

Überreicht vom Verfasser.

Studien über die Oberflächengestalt des Rheinischen Schiefergebirges

Von Privatdozent Dr. Karl Oestreich, Marburg i. H.

(Mit Karte, s. Taf. 8.)

I. Pliozäne Züge im Antlitz des heutigen Gebirges.

Wenn man aus dem untern Moseltal gegen die Eifel zu ansteigt, so kreuzt man der Reihe nach folgende Geländeformen: Erosionstal der Mosel, Moselberge, Wittlicher Senke, Quarzitzug, Hochfläche der Vordereifel und Bergland der Hohen Eifel.

Die Hochfläche ist bisher wohl als besondere Geländeform noch nicht erkannt worden, und doch hebt sie sich bereits in der Geländezeichnung der Generalstabskarte klar von den im N und S sie begrenzenden Landschaftsformen ab. Schon die Schraffenzeichnung ergibt ein ähnliches Bild, wie es uns bei der Darstellung von Kalkhochflächen entgegentritt: eng eingeschnittene, schmale Täler windungsreich verlaufender Flüsse treten durch enge Schraffen hervor aus einer in zarter Geländezeichnung wiedergegebenen Fläche. Die Täler selbst ziehen, einander parallel, in etwa NNW—SSO-Richtung. Die Breite des Gebiets beträgt 8—10 km, die Länge der Geländeform aber ist bedeutend größer; alles wirkt dazu, uns zu zeigen, daß hier ein ganz bestimmtes morphologisches Gebilde vorliegt.

In der Natur tritt Dasein und Art dieses morphologischen Gebildes noch viel klarer zutage. Als Beispiel diene die Hochfläche bei Beuren, zwischen Ellerbach, Mosel und Übbach. Wenn man von Beuren gegen N nach Kliding zu geht, sieht man nach allen Seiten kilometerweit eine vollständige Ebene, auf allen Seiten, in allen möglichen Entfernungen erscheinen ferne und immer fernere Dörfer, kenntlich durch ihre spitzen Kirchtürme. Die Höhenunterschiede sind für das Auge kaum bemerkbar: Beuren 423 m, Weggabelung 1 km davon 418, Kliding 413. Ganz schwach nur ist die Fläche durch die von der rückschreitenden Erosion des Erden- und Ellerbachs hervorgerufenen Bachläufe modelliert. Wenn das Land bis zum untern Denudationsniveau abgetragen ist, kann die Abebnung keine vollständigere sein.

Auch die Abflußverhältnisse sind nicht völlig klar. Nicht bildet ein ausgesprochener Rücken die Wasserscheide zwischen Erdenbach und den Zuflüssen des Ellerbachs, in ganz flachen Kuppen erhebt sich das Gelände auch zu beiden Seiten der idealen Wasserscheidenlinie, sumpfige Stellen, also Stellen ohne entschiedene Entwässerung, erfüllen die kleinen Niederungen.

Man hat auch nicht die Empfindung, als sei man, wie es doch tatsächlich der Fall ist, auf einem schmalen, an einer Stelle nur 1 km in der Breite messenden Riedel¹⁾ zwischen zwei tief eingeschnittenen Tälern, auch nicht als befinde man sich unmittelbar über einem tief eingesunkenen Haupttal: die Mosel bei Bremm liegt nur 1 km in der Luftlinie entfernt, und da die Höhenlage des Flusses etwa 90 m ist, 300 m tiefer.

Überall in der Vordereifellandschaft finden wir den Gegensatz: mehr oder weniger schwach wellige Hochfläche und steiles Talgehänge. Die Hochfläche ist nach ihrer Ausgestaltung ein Gebilde von der Art einer Schichttafel. Sie unterliegt derselben Zerstückelung wie jene; und diese Zerstückelung führt zu ähnlichen Gebilden. Was bei tafellagernden, der Abtragung unterliegenden Schichtenkomplexen die Zeugenberge sind, das sind hier die Vorpostenberge. Wie die Zeugenberge meist bereits erniedrigt sind gegen die unverletzte Schichttafel, so erreichen auch die Vorpostenberge fast nie mehr die volle Höhe der unverletzten Hochfläche.

Umfahren wir auf dem Meßtischblatt in der Gegend von Beuren das von der 400 m-Isohypse umschlossene Gebiet, so finden wir, daß diese im großen und ganzen die Hochfläche umschreibt. Die 380 m-Isohypse gehört, wie in den Tälern des Ellerbachsystems zu sehen, bereits den Talgehängen an, und die Vorpostenberge bei Forsthaus Sommet ragen über die 400 m-Linie auf. Dagegen zieht sich nach SW gegen Kennfus und Bertrich die Hochfläche bedeutend tiefer herab: gegen den Erdenbach zu in der Gegend des Gombergs ist die Plateaukante erst in 375 m gelegen, und zwischen Erdenbach und Höllenbachgraben erfolgt der Gefällsknick erst in 365 m. Der Gefällsknick (Plateaukante) liegt hier nicht in ursprünglicher Höhe. Die Abspülung und Schuttrutschung haben ihn tiefer gelegt. Die Grenze zwischen Höhenabtragung und Talwandbildung rückt immer tiefer, und nur aus der Höhe der höchsten Kuppen der unverletzten Hochfläche und der Vorpostenberge kann man die ursprüngliche Höhenlage

¹⁾ Mit Riedel werden nach Penck: Talgeschichte der obersten Donau (SA: Schriften des V. f. Gesch. d. Bodensees und seiner Umgebung, Heft 28, S. 11) die zwischen zwei Folgetälern stehenden zungenförmigen Rücken einer Abdachungsfläche bezeichnet.

der Plateaukante erkennen. Die alte Landoberfläche dürfte für diese Gegend in eine Höhe von wenig mehr als 420 m anzusetzen sein.

Um die Hochfläche genetisch zu verstehen, müssen wir sie als Hohlform auffassen, müssen wir zusehen, ob in ihrer Erstreckung ein bestimmtes Verhältnis ausgedrückt ist, ob sie z. B. nach Art von Flußebenen eine entschiedene Längenausdehnung hat. Tatsächlich entspricht sie einer ungefähr ostwestlich verlaufenden Niederung, die im S wie im N von höheren Aufragungen flankiert wird. Im S, genauer im SSO, ist es der Kondelwald, im NNW ist es das Hochland, das im Gevenicher Forst der Hochfläche zunächst kommt.

Der Kondelwald ist ein 8 km langer, wenig gegliederter Bergrücken, der in WSW—ONO-Richtung von der Alf zur Üß zieht. Auf 3,5 km Länge erhebt sich der Kamm über 440 m, auf 6,5 km über die 420 m-Isopyse. In geologischer Hinsicht wird das Auftreten dieses zu der heutigen Entwässerungsrichtung senkrecht stehenden Gebirgszuges aus dem Vorkommen der harten Quarzite der oberen Koblenzschichten erklärt. Unzweifelhaft knüpft sich das Auftreten eines höher aufragenden und schärfer profilierten Bergkamms an das Vorkommen widerstandsfähiger Schichten. Doch kann dieser »Widerstand« nicht gegenüber der Erosion der heutigen Täler geleistet worden sein; die Herausmodellierung des Kondelwaldes erfolgte im Gegensatz zur Abtragung des nördlich vorlagernden Gebiets. Der Kondelwald in seiner heutigen Gestalt ist ein Erbteil aus früherer Zeit.

Die Hochfläche als solche stellt heute nicht ein einheitliches Entwässerungssystem dar. Sie ist von den Moselzuflüssen zerschnitten und befindet sich auf dem Wege, in ein Hügelland aufgelöst zu werden. Daß sie aber zu einer frühern Erdperiode als solche einem Entwässerungsnetz angehörte, eine Erosionsbasis darstellte, geht aus Ablagerungen fluviatilen oder limnischen Charakters hervor, die sich in der westlichen Fortsetzung des geschilderten Hochflächenabschnitts zerstreut finden. Diese Sande, Konglomerate, Schotter und Tone finden sich nur auf dem Gebiet der Hochfläche, weder im Bergland der hohen Eifel noch auf den Höhen der südlichen Begrenzung. Sie müssen also der Hochfläche ureigentlich angehören.

Im folgenden seien die Einzelbeobachtungen über jüngere Ablagerungen auf dem untersuchten Teil der Hochfläche, vom Moselknie bei Bremm bis Manderscheid, wiedergegeben.

Bei Oberscheidweiler steht gerade auf der Höhe des Riedels zwischen Alf und Sammetbach weißer und grauer, stellenweise zu Sandstein verfestigter toniger Sand an, der Milchquarzbrocken, also kantige, nicht abgerollte Quarzstücke, enthält. Die Ablagerung ist an der Straße gegen Niederscheidweiler zu mehrere Meter mächtig aufgeschlossen. Die Höhenlage beträgt etwa 380 m.

Ausgedehnter ist das Vorkommen bei Hasborn. An der Waldspitze nordöstlich Hasborn erschließt eine Kiesgrube ein zu losem

Schotter zerfallendes Quarzbrockenkonglomerat. Näher zum Dorfe, an der Stelle des zukünftigen Bahnhofs, ist eine mehrere Meter mächtige, nach Angabe mit 6 m noch nicht durchsunkene Ablagerung von feinerem Quarzsand aufgeschlossen. Links des Fußwegs von Hasborn nach Niederöfflingen hat man in dem tonigen Sand mindestens 4 m tief gegraben. Die Quarzbrocken, die dabei gefördert sind, erreichen Längen von 10 cm. Auch weiße und rote plastische Tone sind eingeschaltet, ebenso wie roter plastischer Ton gleich dabei an der Straße, von Niederöfflingen nach Greimerath ansteht. Die Stelle, wo man bereits vor 25 Jahren zuerst auf Ton geschürft hat, liegt an der Waldspitze südwestlich des Dorfes Niederöfflingen. Hier soll unter dem Lehm der Oberfläche gelber, dann weißer, dann plastischer roter Ton liegen. Vor dem Walde, von hier bis zur Gipperather Straße, liegen wiederum die Quarzbrocken. Die Höhenlage dieser Vorkommen beträgt in der Peripherie 390—380 m, doch ziehen sich die jungen Ablagerungen im Gebiet des Lambachtälchens bedeutend tiefer herab. Von der auf Ton niedergegangenen Grabung an dem Verbindungsweg von Niederöfflingen zur Dauner Straße, wo heute aber nur gelbe, sandigfettige Schiefer aufgeschlossen sind, ziehen die Quarzbrocken auf den Feldern und Wiesen bis etwa zu einem Niveau von 360 m herab. Erst in diesem Niveau hat der Lambach die jungen Ablagerungen durchsunken, bilden die Devonschiefer das Talgehänge. Weiter abwärts, in der erwähnten Sandgrube zwischen Hasborn und Niederöfflingen, muß die Auflagerungsfläche der Sande und Tone auf dem Grundgebirge bis fast auf 340 m herabgehen. Der feinsandige und tonige Charakter all dieser Ablagerungen scheint für einen Absatz in einer Seewanne zu sprechen, die ihre Ausdehnung nach Gipperath und Schlad zu haben mußte, von wo mir über ähnliche Tone und Sande berichtet wurde. Überhaupt scheint das Becken von Hasborn—Niederöfflingen seine Fortsetzung in den jenseit der Lieser gelegenen Hochflächen von Carl und Großlittgen zu finden. Es fehlen hierüber aber noch die Beobachtungen.

Von diesen tiefer gelegenen und, entsprechend ihrer teilweise noch erhaltenen Bedeckung mit Sand und Ton, zu weichen Geländeformen ausmodellierten Hochfläche trennt sich eine ältere ab, die vielmehr die Züge der uns bekannten Hochfläche von Beuren trägt. Das ist die Hochfläche von Manderscheid. Die ideale Fläche, die man durch die Resthöhen der Riedel von Hontheim, Scheidweiler und Öfflingen legen kann, hebt sich gegen W zu, und zwar in steigendem Maße: bei Manderscheid 420 m, bei Bettenfeld 450 m. Und hier erreicht die Niederung ihr Ende, in dem der Denudationssteilrand des Buntsandstein, die Hochfläche um etwa 50 m überragend, die Niederung begrenzt.

Die jungen Ablagerungen bei Manderscheid liegen in der normalen Meereshöhe: 400—420 m. Im Fichtenwäldchen an der Straße nach Daun, gleich über der Stadt, sind in einem der Wasserversorgung dienenden Stollen die gelben sandigen Schiefer gefördert worden, von denen zweifelhaft sein kann, ob sie junge Bildungen sind oder Devonschiefer, die lange Zeit der Verwitterung ausgesetzt waren, und außerdem schön gerollte Milchquarze. Von da bis zur Bettenfelder Straße sind die Sande und Schotter zu beiden Seiten des Feldwegs aufgeschlossen; es sind teils feine weiße Sande mit rostigen Streifen, teils zum größten Teil aufgelöste Konglomerate mit mittlerem und kleinem Format der Quarzbrocken. Die Ablagerung bildet nur eine wenige Meter mächtige oberflächliche Decke. Bereits am »Waschhaus« hat das zur Kleinen Kyll niederziehende Tälchen die Schotter durchsunken, denen südlich davon noch die Kiesgruben an der Wittlicher Straße angehören.

Durch die bedeutend geringere Höhenlage unterscheiden sich von diesen Manderscheider Ablagerungen, die etwa in der Höhe des Riedels zwischen Lieser und Kleiner Kyll liegen, die Reste einer südwestlich von Manderscheid an den Gehängen des Tals der Kleinen Kyll verbreiteten Schotterablagerung. Dieses Vorkommen wird erwähnt im Zusammenhang mit dem Lavastrom des Horngrabens¹⁾. Der Horngraben, der bekanntlich dem Lavastrom des südlichsten Mosenbergkraters den Weg wies, ist fast seine ganze Lauflänge hindurch ein wenig tief eingesenktes, wenig geneigtes Wiesental mit sanften Gehängen, aus denen sich zu beiden Seiten, oftmals unterbrochen, Basaltwälle erheben, die Reste des aus dem eigentlichen Talweg

¹⁾ Dechen, H. v.: Geognostischer Führer zu der vulkanischen Vorder-Eifel. 1. Aufl. S. 181. Bonn 1861.

bereits abgetragenen Stromes. In etwa 340 m Meereshöhe beginnt das Tälehen sich nun plötzlich zu verengen und grabenartig in das Waldland zu vertiefen. Hier nun, fast unmittelbar am Höhenrand über der Kleinen Kyll, liegen auf der linken Seite des Tälechens die Quarzschotter, scheinbar über dem Basalt, tatsächlich aber hat sich das Tälehen in den Schottern eingetieft und der Lavastrom dieses Tälechen ausgefüllt. Gerölle verdecken ferner die Felder südlich des Horngrabens nach der Bettenfelder Straße zu, und die Grube an der Stelle, wo die Straße in den Wald tritt, entblößt die Konglomerate, die in Gerölle und (wenig) Sand zerfallen. Derselben Ablagerung gehören die Sandgruben beim Kaisergarten an, wo, mehrere Meter mächtig, weiße und gelbe Quarzsande aufgeschlossen sind. Die Höhenlage beider Vorkommen ist 335—350 m, also etwa 75 m unter den Manderscheider Ablagerungen, bei nicht einmal 3 km Entfernung.

Es scheint sich demnach in der Manderscheider Gegend um Ablagerungen aus zwei verschiedenen Zeiten zu handeln, und demgemäß um zwei verschiedene Stadien der Talbildung. Die Schotter von Manderscheid gehören der Hochfläche an, die wir vom Moselknie bei Bremm bis zum Steilrand des Buntsandsteins verfolgt haben. Die Schotter im Gebiet der Kleinen Kyll aber liegen tiefer, sie entsprechen ihrer Höhenlage nach mehr den Ablagerungen des hypothetischen Seebeckens von Hasborn. Man kann also sagen, daß der Hochfläche und ihrem alten Entwässerungssystem ein zweites, jedenfalls jüngerer, eingelagert ist, und das jüngere, also das Becken von Hasborn sowie die Geröllablagerungen der Kleinen Kyll, findet seine Fortsetzung in den gleichartigen Ablagerungen westlich der Lieser bei Großblittgen. Wenigstens spricht die ähnliche Höhenlage dafür.

Wenn wir nun auch festgestellt haben, daß in der Hochfläche der Vordereifel zwei Stadien der Talbildung ausgeprägt sind, so kann es doch keinem Zweifel unterliegen, daß beide Talbildungen räumlich und zeitlich in enger Verbindung stehen. Sie sind beide der Ausdruck eines Entwässerungszustandes, der von dem heutigen und dem diluvialen grundsätzlich verschieden ist durch das Vorherrschen einer äquatorial gerichteten Entwässerungsrichtung und Hohlformerstreckung. Es hat den Anschein als sei ein jüngerer, tiefer gelegenes Entwässerungssystem (Seebecken von Hasborn und Vorläufer der Kleinen Kyll) in ein älteres (Scheidweiler und Manderscheid) eingelagert. Aber auch das jüngere Stadium kannte noch kein Vorherrschen der Meridionaltäler: der südwestliche Teil, überhaupt die westliche Fortsetzung der Hochfläche, scheint dem jüngern Stadium anzugehören. Es liegen uns also in der Hochfläche der Vordereifel die Reste von Geländeformen vor, die älter sind als die Anlage der heutigen Abflußlinien, die aber immerhin noch so jugendlicher Entstehung sind, daß alte Hohlformen noch ziemlich unverletzt sich in unsere neue Zeit erhalten haben. A priori dürfen wir sagen, daß es sich um tertiäre Landschaftsformen handelt.

Welchem Abschnitt der Tertiärzeit gehört nun die Hochfläche an? Der heute als untermiozän erkannten Braunkohlenformation rechnete v. Dechen und rechnet auch die neuere geologische Spezialaufnahme die Sande, Kiese und Tone zu, die allenthalben auf der Oberfläche des Schiefergebirges auftreten. Der Gedanke in der geschilderten Verebnung, eine oligo-miozäne Landoberfläche zu sehen, wäre an sich gewiß nicht von vornherein zu verwerfen. Nun liegt aber in der Taltiefe des Pelmbachs gleich bei dessen Einmündung in die Lieser, wenige Kilometer oberhalb

Manderscheid, eine Ablagerung, die durch ihren Charakter, ihr Alter und die Art ihres Auftretens die Geschichte der Gegend uns, ich möchte sagen blitzartig, erleuchtet.

Kurz oberhalb seiner Mündung bildet das Pelmbachtälchen eine kesselartige Verbreiterung. Das linke Gehänge entblößt eine Ablagerung von Blätterkohle und braunen blätterigen Schiefen, die sehr reich an Blattabdrücken und verkohlten Resten sind. Auch Bänder von konglomeriertem Gestein kommen vor, vor allem aus Schieferstückchen bestehend. In bis 5 m mächtiger Wand steht die Ablagerung an, die nach oben zu mehr bunt wird, gelb, rot, und zu einem gelbbraunen Sandabhang verwittert. Die Ablagerung ist im Jahre 1838 durch einen Bergschliff freigelegt worden, und ihre Untersuchung durch O. Weber hat lithologisch und floristisch vollste Übereinstimmung mit den Braunkohlenschichten von Rott und Lisse, also Zugehörigkeit zu der untermiozänen nieder-rheinischen Braunkohlenformation ergeben¹⁾.

Wenn nun auch die Höhenlage der Ablagerung etwa der Höhenlage der Schotter des Horngrabens entspricht, so ist einer zeitlichen Gleichsetzung beider entgegenzuhalten, daß das Niveau der Hochfläche hier 140 m höher liegt: Bettenfeld—Buchholz 460 m. Ferner liegt das Vorkommen am Pelmbach in der Tiefe eines jungen Erosionstälechens, das erst entstehen konnte, nachdem die Erosionsbasis, das Liesertal, sich eingeschnitten hatte. Da nun aber der floristische Charakter der Ablagerung mit Sicherheit auf untermiozänes Alter deutet, so sind wir gezwungen, die Hochfläche von der miozänen Landoberfläche zu scheiden. Diese, die ältere Landoberfläche, ist zerstückelt worden, durch tektonische Vorgänge zerteilt, und so gelangte ein Stück dieser alten Landoberfläche in die Grauwacken des devonischen Grundgebirges herein, wo es durch die junge Erosion erschlossen wurde. Die Hochfläche selbst ist also jünger und vermutlich ins Pliozän zu setzen.

Auf Grund einer einzelnen Beobachtung darf natürlich ein abschließendes Urteil über die zeitliche Zugehörigkeit einer so ausgedehnten und auffallenden Geländeform nicht gefällt werden. Aber es verdient doch hervorgehoben zu werden, daß aus ganz andern Untersuchungen heraus E. Kaiser in der Gegend der Moselmündung zu derselben Fixierung pliozäner Schotter und Terrassen gekommen ist²⁾.

II. Der pliozäne Rhein.

Die Fixierung pliozäner Geländeformen in den deutschen Mittelgebirgen ist von großer Bedeutung. Durch Fossilienfunde (*Mastodon arvernensis* und *Borsoni*) sind in

¹⁾ Weber, O.: Über das Braunkohlenlager von Eckfeld in der Eifel. (Verh. des Naturhist. V. des preuß. Rheinl. u. Westfalens, 1853, X. Jg., S. 409—15 u. Taf. X.)

²⁾ Kaiser, E.: Pliozäne Quarzschotter im Rheingebiet zwischen Mosel und Niederrheinischer Bucht. (Jb. d. K. preuß. Geol. Landesanstalt für 1907.)

Hessen, Franken und Thüringen an einzelnen Punkten Tone und Sande der Talablagerungen als dem Oberpliozän¹⁾ zugehörig erwiesen worden. Die Dinotheriensande in Rheinhessen gelten als unterpliozän, und in der Mainebene sind in den die diluvialen Sande unterlagernden Sanden oberpliozäne Pflanzen²⁾ festgestellt. Aus dem Rheinischen Schiefergebirge fehlen jedoch Pliozänfunde, und so ist auch die Entstehung des Rheinlaufes im Rheinischen Schiefergebirge ein Problem geblieben.

Ob in der Pliozänzeit, als der heute geltenden Anschauung nach ein Süßwassersee die Rhein—Mainebene erfüllte, ein Abfluß des Mittelrheins oder Mittelrheinsees durch das Schiefergebirge nach der Niederrheinischen Bucht stattfand, war ungewiß. Was man wußte, war im großen und ganzen das Folgende: alte Rheinbetten finden sich in großer Höhenlage über dem heutigen Flußlauf, treppenförmig steigen die Talgehänge aus einer Höhe von mehr als 200 m zum Spiegel des Flusses herab, die Stufen dieser Treppe erscheinen als Terrassen, als durchsunkene Reste alter Talböden und Flußaufschüttungen. Von jeher hat man diese Schotterleisten als Werke des diluvialen Rheins angesprochen; denn ihre lithologische Zusammensetzung ist eine ähnliche, wie die des heutigen Flußgeschiebes. Die Nebenflüsse des diluvialen Rheins müssen dem Geröllbefund nach die gleichen gewesen sein wie heute: Main, Nahe, Lahn usw. Tektonische Veränderungen im großen Stil können seitdem nicht mehr eingetreten sein, es war derselbe Fluß wie heute, und wir verfolgen nur sein Tiefer einschneiden, indem wir ihn vier oder fünf Terrassen durchschneiden sehen bis zur heutigen Lage der Sohle.

Eingesenkt ist jenes älteste diluviale Rheintal in einen etwa 300 m hoch gelegenen sehr breiten Landstreifen von annähernd ebennem Charakter, der in der Richtung der alten Flußterrassen und also auch des heutigen Flusses verläuft. Philippson³⁾ hat ihn die Troglfläche genannt und darauf hingewiesen, daß zu beiden Seiten derselben das Gebirge zu den größern Höhen der sogenannten Rumpffläche sich erhebt.

Nun liegen auch in diesem Streifen der Troglfläche dieselben Tone, Kiese und Konglomerate, wie wir sie auf der pliozänen Hochfläche der Vordereifel kennen gelernt haben. Da Tone und Schotter nun auch auf der Rumpff-

fläche des Schiefergebirges vorkommen und zwar im Westerwald als oligo-miozän längst erkannt sind, so hat auch noch die geologische Kartierung in jüngster Zeit sie als oligozäne Bildungen gedeutet, und zwar galten sie in früherer Zeit als Zeugnisse einer marinen Transgression, die das Schiefergebirge in der Tertiärzeit überdeckt habe, heute wohl als Ablagerungen in Seen.

Das bedeutendste Vorkommen dieser jungen Ablagerungen liegt bei Reitzenhain, östlich von St. Goarshausen. In einer Entfernung von 3—4 km vom Rhein erhebt sich aus dem vom Forstbachtale gegen NO zu nach Walmenach ansteigenden Feldgelände eine flache Kuppe, die, weithin sichtbar, ein Wäldchen trägt. Besonders am Nordrand dieses Wäldchens ist in mehreren Gruben eine Schotter-, Sand- und Tonablagerung aufgeschlossen, die in etwa 310 m dem Grundgebirge aufrucht und in etwa 330 m vom Löß bedeckt wird.

Es handelt sich um die Ablagerung eines Flusses, dessen Schotter ganz überwiegend Quarzschotter waren. Die Quarze sind nur ausnahmsweise vollständig abgerollt, meist sind sie kantengerundet, und zwar die größern wie die kleinern, so daß ich geneigt war, sie Quarzbrocken zu nennen. Die größern Brocken maßen bis zu 40 cm nach den verschiedenen Dimensionen, waren von den verschiedensten Gestalten, plump oder prismatisch, in welchem letzterem Fall wohl ausgebildete oblonge Flächen in Kanten, und zwar wenig gerundeten, aneinander stießen. Es kommen auch Quarzitgerölle und -blöcke vor, doch bei weitem in der Minderzahl. Auch sie sind nur mäßig gerollt, und viele sind geradezu kantig. Zahlreich, zahlreicher als die Quarzitblöcke, sind aber Blöcke und Gerölle von Buntsandstein, dessen Korn vielfach gebleicht ist. Die kleinen Gerölle sind gut gerollt; ein größerer kantiger Block von prismatischer Form maß 35:10:15 cm. Die Aufschlüsse an der Waldecke gegen Reitzenhain zu entblößen ein mehrere Meter mächtiges Profil von Sanden, Lehmen und Geröllen. Weiter gegen oben auf der linken Seite der Straße findet man auf der Halde des Tonschurfs Proben des dort anstehenden Sandsteins, von mit Brauneisenstein konglomeriertem Brocken- und Splitterkonglomerat, von weißem, gelbem und rotem Ton.

Die große Meereshöhe dieser Schotter, ihre Lage auf der höchsten Rheinterrasse, als welche wir die Troglfläche erkennen, überhaupt die Ähnlichkeit mit den Verhältnissen in der Vordereifel legen uns den Gedanken nahe, daß wir auch hier ein Stück pliozänen Flußsystems vor uns haben. Daß es sich um eine Fluß- und nicht etwa um eine Seeablagerung handelt, ist ohne weiteres klar. Zu denken aber gibt uns die ganz überwiegende Zusammensetzung dieser Schotter aus Quarz. Die Schotter haben keinen weiten Weg gemacht; das ergibt sich aus der wenig gerollten Form der Stücke. Ihre Heimat muß das Schiefergebirge selbst gewesen sein. Die Hauptrolle in den heutigen Geröllströmen der Flüsse spielen aber die Quarzite. Sie treten in denen der Pliozänzeit gänzlich in den Hintergrund, und ihre Stelle wird daselbst von Milchquarzen eingenommen, die nur aus der Zerstörung der unzähligen Quarzgänge und -adern stammen können, mit denen die Schieferformationen, wie vor allem die Hunsrückschiefer, durchsetzt sind. Die Landschaft, die der pliozäne Fluß durchfloß, muß ein bei weitem anderes Aussehen gehabt haben, als die heutige. Vor allem scheint

¹⁾ Speyer, O.: Zeitschr. D. Geol. Ges., 1876, S. 417 u. 1877, S. 852 (Mastodon-Funde bei Fulda); Walther, J.: Über Mastodon im Werragebiet (Jb. d. K. Preuß. Geol. Landesanstalt für 1900); Blanckenhorn, M.: Oberpliozän mit Mastodon arvernensis auf Blatt Ostheim v. d. Rhön (ebenda 1901).

²⁾ Kinkel, F.: Die Tertiär- und Diluvialbildungen des Unterrheins, der Wetterau und des Südrhodes des Taunus. (Abh. z. Geol. Spezialkarte von Preußen usw., Bd. IX, Heft 4, S. 9 ff.)

³⁾ Philippson: Entwicklung des Rheinischen Schiefergebirges. (SB. d. Niederrhein. Ges. f. Natur- und Heilkunde zu Bonn 1899.) Ders.: Zur Morphologie des Rheinischen Schiefergebirges. (Verh. des 14. D. Geogr.-Tages zu Köln 1903.)

die Tatsache, daß die Quarzitgerölle beinahe fehlen, dafür zu sprechen, daß die starken Denudationswirkungen, deren Schauplatz der Quarzitzug des Taunus—Hunrückkamms heute ist, in der Pliozänzeit noch nicht stattfanden. Von dieser Beobachtung ist es nur ein kurzer Schritt zur Annahme, daß der Quarzitzug, und überhaupt das Schiefergebirge noch nicht so hoch gehoben war wie heute, mit andern Worten, daß die pliozäne Terrasse einen gehobenen Talboden darstellt.

Die größte Rolle in der Zusammensetzung des Bodens muß aber den Hunsrückschiefen zugefallen sein, und zwar müssen sie in hochgradig verwittertem Zustand die Landoberfläche gebildet haben. Denn wenn die Schiefergerölle auch leicht und schnell abgenutzt werden, so bedeutend war die Lauflänge des Schiefergebirgsflusses nicht, daß die Schieferstücke restlos abgenutzt worden wären. An Ort und Stelle in der Ablagerung selbst sind sie auch nicht zerstört worden, es bleibt nur die Möglichkeit, daß oberflächlich die Schiefergesteine nicht mehr anstanden, daß in einer langen Periode der Verwitterung die Schiefergesteine zu einem Verwitterungslehm zerfallen waren, und nur die Gangquarze in dem Lehm zurückblieben. In jene Zeit der Verwitterung fällt nun das Einschneiden des Pliozäntals mit darauffolgender Aufschüttung des Geröllstroms, von dem ein Rest in den Schottern und Sanden des Reitzenhainer Wäldchens erhalten geblieben ist.

Die zahlreichen Funde von Geröllern und großen Blöcken von Buntsandstein beweisen nun, daß die Gerölle von Reitzenhain eine Ablagerung des pliozänen Rheins sind, jedenfalls eines Abflusses des Mainzer Beckens aus einer Zeit, die älter ist als die der ältern Diluvialterrassen. Die Troglfläche ergibt sich also als das Tal des pliozänen Rheins.

Auch auf der andern Talseite, bei Urbar in etwa 310 m, kommen dieselben Pliozängerölle vor, so daß hier die ganze Breite der Troglfläche als altes Tal erwiesen ist. Buntsandsteingerölle fand ich allerdings bei Urbar nicht.

Die Vorkommen pliozäner Gerölle sind zwischen Bingen und Koblenz nicht häufig. In der Nähe des Hauptflusses hat natürlicherweise starke Abtragung der Talgehänge, zumal der leicht zerstörbaren Schotterbildungen, stattgefunden. Aber das Pliozäntal als solches ist auf weite Strecken hindurch erhalten geblieben. Wir sehen, wie aus der Hauptdiluvialterrasse das Schiefergebirge um etwa 100 m steil ansteigt, um dort eine weitere Hochfläche zu bilden, wir sehen somit, wie der Rhein der frühesten Diluvialzeit in das Bett seines pliozänen Vorgängers eingesunken ist. Derartige alte Steilufer des altdiluvialen Rheins finden wir z. B. bei Salzig, südlich von Boppard. Die diluviale Hauptterrasse ist in ansehnlicher Breite, etwa 1 km, entwickelt mit einer mittlern Höhe von 200 m. Aus ihr steigt etwa 100 m hoch das diluviale Steilufer an, es erhebt sich in der Kuppe Klopp zu 291 m, in der Kuppe Prohl zu 315 m. Beide Kuppen sind aber nur

die Vorderrandkanten einer ebenfalls 1 km breiten Hochfläche, die ihrer Höhenlage nach mit der pliozänen Talsohle identisch sein muß, wenn auch keine Gerölle des pliozänen Flusses mehr hier erhalten sind. Über der pliozänen Talfläche erhebt sich dann das Grundgebirge zu größern Höhen (Buchlei 420, Fleckertshöhe 531 m).

Ich habe in dieser Gegend außer den Vorkommen bei Waldesch nur noch auf der rechten Seite des Flusses die pliozänen Gerölle des Flusses feststellen können: im Sachsenhauser Wald, südlich von Prath, gleichfalls in einer Meereshöhe von 300—310 m.

Bereits bei flüchtigem Durchmustern der alten Geröllablagerungen beobachtet man, daß sie in verschiedener Weise ausgebildet sind. Die pliozänen Gerölle waren richtige gut gerollte Flußgeschiebe, kugelige oder flach elliptische Stücke. Nun gibt es auch ganze Ablagerungen, deren Stücke wenig gerundet sind, einen kantigen, wenig abgenutzten Charakter tragen. Es könnte sich bei den zweierlei Ausbildungsweisen um gleichzeitige Bildungen handeln: die Schotter aus gut geroltem Material könnten beispielsweise dem Hauptfluß angehören, die weniger gerollten einem Nebenfluß; die kürzere Lauflänge des transportierenden Agens hätte in diesem Fall die geringere Abnutzung bewirkt. C. Mordziol¹⁾, der ähnlichen Studien wie der Verfasser obliegt, scheidet die Schotter nach beiden Ausbildungsweisen chronologisch und zieht nur die gut gerollten Schotter zum Pliozän, hält aber die groben Schotter für Äquivalente des Miozän.

Nun war die Miozänzeit im Schiefergebirge ausgezeichnet durch das Vorherrschen großer Seebildungen, und tatsächlich sind die miozänen Tonlager, eben die Ablagerungsprodukte jener Seen, von Quarzschottern und Konglomeraten begleitet, bei denen allerdings Quarzsplitter und Quarzbrocken bei weitem vorherrschen, während Quarzgeröllablagerungen wenigstens in der Nähe der miozänen Tonlager zu fehlen scheinen. Aber a priori läßt sich annehmen, daß die Seebecken miteinander in Verbindung standen und demnach auch ein bedeutender Fluß von größerer Lauflänge, mit normaler Form der Gerölle bestanden haben kann, so daß der Charakter der Gerölle nicht ohne weiteres für die chronologische Datierung verwandt werden darf. Jedenfalls ist die Höhenlage mit in Betracht zu ziehen, und wenn die heutige Höhenlage die Ablagerung aus dem Niveau der sicher pliozänen Flußbildung allzu sehr heraustreten läßt und der Geröllcharakter der beschriebene, mehr kantige ist, dann sind wir gewiß berechtigt, die betreffenden Schotter als Überbleibsel einer ältern Flußbildung anzusehen, wie es Mordziol von den Schottern von Bornig in 290 m Meereshöhe annimmt.

¹⁾ Mordziol, C.: Über einen Zusammenhang des Pliozäns des Mainzer Beckens mit dem am Niederrhein. (Ber. über die Vers. des Niederrhein. Geol. V. in SB., herausg. von dem Naturh. V. des preuß. Rheinl. u. Westfalens.) Bonn 1907.

Für die Gegend der Moselmündung sind wir besser unterrichtet, hier ist der Schauplatz der nun bereits klassisch zu nennenden Untersuchungen von E. Kaiser. Die Geröllablagerungen der Urmosel auf den Höhen zwischen Kobern und Bassenheim in 300—320 m enthalten eine große Anzahl von verkieselten, fossilführenden Kalken der Juraformation, so daß Kaiser mit Recht geschlossen hat, daß zur Zeit jenes Flusses die Juraformation noch weite Strecken des Rheinischen Schiefergebirges bedeckte. Aus ähnlichen Gründen, wie wir es getan haben, hält auch Kaiser dafür, daß jene Urmosel der pliozäne Vorläufer eines heutigen Flusses war. Das zweite große Verdienst E. Kaisers ist es, festgestellt zu haben, daß diese pliozänen Moselschotter, die er Kieseloolithschotter nennt, sich mit den Schottern des Rheins vereinigten, und daß sie von Koblenz abwärts auch für die pliozänen Rheinablagerungen leitend werden. Und daß ferner diese pliozänen Schotter rheinabwärts ein sehr starkes Gefäll haben. Während sie in der Gegend von Brohl noch 40 m über der diluvialen Hauptterrasse liegen, sinken sie nordwestlich von Remagen unter die Schotter der Hauptterrasse herab und von da abwärts auf 13 km Entfernung um weitere 50 m. Das gibt also auf 1 km ein Gefäll von 3,8 m. Das ist das Gefäll eines Bergbaches, nicht aber eines Stromes, der den Abfluß des Mittelrheinischen Beckens darstellt. Während von Reitzenhain bis Koblenz vollständig normales Gefäll herrscht, herrscht von hier abwärts gestörtes Gefäll.

Da die Hauptterrasse aber die Pliozänterrasse ungestört durchkreuzt, so dürfen wir in dem Absinken der Pliozänterrasse eine der lange gesuchten, lange theoretisch gefolgerten Verbiegungen der Oberfläche des Rheinischen Schiefergebirges erkennen.

Vorbehaltlich späterer genauerer Untersuchung dürfen wir annehmen, daß der pliozäne Rhein in einem breiten Bette, in etwa gleicher Meereshöhe wie der heutige Rhein, das Rheinische Schiefergebirge durchfloß, und daß das Rheinische Schiefergebirge damals nur als Hügelland existierte.

Das pliozäne Rheintal ist zur Terrasse geworden; oft bildet das Pliozänthal die Hochfläche über dem Fluß, so daß der Fluß mit seinem einen Ufer unmittelbar in das Pliozänthal eingesenkt erscheint, so zwischen Niederkestert und Bornhofen: bis zu über 300 m Meereshöhe steigen die Hänge in geradem Anstieg aus dem Flusse auf. Oft aber liegt die Plateaukante in geringerer Höhe, in 260 m z. B.; alsdann ist man in Versuchung, hier eine Terrasse sehen zu wollen, die jünger wäre als die Pliozänterrasse, aber älter als die diluviale Hauptterrasse. Doch muß man hierin sehr vorsichtig sein. Ehe man Schotter auf dieser scheinbaren Terrasse festgestellt hat, muß man daran denken, daß infolge der Schuttrutschung die Plateaukante herabrückt und das Land darüber abgetragen wird. Ich halte die Hochfläche, die dem Tertiärvorkommen des Sachsenhauser Waldes gegenüber jenseits des Wellmicher Baches sich ausdehnt, trotz der tiefern Lage der Plateaukante für erniedrigte Pliozänterrasse.

Spätere tektonische Bewegungen haben den pliozänen Talboden zerstört und zerstückelt, haben vor allem von weiten Strecken die pliozänen Schotter weggeführt, so z. B. in der Gegend des Durchbruchs durch den Taunusquarzit. An andern Stellen wiederum ist die Terrasse mit Schotterbedeckung in solcher Breite und mit so unverletztem Charakter der Landschaftsform erhalten geblieben, daß sie von Philippson mit einem gewissen Recht als alte diluviale Terrasse angesprochen wurde. Diesen unverletzten Charakter zeigt sie bei Oberlützingen, in der Gegend von Brohl. Es ist dies die Stelle, an der zuerst die Kieseloolithe entdeckt wurden¹⁾.

Die Beobachtungen über das pliozäne Rheintal sollen in anderm Zusammenhang wiedergegeben werden. Hier war nur die Tatsache hervorzuheben, daß das pliozäne Rheintal noch heute kenntlich ist.

¹⁾ Kaiser, E.: Die Ausbildung des Rhein-Tales zwischen Neuwieder Becken und Bonn--Cöln Bucht. (Verh. des 14. Deutschen Geographentages in Cöln 1903, S. 209.)

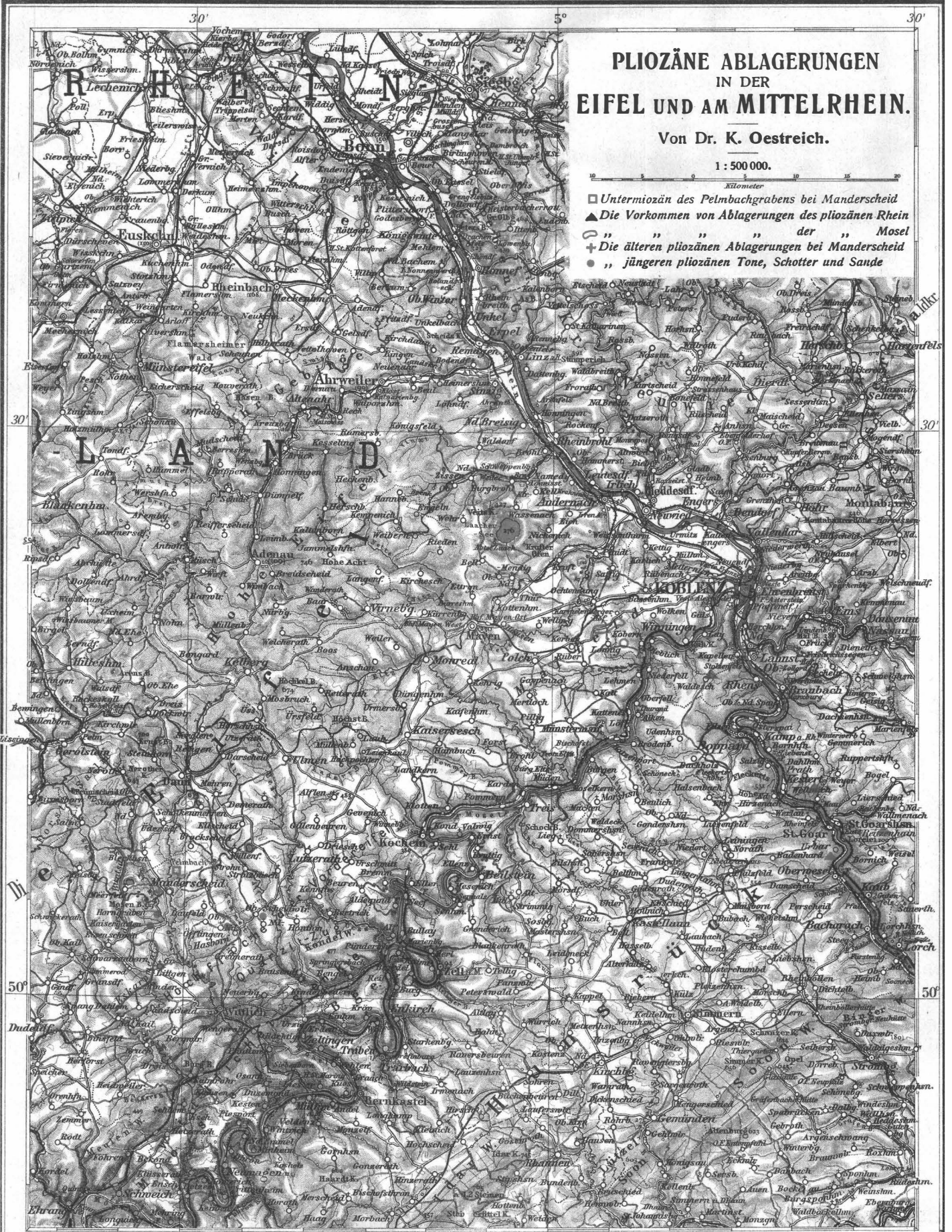
PLIOZÄNE ABLAGERUNGEN IN DER EIFEL UND AM MITTELRHEIN.

Von Dr. K. Oestreich.

1 : 500 000.



- Untermiozän des Petmbachgrabens bei Manderscheid
- ▲ Die Vorkommen von Ablagerungen des pliozänen Rhein
- ⊕ " " " " der " Mosel
- " jüngerer pliozänen Tone, Schotter und Sande



Östliche Länge 5° von Paris

