betracht. Diese beiden Gesteinsarten nämlich sind wegen ihrer grossen Transportfähigkeit in allen Kiesen in sehr grosser Mannigfaltigkeit vorhanden und eignen sich deshalb in hervorragender Weise als Vergleichsmaterial. Bei den übrigen Sedimentärgesteinen ist das nur in beschränktem Masse der Fall, da sie über sehr grosse Strecken hinweg in den deutschen Mittelgebirgen mit meist gleichen Merkmalen vorkommen. So wäre es zum Beispiel nicht leicht, die Sandsteingeschiebe des Wesergebiets von denen des Rheingebiets zu unterscheiden, weil mit wenigen Ausnahmen sozusagen alle rheinischen Formen auch an der Weser vorkommen. Ebenso wenig ist mit Grauwacken und den meisten Quarziten und Kalksteinen anzufangen. Überhaupt haben solche Gesteine viel zu wenig charakteristische Merkmale, und die spärlichen Ausnahmen sind in den zu untersuchenden Schottern nur selten vorhanden, während Porphyre und Kieselschiefer immer zur Hand sind. Das schliesst natürlich nicht aus, dass sie in gewissen Fällen gute Dienste leisten, namentlich wenn es darauf ankommt, aus einem bestimmten Mengenverhältnis, etwa dem häufigeren oder selteneren Auftreten einer einzelnen Gesteinsgruppe, auf etwa frühere Anwesenheit eines Flusses zu schliessen.



## Der Unterlauf der diluvialen Ruhr.

In der Arbeit des Verfassers über das Mündungsgebiet von Rhein und Maas war die westfälische Ruhr nur in Betracht gezogen, soweit sie bei Duisburg zu den Rheinschottern in Beziehung tritt. Der grösste Teil des Verbreitungsgebiets der Ruhrschotter blieb unberücksichtigt. Darum soll jetzt mit der Beschreibung des diluvialen Unterlaufs der Anfang gemacht werden.<sup>1)</sup>

Die Ruhr berührt fast in ihrem ganzen Laufe den Rand des Vereisungsgebiets und hat während der Eiszeit ihr Bett in mannigfachem Wechsel südwärts und nordwärts von ihrem heutigen Unterlaufe nehmen müssen. Alte diluviale Ruhrschotter liegen auf dem Plateau zwischen Kettwig und Düsseldorf. Mit einer reicheren Sammlung von Ruhr- und Lenne- geschieben ist es verhältnismässig leicht, nach Süden die Grenze der alten Ruhrschotter aufzusuchen, da ihre Steine zu einem grossen Teil sich von denen der Wupper und des Rheins gut unterscheiden. Die beste Handhabe bieten die meist grauen bis weisslichen und vielfach rot angelaufenen Kieselschiefer, ferner ein kaolinhaltiges Sandsteinkonglomerat, rot punktierte Grobsandsteine und ein eigentümliches schwarzes, meist oolithartiges Gestein. Da nahe verwandte Sandsteine und Konglomerate auch im Wuppergebiet und an der belgischen Maas auftreten, muss betont werden, dass nur ganz bestimmte Abarten jener Gesteine als Leitgesteine benutzt wurden. Insbesondere ist den Maageschieben gegenüber, wie dieselben bei Speldorf und Sterkrade unweit Duisburg und weiter nordwärts mit Rheinschottern vermischt auftreten, grosse Vorsicht geboten.

Nach sorgfältigen Vergleichen wurde festgestellt, dass die ganze Kiesfläche südlich von Duisburg-Mülheim bis zur Linie Ratingen-Kettwig aus Ruhrkiesen besteht. Dass diese Kiese ein hohes diluviales Alter haben müssen, geht daraus hervor, dass sie fast ausschliesslich aus Quarzgesteinen bestehen, wie das bei Ablagerungen gleichen Alters am Rhein ebenfalls der Fall ist. Wie in den älteren Teilen der rheinischen Hauptterrasse sind die Gesteine wenig mannigfaltig, nur die Ruhrkieselschiefer treten neben den alles überwiegenden, meist weisslichen Quarzen und Quarziten reichlich und in sehr vielen Varietäten auf. Die Mächtigkeit der Schotter wechselt. Rheinwärts am Hange ist sie ziemlich gross, während sie auf dem östlichen Plateaurand längs der Ruhr von Mülheim bis Kettwig oft nur als blosse Steinbestreuung auf dem alten Grundgebirge vorkommt. Bei den nachher

<sup>1)</sup> Die Ruhrablagerungen und die Terrassen des rechten Rheinufers ruhrabwärts behandelt ausführlich eine Schrift von Dr. Lorié: De Terrassen langs den rechter Rijnsoever, beneden het Zevengebergte. 1908. Die Verbreitungsgrenzen der Flusschotter sind an sehr zahlreichen Orten genau untersucht worden, jedoch erfordern die aufgefundenen Kiese heute vielfach eine andere Deutung. Mangels genauer Bekanntschaft mit den Leitgesteinen von Rhein und Ruhr sind die Ruhrschotter westlich einer Linie Bottrop-Kettwig-Mettmann bereits zu den Rheinschottern gestellt worden. Auch wird es heute nicht mehr genügen, Ruhrkiese inmitten nordischen Materials bloss durch das Auftreten weisser Quarzgerölle zu beweisen, wie es bezüglich der Gegenden zwischen Ruhr und Emscher geschehen ist. Im übrigen bleibt die Arbeit noch immer wertvoll, besonders was die Südgrenze der Vereisung und weiter im Norden die Ostgrenze der Rhein-Maasschotter angeht.

oft wiederholten Begehungen des genannten Gebiets ist es nun nicht mehr gelungen, weitere Reste von Rheinablagerungen neben den früher bekannten aufzufinden. Die einzige Stelle ist das Kieslager der Becker'schen Dampfziegelei an der Chaussee Speldorf-Duisburg nahe der Stadtgrenze beider Orte. Die hier in 60 m Meereshöhe über tertiären Tonen liegenden Schotter verraten unleugbare Spuren von Rhein und Maas, was vom Verfasser durch immer erneute Nachprüfungen festgestellt werden konnte. An der Zusammensetzung der ganzen Masse haben jedoch die Leitgesteine des Rheines und der Maas nur einen sehr kleinen Anteil, so dass man annehmen muss, dass hier in einer ehemaligen Ruhrmündung die Ruhrgesteine diejenigen des Rheines fast vollständig zurückdrängten. Etwas Aehnliches nimmt man ja auch heute noch wahr, wenn man unterhalb der Einmündung eines grösseren Nebenflusses in den Rhein eine Schottersammlung anlegt.

Höchst befremdend ist es aber, dass zwischen Ratingen und Duisburg diese Ruhrschotter bis zur Höhenkurve von 40 m über Meer am Hang in die Rheinebene hinunterreichen. Es ist auch hier nirgends gelungen, zwischen den Ruhrgesteinen eine frühere Anwesenheit des Rheines selbst nachzuweisen, die sich doch leicht durch die sonst nirgends fehlenden Taunusquarzite, Mainsandsteine, Eisenkiesel und Nahegesteine feststellen liesse. Und doch gehen die Rheinterrassen jenseits des Rheines bei Süchteln bis zu 86 m Höhe hinauf. Es ist also nicht richtig, wenn man hier am Bergischen Ufer frühere Rheinterrassen feststellen will bloss an der Hand der Höhenschichtenkarte und nach der Analogie des linken Rheinuferes. Es bleibt nichts anderes übrig als anzunehmen, dass der Plateaurand am Rheintal von Ratingen bis Duisburg sich nachträglich um mindestens 25 m gesenkt hat. Die alten Ruhrschotter tauchen aber wahrscheinlich noch tief unter die Sohle des heutigen Rheintals unter, da sie unvermittelt an die jüngsten Rheinschotter selbst angrenzen.

Das Gebiet zwischen Ratingen, Kettwig und Duisburg liegt noch im Bereich der früheren Bedeckung durch das Inlandeis. Am Nordrande bei Speldorf gewahrt man ziemlich an der Oberfläche des Kieses nicht selten Blöcke schwedischen Granits, und auch sonst werden noch ab und zu solche Blöcke auf den Feldern gefunden. Auch weiter südlich über Mintard wurden früher noch häufiger schwedische Granitblöcke angetroffen. Während nun diese Blöcke mit dem Eise selbst an Ort und Stelle gelangt sind, lassen sich die kleineren Granitbrocken, die ab und zu in den Schottern enthalten sind, anders deuten. Auch die heutige Ruhr führt noch in ihrem Bette, wie man sich zum Beispiel bei Kettwig überzeugen kann, nicht selten ein, natürlich nur dem Norden entstammendes, Granitgeschiebe mit, das sie vermutlich aus den alten Moränen bei Witten abgeschleppt hat. Ebenso müssen die in den diluvialen Schottern bei Duisburg-Kettwig enthaltenen kleineren Granitstücke früher durch die Ruhr von Osten her mitgeführt worden sein. Solche Granitgeschiebe haben sich unter anderem noch am Rande der Rheinebene in 40 m Höhe 3 km nördlich von Lintorf bei Ratingen in grösserer Menge gefunden.

Aeltere Ruhrkiese liegen auch noch in höheren Lagen östlich von Ratingen. Bei Eggerscheidt, Hösel und Heiligenhaus südlich von Kettwig bilden sie fast eine allgemeine Bestreuung auf den Feldern der flachen Rücken und Kuppen und erreichen bei Heiligenhaus eine Meereshöhe von 160 m. Aehnlich wie auf dem Rücken zwischen Duisburg und Kettwig trifft man hier neben den allgemeinen Quarzgesteinen nur die Kieselschiefer in mannigfaltigen Arten beisammen, während die Grauwacken immer seltener werden, je höher man steigt. Die Grenze der diluvialen Ruhrschotter zieht von Heiligenhaus südwestwärts zwischen Homberg und Ratingen vorbei. In den ausgedehnten Kiesgruben von Bracht bei Ratingen sind die Ruhrschotter in etwa 110 m Meereshöhe wieder gut aufgeschlossen. Hier in einer schon bedeutend tieferen Lage als bei Heiligenhaus sind die Gesteine natürlich wieder viel mannigfaltiger, und es gesellen sich zu ihnen grössere Stücke von Grauwacken, Sandsteinen und Quarziten. Die Grenze kann weiter verfolgt werden über Ludenberg und Gerresheim, wo die Schotter in der gleichen Beschaffenheit noch in 110—120 m Meereshöhe angetroffen werden. Ihr südlichstes Auftreten ist festgestellt südlich von Erkrath-Hochdahl bereits in der Rheinebene, wo sie am Süden von Unterbach bis auf 50 m Meereshöhe niedergehen. Auch hier sind sie noch unvermischt mit rheinischen Geröllen. Die jüngeren rheinischen Terrassen grenzen gleich daran, ohne dass eine Spur von einer Einmündung der Ruhr daselbst wahrgenommen werden könnte, da dort Ruhrgesteine im benachbarten Rheinschotter nicht auftreten. Auch am Rande der Rheinebene von hier nordwärts bis nach Ratingen hat man genau dieselbe Erscheinung. Die gleich alten Ruhrschotter liegen sowohl oben auf dem Plateau am Rande des Steilhanges, z. B. nördlich von der Irrenanstalt von Grafenberg, als auch in der Tiefe unmittelbar am Fusse desselben wie etwa bei Ratingen. Auch hier liegen sie noch in 50 m Meereshöhe unvermischt mit Rheinkies neben der jüngsten Rheinterrasse. Man hat hier also genau dasselbe Ergebnis wie weiter nördlich bei Duisburg und muss wieder annehmen, dass am Steilrande ein schmaler Streifen nach der Rheinebene abgesunken ist.

Steigt man, der Strasse Grafenberg-Hubbelrath-Mettmann folgend, in grössere Höhen, so findet man in den Sandgruben zwar noch Ruhrgeröll; es hat jedoch eine ganz andere Zusammensetzung, indem neben weissen Quarzen fast nur noch sogenannte Feuersteineier und in geringer Menge Ruhrkieselschiefer mit einem eigentümlichen oolithartigen Gestein der oberen Ruhr auftreten. Nach der ganzen Art des Aussehens und der Wechselagerung mit Sanden, hat man es hier nur mit tertiären oder jedenfalls ältesten Diluvialbildungen zu tun. Bei Metzkausen, westlich von Mettmann, erreichen diese Kiese eine Meereshöhe von 188 m. Sie scheinen sich von hier aus in entsprechender Höhenlage ursprünglich noch weiter nach Süden ausgedehnt zu haben, wie sich aus einzelnen Funden von Kieselschiefern in der Gegend von Ohligs schliessen lässt. Rein tertiäre Quarzkiese reihen sich weiter östlich von Mettmann bei Dornap und Wieden an.

Fassen wir die Ergebnisse zusammen, so steht fest, dass eine alte diluviale Ruhr aus der Gegend von Werden südwest-

lich über das Bergische Plateau vordrang und als äusserste Grenze einmal die Linie Heiligenhaus-Gerresheim erreichte, um sich westlich von Erkrath mit dem Rhein zu vereinigen. Von dieser Linie verlegte sie ihr Mündungsgebiet in weiterem Spielraum bald mehr, bald weniger nach Norden weit über ihre heutige Mündung bei Ruhrort hinaus. An die Ostgrenze der diluvialen Ruhrschotter lehnt sich in noch höherem Niveau ein schmaler Streifen von altdiluvialen, vielleicht sogar pliozänen, Ruhrkiesen, an, die in nur geringer Mächtigkeit tertiären Sanden aufgelagert sind.

Verfolgen wir jetzt die Verbreitung der Ruhrablagerungen nördlich vom jetzigen Ruhrunterlauf. Heute hat die Ruhr ein tief eingesenktes, von Steilrändern eingefasstes Bett. Zur Eiszeit lag jedoch ihr Talboden hoch genug, um ein Vordringen nordwärts über ihre heutige Wasserscheide zu ermöglichen. Zwischen Witten und Langendreer im sogenannten Langendreerholz sind zwecks Kiesausbeutung ausgedehnte eiszeitliche Endmoränen aufgeschlossen, die ein genaues Studium von Ruhrablagerungen zulassen. Man hat es hier mit einer Mischung von nordischem und Ruhrmaterial zu tun. Es fand in dieser Gegend eine Vereinigung und vielleicht Stauung der Abschmelzwasser des südlichen Eisrandes und der von Süden andrängenden Ruhr statt. Die tieferen Lagen jener Endmoränen bestehen aus geschichteten Sanden ohne nennenswerte Gerölle, sie sind also eine Bildung noch verhältnismässig ruhigen Wassers. Höher hinauf kommt der Moränencharakter klar zum Vorschein, indem die Gerölle in den Kiesen immer häufiger und gröber werden. Diese Kiesschichten liegen auch durchaus nicht mehr horizontal, sondern manchmal steil aufgerichtet, was ja bei echten Moränen meistens der Fall ist. Längs der Ruhr von Witten bis Essen gelingt es nicht, wie es zu erwarten wäre, ausgedehnte Flussterrassen am Nordufer aufzudecken, weil Plateau und Gehänge durch tiefen Lehm verhüllt sind. Erst von Kettwig ab trifft man wieder auf den hochliegenden Rücken des rechten Ufers offen liegende Ruhrterrassen, so besonders bei Heissen und Holthausen östlich von Mülheim. Hier liegen die Ruhrschotter wie bei Witten mit nordischem Material zusammen, wenn dieses auch etwas mehr zurücktritt. Die Kiese sind denen auf dem gegenüberliegenden linken Ufer ähnlich und zeigen auch den grossen Mangel an Ruhrporphyren, wodurch sich die älteren Ruhrkiese so scharf von den heutigen unterscheiden. In dem grossen Aufschluss zwischen Bottrop und Osterfeld nördlich von Oberhausen lagern ebenfalls alte Ruhrkiese mit nordischem Material zusammen. Ja die Spuren der Ruhr gehen nach Norden zu noch über die Emscher hinüber, wo sie auf dem Plateau von Buer nördlich von Gelsenkirchen und in dem Aufschluss von Hochlar bei Recklinghausen in spärlicher Menge als Ruhrkieselschiefer gefunden werden.

Nordwärts von Witten finden sich Spuren von Ruhrkies noch in den Endmoränen von Ober-Castrop, die wohl mit denen von Hochlar und Witten eine Einheit bilden. Auf dieser Linie scheint wegen ihres spärlichen Vor-



kommens die Nordgrenze der Ruhrschotter zu liegen. Kaum um ein Geringes weiter südwärts sind die Ruhrkieselschiefer bei Gelsenkirchen und Herne schon viel häufiger und werden bald allgemein. Bei Recklinghausen und ebenso in den Moränenaufschlüssen von Ober-Castrop am Südrande der Emscher kann man nicht mehr von einem eigentlichen Ruhrlauf sprechen. Die in den Kiesen recht seltenen Ruhrspuren befinden sich offenbar nicht mehr an ihrer ursprünglichen Lagerstätte, sondern sind vom Inlandeise aufgewühlt und fortgeführt worden. Immerhin muss aber angenommen werden, dass einst die Ruhr bis in jene Gegenden vorgedrungen ist, oder dass ein Schmelzwasserfluss benachbartes Ruhrmaterial aufgenommen und dort vorbeigeführt hat.

Weiter im Nordwesten trifft man wieder die Ruhrschotter in grosser Mannigfaltigkeit in den Kieslagern bei Dorsten, wo sie mit Rhein-, Maas- und nordischem Material vereint vorkommen. Dort hat also die Ruhr zeitweilig in den Rhein gemündet. Von nun an bleibt sie mit Rhein-Maas vereint und überschreitet nach Osten zu nicht mehr die Linie Dorsten-Borken-Eibergen. Die Untersuchungen der Moränenrücken bei Rheine und Bentheim und weiter im Norden längs der holländischen Grenze bei Neuenhaus erlauben keinen sicheren Schluss mehr. Es ist eher angezeigt, die dort aufgefundenen Porphyre und Kieselschiefer als verschleppte Wesergesteine zu betrachten. Spätere Arbeiten sollen hierin Klarheit schaffen.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die Ruhr im Diluvium ihren Lauf viel weiter als heute nach Norden verlegte, und dass sie einmal bis zu einer äussersten Linie vorrückte, die von Witten über Langendreer und am nördlichen Talrande der Emscher entlang nach Buer und Dorsten zieht.



### **Ein alter Weserlauf von Vlotho nach Osnabrück.**

Wir verlassen nun die Ruhr und wenden uns zur Weser.

Unmittelbar südlich von der Porta Westfalica öffnet sich das Gebirge nach Westen hin in sehr breites und flaches Tal, welches von Werre und Else durchflossen wird. Ja, dieser Talzug zieht sich noch weiter über Melle hinaus als tiefer Graben bis in die Niederung der Hase bei Osnabrück. Schon manchmal ist die Vermutung ausgesprochen worden, dass hier ein alter Weserlauf vorliege. Auch Spethmann weist darauf hin, dass

die höchste Stelle der Grabensohle auf der Wasserscheide zwischen Weser- und Emsgebiet bei Melle kaum 77 m hoch liegt und dass das Weserwasser, das bei Vlotho eine Stauhöhe von ca. 100 m Meereshöhe erreichte, noch mit genügendem Gefälle ins Emsgebiet hinüberfließen konnte. Damit ist jedoch noch kein Beweis dafür erbracht, dass die Weser auch wirklich einmal hier durchgeflossen ist, denn somit ist der alte Weserlauf mehr nach der Niveauekarte konstruiert als wirklich aufgesucht. In Wirklichkeit liegen die Verhältnisse, besonders was den Weserlauf und das Vorrücken des Eises zu jener Zeit anbelangt, nicht so einfach.

Der Verfasser hat sich der Mühe unterzogen, die alte Weser im Gebiet zwischen Osnabrück, Bielefeld und Vlotho aufzusuchen. Mit Hilfe der Geröllsammlungen, die in der Eder, Schwalm, Werra und der Weser selbst veranstaltet worden sind, wurden alle weiteren Kiesproben, die in dem genannten Gebiet von der Porta westwärts an allen geeigneten Stellen gesammelt wurden, sorgfältig verglichen. Unmittelbar an der Porta geht die Chaussee von Hausberge über die breite Höhe nach Eisbergen und weiter nach Rinteln. Dieser plateauartige Rücken war während der nordischen Vereisung ein breites Flusstal der Weser. Im Dorfe Hainholz ist an der Chaussee in einer Höhe von 110 m eine Kiesgrube aufgeschlossen, die in den oberen Partien ungeschichteten, dunkelbraunen Lehm mit sehr viel eingebackenen nordischem und lokalem Kies zeigt. Darunter folgen unvermittelt graue geschichtete Grobsande mit fast lauter Wesergeröllen. Die untere Abteilung mit ihren zahlreichen Werraporphyrten und dem sehr zurücktretenden nordischen Material ist also eine direkte Ablagerung der alten Weser. Diese Weser war schon mit den eiszeitlichen nordischen Ab-sätzen in Berührung gekommen, indem sie die nordischen Granite, Porphyre und Feuersteine in der Nähe des Portaeises selbst oder weiter flussaufwärts von früheren Moränen aufgenommen hatte. Was über den beschriebenen Weserablagerungen liegt, gehört zur Grundmoräne jener in späterer Zeit durch die Porta vorgedrungenen Eiszunge, von der oben die Rede war.

Weiter im Westen wurde vom Bahnhof Löhne nordwärts die Talmulde der Werre bis zum Wesergebirge vergeblich nach alten Weserschottern abgesucht. Es kann nur angeführt werden, dass bei Brunnenbohrungen unter dem oberflächlich liegenden oft mächtigen Lösslehm sofort der sogenannte Kummer, also verwitterter Felsboden angetroffen wurde. Die tieferen Teile der Talmulde dagegen, die unter dem Niveau von 80 m Meereshöhe liegen, sind von späteren Talterrassen der Werre eingenommen, die aus Sanden mit Kleinkies bestehen. Diese Kiese nun enthalten neben den von Werre und Else abgeschleppten eckigen Gesteinsfragmenten auch viel nordisches Material und hie und da einige Porphyre und Kieselschiefer einer alten Weser, was alles von früheren Ablagerungen nach den niedrigen Teilen der Talmulde abgeschleppt worden ist. Solche Schichten geben lediglich die Ueberzeugung, dass man in höher liegenden Teilen der Mulde irgendwo die alten Weserschotter antreffen muss.

Die tiefliegenden Werreterrassen sind aber ihrerseits auch noch einmal vom Eise überschritten worden, was in einigen Sandgruben in Kirchlegern und besonders an der Chaussee nach Bünde in einem tiefen Aufschluss klar wird. In diesem Aufschluss finden sich über weissem Tertiärsand stark 5 m mächtige, rotbraune Diluvialschichten aus Bachkies der Werre, wo die Kiesschichten selten horizontal, sondern meist aufgerichtet und gestaucht sind und den Eindruck machen, als wären Schollen davon in einen lehmigen Teig hineingeknetet worden. Da ausserdem, unregelmässig darin verteilt, Granitblöcke mit anderem nordischen Material auftreten, so hat man eine unmittelbar vom Eise gebildete Moräne vor sich. Genau derselbe Bachkies findet sich wieder in den Sandgruben der Stadt Herford in der Werreniederung. Er ist ebenfalls ganz von nordischem Material durchsetzt, aber ohne abgeschleppte Spuren von Weserkies.

Die Untersuchung wurde nordwestlich von Bünde in der Richtung der Kleinbahn Bünde-Holzhausen-Lübbecke fortgesetzt, und hier stellten sich die Kieslager der alten Weser in den Aufschlüssen zwischen 80 und 110 m Höhe überall ein. Auf dem Hallo bei Bünde wurden reichliche Beweise in den grossen Kiesgruben gesammelt. Die mitgenommenen Proben ergaben bei genaueren Vergleichen neben vielen anderen Wesergesteinen 9 sichere Edergerölle und ebenso 30 Thüringerwaldporphyre der Werra. Die etwa 15 m mächtigen Kieslager auf der 100 m hohen Kuppe des Hallo bestehen zum überwiegenden Teile aus nordischen und aus lokalen Geschieben des Wesergebirges, zum kleineren aus eigentlichen Weserschottern. Da auch die im norddeutschen Flachland gemachte Sammlung nordischer Geschiebe und diejenige des Elbgebietes bei den Vergleichen zu Rate gezogen wurden, kann der Beweis als endgültig betrachtet werden. Die Tatsache, dass hier die Weserkiese zum überwiegenden Teile schon aus fremdem, durch das Eis herangeschafftem Material bestehen, während sie auf dem Rücken gegenüber Vlotho daran noch weit ärmer waren, erklärt sich am besten daraus, dass die Weser bei ihrem Einbruch in die Werreniederung die dortige Mulde schon mit eiszeitlichen Moränenschottern angefüllt fand und dieses lockere Material überall, wo sie es erreichte, fortspülte.

Es ist schon eben darauf hingewiesen worden, dass sich nochmals das Eis von Norden her über die alten Weserkiese hingeschoben und sie mit Moränen und Sanden überdeckt hat. Das findet auch hier wieder und weiter im Westen seine Bestätigung. Die Kuppe des Hallo hart am Rande der heute 40 m tiefer liegenden Talrinne ist nichts anderes als eine aus der umgebenden Decke rein glazialen Materials herausragende Insel von Weserkiesen. Die ursprünglich auch hier übergelagerte Decke ist durch spätere Abtragung in die dicht benachbarten Mulden zweier Seitentälchen beseitigt worden. Geht man nämlich nur wenig, der Chaussee auf Muckum zu folgend, nach Norden, so verschwinden die Weserkiese sehr rasch und in den nun folgenden Aufschlüssen der über 100 m hochliegenden Ebene fehlt jede Spur davon. Man trifft bloss noch Sande, gelegentlich mit nordischen Kiesen. In noch

grösserer Erhebung findet man auch Granitblöcke im Decklehm. Diese Sande und nordischen Kiese müssen bei Dono und Holzel, wo sich die Aufschlüsse in 140 m Meereshöhe befinden, mindestens eine Mächtigkeit von 30 m über den Weserkiesen haben. Verlässt man aber die Hochebene und steigt etwa zwischen Muckum und Bieren nach einer Mulde hinunter, so treten dieselben wieder im Niveau von etwa 100 m auf, und zwar in derselben Beschaffenheit wie auf dem Hallo.

Als wichtiges Ergebnis wurde bei der weiteren Nachforschung festgestellt, dass die alte Weser nördlich von Bünde das Wiehengebirge durchbrochen hat und einen Ausweg durch die Schlucht bei Holzhausen nach Norden fand. Der Boden der Schlucht liegt heute wieder tiefer als die unmittelbar südlich davorgelagerte Hochebene. Die ursprünglich hier gelegenen nordischen Sande sind durch ein kleines Bächlein abgeräumt und die unterlagernden Weserkiese mitten in der Schlucht bei der Haltestelle Neue Mühle in einer Kiesgrube aufgeschlossen. Die übereinstimmende Beschaffenheit dieser Weserkiese mit den früher erwähnten und deren Lage mitten in der Schlucht und im Niveau von 90 m bieten den zwingenden Schluss, dass der alte Weserstrom zu einer gegebenen Zeit, statt durch die Porta Westfalica, durch die Schlucht von Holzhausen geflossen ist. Es muss hier unbedingt spätere Hebung des Wiehengebirges oder Senkung des nördlichen Vorlandes angenommen werden, da dieses letztere heute 40 m tiefer liegt als die Weserschotter der Schlucht.

Etwa 8 km weiter im Westen wird das Wiehengebirge wiederum von einer tiefen Schlucht durchbrochen, welche heute der Quellbach der Hunte durchfließt. Die südlich dem Gebirge angelagerte flache Ebene ist wieder bedeutend höher als der Boden jener Schlucht. Die Weserkiese lagern — immer in derselben Beschaffenheit — südlich von Markendorf wieder in 100—110 m Meereshöhe, was in einem tiefen Aufschluss festgelegt ist. Sie treten also unter starker Bedeckung durch nordische Sande wieder unmittelbar an die Senke der genannten Schlucht heran, und nur ein Zufall wollte es, dass sie in der Schlucht selbst nicht gefunden wurden, weil daselbst keine tiefliegenden Bodenaufschlüsse zu entdecken waren. An ihrem Vorhandensein lässt sich aber kaum zweifeln und spätere Begehungen werden den Nachweis dafür erbringen. Die Aufschlüsse in jener Schlucht finden sich nur in grösseren Erhebungen von etwa 120 m, und diese enthalten, wie vorauszusehen war, nur nordisches Material mit äusserst seltenen Wesergeröllen, die natürlich nördlich vom Gebirge aufgenommen und hierher verschleppt sind.

Als weiteres Ergebnis muss also festgestellt werden, dass die alte diluviale Weser durch die Schlucht, welche heute die Hunte benutzt, das Wiehengebirge passiert hat.<sup>1)</sup> Dieser Durchgang muss zeitlich etwas später als der bei Holzhausen benutzt worden sein in dem Masse, wie das Eis von Norden und Osten her die Pforten des Gebirges schloss. Im Süden des

<sup>1)</sup> Auch R. Bielefeld hat in seiner Arbeit über die Geest Ostfrieslands hier einen Weserdurchgang angenommen.

Elsetales ist an der Windmühle von Enger, 7 km südlich von Bünde, ein Kieslager der alten Weser ermittelt worden. Die Kiese sind womöglich noch reiner als die vorher beschriebenen, da noch viel mehr Weserporphyre und Kieselschiefer auftreten und das Nordische mehr zurücktritt.

Weiter im Westen gibt es noch mehrere Kieslager, die viel Weserkiese enthalten, aber von einem eigentlichen Flussbett kann nicht mehr gesprochen werden, da durch die vordringenden Eismassen alte Weserreste aufgewühlt und weiter südwärts transportiert wurden. Wenigstens wird das so sein für die Stromteile, die durch die beiden Schluchten nordwärts aus dem Wiehengebirge austraten und sodann eine westliche Richtung nahmen. Am Nordrand des Hasetals, 15 km östlich von Osnabrück, lassen sich in der Sandgrube der Bauerschaft Linne sehr viel Weserporphyre und Kieselschiefer sammeln. Im übrigen sind die Kiese in den Sanden nordisch oder lokal. Ebenso trifft man in den diluvialen Bachkiesen eines Paralleltales der Hase, 3 km nördlich von Linne, zwischen Westrup und Astrup nicht minder viele Wesergesteine. Die überwiegend kantigen und spitzen Geschiebe von Linne und Westrup zeigen sofort, dass die Ablagerungen durch postglaziale kleine Bäche von den benachbarten Höhen abgeschleppt worden sind.

Auch noch viel weiter im Süden, bei Winkelshütten am Nordfuss des Teutoburger Waldes an der Chaussee Melle-Borgholzhausen, wurden in einer Kiesgrube sehr viele Wesergesteine aufgelesen. Das sind jedoch keine kantigen Bachgeschiebe, sondern es ist echtes Moränenmaterial, wie es in breiter Front nach Süden gedrungen ist. Damit sind die Fundstellen, wo die Wesergerölle verhältnismässig häufig auftreten, erschöpft. Geringe Spuren dieser Gerölle lassen sich aber in noch weiterer Verbreitung hie und da nachweisen. Ueberschreitet man bei Borgholzhausen den Teutoburger Wald, so findet man in den zahlreichen Aufschlüssen nach dem Bahnhof Borgholzhausen zu immer noch einzelne Weserporphyre bei längerem Suchen.

Ebenso gelingt es am Nordrand des Gebirges westlich von Osnabrück, bei Westerkappeln und Ibbenbüren, einiges beizubringen, was der Weser angehört. Ja in der weit entfernten Gegend von Münster hat man guten Grund, für viele in der Münsterschen Endmoräne ermittelte Gerölle die Weser in Anspruch zu nehmen. Es muss aber betont werden, dass alle diese Gerölle äusserst selten sind und nur beweisen, dass das Eis weiter im Norden allerdings ein richtiges Weserbett aufwühlte und die Wesergesteine von dort in sehr starker Verdünnung fächerartig nach Süden verbreitete. Vor der Hand ist also jene alte Weser nach Westen hin nicht weiter als bis in die Osnabrücker Gegend zu verfolgen. Nach Süden zu wurde die Gegend bis über Lage, Lemgo, Detmold und noch weiterhin auf Weserschotter untersucht, jedoch ohne Erfolg.<sup>1)</sup>

Die Ergebnisse, welche die mittlere Weser betreffen, sind kurz

<sup>1)</sup> Im einzelnen wurden an Gesteinen von Werra und Eder sicher nachgewiesen bei Enger 29, bei Markendorf 11, bei Station Neue Mühle 15, bei Winkelshütten 18, bei Westrup und Linne 28.

folgende. Zur Zeit der Ablagerung der oberen Weserterrasse, als die Porta Westfalica durch das von Norden heranrückende Eis verschlossen war, staute sich die Weser und erfüllte ihr Tal gleichzeitig mit Geröllen bis zu der heutigen Meereshöhe von etwa 120 m gegenüber Vlotho. Sie nahm ihren weiteren Weg durch die Talmulde der Werre und Elbe in der Richtung nach Osnabrück und durchbrach an zwei Stellen nördlich von Bünde das Wiehengebirge, um nachher weiter nach Westen zu fließen. Sie kam vermutlich schon bei Hameln mit nordischen Moränen in Berührung und nahm das ihnen entstammende Material, je mehr sie nordwärts ging, in gesteigertem Masse auf, so dass schliesslich ihre eigenen Schotter hinter denen der Moränen zurücktraten. Das Eis überschritt schliesslich an der Porta sowohl als auch weiter im Westen die von der Weser abgelagerten Schotter und bedeckte sie mit Moränenmaterial. Weiter westlich in der Osnabrücker Gegend wurde das nördlich von dem Gebirge abgelagerte Wesermaterial von der Grundmoräne aufgenommen und fächerartig nach Süden ausgebreitet, so dass geringe Spuren allenthalben im westlichen Teutoburger Wald zerstreut gefunden werden.



### Einige Ergebnisse aus dem Gebiet zwischen Weser und Elbe.

Auch im Gebiet zwischen Weser und Elbe wurden alte Flusskiese von früheren Flussläufen gesucht. Da jedoch dort die Verhältnisse schwieriger sind, ist es noch nicht gelungen, die Untersuchungen zu Ende zu führen. Es sollen zunächst hier die Geländeformen des nördlichen Harzvorlandes zwischen Magdeburg und dem Leinetal betrachtet werden. Da der Harz während der Eiszeit ebenfalls vergletschert war, hatten die Harzflüsse grossen Wasserreichtum und verursachten an ihren Ausmündungen aus dem Gebirge grosse Schotteranhäufungen, die nun ihrerseits wieder durch die Schmelzwasser des Inlandeises vielfach aufgewühlt und weiter transportiert wurden. Die Gesteinsarten des Harzes sind aber äusserst mannigfaltig und solange sie nicht hinlänglich bekannt sind, ist es schwer, ein Urteil über die Herkunft von Flussgeschieben in der weiteren Umgebung

des Harzes abzugeben. Nördlich und nordwestlich vom Harz strömten nun zweifellos, wie das eine gute Karte mit Höhenschichtlinien erkennen lässt (Messtischblätter oder Karte des deutschen Reiches 1 : 200 000), mehrere Schmelzwasserflüsse am Eisrande vorbei.

Zur Zeit der älteren Vereisungen bildeten sich schon an der Nordgrenze des Königreichs Sachsen Rinnen, welche die Gewässer von Osten nach Nordwesten führten. Es mag nur hingewiesen sein auf die breite und flache Mulde, die die Elbe bei Riesa mit dem Muldefluss bei Wurzen verbindet. Etwas weiter im Norden zieht eine alte Verbindung der Elbe mit Mulde und Saale von Torgau über Bitterfeld nach Bernburg die Aufmerksamkeit auf sich. Die Verbindung von Bitterfeld nach Bernburg ist ein auch heute noch im Gelände scharf eingeschnittener Graben von 1 km Breite, der auch jetzt noch von einem Bach, der Fuhne, durchflossen wird. Der heutige Graben bildet die tiefste Rinne eines viel breiteren eiszeitlichen Stromtales und wurde von einem Fluss, der jenes Tal noch langezeit nachher benutzte, in seine heutige Form gebracht.

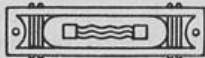
Ebenso deutlich ist die merkwürdige Verbindung des unteren Bode-tals über Oschersleben nach der Oker bei Hornburg. Der heute grosses Bruch genannte Verbindungsgraben macht den Eindruck eines tief eingeschnittenen Flusstals von 3—4 km Breite und äusserst geringem Gefälle. Diesem langen Ost-West gerichteten Tal parallel geht nicht weit südlich eine zweite Rinne von Aschersleben über Halberstadt. Sie liegt in grösserer Meereshöhe und ist nicht so schön ausgeprägt. Nach Nordwesten hin überschreitet sie jedoch die Oker bei Hornburg und setzt sich ins Tal der heutigen Fuhse fort. Dass die bis jetzt genannten Talmulden frühere Urstromtäler andeuten, liegt nach ihrem ganzen Verlauf und nach der Geländeform auf der Hand. Es muss aber wieder betont werden, dass damit noch nicht der Beweis für die Existenz dieser Urstromtäler erbracht ist. Dieser kann nur auf Grund von Geröllstudien an den Hängen und in den Sohlen dieser Mulden erfolgen.

Von dem Verbindungstal von Bode und Oker zweigen westlich von Oschersleben noch zwei sehr breite Talmulden in nordwestlicher Richtung ab. Die eine geht an Helmstedt vorbei und zieht sich weiter im Norden nach der Allerniederung hin. In ursprünglicher Sohlenhöhe von etwa 140 m über Meer bei Helmstedt besitzt sie eine Breite von 7—11 km und ist etwa 60 m zwischen die ihr entlang laufenden Gebirgsrücken eingesenkt. Die Achse des Tals ist mehr aufgewölbt und trägt stellenweise hohe Kuppen, so dass es hierdurch in zwei Parallelrinnen zerfällt, die nachträglich durch die heutigen Bäche noch vertieft worden sind. Das andere etwas schmalere Tal zieht vom Grossen Bruch über Schöppenstedt nach Braunschweig. Es ist bedeutend tiefer in das dortige Gebirge eingeschnitten und auch seine ursprüngliche Sohlenhöhe ist viel tiefer.

Ein Talzug, der in noch geringerer Meereshöhe liegt, als der Verbindungsgraben von der Bode nach der Oker, verläuft von Magdeburg nach Neuhaldensleben die Ohreniederung aufwärts nach dem Drömling und

weiter nach der unteren Aller. Ausgenommen bei Neuhaldensleben, wo er sich bis auf 5 km verengt, hat dieser Talzug bei weitem die grösste Breite und ist schon oft als Urstromtal angesprochen worden. Er soll die Fortsetzung des Breslau-Magdeburger Urstromtals sein (s. K.). Die Flusskiese, die unweit Neuhaldensleben bei Detzel gesammelt wurden, scheinen alle der etwas südlicher bei Althaldensleben einmündenden Beber anzugehören, jedenfalls konnte bei der noch mangelhaften Kenntnis der Gesteine des südlich vorbeiziehenden Flechtinger Höhenzuges nicht mit Sicherheit auf Elbgesteine geschlossen werden. Es muss jedoch angenommen werden, dass solche an anderen Stellen des Talzuges liegen.

Weiter im Westen wurden in die Talmulde Oschersleben-Helmstedt-Gifhorn bei Kl. Steimke, in der Nähe der Bahn Oebisfelde-Braunschweig, in einer Kiesgrube sichere Anzeichen von Elbgesteinen entdeckt. Dasselbe gelang auch südlich von Braunschweig in den Kiesgruben von Thiede und weiter im Süden in dem Aufschluss von Beinum unweit Salzgitter. In der Nähe des Leinetales sind Flusskiese gefunden worden, deren Heimat zwar bekannt ist, über deren Transportweg man jedoch noch geteilter Meinung sein kann. So wurde in den grossen Kieslagern bei Quanthof, westlich von Gronau, eine ziemlich grosse Anzahl von Porphyren des Thüringerwaldes neben solchen vom Südharz gefunden. Ebenso unsicher ist der Weg einiger roter Eisenkiesel des Harzes, die sich im nordischen Material nördlich von Münder in der Mulde zwischen Deister und Süntel fanden. Man sieht, dass im Gebiet zwischen Weser und Elbe noch viele Fragen betreffend die Urstromtäler und den Lauf der deutschen Flüsse während der verschiedenen Vereisungsperioden zu lösen sind.



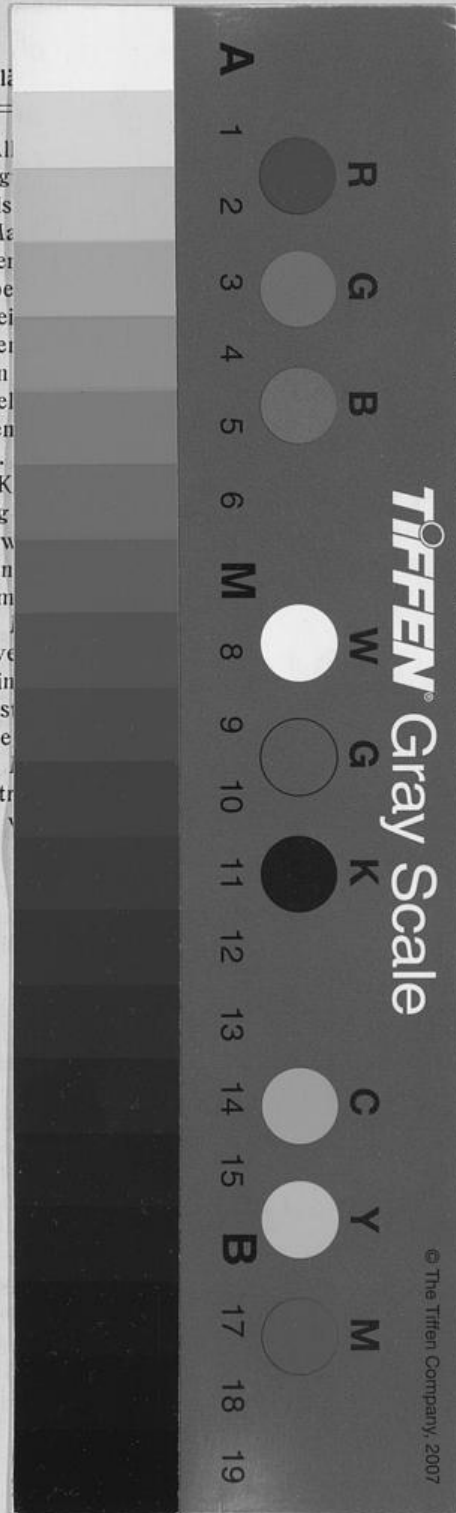


weiter nach der unteren Al  
 sich bis auf 5 km vereng  
 Breite und ist schon oft als  
 Fortsetzung des Breslau-Ma  
 Kiese, die unweit Neuhalder  
 alle der etwas südlicher be  
 hören, jedenfalls konnte bei  
 des südlich vorbeiziehender  
 auf Elbgesteine geschlossen  
 dass solche an anderen Stel

Weiter im Westen  
 Helmstedt-Gifhorn bei Kl.  
 Braunschweig, in einer K  
 entdeckt. Dasselbe gelang  
 gruben von Thiede und w  
 num unweit Salzgitter. In  
 funden worden, deren Heim  
 man jedoch noch geteilter  
 Kieslagern bei Quanthof, we  
 von Porphyren des Thürin  
 funden. Ebenso unsicher is  
 die sich im nordischen Mate  
 Deister und Süntel fanden.  
 Elbe noch viele Fragen betr  
 schen Flüsse während der v

wo er  
 rösste  
 oll die  
 Fluss-  
 meinen  
 zuge-  
 steine  
 erheit  
 erden,

leben-  
 felde-  
 teinen  
 Kies-  
 Bei-  
 e ge-  
 rtweg  
 ossen  
 nzahl  
 ge-  
 arzes,  
 schen  
 r und  
 deut-  
 sind.





Faint, illegible text, possibly bleed-through from the reverse side of the page.