



Einige Probleme der Morphologie und der jüngsten geologischen Geschichte des Mainzer Beckens und seiner Umgebung

<https://hdl.handle.net/1874/302642>

N. 9. 192. 1980 (quarto portef.)

EINIGE PROBLEME DER MORPHO-
LOGIE UND DER JÜNGSTEN GEOLO-
GISCHEN GESCHICHTE DES MAINZER
BECKENS UND SEINER UMGEBUNG

J. P. BAKKER

BIBLIOTHEEK DER
RIJKSUNIVERSITEIT
UTRECHT.

A. qu.
192

EINIGE PROBLEME DER MORPHOLOGIE UND DER JÜNGSTEN GEOLOGISCHEN GESCHICHTE DES MAINZER BECKENS UND SEINER UMGEBUNG

PROEFSCHRIFT

TER VERKRIJGING VAN DEN GRAAD VAN
DOCTOR IN DE WIS- EN NATUURKUNDE
AAN DE RIJKSUNIVERSITEIT TE UTRECHT,
OP GEZAG VAN DEN RECTOR-MAGNIFICUS
DR. A. A. PULLE, HOOGLEERAAR IN DE
FACULTEIT DER WIS- EN NATUURKUNDE,
VOLGENS BESLUIT VAN DEN SENAAT DER
UNIVERSITEIT TEGEN DE BEDENKINGEN
VAN DE FACULTEIT DER WIS- EN NATUUR-
KUNDE TE VERDEDIGEN OP **D I N S D A G**
3 J U N I 1 9 3 0, DES NAMIDDAGS 4 UUR

DOOR

JAN PIETER BAKKER

GEBOREN TE ROTTERDAM

N.V. A. OOSTHOEK'S UITGEVERS-MIJ. — UTRECHT — 1930

BIBLIOTHEEK DER
RIJKSUNIVERSITEIT
UTRECHT.

AAN MIJN OUDERS
EN MIJN AANSTAANDE VROUW

Bij de voltooiing van dit proefschrift maak ik gaarne van de gelegenheid gebruik, U, Hoogleraren en Lectoren der faculteiten der Wis- en Natuurkunde, en der Letteren en Wijsbegeerte, mijn dank te betuigen voor hetgeen Gij, tot mijn wetenschappelijke vorming hebt bijgedragen.

Hooggeleerde OESTREICH, Hooggeachte Promotor, Gij hebt mij door Uw bezielend Onderwijs in de Geomorphologie een zeer grondige opleiding gegeven. Ik voel het dan ook als een groot voorrecht, dat ik mijn studie onder Uw leiding kon voortzetten. Voor mijn proefschrift hebt ge steeds een zeer warme belangstelling gehad, en veel steun heb ik bij het tot stand komen ervan, van U mogen ondervinden. Dit alles stel ik op zeer hoogen prijs, doch behalve voor dit alles, wil ik U nog eens oprecht danken, voor wat Gij in de jaren van mijn studie persoonlijk voor mij geweest zijt. De kennismaking met Uw familie en Uw gezin, en in het bijzonder met Uw Moeder, die mijn langdurig verblijf te Frankfurt mede tot een zoo aangename tijd voor mij heeft gemaakt, zal voor mijn verder leven van diepe beteekenis blijven.

Gij, Hooggeleerde VAN EVERDINGEN, verdiepte mijn inzicht in de metereologische vraagstukken, Uw colleges, doch meer nog de uren, welke ik onder Uw directe leiding op Uw instituut te de Bilt mocht doorbrengen, zullen mij steeds in zeer aangename herinnering blijven.

Gij, Hooggeleerde VAN VUUREN, hebt door uw geanimeerde colloquia blijvend mijn belangstelling voor de sociaalgeographische vakken gewekt.

U, Zeergeleerde Mejuffr. HOL, dank ik hartelijk voor de raad, waarmee Gij mij gedurende mijn studietijd talloze malen hebt bijgestaan, en voor de vele vriendschap welke Gij mij hebt bewezen.

U, Hooggeleerde GRUTTERINK en MOLENGRAAFF, dank ik voor de steun, welke Gij mij gedurende mijn laatste studiejaar te Delft, ook buiten het Onderwijs om, hebt gegeven.

Geachte Heer VAN DER ZWEEP, de vele schetsen en kaarten, welke Gij voor mij vervaardigd hebt, zijn voor het tot stand komen van dit Proefschrift van groot belang geweest. Op deze plaats wil ik u hiervoor nog eens hartelijk danken.

EINLEITUNG

Die vorliegende Arbeit will versuchen einen Beitrag zu liefern zur Aufklärung der Probleme der Umgebung Frankfurts.

Die pliozän-diluviale Geschichte des Rheinischen Schiefergebirges war durch die Studien von PHILIPPSON, KAISER, OESTREICH, MORDZIOL u.a. schon längst bekannt. Auch für das Maintal im Spessart und Odenwald war diese Geschichte uns seit der Schrepferschen Studie über diese Thema nicht mehr verschlossen. Die Kenntnis des verbindenden Zwischengliedes fehlte aber noch. Anfänglich war der mir von Herrn Prof. OESTREICH gegebene Auftrag der folgende; „Eine Untersuchung über den Verlauf der Hauptterrassen des Maintals von Obernburg bis zum Rheingetal“.

Dieser Auftrag ist inzwischen weit überschritten worden. Das eine Problem brachte das andere mit sich. Das Hauptterrassen-Problem war nicht zu lösen ohne Stellung zu nehmen in den schwierigen Fragen, die das Pliozän und seine Abgrenzung gegen das Diluvium betreffen, (Kap. 3).

Ausserdem waren diese Fragen wieder eng verknüpft mit den Problemen der jüngeren Tektonik unseres Gebiets (Kap. 2).

Für den mit den lokalen geologischen Verhältnissen weniger bekannten holländischen Leser habe ich in Kapitel 1 eine kurze Uebersicht der Stratigraphie gegeben. Schliesslich ist im letzten Kapitel (Kap. 5) versucht worden, einen Beitrag zur Morphologie des Odenwaldes zu geben, nachdem zuvor in Kap. 4 die oberpliozän-diluviale Talgeschichte des Mains abwärts Obernburg und von vier seiner wichtigsten Nebenflüsse behandelt wurde. Die erforderlichen Begehungen für diese Arbeit wurden in den Monaten Juni, Juli, 1927, Mai, Juni, Juli, August, September 1928, und Juli, August 1929 ausgeführt.

Als Kartenmaterial dienten die Hessischen, Preussischen und Bayerischen topographischen Karten (Maszstab 1 : 25000) dieses Gebiets, während für den Spessart noch die Bayerischen Schraffenkarten (1 : 50000) gebraucht wurden.

Die für den Preussischen und Hessischen Anteil veröffentlichten geologischen Spezialkarten, aufgenommen u.a. von KOCH, v. REINACH, CHELIUS, VOGEL, KLEMM, STEUER, SCHOTTLER, LEPLA, WAGNER, sind natürlich auch für meine Untersuchung von grösster Bedeutung gewesen. Sie sind in dem Literaturverzeichnis nicht besonders angeführt.

Für Förderung in jeder Art durch mündliche Diskutierung und Führung im Felde bin ich von deutschen Geologen und Geographen vor allem den Herren Prof. Dr. BEHRMANN — Frankfurt, Prof. Dr. MAULL — jetzt Graz, Prof. Dr. SCHMIDTGEN — Mainz, BERGRAT Dr. WAGNER — Darmstadt, Prof. Dr. LEUCHS — Frankfurt, Prof. Dr. RICHTER — Frankfurt, Prof. Dr. SCHREPFER — Frankfurt, und Dr. C. WEIDMANN — zur Zeit in Venezuela, zu groszen Dank verpflichtet.



FIG. 1

KAPITEL 1.

EINE UEBERSICHT DER STRATIGRAPHIE.

Das Mainzer Becken hat schon seit ungefähr hundert Jahren die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gezogen. Eine sehr grosse Anzahl von grösseren und kleineren Abhandlungen über die verschiedenen Abschnitte der Erdgeschichte dieses Gebietes ist denn auch vorhanden.

Die geologische Aufnahme der Umgebung des Beckens ist in mehr oder weniger alten, und mehr oder weniger genauen, Spezialkarten der Hessischen und Preussischen Geologischen Landesanstalten niedergelegt. Auch brauchbare Uebersichten der Geologie fehlen für unseres Gebiet nicht. In dieser Hinsicht verdienen die Wenz'schen Studien nr. 150, 151, 152 unsere besondere Aufmerksamkeit. Für die Gliederung des Buntsandsteins des Odenwaldes und des Spessarts habe ich die Studien von HOPPE (nr. 39) und WEIDMANN (nr. 148) benutzt. Hier genügt wohl eine sehr kurze Uebersicht der Stratigraphie, im Uebrigen kann nach den ebengenannten, und vielen anderen Arbeiten verwiesen werden.

PRAE-KAMBRIUM.

In unserem Gebiet und seiner Umgebung sind keine archaischen und algonkischen Formationen anstehend zu beobachten.

PALÄOZOÏCUM.

KAMBRIUM UND SILUR.

Vermutlich sind die Sericitgesteine der Vortaunuszone als prä-devonisch, d.h. als kambrisch oder silurisch zu bezeichnen. Fossile Einschlüsse sind in ihnen bisher nirgends beobachtet worden.

DEVON.

a. Unterdevon.

Dem ältesten Devon ist vermutlich die Zone der sogen. bunten Taunusphylliten zuzurechnen, welche den Sericitgesteinen auflagern. Auch die Hunsrückschiefer und die Coblenzschichten gehören der unteren Abteilung des Devons an.

b. Mitteldevon.

Das Mitteldevon tritt in unserem Gebiet als Orthocerasschiefer in der Umgebung von Butzbach und Obermörlen auf.

Die Stringocephalenschichten kommen nur in der Umgebung von Nauheim—Oberrosbach und von Bingen vor.

c. Oberdevon.

Nicht vorhanden.

KARBON UND PERM.

In unserem Gebiet selbst treten Karbonablagerungen nicht anstehend auf. Ob diese Gegend zur Karbonzeit schon Festland war, oder ob das Karbon vielleicht stellenweise noch unter dem Rotliegenden vorhanden ist, musz dahin gestellt bleiben. Das Unterkarbon, als Kulm entwickelt, erscheint erst in weiterer Verbreitung in der Umgebung von Gieszen. Im Oberkarbon erreichen die gebirgsbildenden Vorgänge, welche man als die Varistische Faltung zusammen zu fassen pflegt, ihren Höhepunkt. Unsere Gegend gehört zu dieser Zeit drei tektonischen Elementen an, nämlich der Spessart-Schwelle, dem Saar-Selke Trog [Saar-Saale Graben], und der Hunsrück-Oberharz Schwelle (nr. 142 S. 697—730).

Der Saar-Selke Trog trennt zwei Gebiete, welche petrographisch völlig von einander verschieden sind. Im Norden sehen wir die präkarbonischen Schichten des Taunus, in welchen man jetzt noch überall die normale Beschaffenheit der Sedimente beobachten kann.

Im Süden, im nord-westlichen Spessart und im westlichen Odenwalde begegnen wir fast nur Gesteinen, welche durch das Eindringen eruptiver Massen weitgehende kontaktmetamorphe Umwandlungen erfahren haben. Der einstmalige Charakter der Sedimentgesteine ist hier völlig verschwunden. Ueber die zeitliche Festlegung dieser Vorgänge, sind wir bisher nicht genau informiert.

Ob das Eindringen der Magmamassen gleichzeitig mit der Faltung vor sich gegangen, oder zeitlich davon getrennt ist, konnte bis jetzt noch nicht festgestellt werden (nr. 151 S. 43 f.f.).

Die Intrusivgesteine des kristallinen Spessarts sind im Allgemeinen auf die südlichste Zone beschränkt.

Zwei parallelstruierte Granite kennzeichnen hier die zwei Intrusionsphasen, ein älterer Hornblendegranit (Bückings zweiglimmerig-flaseriger Körnelgneisz) und ein jüngerer Biotitgranit Bückings körnig-faseriger Gneisz). Die Lagerungsverhältnisse sind scheinbar recht einfach. Die Schichten streichen N O und fallen meist unter steilen Winkeln ein. Als metamorphe Schiefer treten hier Glimmer- und Quarzitschiefer auf. Aehnliche Verhältnisse, wie im nordwestlichen Spessart, begegnen wir im kristallinen Odenwald. Als Intrusivgesteine spielen hier Gabbro's und Diorite eine grosse Rolle. Etwas jünger als diese sind die Odenwaldgranite, während als jüngste Tiefengesteine die Granitporphyre auftreten. Die wichtigsten kontaktmetamorph umgewandelten Sedimentgesteine sind hier die Hornfelse und Amphibolite. Seltener sind Quarzitschiefer.

Obwohl die Lagerungsverhältnisse hier komplizierter sind als im kristallinen Spessart, ist auch hier die Hauptrichtung des Streichens S.W.—N.O.

In dem Saar-Saale Graben kam das Oberkarbon des Saargebiets und das Rotliegende zur Ablagerung. Während das Oberkarbon im Mainzer Becken fehlt, ist das Rotliegende (Oberrotliegende) in grosser Verbreitung

vorhanden. Es bildet fast überall die Unterlage des Tertiärs. Besonders in der Wetterau und im nördlichsten Odenwalde tritt es in grösseren Flächen zu Tage. Im übrigen spielt diese Formation im Spessart und Odenwalde keine sehr grosse Rolle. Es wurde in diesen Gebieten nur in kleinen Mulden abgelagert. Petrographisch besteht es aus basalen Konglomeraten, Sandsteinen und tonigen Schichten. (Man vergleiche nr. 148 S. 3—8).

Das Zechsteinmeer dehnte sich wiederum weit über das Gebiet des Saar-Saale Grabens aus. In unserem Gebiet sind Ablagerungen aus dieser Zeit nur im Spessart und mehr vereinzelt im Odenwalde vorhanden. Nach WEIDMANN (nr. 148) bilden sie im Spessart ein mehr oder weniger zusammenhängendes Band, welches in sanftem Anstieg den Fusz der Buntsandsteinberge begleitet.

Der Zechstein transgredierte hier in einem flachwelligen Hügelland, was die geringe Mächtigkeit (rund 50 m) dieser Schichten erklärt.

Auch hier sind, wie im Rotliegenden, basale Konglomerate vorhanden. Im Uebrigen ist diese Formation hauptsächlich als Kupferletten und Dolomit entwickelt (nr. 148 S. 8—37).

MESOZOICUM.

Aus dem Mesozoicum sind innerhalb unseres Gebietes heute nur noch die triassischen Buntsandstein- und Wellenkalk- (unterer Muschelkalk). Schichten entwickelt.

BUNTSANDSTEIN.

Diese Formation lässt sich folgendermassen gliedern (man vergleiche die Gliederung, wie sie die Hessischen Geologen KLEMM und CHELIUS geben, und die Nummern 39 und 148):

Oberer Buntsandstein	Bunte Schiefertone (Röt)	so ₁
Mittlerer Buntsandstein (Haupt-Buntsandstein)	Hauptkonglomerat	sm ₅
	Grobkörniger Sandstein	sm ₄
	Feinkörniger Sandstein	sm ₃
	Pseudomorphosensandstein	sm ₂
	Eck'sches Konglomerat	sm ₁
Unterer Buntsandstein	Bröckelschiefer	su ₂
	Tigersandstein	su ₁

Der Untere Buntsandstein fängt mit den Bröckelschiefen (su₁) an. Es sind rotviolette, bröcklig zerfallende Schieferletten, welche im Durchschnitt 30—40 m mächtig sind (maximale Mächtigkeit 70 m).

Die Grenze zwischen den Bröckelschiefen und dem Tigersandstein (su₂) ist, obwohl selten aufgeschlossen, immer auf einige Meter genau fest zu stellen, weil sie einen Quellhorizont darstellt (nr. 148. S. 41).

Der Tigersandstein ist ein sehr feinkörniger Sandstein, von bleichroter bis braunroter Farbe, in dem oft massenweise Tongallen auftreten. Er ist ein guter Werksandstein, und ist deswegen in zahlreichen Steinbrüchen schön zu beobachten (u.a. im Maintal in der Umgebung von Miltenberg).

Kreuzschichtung und Wellenfurchen lassen sich in diesem Sandstein häufig feststellen. Der Tigersandstein erreicht im Durchschnitt eine Mächtigkeit von 20 bis 40 m. Das Eck'sche Konglomerat lässt sich dort, wo es nicht konglomeratisch entwickelt ist, nur schwer vom Tigersandstein trennen. WEIDMANN (nr. 148 S. 43) konnte nur mikroskopisch eine allmähliche Kornvergrößerung feststellen. Die Größe sowie auch die Häufigkeit der Gerölle nimmt im Spessart von Süden nach Norden hin ab. Die Mächtigkeit dieses Horizontes wechselt zwischen 20 und 40 m. Mit den sm_2 -Schichten bilden die su_2 - und sm_1 -Schichten den Steilhang der, das kristalline Grundgebirge oft um 150 m überragenden Buntsandsteinstufe (man vergleiche fig. 10).

Die feinkörnigen und mittelkörnigen Sandsteine sm_2 und sm_3 erreichen eine Gesamtmächtigkeit von durchschnittlich 100 bis 150 m. Sie sind, wie die grobkörnigen Sandsteine (sm_4), meistens braunrot, hellbraun oder weiszgrau gefärbt. Die sm -Schichten sind im Spessart und Odenwald in grosser Verbreitung vorhanden.

Der Obere Buntsandstein (Röt), ist am Rande unseres Gebiets im südöstlichen Odenwald (und im Kinziggebiet) vorhanden. Es sind meistens ziegelrote Schieferletten, welche oft grünlich-weisz gestreift sind.

MUSCHELKALK.

Diese Formation ist in unserem Gebiet nur im Michelstädter Graben vertreten (Wellenkalk). Im Uebrigen kommt sie am südöstlichen und nordöstlichen Rande des Vogelsbergs vor.

KEUPER, JURA UND KREIDE.

Der Keuper ist im Mainzer Becken nicht vorhanden, auch Ablagerungen der Jura- und Kreide-Zeit fehlen vollständig. Höchstwahrscheinlich war unser Gebiet jedoch in der unteren Jura-Zeit (Schwarzen Jura) von einem Meer bedeckt, während gleichzeitig das Rheinische Schiefergebirge als flacher Rumpf über dieses Meer hinausragte.

Im mittleren Braunen Jura findet eine Regression des Meeres statt, und eine Bodenschwelle verband das Festland des Rheinischen Schiefergebirges mit dem der Böhmisches Gebirge (nr 151 S. 76—77).

Dieser Rückzug des Meeres setzt sich dann im Weissen Jura und in der Kreide-Zeit fort. Unser Gebiet bleibt als Festland bis in die mittlere Tertiärzeit bestehen.

TERTIAR: (man vergleiche nr 151 S. 78—231).

Paleozän: Im Mainzer Becken nicht vertreten.

Eozän: Nur als Süßwasserbildung vorhanden.

Mit den Süßwasserkalken von Buchweiler im Elsass bilden die Braunkohlenablagerungen von Messel bei Darmstadt die ältesten Bildungen der Tertiärzeit im Rheintalgraben. Die Messeler Braunkohlen sind in einem 0.7 qkm. großen Grabeneinbruch, wo sie das Rotliegende, den Granit und den Diorit unmittelbar überlagern, sedimentiert worden.

Diese Sedimente bestehen aus bituminösen Schiefern (Gewinnung von Schmieröl, Gasöl, Paraffin u.s.w.), welche eine maximale Mächtigkeit von 150 m erreichen.

Was die Entstehung dieser Schiefer anbelangt, so kann man annehmen, daß es sich höchstwahrscheinlich um Deltaablagerungen handelt.

Wir verdanken Haupt (nr. 34), durch den Fund von *Propalaeotherium* cf. *rollinoti* Stehlin den Nachweis eozänen Alters dieser Schichten.

Die Tatsache, daß die Messeler Braunkohlen direkt dem kristallinen Grundgebirge aufliegen, beweist, daß vor der Ablagerung dieser Schichten ein Teil dieses Gebirges schon über die lokale Erosionsbasis herausgeragt hat. Es liegt aber nahe an zu nehmen, daß diese lokalen Verhältnisse nicht einzig in ihrer Art waren, und daß mehrere Teile des Odenwaldes zur Eozänzeit schon von der mesozoischen und permischen Sedimentdecke befreit waren.

Oligozän: Von der Eozänzeit an treten allmähliche Senkungen in diesem Gebiet auf. Zunächst fangen diese Senkungen im Süden an, um erst in der Mittelo oligozänzeit so stark zu werden, daß ein Eindringen des Meeres in das Mainzer Becken möglich war.

Während der Ablagerung der Tertiärschichten setzen sich diese Senkungen fort, was eine Mächtigkeit dieser Schichten von vielen Hundert Metern zu Folge hatte.

Das marine Mittel-Oligozän (Rupel-Stufe) gliedert sich in:

b. den sogenannten Schleichsand (ob. Meeressand).

a. den Rupelton und Meeressand

Der Meeressand ist fast nur an den Rändern des Beckens bekannt. Von Alzey nach Kreuznach überlagert er den Melaphyr, den Porphyry und das Rotliegende. An einzelnen Stellen (besonders im unteren Nahe-Gebiet) sind die Schichten als Küstenkonglomerate entwickelt. Der weitere Verlauf des Strandes folgt dem Taunusrand in ostnordöstlicher Richtung, um dann nach Norden um zu biegen.

Das östliche Ufer des Meeres verläuft über Weinheim, Heppenheim, Vilbel, Büdesheim ziemlich geradlinig.

Das Material dieser Küstenkonglomerate zeigt eine große Abhängigkeit von der Beschaffenheit des Liegenden. Die mittlere Mächtigkeit der Meeressande ist selten mehr als 10 m. Sie sind meistens sehr fossilarm, um dann an einzelnen Stellen einen außerordentlichen Reichtum an

Molluskenarten zu liefern. Bei Weinheim (in der Umgebung von Alzey) wurden 300 Molluskenarten gefunden (u.a. *Cerithium laevisimum*, *Axinea obovata*, *Pecten*-Arten). Ausserdem tritt die Sirene *Halitherium Schinzi* Kaup häufig auf.

Höchstwahrscheinlich gleichzeitig mit den Meeressanden (Strandbildungen) wurde im Innern des Beckens der Rupelton (Septarienton) abgelagert. Die Mächtigkeit des Tons beträgt ungefähr 125 m. Auch hier treffen wir *Halitherium* wieder häufig an. Die Mollusken treten stark zurück, nur das Leitfossil *Leda deshayesiana* ist in einem Horizont des mittleren Rupeltons stärker vertreten (nr. 151. S. 104).

Die Schleichsande sind feine glimmerige Sande von hellgrauer, gelblicher oder grünlicher Farbe. Sie erreichen eine Mächtigkeit von 50 m. Sie sind über das ganze Becken verbreitet, was mit der geringen Mächtigkeit und dem petrographischen Charakter dieser Schichten die Annahme einer Verflachung des Meeres wahrscheinlich macht. Gelegentlich sind die Sande zu einem Schleichsandstein verhärtet. Die Molluskenfauna ist weniger artenreich als diejenige der Meeressande. Als Leitformen von verschiedenen Horizonten treten u.a. *Potamides plicatus papillatus* und *Perna maxillata soldani* Deshayes auf. Gleichaltrig mit den Schleichsanden sind die Melanientone und Grünsande aus der Casseler Gegend.

Das Ober-Oligozän (Chattische Stufe) ist in unserer Gegend als Cyrenenmergel und Landschneckenkalk (Süßwassermergel Rheinhessens) ausgebildet. Wie schon bemerkt wurde, fängt während der Ablagerung des Schleichsandes eine allmähliche Verflachung des Meeres an. Im Ober-Oligozän sehen wir die Abschnürung eines Meeresarmes vom groszen Meere erfolgen und eine Aussüszung des Wassers einsetzen.

Parallel mit der Aussüzung des Wassers tritt eine Aenderung in der Fauna und Flora des Beckens ein. Einerseits sind noch Cerithien (u.a. *Potamides plicatus galeotti* Nyst.), sowie die Leitform *Cyrena convexa* Desh. vorhanden. Andererseits können in stillen, abgeschlossenen Buchten *Lymnaeen*, *Planorben*, *Neritinen* u.s.w. schon leben. Auch Braunkohlenablagerungen begleitet von Süßwasserschichten sind nicht selten vorhanden. Der Flächenraum, den der Cyrenenmergel einnimmt, ist in der Hauptsache derselbe wie bei den Meeressanden. Nur im unteren Nahegebiet findet eine Regression und in der Umgebung von Hanau, infolge der fortdauernden Senkungen, eine Transgression statt.

Nach Ablagerung der Cyrenenmergel macht sich ein starker Rückzug des Meeres geltend. In Rheinhessen entstehen einzelne Süßwasserseen, in denen die Süßwassermergel zum Absatz gelangen.

Brackwasserbewohner fehlen vollständig. Meistens sind die Mergel fossilfrei. An einzelnen Stellen treten *Lymnaeen*, *Planorben* u.s.w. auf (*Lymnaea fabula*, *Planorbis cornu*).

In der Umgebung von Flörsheim-Hochheim werden zu dieser Zeit in einem sehr schwach brackischen See die sog. Landschneckenkalke abgelagert. Es handelt sich hier um feste Kalkbänke, in denen u.a. *Terebralia*

rahti und *Hydrobia dollfusi* auftreten. Gleichaltrig sind höchstwahrscheinlich die Konglomerate, Schotter und Sande, welche in der Umgebung von Vilbel (u.a. am Läusebäumchen) vorkommen. Sie sind von Flüssen abgelagert worden.

Miozän und Pliozän: Das Miozän ist in unserem Gebiet nur als Cerithien-, Corbicula- und Hydrobienschichten entwickelt. Nach Ablagerung der oberoligozänen Süßwassersedimente treten neue Senkungen ein, welche eine neue Transgression des Meeres von Süden her hervorrufen. In diesem Meere wurden die marinen Cerithienschichten abgelagert. Am Rande des Beckens sind diese Schichten kalkig entwickelt, während sie im Innern einen mehr mergeligen Charakter haben. Im Norden, bei Offenbach u.s.w., sind diese Schichten sandig entwickelt, im Uebrigen treten alle Uebergänge von reinen Sanden (bei Offenbach) bis zu reinen Kalken auf. Ein Teil Rheinhessens war nicht vom Cerithienmeere bedeckt, während auch im Norden die Schichten nur bis in der Umgebung von Karben vorkommen.

Nach Ablagerung der Cerithienschichten erfolgt im Süden neuerlich die Abschnürung eines Meerarmes (nr. 151 S. 155). Es findet eine allmähliche Aussüzung des Beckens statt. Unter diesen Verhältnissen werden die Corbicula- und Hydrobienschichten abgelagert. Die Muschel *Corbicula faujasi* tritt als Leitform auf. Cerithien und Hydrobien, setzen ganze Kalkbänke zusammen. Die Corbiculaschichten erreichen eine Mächtigkeit von rund 50 m.

Auch hier ist die Fazies im Innern des Beckens mergelig, während sie am Rande vorwiegend kalkig ist.

In der Umgebung von Mainz (Weisenau) sind die Phryganeenkalken vorhanden, welche als Küstenfazies aufzufassen sind. Nördlich von Frankfurt fängt ein allmählich sandiger Werden der Schichten an, bis schließlich in der Gegend von Münzenberg reine Sandsteine auftreten (Münzenberger Blättersandstein).

Die Transgression des Corbiculameeres ist recht bedeutend gewesen. Rheinhessen ist wieder vom Meere bedeckt, während im Osten die Corbiculaschichten bis in die Gersprenzbucht und in der Hanau-Seligenstädter Umgebung vorkommen. Das Aschaffener Becken ist zu dieser Zeit noch Festland, wie SCHOTTLER nachgewiesen hat (nr. 121 S. 123). Die Fauna ist im Allgemeinen arm, nur brackische und Süßwasserformen treten auf.

Dagegen ist eine reiche Flora vorhanden, welche besonders in dem Münzenberger Blättersandstein schön erhalten ist. Eine ähnliche Flora führen die Vallendarer Schichten. Es sind u.a. *Cinnamomum*-Arten, *Laurus* Arten, *Taxodium distichum miozaenicum* Heer.

Mit dem Erlöschen von *Hydrobia inflata* und der Cerithien fangen die Hydrobienschichten an. Die Brackwasserbewohner sind fast ganz verschwunden. Allein *Hydrobia inflata* bleibt noch übrig. Als Leitfossilien

treten die Süßwasserformen *Melanopsis fritzii*, *Viviparus pachystoma phasianella*, *Theodoxus gregaria* u.a. auf. Die Mächtigkeit der Schichten ist wieder ungefähr 50 m. Auch hier ist die Randfazies der Schichten wieder kalkig, während sie im Innern des Beckens mergelig entwickelt ist. Septarien treten häufig auf. Zugleich mit der fortschreitenden Aussüzung des Beckens tritt eine allmähliche Regression ein, welche sich besonders im südlichen Teile des Rheintalgrabens geltend macht. Im eigentlichen Mainzerbecken nehmen die Hydrobienschichten ungefähr den selben Raum ein wie die Corbículaschichten. Im Norden reichen die oberen Hydrobienschichten noch bis Münzenberg.

Nach Ablagerung der Hydrobienschichten folgt eine lange Denudationsperiode. Nach KINKELIN (nr. 92) würden von der Untermiozänzeit an bis ins Oberpliozän keine Schichten abgelagert worden sein. FISCHER und WENZ (nr. 149 S. 73—77) konnten aber eine Reihe von Schichten fest stellen, welche diese Lücke schliessen.

Es sind erstens die Landschneckenmergel mit Algenkalken und die Melanienmergel (Leitformen: *Melania escheri* und *Melanopsis narzolina*), welche dem Obermiozän angehören, und zweitens die Braunkohlentone und Schieferletten mit *Hydrobia slavonica* und die Prososthenien-schichten (Leitform; *Prososthenia schwarzi* Neum.), und Congerierschichten (=Dinothieriensande Rheinhessens), welche ein unterpliozänes Alter haben.

Zur Obermiozänzeit, vielleicht schon etwas früher, tritt eine starke eruptive Tätigkeit des Vogelsbergs auf, welche sich im Pliozän fortsetzt. SCHOTTLER hat die Basalte im westlichen Vogelsberg ihrem Alter nach in folgender Weise gliedern können (nr. 120);

Jüngere Trapp,
Jüngere basische Strombasalte,
Trapp (Anamesite)
Ältere basische Strombasalte.

In der Gegend von Nidda-Schotten scheinen die Verhältnisse komplizierter zu sein. Nach HUMMEL würden dort 2 Trappausbruchphasen und 4 Basaltausbruchphasen zu unterscheiden sein. Besonders der jüngere Trapp ist für uns wichtig, weil er in der Umgebung von Frankfurt häufig vorkommt. WENZ rechnet diese Trappdecke noch zum Unterpliozän, während KINKELIN, SCHOTTLER u.a. ein oberpliozänes Alter als wahrscheinlicher achten. HUMMEL (nr. 41 S. 177—191) versucht ein obermiozänes Alter der jüngsten Trappausbruchphase nachzuweisen, während v. Koenigswald (nr. 64 S. 276—277) es nicht unwahrscheinlich achtet, dasz die ganze Zeit der Deckenergüsse noch in das Pliozän fällt. Jedenfalls kommt es mir vor, dasz eine Zuweisung ins Mittel-oder Ober-Miozän, ausgehend von dem von SCHOTTLER gefundenen Zahn von *Mastodon angustidens*, welcher zwischen zwei Trappströmen bei Nordeck (Londorf) gefunden wurde, zu apodiktisch ist.

v. KOENIGSWALD hat denn auch mit Recht darauf hingewiesen, dasz

ein unterpliozänes Alter dieser Schichten nicht ausgeschlossen ist. Ueber die jüngste Trappdecke wird noch ein Komplex von kalkfreien Sanden, Tonen, Schottern und Braunkohlenflözchen abgelagert, welche in den besonderen Senken des Mainzer Beckens bis 100 m mächtig werden können, und welche bis jetzt mit KINKELIN als Oberpliozän aufgefasst worden sind. Wir kommen noch näher auf die Altersstellung dieser Ablagerungen, sowie auch auf die der jüngsten Trappdecke zurück (man vergleiche Kapitel 2 und 3). In Kapitel 4 werden wir noch die Gelegenheit haben, näher auf die diluvialen Bildungen des Mainzer Beckens einzugehen. Die tektonischen Bewegungen der Tertiär- und Diluvial-Zeit sind von wesentlicher Bedeutung für die Entstehung des heutigen Landschaftsbildes in unserem Gebiet. Die einzelnen Tertiärschollen sind gegen einander verschoben worden. Im folgenden Kapitel wird hierauf noch zurück zu kommen sein.

KAPITEL 2.

DIE GRUNDZÜGE DER TEKTONIK.

Wenn von den Grundzügen der jüngeren Tektonik des Mainzer Beckens und seiner Randgebiete die Rede sein soll, kann man damit anfangen, einen scharfen Unterschied zu konstatieren zwischen den Standpunkten, von denen aus man die tektonischen Probleme dieser Gebiete betrachtet hat und noch betrachtet.

Hier das eigentliche Becken, das bis jetzt unter dem Einfluss von Kinkelin und seinen Nachfolgern nur als geologisch-tektonisches Problem betrachtet worden ist, dort die Randgebiete, für welche hauptsächlich Morphologische Argumente zur Erklärung der jüngeren tektonischen Bewegungen angeführt worden sind. Hier über das Becken eine tektonische Studie von WENZ (nr. 149) sich fast nur stützend auf geologische Tatsachen, dort Studien von Oestreich, u. a. über das Rheinische Schiefergebirge und von KREBS (nr. 66) über UNTERFRANKEN, welche die jüngere Geschichte dieser beiden Landschaften nur auf morphologischen Tatsachen aufbauen. Anschliessend an die bestehende Litteratur würde man also dieses Kapitel folgenderweise einteilen können:

- I. Charakter und Alter der jüngeren tektonischen Bewegungen des Mainzer Beckens.
- II. Charakter und Alter der tektonischen Bewegungen der Randgebiete.

I. Die Grundzüge der Tektonik des Mainzer Beckens sind hauptsächlich von KINKELIN aufgefunden worden. WENZ hat diese Grundzüge ausgebaut und in mancher Weise die Ansichten KINKELINS (nr. 46, nr. 48) modifiziert und vervollständigt.

Nach WENZ (nr. 149) ist das Mainzer Becken in einige wichtige tektonische

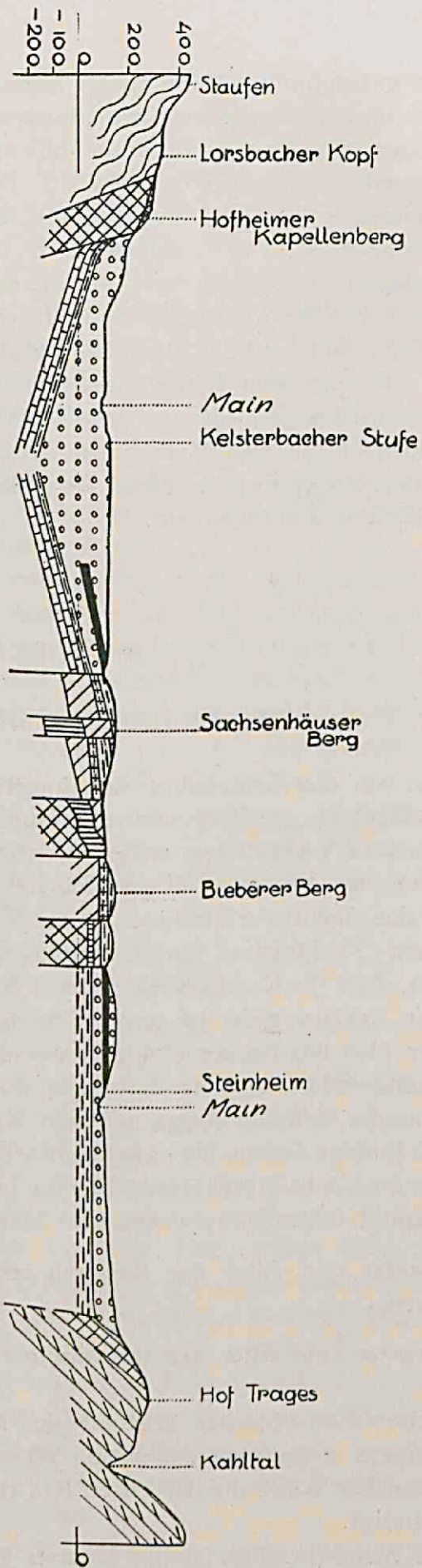


Fig. 2. Profil durch die Luis-Flörheimer- und Hanau-Seligenstädter Senken und den Frankfurter Horst
 [Nach Angaben und Profilzeichnungen von Klemm, Wenz, Leppla, Steuer, Schottler u.a.]

LEGENDA

	Palaeozoicum		Glimmer- und Quarzitschiefer des Spessarts		Rupelton		U-Pliozän Landschneckenmergel
	Taunusphyllite		Oligozän		Cyrenenmergel u. Schleichsande		U-Pliozän
	Rotliegendes		U-Miozän		Gerthienschiechten		Corbiolasschiechten
	Trappdecke		Hydrobienschichten		Pliozän und Diluvium		

Fig. 2

Elemente zu gliedern, welche durch die folgenden drei, Rheinisch gerichteten Hauptstörungslinien von einander getrennt werden.

- 1°. Die verlängerte rechte Rheintalspalte.
- 2°. Die verlängerte linke Rheintalspalte.
- 3°. Die Spalte von Windecken-Dietesheim.

1°. Die verlängerte rechte Rheintalspalte.

Wenn wir etwa in der Gegend von Darmstadt anfangen diese wichtige Hauptstörungslinie zu verfolgen, dann sehen wir sie sich über Langen und Sprendlingen, wo sie die westliche Begrenzung der Rotliegend-Scholle von Dreieichenhain bildet, nach Norden zu fortsetzen, um von Sprendlingen aus, westlich von Neu-Isenburg bleibend, zwischen Niederrad und Sachsenhausen den Main zu queren. Bei Bockenheim folgt dann eine Aufteilung in mehrere ungefähr erzgebirgisch verlaufende Teilspalten, wovon die wichtigste über Berkersheim, Vilbel, Okarben und schliesslich nach Bönnsstadt verläuft, wo sie sich, wie WENZ mutmaszt, mit der Spalte Windecken-Dietesheim vereinigt.

Nach Hummel würde diese Verbindung nicht bei Bönnsstadt zu Stande kommen, sondern würden sich beide Spalten noch selbstständig nach Nord-Osten zu fortsetzen.

2°. Die verlängerte linke Rheintalspalte.

Diese Spalte lässt WENZ in der Gegend von Nackenheim—Nierstein anfangen, sie kann weiter, in nordöstlicher Richtung gehend, über Bauschheim nach Rüsselsheim verfolgt werden. Bei Flörsheim quert sie den Main, um sich in nord-östlicher Richtung über Hofheim—Münster—Soden—Cronberg—Homburg u.s.w. fort zu setzen.

3°. Die Spalte Windecken—Dietesheim.

Von dieser Störungslinie ist der Verlauf, nach WENZ, viel weniger genau zu ermitteln als bei den schon genannten Störungen. Im südlichen Teile ihres Verlaufes fehlen gute Aufschlüsse fast vollkommen, während im Norden die Schwierigkeit einer genauen Abgrenzung der zum Teil sandig entwickelten Miozän-Schichten gegen das Pliozän besteht.

Diese Spalte bildet die östliche Begrenzung der Rotliegend-Scholle von Dreieichenhain, tritt weiter nördlich auf als westliche Begrenzungslinie der Dietesheim—Wilhelmsbader Trappdeckreste, um sich zwischen Windecken und Roszdorf weiter nach Norden verfolgen zu lassen und sich, nach WENZ, über Eibstadt gehend bei Bönnsstadt mit der verlängerten rechten Rheintalspalte zu vereinigen.

Schliesslich sind noch drei andere wichtige Störungslinien zu erwähnen.

Erstens die Störungslinie, welche von ungefähr südlich von Bingerbrück nach Wiesbaden verläuft.

Zweitens die Störungslinie, welche die westliche Begrenzung des Spessarts gegen das Mainzer Becken bildet.

Drittens die herzynisch gerichtete Spalte, welche von Obernburg nach Grosz-Ostheim verläuft.

Durch diese Hauptstörungslinien wird das Mainzer Becken nach Wenz in die folgenden tektonischen Elemente verteilt:

- 1°. Verlängerter Rheintalgraben.
- 2°. Hanau-Seligenstädter Senke.
- 3°. Horst von Frankfurt—Offenbach.

In den beiden Senken des Beckens kamen die 150 m mächtigen Pliozänschichten zur Ablagerung, wie schon KINKELIN nachgewiesen hat. Im Hanau-Seligenstädter Becken wurden rund 45 m praebasaltisches Pliozän und die 10—14 m mächtige Trappdecke, im Luisa-Flörsheimer Becken rund 100 m postbasaltisches Pliozän abgelagert. Bei Pol-Luisa treffen wir wieder die dort nach Westen einfallenden Reste der Trappdecke an.

Diese kurze Uebersicht der einzelnen Schollen möge hier genügen; im Uebrigen kann nach der Wenzsche Studie nr. 149 verwiesen werden.

Wie man leicht erkennen kann, sind die erwähnten Hauptstörungslinien nicht ausreichend, um den Bewegungsmechanismus der verschiedenen Schollen gegen einander zu erklären.

Besonders gilt das für die Verhältnisse östlich von Frankfurt. In der von Wenz beigegebenen tektonischen Karte der genannten Studie nr. 149 sind dann auch eine grosse Anzahl gemutmaszter Verwerfungslinien eingezeichnet worden von denen die genaue Richtung und öfters selbst das Vorhandensein nicht feststeht und jedenfalls in den meisten Fällen schwierig nach zu weisen ist.

Das Alter der tektonischen Störungen des Beckens.

Was das Alter dieser Störungen angeht, so hat KINKELIN die Meinung vertreten, dass die Absenkung des Hanau-Seligenstädter- und des Luisa-Flörsheimer Beckens vor und während der Oberpliozänzeit erfolgte. Er deducierte diese Auffassung aus der Tatsache, dass er sich die oberpliocänen Sande und Tone, oder wenigstens was er dafür hielt, in seinem Oberpliozänsee abgelagert dachte, und meinte, dass der Raum für diesen See hauptsächlich von post-untermiozänen und prae-oberpliozänen tektonischen Bewegungen geschaffen worden war.

Zur Oberpliozänzeit, so meinte er weiter, erfolgte dann noch eine allmähliche Senkung, während zur Diluvialzeit keine tektonischen Senkungen mehr stattfanden.

Er führte diese Auffassung nicht consequent durch, und man weisz öfters nicht recht, was KINKELIN unter Störungen der Landschaft verstanden hat; was z.B. die folgenden Zitate beweisen sollen:

Auf Seite 281 von nr. 51 sagt er in der Fusznote über die Primigeniusstufe: „Die Schottermassen oberhalb Luisa sind soweit mir bekannt die einzige Lokalität, in der möglicher Weise die Primigeniusstufe in ursprünglicher Höhe liegt; sonst liegen Fluszanschwemmungen aus dieser Zeit allenthalben in Senken.“

Und auf Seite 221 von nr. 54 (1912):

„Setzen wir voraus, dass die Talschaft seit Abschluss der Pliozänzeit keine Störungen erfahren habe“ — und etwas weiter auf derselben Seite: „ich habe bisher angenommen, dass das Gebirge derzeit, abgesehen von Randabbrüchen, keine Störung mehr erfahren habe, weder Hebung noch Senkung. Neuerdings ¹⁾ werden mehrfach zur Erklärung Hebungen des Gebirges angenommen, für deren Erklärung ich nur Bewegungen der einen Scholle gegen die anliegende nach der Tiefe angenommen habe.“

Nach neueren Begriffen würde man, auch was KINKELIN Randbrüche u.s.w. nennt, als tektonische Bewegungen zu bezeichnen haben, so dass die Ansicht, dass KINKELIN tektonische Bewegungen nur für die Oberpliozänzeit oder Prae-Oberpliozänzeit annahm, einiger Beschränkung bedarf.

Nachdem WENZ erst die Unrichtigkeit der Oberpliozänsee-Auffassung dargetan hat, kommt er auf S. 92 nr. 149 zum Schluss, dass die relativen Bewegungen der Schollen gegen einander erst nach Ablagerung der oberpliozänen Sande und Schotter, d. h. im Diluvium erfolgten, wozu er dann bemerkt, dass er nur diejenigen Störungen ins Auge fassen will, welche die Tertiärschichten selbst gegeneinander verworfen haben, und absehen will von den sehr wichtigen prae-oligozänen Störungen und von den langsam und gleichförmig verlaufenden Senkungen, welche während der Ablagerung der Tertiärschichten vor sich gingen. In Gegensatz zu KINKELIN verlegt er also den Schwerpunkt der eigentlichen Schollenbewegungen in die Diluvialzeit. Er stützt diese Ansicht hauptsächlich auf das schon längst bekannte und von LEPSIUS (nr. 71) beschriebene Profil der Bohrung in der Mauerstrasse zu Darmstadt.

Diese Bohrung setzt in 150 m N. N. ein, erreicht das Oberpliozän in 32.5 m Teufe. Die Unterkante des Oberpliozäns lag bei 150 m Teufe, d. h. in etwa 0 m N. N. Die Bohrung welche bis 215 m tief reichte, blieb bis zum Ende im Tertiär, nämlich in den Cerithienschichten.

Nur 40 m von der Mündung des Bohrloches entfernt steht der Granit an. In diesem Profil zeigt sich nach WENZ aber nun deutlich, dass die Verwerfung diluvial ist. Denn er fährt fort: „Wäre sie älter als Oberpliozän, d. h. wäre das Oberpliozän auf dem bereits abgesunkenen Teil abgelagert worden, so könnte die Verwerfung nicht so steil einfallen, wie dies der Fall ist. Es hätte sich eine Böschung im Granit ausbilden müssen, und die Bohrung hätte sehr bald die Felsmassen antreffen müssen, während sie tatsächlich noch in 215 m. Teufe bis zum Ende im Tertiär blieb.“

Es ist auch meine Meinung, dass das genannte Bohrprofil auf eine diluviale Tektonik hinweist, wenigstens auf eine diluviale Senkung. Eine andere Frage ist aber: ob dieses Profil ein Beweis sein kann für Schollentektonik in den übrigen Teilen des Beckens. Es scheint mir nämlich, dass aus diesem Profil nicht zu erkennen ist, ob ein wesentlicher Unterschied bestanden hat zwischen den Verhältnissen, unter welchen die Tertiärschichten dieses Profils, und den Verhältnissen, unter welchen die Diluvialschichten zur Ablagerung gekommen sind. Oder mit anderen Worten gesagt: man kann meiner Meinung nach auf Grund dieses Profils, nicht entscheiden, ob die tektonischen Bewegungen des Tertiärs nur den Charakter von allmählichen, regelmässigen Senkungen hatten, oder

ob zur Diluvialzeit die Tertiärschollen nur gegen einander verschoben worden sind. Es ist möglich, dasz beides der Fall war; sicher ist es nicht, und es kann sehr gut auch auf ganz andere Weise vor sich gegangen sein. Ueber das Vorhandensein oder nicht Vorhandensein von relativen Bewegungen der Tertiärschollen gegeneinander im Diluvium oder im Oberpliozän, oder in irgend einem früheren Abschnitt des Tertiärs, kann dieses Profil meiner Meinung nach nichts aussagen.

Es kommt mir dann auch fraglich vor, ob die Voraussetzung, von der Wenz ausgeht, nämlich dasz die Senkungstektonik während des Tertiärs eine allmähliche und gleichförmige gewesen ist, richtig ist. Die sehr verschiedenen Areale, welche die auf einander folgenden Tertiärmeere eingenommen haben, beweisen schon, dasz die Senkung nicht immer auf alte Fugen zurückgriff, dasz also die verschiedenen Störungslinien für die verschiedenen Abschnitte der Tertiärzeit sehr verschiedene und sehr stark wechselnde Bedeutung gehabt haben müssen, und deswegen ist es dann auch sehr wahrscheinlich, dasz die Verwerfungen nicht allein die prae-tertiären Formationen gegen einander verworfen, sondern sehr oft auch Tertiärschichten mit betroffen haben.²⁾

Ich nehme dann auch an, dasz die Bewegungen der verschiedenen Tertiärschollen gegen einander nicht nur im Diluvium, sondern, mit Ausnahme der Ruhepausen, auch während des ganzen postmitteloligozänen Tertiär stattgefunden haben. In dieser Hinsicht komme ich also ungefähr zum selben Resultat wie KLÜPFEL (nr. 60 S. 263 f.f.), welcher nach Vergleichung von Bohrprofilen aus der Münzenberger und KASSELER Gegend, die folgende Meinung ausspricht:

„In der Hessischen Senke kann jedes selbständige Tertiär-schichtglied jedem beliebigen älteren Tertiärglied oder direkt dem Fundament auflagern (S. 275)“ . . . und (auf S. 282-280):

„Als Ergebnis unserer Untersuchungen stellen wir fest:

Nach jeder einzelnen Sedimentationsphase des Tertiärs der Ober- und Niederhessischen Senke erfolgt eine Hebung mit Bruchphase und Abtragung, die wo es sich um weiche Schichten handelte, bis zur völligen Einebnung fortschritt. Dabei wurden die Ablagerungen auf den Hochschollen zerstört, auf den versenkten Tiefschollen blieben sie erhalten. Mit einer neuen Senkung erfolgte abermals eine Sedimentierung und so fort. Bei erneuter Störung traten ausser älteren vorhandenen Brüchen neue in Funktion, stellenweise in veränderter Richtung. Innerhalb der epirogenen Senkungsphasen konnten keinerlei mit Brüchen verbundenen episodischen Bewegungen festgestellt werden.“

Dieser Klüpfelschen Anschauung kann ich in ihrer Allgemeinheit völlig beistimmen. Ihre Richtigkeit wird ausserdem noch bestätigt durch die zahlreichen, als Glieder einer Piedmonttreppe im westlichen Taunus vorhandenen Einebnungen, welche von GALLADÉ (nr. 18) so genau beschrieben worden sind.

Wenden wir uns jetzt den pliozänen und diluvialen tektonischen Verhältnissen des Beckens und seiner Randgebieten zu, dann ist es meiner Meinung nach nicht zu verneinen, dasz ein gewisser gradueller Widerspruch besteht zwischen

den Verhältnissen, welche wir im Rheingetal und im Oberrheingraben sehen und denjenigen, welche man im Mainzer Becken beobachten kann. Nehmen wir mit GALLADÉ (nr. 18), an, dasz die Kieseloolithterrassen des Rheindurchbruchtales im westlichen Taunus in rund 330 m N.N. liegen und mit Steuer (nr. 157) und Oestreich (nr. 90) dasz die älteste Diluvial-terrasse, die Trechtlinghäuser Terrasse, in 300 m N. N. vorkommt, dann geht daraus also hervor, dasz das Gebirge in dieser Gegend während der Pliozänzeit nur um 30 m gehoben worden ist. Betrachtet man die Kieseloolithterrasse als Oberpliozän, (siehe Kapitel 4), dann ist diese Heraushebung von 30 m nur auf Rechnung der Oberpliozänzeit zu stellen.

Jedenfalls musz man zum Schlusz kommen, dasz, wenn man diese Heraushebung von rund 30 m vergleicht mit der diluvialen Heraushebung von rund 200 m, und die Breite des pliozänen Rheins mit derjenige des diluvialen Rheins, die Oberpliozänzeit oder die Pliozänzeit eine Periode von sehr geringen tektonischen Bewegungen gewesen sein musz.

Kommt man aber ins Mainzer Becken, dann sehen wir, dasz hier zur Oberpliozänzeit (nach KINKELIN u.a.) eine Senkung von 150 m stattgefunden hat, oder wenn man die Wenz'sche (nr. 149) Gliederung des Pliozäns für richtiger hält, dasz während der ganzen Pliozänzeit eine Senkung von 150 m stattfand. Aber weder das eine noch das andere deutet auf tektonische Ruhe während der Pliozänzeit hin. Vergleicht man mit diesen mächtigen Pliozänablagerungen der besonderen Senken des Beckens die dürftigen 10—20 m Diluvium, welche dort nach vielen Bohrprofilen diese pliozänen Schichten überlagern, dann fällt erst recht der Kontrast mit den Verhältnissen im Rheingetal auf. Es ist dann auch sehr begreiflich, dasz KINKELIN (nr. 54 S. 221) für das Mainzer Becken fast ausschliesslich an pliozänen Senkungen dachte. Gehen wir jetzt wieder etwas südlicher, und betrachten wir einige Bohrprofile des Oberrheingrabens, dann sehen wir, dasz diese uns wieder veranlassen, eine starke Senkung zur Diluvialzeit an zu nehmen, [Bohrung bei Heidelberg 397 m Diluvium (nr. 113)³], während das Pliozän in Mächtigkeit stark zurück bleibt.

Wenn alle diese Deutungen richtig wären, dann würde sich damit also ergeben, dasz sowohl während des Pliozäns als auch während des Diluviums das Mainzer Becken eine exceptionelle Stellung, dem Rheinischen Schiefergebirge und dem Oberrheingraben gegenüber, eingenommen haben würde, nämlich in dem Sinne, dasz das Mainzer Becken zur Pliozänzeit eine starke Senkung erfuhr, während es gleichzeitig von zwei Gebieten in die Mitte genommen war, welche tektonisch ziemlich ruhig waren, und dasz im Diluvium das umgekehrte der Fall gewesen ist.

Es kommt mir vor, dasz eine mehr einheitliche Datierung des Alters der tektonischen Bewegungen des Beckens und seiner Randgebiete wahrscheinlicher ist. Man soll doch nicht vergessen, dasz KINKELIN seine Gedanken über das Oberpliozän in den besonderen Senken des Mainzer Beckens, in einer Zeit bildete, da man über die Geschichte des Rhein- und des Maintals noch nichts wusste. Seine tektonischen Ansichten haben sich als unrichtig ergeben, und gerade diese Anschauungen waren am engsten an seine Auffassungen von dem Oberpliozän gebunden. Es darf uns dann auch wohl befremden, dasz während die tektonischen

Ansichten KINKELIN's schon längst verlassen sind, man noch immer die Grenze zwischen Oberpliozän und Diluvium, wie sie von ihm für die besonderen Senken des Mainzer Beckens gelegt worden ist, und welche ihn zu seinen unrichtigen Folgerungen über die Tektonik führten, noch beibehalten hat. Vielmehr glaube ich, dass die tektonischen Bewegungen des Beckens gleichzeitig mit und proportional den Bewegungen der Randgebiete erfolgt sind, und dass, weil man überall in den Randgebieten⁴⁾ sehr starke diluviale Schollenbewegungen antrifft, es sehr wahrscheinlich ist, dass die jüngste Senkung der besonderen Senken des Mainzer Beckens hauptsächlich in diluvialer Zeit und nicht zur Oberpliozänzeit erfolgt ist. Deswegen glaube ich, dass der grösste Teil der bis jetzt als Oberpliozän aufgefassten Ablagerungen in diesen besonderen Senken als diluvial zu bezeichnen ist. Im nächsten Kapitel werde ich noch darauf zurück kommen.

Zum Schluss des ersten Teiles dieses Kapitels möge noch kurz die Rede sein von der Bedeutung, welche einige der erwähnten Störungslinien zur Diluvialzeit gehabt haben. Verschiedene dieser Verwerfungen treten morphologisch deutlich hervor. So z. B. die zwei Rheinisch gerichteten Spalten, welche den westlichen Spessart und den östlichen Taunus begrenzen.

Morphologisch weniger deutlich sind die Rheinisch gerichteten Störungslinien, welche den Frankfurter Horst begrenzen.

Wohl überragen die aus Corbicula-Schichten, Cerithien-Schichten und Cyrenenmergel bestehenden Hügel von Sachsenhausen und Bieber um 20—40 m die Diluvialsände der nächsten Umgebung, aber das hat vielmehr eine morphologische, als eine tektonische Ursache. Die Kalkhügel von Sachsenhausen und Bieber sind morphologisch nichts anderes als Umlaufberge, entstanden durch Diluviale Flussverlegungen der Kinzig und des Mains. Sicher aber haben relative Schollenbewegungen dabei mitgewirkt.

Betrachten wir den Teil des Frankfurter Horstes, welcher dem Plateau „Hohe Strasse“ zum Teil angehört, dann fällt auf, dass eine deutliche morphologische Begrenzung des Horstes nur dort vorhanden ist, wo er an das Niddatal grenzt. Die sehr jungen Schollenbewegungen des unteren Niddagebiets sind hier sicher die primäre Ursache der grossen Breite dieses Tales im Unterlauf und des noch ziemlich deutlichen Hervortretens des Horstes in seiner westlichen Begrenzung.

An der Ostseite des Horstes im Plateau „Hohe Strasse“ ist morphologisch gar nicht zu sehen, wo der Horst aufhört, und die nördliche Fortsetzung des Hanau-Seligenstädter Beckens anfängt. Man sollte doch erwarten, dass wenn hier starke diluviale Schollenbewegungen an der Ostgrenze des Frankfurter Horstes am Plateau „Hohe Strasse“ stattgefunden haben sollten, doch noch eine morphologisch deutliche Bruchstufe vorhanden sein müsste, genau so, wie auch die übrigen diluviale Verwerfungen des Beckens morphologisch hervortreten. Eine solche Stufe ist hier nicht vorhanden. Und die Annahme von W e n z, dass auch in diesem Gebiet starke diluviale Schollenbewegungen stattgefunden haben, stützt sich dann auch wohl nur auf die Voraussetzung, dass die Trappdecke einmal den Frankfurter Horst überlagert hat, und dass diese Trappdecke von einer durch

eine starke relative Heraushebung des Horstes zur Diluvialzeit, hervorgerufene selektive Abtragung von dem Horste weggeräumt worden ist. Wie wir im folgenden Kapitel noch sehen werden, ist diese Voraussetzung aus verschiedenen Gründen nicht wahrscheinlich. Ich nehme deswegen an, dass weil auch eine deutliche Bruchstufe hier fehlt, die Heraushebung des Frankfurter Horstes seinem östlichen Begrenzungsgebiet am Plateau „Hohe Strasse“ gegenüber zur Tertiärzeit, und nicht mehr zur Diluvialzeit⁵⁾ vor sich gegangen ist. Diese Annahme schlieszt also ein, dass nicht nur der Frankfurter Horst, sondern das ganze Plateau „Hohe Strasse“ sich zur Diluvialzeit als eine tektonische, sowie auch als eine morphologische Einzelheit benommen hat, welche nur, der Luisa-Flörsheimer Senke, den Senken des Unteren-Niddatales und der Hanau-Seligstädter Senke sensu strictu gegenüber, relative Schollenbewegungen zu dieser Zeit erfahren hat. Wir kommen in den Kapiteln 3 und 4 noch darauf zurück.

Charakter und Datierung der tektonischen Bewegungen in den Randgebieten.

Es sind verschiedene Meinungen über den Charakter der jüngeren Tektonik der Randgebiete ausgesprochen worden, welche auch indirekt für die Betrachtung der Mainzer Beckens wichtig sind. Nach ihrer Entstehungsweise können wir diese Auffassungen am besten folgenderweise einteilen:

- A. *Die Auffassungen, welche entstanden sind durch die Studien über die Morphologie des südlichen Teiles des Reinischen Schiefergebirges.*
- B. *Die Auffassungen, welche entstanden sind durch die Studien über die Morphologie und Geologie der Spessart-Odenwald Scholle.*

-
- A. *Die Auffassungen, welche entstanden sind durch die Studien über die Morphologie des südlichen Teiles des Rheinischen Schiefergebirges.*

An erster Stelle verdient in dieser Hinsicht die von OESTREICH (nr. 90) ausgesprochener Vermutung, welche mich zu dieser Studie veranlaszte, besondere Erwähnung. Er gab von seiner Anschauung die folgende Formulierung: „Weder das Rheingau noch die Mainebene in ihrem heutigen Zustand sind Bruchbecken. Ihre Oberfläche ist auch nicht Aufschüttungsform. Eingeschnitten sind sie, ausgeräumt aus den Aufschüttungen, die zeitlich der Lurley-Terrasse entsprechen. Nur liegt, dem Austönen der Hebung nach Süden zufolge, die betreffende Mainterrasse bedeutend niedriger, es wird sich ergeben dass die berühmten Mosbacher Rheinsande in 130—144 m Höhe und die Kelsterbacher Mainterrasse bei Frankfurt (Oberfläche 120 m) die Zeugnisse des Lurley-Stadiums der Mittelrheinischen Hydographie sind.“

In diesen wenigen Zeilen gab OESTREICH also eine Auffassung, welche in

verschiedener Hinsicht eine andere als die damals herrschende war. Erstens schon die Idee, dasz die post-pliozäne tektonisch-morphologische Geschichte des Mainzer Beckens nicht die Geschichte eines Bruckbeckens war (eine Meinung also, welche auch von KINKELIN ungefähr vertreten wurde), sondern dasz, wenn es dann keine Bruchtektonik wäre, es doch sicher eine Verbiegungstektonik sein müßte, welche die Erscheinungen der Landschaft in ihrem genetischen Verband, erst begreiflich machen konnte.

KINKELIN betrachtete die tektonischen Bewegungen als hauptsächlich im Oberpliozän beendet. OESTREICH zog die morphologische Konsequenz dieser Auffassung: Das Vorkommen einer oberpliozänen Terrasse in der Gegend von Reitzenhain in 320 m N.N., und bedeckt von Fluszschootern, war nicht zusammen zu reimen mit fluviatilen oberpliozänen Ablagerungen in rund 100 m N.N., welche in der Gegend von Frankfurt vorkommen, ohne starke diluviale Bodenbewegungen an zu nehmen. Und was den Charakter dieser Bewegungen angeht, dachte OESTREICH sich, dasz die Einbiegung der Hauptterrasse welche er von Trechtlingshausen nach Bingen feststellen konnte, sich auch in rheinisch-transversaler Richtung, also nach Frankfurt zu, fortsetzen, würde, was durch die Funde von Mastodon Arvernensis in den Mostacher Sanden nicht unwahrscheinlich war (nr. 115).

Diese Ansichten OESTREICHs haben im Allgemeinen wenig Anklang gefunden. Mordziol (nr. 88) Wenz (nr. 151) und Kranz (nr. 65) u.a. betrachten die Mosbacher Sande ihrer Höhenlage nach als Hochterrasse, also als Mitteldiluvial. Der Hauptterrasse des Rheindurchbruchtales setzen sie für den Südrand des Taunus eine Stufe der Taunusschooter in 170—300 m N.N. zur Seite.

Diese letztere Anschauung geht also von der einfachsten Voraussetzung aus, in dem Sinn, dasz, aus der ungefähr gleichen absoluten und relativen Höhe von ziemlich weit von einander entfernten Terrassen, die Folgerung eines gleichen Betrags der Heraushebung des zwischenliegenden Gebiets, und eines gleichen Alters der in gleicher relativen Höhe liegenden Terrassen gezogen wird.

Auch GALLADÉ (nr. 18) vertritt in seiner Arbeit über den West-Taunus diese Anschauung, wie seine Einteilung der Einebnungen und Flussterrassen dieses Gebiets beweist.

Der Kernpunkt dieses Problems liegt also in den folgenden zwei Fragen beschlossen:

Erstens: Gibt es Verbiegungen im Rheinischen Schiefergebirge?

Zweitens: Gibt es diluviale Verbiegungen im diesem Gebiet, und besteht die Möglichkeit dasz diese Verbiegungen aus morphologischen (bzw. geologischen) Tatsachen nach zu weisen sind?

Diese Fragen mögen erst kurz diskutiert werden.

Oefters werden Verbiegungen einer Landoberfläche angenommen, um morphologische Erscheinungen zu erklären. Nicht immer sind diese Annahmen einwandfrei. Gerade das öfters sehr dürftige Tatsachenmaterial macht eine Entscheidung über die Richtigkeit dieser Annahmen meistens sehr schwierig. Aber auch dort, wo die Tatsachen wohl auf Verbiegung hinweisen können, ergibt es sich zuweilen als schwierig, das Alter dieser Verbiegungen mit einem genügenden Grad

von Sicherheit und Genauigkeit zu ermitteln, und musz man sich meistens auf eine sehr allgemeine Andeutung beschränken.

Aber dennoch, wie wenig direkte Beweise man meistens auch beibringen kann um Verbiegungen nach zu weisen, so musz doch gesagt werden, dasz das Annehmen von Verbiegungen bei dem heutigen Stand der morphologischen und geologischen Tatsachen vielfach die einzig mögliche Erklärung von vielen morphologischen Erscheinungen ist.

So erklärt z. b. OESTREICH (nr. 94) die Entstehung der Waldecker Rumpfläche (400—500 m N.N.) im Rheinischen Schiefergebirge, durch eine durch Einbiegung in der rund 300 m höher gelegenen Winterberg-Rumpfläche verursachte Ausräumung. Nimmt man solche Einbiegungen (bzw. Aufbiegungen) nicht an, so ist, wenigstens wenn man sicher ist nicht mit Bruchtektonik zu tun zu haben, nicht zu erklären, warum eine solche tiefere Rumpfläche an der einen Stelle wohl entstehen kann und an einer anderen Stelle nicht, was auch nicht befriedigt. Was die nachträgliche Verbiegung von Fluszterrassen anbelangt, so musz auch wieder gesagt werden, dasz es sehr schwierig ist eine solche Verbiegung nach zu weisen. Die Terrassen entbehren meistens des petrographischen und palaeontologischen Leitmaterials. Dann gibt also nur die morphologische Entwicklung der Terrassen einen Anhaltspunkt. Und gerade für sehr enge Täler ist das meistens ein sehr schwacher Beweis. Immer ist die Möglichkeit vorhanden, eine andere Erklärung zu geben. Wenn nämlich an einer Stelle A nur eine Terrasse vorhanden ist z. B. in 80 m rel. Höhe und an einer Stelle B nur eine Terrasse in rund 100 m über dem Fluszspegel, so braucht das nicht zu bedeuten, dasz die zwei Terrassen aequivalent sind und die Landoberfläche zwischen A und B eine Verbiegung erfahren hat. Es können sehr gut Reste von zwei Talböden sein, von denen an der einen Stelle der höhere, an der anderen Stelle der tiefere weggeräumt worden ist. Gerade da, wo ein Tal teilweise sehr eng, teilweise Becken-artig verbreitert ist, kommt es vielfach vor, dasz Terrassen, welche im Engtal nicht erhalten sind, im Becken-artigen Teil des Tales grözere Bedeutung gewinnen. So sieht man am Rande des Mainzer Beckens eine Terrasse im 80 m Höhe über dem Fluszspegel sehr häufig auftreten, während diese Terrasse im Mainengtal nicht vorkommt. Wären gleichzeitig am Rande des Maizer Beckens nicht Terrassen in 100 und 120 m relativer Höhe, welche auch im Main-Engtal ziemlich häufig vorkommen, vorhanden gewesen, so würde ich möglicherweise an Verbiegungen gedacht haben, wie auch Panzer (nr 96) alle Lahnterrassen, auch die jüngsten noch, im Limburger Becken einbiegen lässt.

Was die Verbiegung der Hauptterrassen am Südrande des Taunus anbelangt, so scheint eine allmähliche Niederbiegung dieser Terrassen, von Bingen nach Frankfurt zu, nicht zu bestehen. Die Lurley- und Patersberger-Stufen dieser Terrasse lassen sich hier verfolgen in einer Höhe proportional derjenigen des Rheinengtals, sei es auch stellenweise unterbrochen und durch nachträgliche Erosion und Bruchtektonik zerstückelt.

Nun bleibt noch die Möglichkeit einer Niederbiegung dieser Terrasse nur in nord-südlicher Richtung, nämlich von Trechtlingshausen nach Bingen und dabei anschlieszend eine Axe von maximaler diluvialer Heraushebung Ost-

West gerichtet, durch den ganzen Hunsrück und Taunus. GALLADÉ (nr. 185) erwähnt schon, dasz die Trechtlingshäuser Terrassen (290—300 m N. N.), welche also als älteste Diluvialterrassen auf zu fassen sind, am Südrande des Taunus nicht vorkommen. Er legt die Grenze zwischen den diluvialen und oberpliozänen Terrassen in rund 280 m N. N., um gelegentlich auch noch Terrassen in 265—270 m N. N. als oberpliozän zu bezeichnen. GALLADÉ muszte also, seinen eigenen Ergebnissen zufolge, zum Schlusz kommen, dasz der Taunus-Hunsrück sich während des Diluviums als eine Groszfalte benommen habe, im dem Sinne, dasz das Gebirge bei Trechtlingshausen um 30—35 m stärker gehoben worden ist, als am Südrande. Er zieht diese Folgerung nicht, und führt eine sich auf gleich starke Hebung des ganzen Gebirges stützende Einteilung der Terrassen durch.

An der rechten Talseite der Nahe liegt die untere Grenze des Pliozäns in ungefähr 260 m N. N., und WAGNER (nr. 146) zieht dann auch, anschlieszend an schon von Steuer und Leppla erwähnte Tatsachen, die meiner Meinung nach ganz richtige Folgerung, welche hier zitiert werden möge:

„Von Bedeutung ist die auffallend hohe Lage der Terrassen van Trechtlingshausen in 260 bis 285 m N. N. und in 300 m N. N. Identifizieren wir sie mit der ältesten, einwandfreien diluvialen, Naheterrasse, die in 245—260 m N. N. südöstlich von Kreuznach auftritt, und nehmen wir nur ein Flusgefälle an, das halb so stark wie das heutige war, so müszten diese Schotter sich bei Trechtlingshausen in rund 230—250 m N. N. einstellen. Wir können uns diesen Höhenunterschied von mindestens 35 m nur so erklären, dasz das Rheinische Schiefergebirge nach Ablagerung der Hauptterrassenschotter eine relative Aufwärtsbewegung gegenüber dem Gebiet der Saar-Saale Senke erfahren hat, welche Erscheinung wir in geringerem Masze bei der Erörterung der Lagerung der Hauptterrassenschotter auf dem Rochusberg bereits feststellen konnten.“

Nun kann man für das Nahegebiet noch an Senkung an streichenden Erzgebirgisch gerichteten Verwerfungen denken. Da aber die untere Grenze des Pliozäns am Nahetal höchstens zehn Meter niedriger liegt, als am Taunusrande, würde daraus folgen können, dasz die Bedeutung dieser Verwerfungen für diesen Teil der Landschaft im Diluvium nur gering gewesen ist und die stärksten Dislokationen hier den Charakter von Verbiegungen gehabt haben.

Bei diesen Betrachtungen ist aber ausgegangen von der Voraussetzung, dasz die untere Grenze des Oberpliozäns am Südrande des Taunus, wie sie von GALLADÉ gelegt worden ist, richtig war. Das ist aber nicht sicher zu ermitteln, die vereinzelt Kieselloolithe oder ihre Begleitgesteine sind hier mit den Taunusschottermassen höchst wahrscheinlich zu sehr abgerutscht, als dasz eine genaue Grenzbestimmung zwischen Pliozän und Diluvium zu ermöglichen wäre.

Zusammenfassend kann also gesagt werden, dasz es zwei Möglichkeiten gibt:

- 1°. Die Grenze zwischen den Pliozän-Terrassen und Hauptterrassen, liegt in rund 270—280 m. und die Galladésche Terrasseneinteilung, welche mit Verbiegung nicht rechnet, ist z.T. unrichtig.
- 2°. Diese Grenze musz am Südrande des Taunus in ungefähr 300—310 m

N.N. gelegt werden. Dann also keine Verbiegung; aber auch hier eine teilweise Unrichtigkeit der Altersbestimmung in der Galladéschen Terrasseneinteilung.

Schliesslich mögen noch einige Tatsachen erwähnt werden, welche meiner Meinung nach ziemlich sicher für die erste der zwei Möglichkeiten, also für Verbiegung sprechen; nämlich: die Asymmetrie des Heimbachtales.

Der Heimbach flieszt am Nordrande des Bingerwaldes in östlicher Richtung und mündet gegenüber dem Grosz-Lorcher Werth in den Rhein. Dieses Tal ist schon von Schwarzer (nr. 127) sehr genau beschrieben worden. Seine Erklärung dieses sehr charakteristisch entwickelten Tales kann aber nicht ganz befriedigen. Das Tal ist in zweierlei Hinsicht asymmetrisch entwickelt. In erster Linie haben alle 6 Seitenbäche ihre Quellmulde im Bingerwald und sind also allesamt *rechte* Seitenflüsse. Linke Seitenbäche fehlen vollständig. Und in zweiter Linie liegen die diluvialen Terrassen (u.a. 2 Stufen der Hauptterrasse) des Tales nur auf der rechten Talseite, während die linke Talseite ganz terrassenfrei und ziemlich steil ist.

Die Schwarzersche Erklärung ist die folgende: „Der linksseitige Steilhang lässt sich als eine Folge der fortgesetzt gegen ihn gerichteten Erosionskraft in Form von Stoszkurven betrachten, die in Verbindung mit dem Abdrängen durch die groszen Quarzitschutthalden möglicherweise auch die früheren kleineren, linksseitigen Seitenbäche verdrängt und aufgezehrt haben.“

Sehr gewisz hat das Abdrängen und Aufzehren der linken Seitenbäche eine grosze Rolle gespielt, es kommt mir aber doch vor, dass die primäre Ursache der Asymmetrie dieses Tales tiefer zu suchen ist. SCHWARZER übersieht nämlich einige sicher sehr erwähnenswerte Tatsachen. Er lässt die zwei Stufen der Hauptterrasse des Heimbachtales in 260 m und 280 m N.N. auftreten, während er diese selben Stufen der Hauptterrasse des Rheintales, noch keinen Kilometer weiter nördlich (zwischen Ober-Diebach und Nieder-Heimbach), in seiner morphologischen Karte mit den Zahlen 200 m und 240 m N.N. verseht.

Diese Rheinterrassen liegen aber nicht in 200 und 240 m N.N., sondern in 200—230 und 250—270 m N.N. Etwas nördlicher, bei Wenzberg, liegen diese Stufen in 220—230 und 240—255 m N.N. Bei Medenscheid sind diese Zahlen 200—220 m und 230—250 m N.N. Bei Neurath idem.

Es macht also den Eindruck, ob die Landoberfläche hier zur Hauptterrassezeit und auch noch später im Diluvium verbogen worden ist, was dann eine plausible Erklärung für die Asymmetrie des Heimbachtales sein würde.

Auch der etwas nördlicher fließende Gailsbach weist noch, obwohl viel weniger deutlich, dieselbe Asymmetrie auf. Hier fehlen die linken Seitenbäche nicht, doch sie sind viel kleiner als die rechten und auch die Hauptterrasse dieses Baches, sofern sie da ist, liegt an der rechten Talseite.

Zum Schluss dieser Betrachtungen mögen die verschiedenen tektonischen Elemente, welche die westliche Begrenzung des Mainzer Beckens bilden, noch kurz erwähnt werden.

- 1°. Der Südrand des Taunus; die untere Grenze des Pliozäns liegt wahrscheinlich in rund 280—290 m N.N.

- 2°. Während des Diluviums erfuhr der Taunus-Hunsrück in der Trechtlingshäuser Gegend eine Heraushebung, welche ungefähr 30 m mehr betrug als am Südrand des Taunus und weiter nördlich von Trechtlingshausen bei Medenscheid der Fall war.
- 3°. Dem Südrande des Taunus gegenüber blieb das rechtsseitige Nahgebiet nur rund 10 m zurück. Die untere Grenze des Pliozäns liegt hier in rund 260 m N.N., wie WAGNER nachgewiesen hat. Links des unteren Nahetals liegt diese Grenze in ungefähr 300 m N.N., was WAGNER auf Absenkung an einer Rheinisch gerichteten, mit dem Nahelauf zusammen fallenden Störungslinie zurück führt.
- 4°. Die unter 3° erwähnten Tatsachen weisen darauf hin, dass die varistisch gerichtete Störungslinie, welche von der Kreuznach-Bingerbrücker Gegend nach Wiesbaden verläuft, im Diluvium für das Nahe Gebiet weniger Bedeutung hat.
- 5°. Durch teils Nordwest, teils Nordost verlaufende Störungen diluvialen Alters sinken, nach WAGNER, die Kieseloolithschotter auf dem Rheinhessischen Plateau nach dem Rhein bei Mainz hin staffelförmig ab, sodass ihre Höhenlage bei Mainz-Zahlbach nach C. Mordziol (nr. 80) 120 m beträgt.

B. *Die Auffassungen welche entstanden sind durch das Studium der Morphologie und Geologie der Spessart-Odenwald Scholle.*

Wenn wir mit der ältesten ausgesprochenen Meinung über die jüngeren tektonischen Bewegungen der Spessart—Odenwald Scholle anfangen, dann müssen an erster Stelle die bei der geologischen Spezialkartierung des Odenwaldes aufgenommenen Störungslinien, wovon die Rheinisch gerichteten für den nördlichen Odenwald die wichtigsten sind, erwähnt werden.

An solchen ungefähr Rheinisch gerichteten Spalten ist u. a. der Michelstädter Graben abgesunken. Ueber das Alter dieser Störungen weisz man nicht genau Bescheid. Sie sind post-jurassisch, und vielleicht noch z. T. diluvial. Chelius hat seinerzeit auf Grund der Tatsache, dass das Oberpliozän der Eulbacher Hochfläche rund 150 m. höher liegt als im Michelstädter Graben, die Meinung ausgesprochen, dass dieser Graben noch zur Diluvialzeit eine relative Senkung von rund 150 m erfahren hat; Klemm konnte die Unrichtigkeit dieser Anschauung nachweisen, indem er darauf hinwies, dass diese zwei Oberpliozänvorkommen gar nicht mit einander zu vergleichen sind, weil das Oberpliozän der Eulbacher Hochfläche durch Verwitterung entstanden, und das Pliozän des Grabens von Flüssen herbei geführt worden ist. Und nachdem man jetzt auch die Unrichtigkeit dieser beiden und vieler anderen Oberpliozänbestimmungen erkannt hat (siehe die neue geologische Uebersichtskarte des Odenwaldes 1929) und auch eine grosse Anzahl Verwerfungen fallen gelassen hat, ist alles, was wir über das Alter der Störungen in den zentralen Teilen des Odenwaldes zu wissen glaubten, wieder Tabularasa.

Die Terrassenstudien des Mümlings- und des Gersprenztales, worüber wir in Kapitel 4 und 5 noch näheres berichten, können vielleicht auf diese Probleme einiges Licht werfen. In diesen Kapiteln wird auch die von Credner geäußerte Meinung über jugendliche Schollenbewegungen näher besprochen werden.

Was die Praeoberpliozäne Geschichte der Landschaft angeht, so nehmen KREBS (nr. 66 S. 319 ff) und SCHREPPER (nr. 124) eine Verbiegung der Praeoberpliozänen Landoberfläche an. KREBS hat für die Gegend des untern Werntals aus dem Vergleich der heutigen Höhenlagen der unzertalten Flächen das von einer Einmuldung betroffene Gebiet rekonstruiert.

Hand in Hand mit dieser Einbiegung vollzog sich dann nach KREBS eine Varistisch gerichtete Aufwölbung des Spessarts. SCHREPPER schreibt darüber (nr. 124 S. 13 ff), dasz sie so langsam vor sich ging, dasz die allgemeine Denudation mit der Emporhebung gleichen Schritt halten konnte und jene „verebneten“ Flächen schuf, welche die vermutlich bruchlose Südostabdachung des Spessarts kennzeichnen.

Obwohl es auch meine Meinung ist, dasz Wellungen in dieser Landschaft stattgefunden haben, (worauf z.B. schon Bücking, Harrassowitz, Brandes hinwiesen), kommt es mir ungewisz vor, ob diese Einbiegungen die von KREBS und SCHREPPER angenommenen Ausmasze erreichten. Wie soll man z.B. positiv nachweisen, dasz die zur Vergleichung angeführten, in verschiedener Höhenlage liegenden unzertalten Flächen Teile einer selben Rumpfläche sind? Können z.B. diese in verschiedenen Höhen liegenden Flächen nicht Stufen einer Piedmonttreppe und deswegen verschieden-altrig sein? Meine Beobachtungen im Buntsandstein-Odenwald lassen vermuten, dasz letzteres auch in Unterfranken der Fall ist (siehe Kapitel 5). Dann würden auch die verebneten Flächen, welche Gümbel aus dem Spessart beschrieben hat, auf anderer Weise erklärt werden müssen, als SCHREPPER es macht.

Weiter konnte SCHREPPER einige jugendlichen und morphologisch stark hervortretende Störungen, welche abwärts Miltenberg in der Gegend des Maintals auftreten, nachweisen. Sie sind sicher diluvial.

Schliesslich sind noch die von CREDNER (nr. 9) für das Aschafftal und besonders die von VÖLKER (nr. 144) für das Kinziggebiet aufgestellten Meinungen zu erwähnen. CREDNER zog die Folgerung, dasz, weil die von Flach als altdiluvial bestimmten Tone südlich vom Dorfe Höszbach nur wenige Meter über dem Flussspiegel liegen, das Tal seine völlige Austiefung schon am Ende des Oberpliozäns erreicht haben musste. KINKELIN (nr. 50) und SCHREPPER (nr. 124) haben jedoch schon darauf hin gewiesen, dasz die Fossilführung der Höszbacher Tone die Annahme eines altdiluvialen Alters dieser Tone nicht rechtfertigt.

78 % der von FLACH (nr. 15) gesammelten Käferarten kommen heute noch in der nächsten Umgegend vor.

2 Käferarten fehlen heute in der Aschaffgegend, kommen aber noch in ganz Mittel-Deutschland vor, während schliesslich 20—25 % dieser Arten heute nur noch in Nord- und Nord-Ost Deutschland vorkommen.

KINKELIN wies schon darauf hin, dasz diese Käferfauna genau so gut auf ein mittel-oder jungdiluviales Klima, wie auf ein altdiluviales hinweisen könne (nr. 51).

Leider hat FLACH kein genaues Profil der fossilführenden Schichten gegeben. Die Funde stammen aus Braunkohlenschichten, vermutlich also (in sofern man das mehr als 40 Jahre später noch feststellen kann) aus den oberen Schichten der südlichsten der zwei Gruben. So ist es möglich, dasz vielleicht die Tone der nördlichen Grube älter sind, und man doch, weil auch sicherlich hochgelegene diluviale Terrassen im Aschafftal vorhanden sind, vielleicht einen kleinen Grabenbruch annehmen musz, um diese Tone zu erklären. Wir werden darauf in Kapitel 4 bei der regionalen Besprechung des Aschafftales noch zurück kommen.

In Analogie mit der Auffassung, welche CREDNER sich von der Aschafflandschaft gebildet hat, kommt VÖLKER für die Kinziglandschaft zum Schlusz, dasz auch hier das Tal seine volle Austiefung bis zur Felssohle schon im Frühdiluvium besessen hat. Die Kinziglandschaft hat nach ihm ihre Heraushebung im Spät-Miozän und vor allem im Pliozän erfahren. Im Oberpliozän war das heutige Talniveau, so fährt er fort, nahezu erreicht; denn das Oberpliozän vom Mäusegraben bei Altenhaszlau liegt nur 20 m über der gegenwärtigen Talsohle. — Während der Diluvialzeit sollte also das Kinziggebiet, festgehalten durch den ebenfalls nicht mehr gehobenen Vogelsberg keine Bewegungen, mehr mitgemacht haben.

Er stützte diese Ansicht auf 2 Tatsachen:

- 1°. Auf das Fehlen von Fluszterrassen in den Tälern der Kinzig und ihrer Nebenflüsse; nur Denudations-terrassen sollen vorhanden sein.
- 2°. Auf die Annahme, dasz das Oberpliozän vom Mäusegraben bei Altenhaszlau wirklich Oberpliozän ist.

In scheinbarer Uebereinstimmung damit waren die Ergebnisse der Studien von SCHULTZE (nr. 125) und SIEBERT (nr. 129) über die Gebiete der Fränkische Saale und des Sinntales.

Beide kommen zum Schlusz, dasz das Quellgebiet der Sinn- und Saale-Täler unter dem Einfluss des starren Vogelsbergs im Diluvium keine Heraushebung mehr erfahren hat, während, das Gebiet um die Mittel-und Unterläufe dieser Flüsse, mit dem mittleren Maingebiet, zu dieser Zeit um rund 100 m gehoben wurde.

HUMMEL (nr. 41 S 128) weist darauf hin, dasz die Anschauungen VÖLKERS nicht bestätigt werden durch die Tatsache, dasz in den Talgebieten, der Bracht, der Salz und der Ulm Terrassen vorhanden sind, und dasz ausserdem der ganze Charakter des Kinzigtales keineswegs für eine besonders starke Einmuldung dieses Gebiets spricht.

In Kapitel 4 werden wir wieder näher auf dieses Problem zurück kommen, nur sei hier bereits bemerkt, dasz wenn diese Anschauungen HUMMELS richtig sind, die als Oberpliozän aufgefaszte Ablagerungen bei Altenhaszlau sicherlich nicht dieses Alter haben, was sie übrigens meiner Meinung nach, mit einer groszen Anzahl anderer Oberpliozän-Vorkommen gemein haben, wie wir im folgenden Kapitel noch sehen werden.

Wenden wir uns jetzt dieser Pliozänfrage zu.

KAPITEL 3.

EINIGE BEMERKUNGEN ÜBER DAS ALTER DER BIS JETZT VORNEHMLICH ALS OBERPLIOZÄN ANGESPROCHENEN ABLAGERUNGEN.

In denjenigen Teilen des Maintals, welche ihre Ausbildung nur der reinen Tiefenerosion verdanken, wo das Tal also nicht zugleich eine tektonische Senke ist, findet man eine scharfe Erosionsdiskordanz zwischen den Terrassen-Ablagerungen, welche man mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit als Oberpliozän bezeichnen kann, und denjenigen, welche in der Talsohle sedimentiert worden sind und welche der Flusz heute noch nicht durchsunken hat. Hoch über dem heutigen Fluszspiegel in rund 280—290 m N.N., liegen die Terrassen zwischen Obernburg und Klein-Umstadt, welche ich als Oberpliozän betrachte, ⁶⁾ und mehr als 180 m tiefer liegen die Sedimente der genannten Talauffüllung.

Anders in den besonderen Senken des Mainzer Beckens. Hier liegen die diluvialen Ablagerungen unmittelbar auf den oberpliozänen, und nach der allgemeinen Auffassung ist eine scharfe Grenze zwischen Pliozän und Diluvium nur dann an zu geben, wenn das Diluvium aus den leicht erkennbaren Kiesen und Sanden des Maines und seiner Nebenflüsse besteht. Wo das nicht der Fall ist, sondern Diluvium und Pliozän beide aus fast kalkfreien Tonen oder tonigen Sanden bestehen, ist eine genaue Trennung nicht durchführbar (nr. 120 S. 92).

Die Tatsache, dasz in den als Oberpliozän bezeichneten Ablagerungen Kiesschichten verhältnismässig selten auftreten, und diese, wenn sie da sind, nur aus meistens wenig gerundeten Lokalschottern bestehen, hat KINKELIN ⁷⁾, Schottler und Haupt (nr. 120 S. 126 ff.) zu dem Gedanken geführt, dasz im Oberpliozän ein Flusz, der Schotter aus dem Fichtelgebirge und Frankenjura in das Mainzer Becken abgelagert haben würde, überhaupt nicht bestand ⁸⁾

Schottler und Haupt haben dabei noch den Nebengedanken, dasz möglicherweise der Main zu dieser Zeit noch nach Süden zur Donau floss (nr. 120 S. 127).

Andrerseits verlegen sie aber die Ausbildung des Neckars und des engen Maintales zum grössten Teile in die Tertiärzeit, was wieder einigermaßen übereinstimmt mit den ältesten Ansichten KINKELINS (man vergleiche Notiz 7). Diese verschiedenen, einander zum Teil widersprechenden Meinungen konnten entstehen, weil genaue Untersuchungen über die Talgeschichte des mittleren und oberen Maintales fehlten. Durch die Schrepfersche Untersuchung über das Mainviereck, der ich mich räumlich wie gedanklich anschliesze, ist es doch wohl sicher gestellt worden, dasz der Main zur Oberpliozänzeit zwar schon in das Mainzer Becken strömte, das Maintal den grössten Teil seiner erosiven Ausbildung aber erst im Diluvium erfahren hat.

Er wies schon auf die in 275 m N.N. liegende Terrasse bei Grosz-Heubach hin, und ich selbst konnte die noch höher gelegenen Terrassen (170—180 m über

dem Flusz) zwischen Obernburg und Klein-Umstadt feststellen. Auf allen diesen Terrassen kann man Lydite und auch, aber allerdings viel seltener, Hornsteine finden. Also ist jetzt nachgewiesen, dasz die von KINKELIN erwähnten Lydite aus dem Oberpliozän wenigstens zum Teil sehr gut aus dem Fichtelgebirge stammen können.

Die Annahme Schottlers (Erl. Blatt. Seligenstadt S 27), dasz das Mainzer Becken erst in Mosbacher Zeit ⁹⁾, also erst im Altmittel-Diluvium, Verbindung mit dem Fichtelgebirge und Frankenjura erhielt, bedarf in sofern einiger Abänderung, dasz es sich jetzt ergibt, dasz diese Verbindung schon im Oberpliozän bestand, was in Einklang steht mit der Tatsache, dasz Steuer (nr. 137) auf Terrassen des Rheins bei Trechtlingshausen in 300 m N.N. schon Lydite, Buntsandsteine und Hornsteine aus dem Maingebiet nachweisen konnte, während OESTREICH (nr. 91) auf der pliozänen Rheinterrasse von Reitzenhain nebst Lydite, auch Buntsandsteinblöcke und-gerölle feststellte, welche möglicherweise auch aus dem Maingebiet stammen können.

Wie schon im vorigen Kapitel bemerkt wurde, besteht ein gewisser Widerspruch zwischen der oberpliozänen und diluvialen Entwicklung, wie sie für das Becken angenommen wurde, und derjenige für die Randgebiete. Verfolgen wir hier diesen Gedanke etwas weiter.

Er läßt sich theoretisch der Fall denken, dasz zwischen zwei Schollen eine dritte Scholle eine sehr langsame Senkung erfährt, ohne dasz in den Randschollen eine beträchtliche vertikale Erosion stattfinden musz. Nämlich wenn man annimmt dasz vor dem Anfang dieser allmählichen Senkung die Erosionsterminante der grössten Flüsse für die drei Schollen völlig erreicht war, dann kann diese Senkung, wenn sie sehr langsam vor sich geht, durch stetige Akkumulation kompensiert werden; die Fluszkurve ändert sich nicht oder nur sehr wenig. Unter diesen Verhältnissen steht die Tatsache, dasz zur Pliozänzeit die Heraushebung des Rheingtales bei Trechtlingshausen nur rund 30 m betragen hat, nicht unbedingt im Widerspruch zu der Tatsache, dasz man im Mainzer Becken zu dieser Zeit eine Senkung von rund 150 m. beobachten kann. Damit ist aber nicht gesagt, dasz meiner Meinung nach diese Senkung des Beckens von 150 m zur Pliozänzeit besonders wahrscheinlich ist, denn es bleibt mir noch immer fraglich, ob sich mit der Annahme einer solchen sehr langsamen Senkung während so kurzer Zeit eine Mächtigkeit der pliozänen Ablagerungen von 150 m plausibel machen läßt. Mir scheint, dasz dafür erheblichere Schollenbewegungen nötig sind, wie auch die grosse Mächtigkeit der übrigen Tertiärschichten des Beckens, meiner Meinung nach, nicht ohne weiteres aus allmählicher Senkung, sondern vielmehr aus beträchtlichen Bewegungen der Tertiärschollen gegen einander in verschiedenen Abschnitten der Tertiär-Zeit zu erklären ist.

Weniger wahrscheinlich, obwohl theoretisch gewisz möglich, ist es, dasz zur Diluvial-Zeit, welche Zeit wohl sehr starke Bewegungen der verschiedenen Schollen gegen ein ander sah, diese Bewegungen derartige waren, dasz sie keine beträchtliche Akkumulation von diluvialen Schottern, Tonen und Sanden in den besonderen Senken des Mainzer Beckens hervorgerufen konnten. Was bedeuten diese 10—15 m Diluvium ¹⁰⁾ in diesen Senken im Vergleich mit einer

Mächtigkeit des Diluviums von 400 m im Oberrheingraben und im Vergleich mit einer diluvialen Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges um 200 m und der Spessart-Odenwald Scholle um 150 m!

Und man fragt sich, wo ist das Material geblieben, das der von dieser Heraushebung verursachten vertikalen und horizontalen Erosion der Flüsse zum Opfer gefallen ist? War das Mainzer Becken nicht gerade eine besonders geeignete Gegend für Ablagerung dieses Materials, genau so wie es im Gebiet des Oberrheingrabens der Fall war! Aber wie schon bemerkt, theoretisch lässt sich der Fall denken, dass die erheblichen Schollenbewegungen des Diluviums vor sich gingen, ohne dass eine starke Senkung des Hanau-Seligenstädter und Luisa Flörsheimer Beckens statt zu finden brauchte. Eine Unrichtigkeit der Altersbestimmung eines Teiles der Pliozänschichten würde also aus tektonisch-morphologischen Gründen allein nicht nach zu weisen sein, gäbe es nicht noch einige andere Argumente, welche ein oberpliozänes Alter der bis jetzt als Oberpliozän aufgefassten Ablagerungen wenig wahrscheinlich machen.

Betrachten wir jetzt die Argumente, welche KINKELIN und seine Nachfolger anführten, um ein oberpliozänes Alter des eben genannten Schichtkomplexes zu beweisen. KINKELIN (nr. 47) war es, der im Hangenden der bekannten mitteltertiären Meeressedimente einen Komplex von kalkfreien Sanden und Tonen erkannte, welche er zugleich von den gut bekannten Diluvialkiesen schied und als Oberpliozän datierte.¹¹⁾ KINKELINS Abgrenzung dieses Oberpliozäns gegen das Diluvium ist als eine mehr oder weniger zufällige zu bezeichnen in sofern er, wie die Studien seiner Nachfolger ergeben haben, von dem Ausmasz der diluvialen tektonisch-morphologischen Vorgänge ein zu beschränktes Bild hatte, was übrigens sehr begreiflich ist, weil zur Zeit, als er seine Gedanken über das Pliozän formulierte, das Studium der tektonischen und morphologischen Verhältnisse dieses Gebietes noch kaum begonnen war.

Die Merkmale des Oberpliozäns waren nach KINKELIN die folgenden:

- 1°. Die einheitliche lithologische Beschaffenheit der von ihm als Oberpliozän aufgefassten Ablagerungen.
- 2°. Die Fossilführung dieser Schichten.

I. DIE LITHOLOGISCHE BESCHAFFENHEIT DER ALS PLIOZÄN AUFGEFASZTEN ABLAGERUNGEN.

An der Hand von 15 Bohrprofilen aus der Gegend vom Frankfurter Stadtwald, Niederrad, Raunheim und Bad Weilbach weist KINKELIN im Jahre 1885 in seiner Abhandlung: „Die Pliozänschichten des unteren Maintales“ darauf hin, dass die von ihm als Oberpliozän bezeichneten Schichten einen lithologisch gut charakterisierten Horizont darstellen, welcher nicht in ebener, sondern in ziemlich welliger Fläche verläuft. Diese pliozänen Bildungen, so fährt er fort, sind mehr oder weniger fein-oder grobkörnige Quarzsande; zwischen ihnen Tonlinsen von meist ziemlich gleicher lithologischer Beschaffenheit. Die oberen Partien scheinen durch die Sauerstoff-haltigen, einsickernden Wasser, vermöge ihres geringen Eisengehaltes, gelblich oder bräunlich gefärbt zu sein, während die tieferen Partien, von diesem Wasser durch überlagernden Ton mehr oder

weniger getrennt, noch grau sind. Zudem finden sich in denselben auch mehr oder weniger deutliche Spuren von Braunkohlen. Diese Sande sind vielfach auch etwas schlichig und in den etwas tieferen Partien mehr oder weniger reich an Glimmerschüppchen.

Am Schlus der Arbeit gibt KINKELIN eine Zusammenfassung, aus der hier noch einzelnes zitiert werden möge:

Unter 2a: Das Material scheint teils das Rotliegende, teils der Taunus geliefert zu haben, da die Sedimente vorherrschend Quarzsande sind, welche sich durch ihren Kalkmangel kennzeichnen, vor allem also durch ihre Gleichförmigkeit von den Diluvialkiesen und -sanden hiesiger Gegend wohl unterscheidbar.

Die oft ziemlich zahlreichen Karneolkörner und Glimmerblättchen mögen wohl vorzüglich aus dem Rotliegenden stammen, das im Südost das Ufer des Beckens bildete.

Unter 4: Da diese obertertiären Sande in ziemlich verschiedener absoluter Höhe, auch abgesehen von ihrem Vorkommen bei Bad Weilbach, nach oben ausgehen, so mag nach Abflus der Wasser und vor dem Eintreten des Mains in unserem Gebiet die Oberfläche doch lange Zeit der Denudation ausgesetzt gewesen und so ihr Relief wellenförmig modelliert worden sein; das beweist das scharfe Abschneiden der obertertiären Schichten gegen das junge Diluvium. Auf der linken Mainseite und ausserdem über Griesheim und Nied ist hiernach der älteste diluviale Flus nicht hinweggegangen, sondern hat ein anderes Bett eingehalten. Nicht zutreffend ist das für Bad Weilbach, da sich von hier bis Mosbach die Sedimente (Oberpliozän und Unterpliozän) ziemlich unmittelbar einander gefolgt sind.

Unter 7: Die Früchte-führende Schicht gehört den höheren Partien des Gesamtkomplexes dieser Sande an, so dass sie ebenso sicher, als Oberpliozän zu bezeichnen ist, wie die Früchte-führenden Schichten der Wetterau und Seligenstadts¹²⁾

Unter 9: Da die Sedimente des Gebiets zwischen Hanau und Aschaffenburg jedoch toniger Natur zu sein scheinen, so möchte eine Verbindung nach Westen mit dem Luisa-Flörsheimer Becken nicht wahrscheinlich sein¹³⁾.

Dann erinnere ich an diverse kleinere pliozäne Süßwasserseen in der Wetterau, in welchen nicht unbeträchtliche Braunkohlenablagerungen stattgefunden haben, so östlich von Friedberg und östlich von Münzenberg bei Hungen-Wolfersheim.

In 1913 (nr. 54 S. 202) gibt KINKELIN noch einmal deutlich wieder, auf welcher

Weise er sich dachte, dass diese weisz-grauen oberpliozänen Quarzsande entstehen konnten:

„Den zerstörenden Einflüssen der Atmosphären lag unsere Landschaft frei preisgegeben. Die Atmosphären: Regen, Sauerstoff, Kohlensäure, die klimatischen Wandlungen in Tag und Jahr waren ungehindert. Es sei denn, die Landschaft war von einem mehr oder weniger dichten Pflanzenwuchs bewahrt, dass sie der lockerenden und lösenden Einwirkung preis gegeben war ¹⁴).

Tief griff diese Lockerung, die löslichen Bestandteile wurden von den Regenwassern entführt. Der Rest, die unlöslichen Rückstände, mehr oder weniger tief am Orte ihrer Veränderung gehäuft, bildeten den äusseren Mantel von Gebirge und Tal. Diese Rückstände sind der aus den Tonsilikat-haltigen Gesteinen stammende Ton und die Quarzbrocken und Quarzsande aus jenen; die hauptsächlichsten Quellen der Quarze und Sande sind aber die das Gebirge durchziehenden Quarzgänge. Wir nähern uns unter allmählichem Niedergang des Klima's der Periode, die man das Eiszeitalter nennt, da im Norden Europa's und im Gebiete des Europa west-östlich durchziehenden Hochgebirges die atmosphärischen Niederschläge in der Gestalt von Schnee und Eis dauernde Gestalt und ausserordentliche Ausdehnung und Mächtigkeit annahmen. Im Rhein-Maingebiet ging diesem eminenten Wachstum die Ansammlung von Sueszwasser zu einem tiefen See, dem Oberpliozän-See, parallel. Auf seiner Sohle häuften sich nun die ihm zugeführten gelockerten Gebirgsreste die Tone, Quarze, Quarzsande, und aus der Mischung die Sandtone.

Wir heben die Gebirgsreste besonders hervor, da das Gebirge sicherlich die grösste Beisteuer lieferte, ragte es doch hoch in die Luftsphäre auf und bot durch seine Gliederung den Atmosphären und dem klimatologischen Wechsel ungleich mehr Angriffspunkte als die Talschaften. So erklärt sich der fundamentale Unterschied der kalkfreien oberpliozänen Sedimente von den kalkreichen älteren Tertiärschichten; sie bestehen fast einzig aus Tonen, Sanden, Sandtonen und Quarzen, deren hauptsächlichlicher Ursprung die Quarzgänge des Gebirges waren."

Diese für seine Zeit ganz neuen Ansichten KINKELINS sind bis jetzt wesentlich nur in zwei Punkten angefochten worden. WENZ brachte den Nachweis, dass die Oberpliozänen Ablagerungen nicht den Charakter von See-Ablagerungen haben.

Erstens das Vorkommen von groben Geröllen von Buntsandstein, Lydit, Quarz und Quarzit in küstenfernen Teilen des Beckens, zweitens die Tatsache, dass die einzelnen Schichten nicht durchgehen, wie man dies bei einer Seeablagung erwarten müsste, sondern sehr rasch auskeilen und wechseln und drittens das vielfache Vorhandensein von kleinen Braunkohlen-flözchen, alle diese Verhältnisse machen es wahrscheinlich, dass diese Schichten von Flüssen abgelagert worden sind. Auch das Fehlen von jeder Spur von Strandterrassen spricht nicht für die Kinkelinsche Auffassung.

Ferner konnte WENZ, wie schon bemerkt, für das Mainzer Becken auf eine starke altdiluviale Tektonik hinweisen.

Eine dritte Reihe problematischer Punkte in den Kinkelinschen Auffassungen bilden seine Ansichten über die oberpliozäne Verwitterung und damit zusammenhängend die Begrenzung des Pliozäns gegen das Diluvium. Schon in Notiz 14 wurde auf das in dieser Hinsicht inkonsequente der Kinkelinsche Beweisführung

gewiesen. Aus Sätzen wie z. B. unter 2a — Das Material scheint vor allem also durch seine Gleichförmigkeit von den Diluvialkiesen und - Sanden hiesiger Gegend wohl unterscheidbar —, und — aus seiner im ganzen zitierten Beschreibung der Verwitterungsvorgänge —, und aus der Tatsache, dasz er auch da, wo das Material fossilfrei war, nur auf Grund der lithologischen Beschaffenheit solche weisz-grauen Quarzsande u.s.w. als oberpliozän bezeichnet hat, geht hervor dasz er meinte, dasz die Verwitterung, welche das Zustandekommen dieses typischen Materials hervorgerufen hat, nur auf das Oberpliozän beschränkt war und nicht im Diluvium vorkommen konnte. Auf Grund seiner eigenen Definition sah KINKELIN sich öfters gezwungen, das Niveau seines Pliozänsees in grözere Höhe zu verlegen.

1885 dachte er an zwei Oberpliozänseen, einen im Hanau-Seligenstädter und einen im Luisa-Flörsheimer Becken. 1892 findet er es schon nicht mehr unwahrscheinlich, dasz diese zwei Seen über den Frankfurter Horst mit einander in Verbindung standen. Das setzt also ein Niveau des Oberpliozänsees von wenigstens 150 m N.N. voraus.

1912 (nr. 54) erwähnt er, dasz das Oberpliozän bei Hofheim in einer Höhengelage von 197,5—225 m N.N. vorkommt. Die Sohlen der oberpliozänen Schwarzbach- und Lorsbachtäler muszten dann in 195 m gelegen haben, um noch zur selben Periode bis 220 m N.N. aufgefüllt zu werden. Wenn man die randliche Lage mit in Betracht zieht, musz man das Niveau des Sees in 200—210 m. N.N. ansetzen. Durch die Studien von GALLADÉ im West-Taunus ist es aber wohl sicher gestellt worden, dasz das Niveau des oberpliozänen Lorsbach- und Schwarzbachtal, nicht in unserem heutigen Niveau von rund 200 m N.N., sondern 100 m höher gelegen hat.

So ergeben sich jetzt die meisten Oberpliozän-Datierungen als unrichtig.

Eine Altersbestimmung allein auf Grund der lithologischen Beschaffenheit ist selbstverständlich nur möglich, wenn man über die fossilen Verwitterungsrinden aus den verschiedenen Abschnitten der Tertiärzeit genau informiert ist.

Und man ist das erst dann, wenn man die tektonischen, stratigraphischen, palaeontologischen und morphologischen Verhältnisse des Gebiets in Beziehung zu denen der weiteren Umgebung so genau kennt, dasz man mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit und genügenden Genauigkeit von einem durch bestimmte Verwitterungsvorgänge charakterisierten Schichtkomplex das Alter bestimmen kann.

Weder das eine noch das andere war der Fall, als KINKELIN seine Abgrenzung des Pliozäns gegen das Diluvium feststellte. Die von KINKELIN gegebene Definition des Oberpliozäns, in der die lithologische Beschaffenheit eine so grosze Rolle spielt, führte dann auch, weil Fossilien fast stets fehlten, zu einer viel zu ausgedehnten Pliozänkartierung, welche man nachher groszenteils wieder streichen konnte.

Die Buntsandsteinhochflächen des Odenwaldes, besonders in der Gegend von Momart, Vielbrunn u.s.w., tragen, so dachte man, eine oberpliozäne Verwitterungsrinde. Selbst in reinen Erosionstälern, wie z. B. im Mömlingtal bei Eisenbach und Hainstadt, und im Gersprenztal bei Reinheim, sollte das Oberpliozän in der Talsohle vorkommen. Weder das eine noch das andere ist der Fall. Das

Oberpliozän der Buntsandstein-Hochflächen ist in der jüngsten Ausgabe (1929) der Geologischen Uebersichtskarte (1 : 100.000) des Odenwaldes (herausgegeben von der Hessischen Geologischen Landesanstalt zu Darmstadt) gestrichen worden.

Es ergab sich z. T. als eine sehr junge ¹⁵⁾, vielleicht noch rezente Verwitterungsrinde. Auch die Pliozänvorkommen des Mömlingtals sind zu streichen. In diesem Tal treten zahlreiche Flusztterrassen in 60—100 m über den Flussspiegel auf, welche in Analogie mit der von verschiedenen Autoren für das Maintal gegebenen Terrassendatierung, als diluvial zu bezeichnen sind (man vergleiche Kapitel 4). Weil auch tektonische Komplikationen, wenigstens in diesem Teile des Tales, ausgeschlossen sind, ist ein oberpliozänes Alter der Tone und Schotter, welche in der Talsohle abgelagert worden sind, nicht wahrscheinlich. Dasselbe gilt für das Gersprenztal. Auch im Aschaffburger Becken und im unteren Aschafftal sollten nach der Hessischen Geologischen Spezialkartierung (Blatt Schaaheim—Aschaffenburg) oberpliozäne und altdiluviale Tone in ziemlich grosser Verbreitung vorhanden sein. Er gibt auch hier Argumente, welche ein solches Alter dieser Ablagerungen nicht annehmbar machen. Das sind:

1°. Die Lage der oberpliozänen und ältesten diluvialen Mainterrassen zwischen Wörth und Klein-Umstadt.

Die Lage dieser Mainterrassen, macht die Tatsache, dass das Aschaffburger Becken schon zur Oberpliozän - und zur ältesten Diluvialzeit bestanden haben würde, unwahrscheinlich.

Aus der beigegebenen Kartenskizze (fig. 3) ergibt sich, dass zur Oberpliozänzeit von tektonischen Bewegungen im Aschaffburger Becken noch nicht die Rede gewesen sein kann. Aus der Lage der verschiedenen Stufen der Hauptterrasse erkennt man deutlich, dass, erst zu dieser Zeit die tektonischen Bewegungen im Aschaffburger Becken einen Anfang genommen haben. Der Main wird zu dieser Zeit immer mehr von diesen tektonischen Bewegungen angezogen und verlegt sein Bett immer mehr in nordöstlicher Richtung, nach dem Aschaffburger Becken hin. Aber erst nach der Bildung der verschiedenen Stufen der Hauptterrasse wird die Senkung dieses Beckens am kräftigsten. Diese starke Senkung kennzeichnet sich in der Morphologie des Tales durch einen deutlich hervortretenden Steilrand, welcher die Hauptterrassen nach unten zu begrenzt und durch die Tatsache, dass in der Umgebung des Maintrichters der Fluss zur Mittel- und Jung-Diluvialen Zeit nicht mehr oder nur sehr wenig ausserhalb seiner durch tektonische Ursachen gebildeten Talverbreitung hin und her pendeln konnte.

SCHOTTLER brachte schon den Nachweis, dass im Untermiozän das Aschaffburger Becken noch nicht bestand (nr. 121 S 123). Jetzt lässt sich also unsere Kenntnis der Entwicklung in diesem Teile der Landschaft vervollständigen durch den Nachweis, dass auch zur Oberpliozänzeit und im ältesten Diluvium dieses Becken noch nicht bestanden haben kann. Ein Vorhandensein von oberpliozänen und altdiluvialen Tonen im Aschaffburger Becken ist deswegen ausgeschlossen.

2°. Im unteren Aschafftal (Au-Hof und Au-Mühle) sind weisz-graue Tone als Pliozän bezeichnet worden. Am Rande dieses Tales trifft man hier altdiluviale Flusztterrassen in 200—240 m N.N. an (Pfaffenberg, Birkes, Wolfsberg u.s.w.). Die Annahme, dass man hier in der Talsohle wirklich mit Pliozän zu tun hat,

TEKTONISCH-MORPHOLOGISCHE KARTENSKIZZE DER UMGEBUNG DES ASCHAFFENBURGER BECKENS

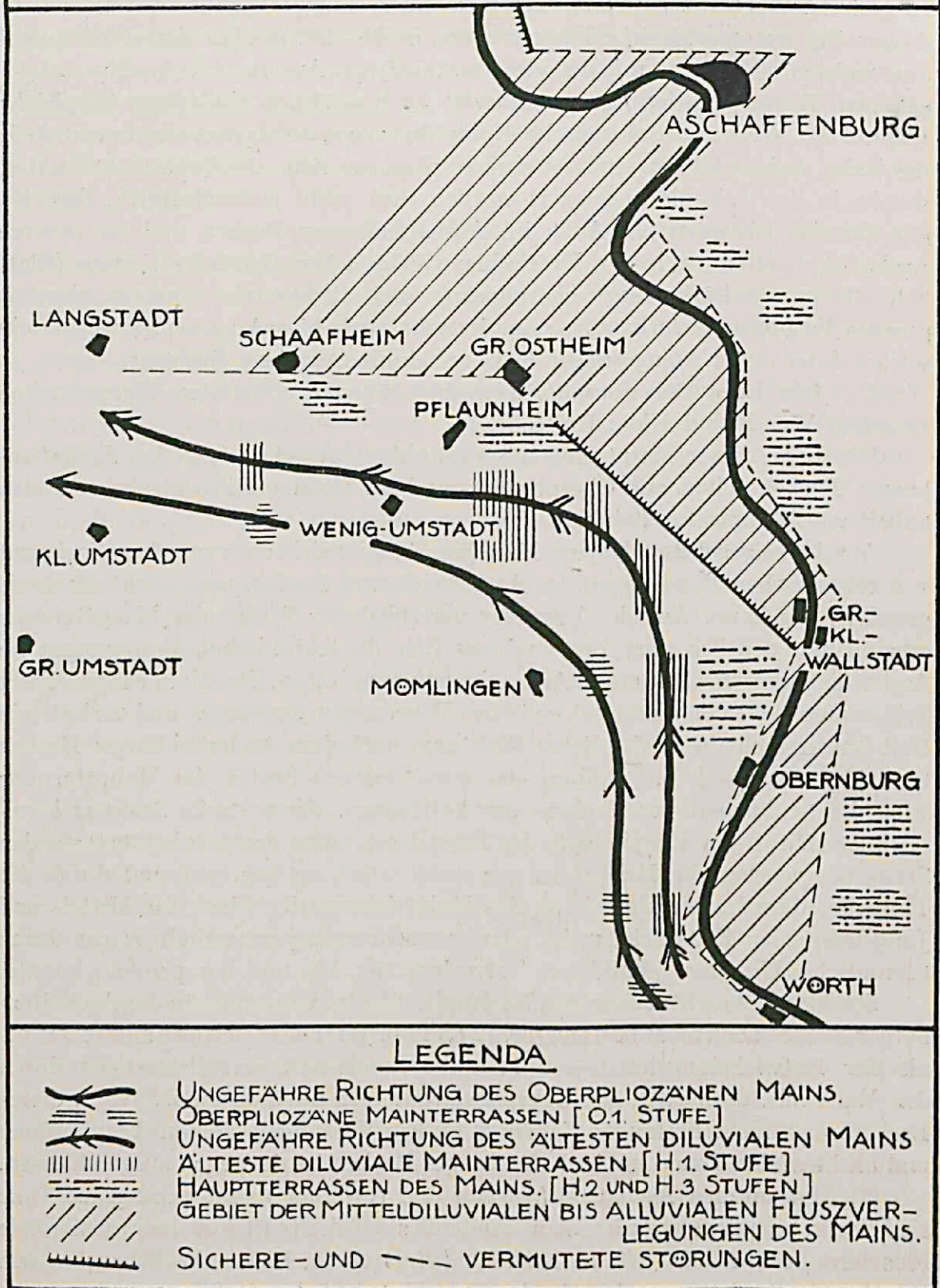


FIG. 3

setzt die folgende sehr verwickelte und deswegen nicht wahrscheinliche Entstehungsgeschichte des unteren Aschafftals voraus:

- a. Zur Oberpliozänzeit werden diese Tone in einen kleinen Becken abgelagert.
- b. Zur Diluvialzeit folgt Senkung, unterbrochen durch Perioden von Terrassenbildung.

Während dieser Senkung bleiben diese „pliozänen“ Tone immer unter dem Niveau des Flussspiegels, sonst würden sie in diesem schmalen Tal schon längst ausgeräumt sein.

- c. Schliesslich folgt tektonische Ruhe dieses Gebiets. Der Fluss pendelt in seinem schmalen Tal hin und her, und wieder werden diese in der Mitte des Tales und heute nur 10–20 m über den Flussspiegel liegenden Tonen nicht ausgeräumt.

Ausserdem reichen die in diesem Gebiet vorhandenen Störungslinien nicht aus, um die Auffassung glaublich zu machen, dass diese Tone in einer kleinen Senke zur Ablagerung gekommen sein sollten.

Wenn wir also im unteren Aschafftal wirklich mit Oberpliozän zu tun haben sollten, so würde das bedeuten, dass das Tal schon am Ende des Oberpliozäns seine heutige Gestalt nahezu erreicht hätte. Weil aber Terrassen in 100 m relativer Höhe und von sicher diluvialen Alter im Aschafftal vorhanden sind ist ein oberpliozänes und auch ein altdiluviales Alter dieser Tone nicht annehmbar.

3°. Im Aschaffener Becken treten zahlreiche Kuppen (Granit, Metamorpher Schiefer, Aplit- und Pegmatitgänge) auf, welche morphologisch nichts anderes als Umlaufberge sind (westlich von Damm P. 144, Mariakapellenberg bei Klein-Ostheim). Diese Umlaufberge liegen meistens in 110–145 m N.N. (6–35 m über dem Main). Sie haben in sofern hier Bedeutung, als sie darauf hin weisen dass zur Mitteldiluvialzeit diese Gegend noch ein Gebiet mit vertikaler Erosion im Granit war. Meistens treten diese „pliozänen“ Tone nun in der unmittelbaren Nähe dieser Kuppen auf, sie sind selbst z. T. als Kragen um diese Kuppen kartiert worden. Auch südlich von der Ortschaft Damm, in der Umgebung der Eisenbahn, sollen altdiluviale und pliozäne Tone liegen; da sie diesen eben genannten Umlaufberg von Damm teilweise überlagern, müssen sie jedoch, genau so wie in den anderen Fällen, jünger als die Umlaufberge sein. Höchstens können diese Tone und Umlaufberge ungefähr gleichaltrig sein, aber sicher sind sie kein Pliozen.

4°. Auf verschiedenen diluvialen Felsterrassen hat man eckige Gangquarze als Pliozen kartiert.

Warum diese Quarze nur pliozän und nicht diluvial sein können, ist nicht einzusehen. Der Transport dieser Quarze ist gebunden an eine Periode von starker Abtragung und starker vertikaler Erosion. Die Diluvialzeit war also besonders geeignet dafür. Wir sehen diese Gangquarze, welche grösstenteils aus den Quarzgängen der zur Diluvialzeit so stark ausgeräumten Körnelgneise stammen, denn auch auf allen diluvialen Terrassen der unteren Aschaff ziemlich häufig auftreten.

Auch am Südrande des Taunus hat man in jüngster Zeit viele Schotterablagerungen, welche bisher als Pliozän galten, fallen gelassen. Leppla und Steuer lassen auf den Blättern Wiesbaden—Kastel und Hochheim—Raunheim der Hessisch-Preussischen Geologischen Spezialkartierung das Pliozän in 190—200 m bis 300 m N.N. vorkommen.

Nur der stoffliche Vergleich mit anderen kalkfreien weissen Sanden und Milchquarzen des Mainzer Beckens macht es wahrscheinlich, dass hier dieselben Schichtenreihen vorliegen, die F. KINKELIN als Oberpliozän angesehen und beschrieben hat, so heisst es auf S. 21 der Erläuterung zu Blatt Wiesbaden-Kastel.

Heutzutage aber setzt GALLADÉ (nr. 18) die Untergrenze des Pliozäns am Taunusrande in 280—300 m an; eine Auffassung welche auch von Wenz vertreten wird, wie in seiner Terrasseneinteilung (nr. 151) zum Ausdruck kommt.

Wenn wir bestrebt sind fest zu stellen, was von allen diesen einstmaligen Pliozänvorkommen noch übrig geblieben ist, so müssen wir gestehen, dass es nur sehr wenig ist.

Wenn wir absehen von den pliozänen Schottermassen in rund 300 m N.N. am Taunusrande und von den gleichaltrigen Bildungen in Rheinhessen und in der Wetterau, so besteht allein noch die Möglichkeit, dass Pliozän im Hanau-Seligenstädter- und im Luisa-Flörsheimer Becken vorhanden ist.

Jedoch für das letztere dieser beiden Becken ist das aus tektonischen Gründen nicht wahrscheinlich. In jüngster Zeit ist auch das Oberpliozän des Hanau-Seligenstädter Beckens angefochten worden. Schon Wenz rechnete dieses Pliozän zum Unter-Pliozän und betrachtete die Trappdecke als gleichaltrig. Hummel hat dann kürzlich die Meinung ausgesprochen, dass das Praebasaltische Pliozän, sowie auch die Trappdecke, der Obermiozänzeit zu rechnen sind. Wir kommen noch näher hierauf zurück.

Jedenfalls ergibt sich aus den hier angeführten Tatsachen deutlich, dass eine Altersbestimmung auf Grund der lithologischen Beschaffenheit des Materials für das Pliozän unmöglich ist. Die meisten dieser Altersbestimmungen sind nicht haltbar. Man hat im Allgemeinen dem Pliozän eine viel zu grosse, und dem Diluvium eine viel zu kleine Bedeutung beigemessen.

Sofern diese Feststellung nach dem in Notiz 14 Gesagten noch notwendig ist, ergibt sich auch hieraus wieder, dass von einer typisch oberpliozänen Verwitterung im Sinne KINKELINS nicht die Rede sein kann. Die lithologische Beschaffenheit des Materials war nicht die Folge einer Verwitterung, welche nur auf das Oberpliozän beschränkt war; die Ablagerung und die Verwitterung des anfänglich als Oberpliozän angesprochenen Materials, ist grösztenteils im Diluvium vor sich gegangen.

DIE FOSSILFÜHRUNG DER ALS OBERPLIOZÄN BEZEICHNETEN SCHICHTEN.

Das zweite Kriterium für die Zuweisung ins Oberpliozän war nach KINKELIN die Fossilführung. Bevor ich aus anderen Gründen die Erkenntnis der Unrichtig-

keit der zeitlichen Datierung der bis jetzt als Oberpliozän bezeichneten Ablagerungen besasz, kam mir schon diese Fossilführung als nicht besonders überzeugend vor, um ein pliozänes Alter zu beweisen und ich stellte mir damals schon die Frage: Ist diese Fossilführung derartig, dasz sie die Ausscheidung einer scharf vom Diluvium getrennten Formation rechtfertigen kann? Meiner jetzigen Meinung nach musz diese Frage verneinend beantwortet werden.

Nach GEYLER und KINKELIN (nr. 20) lassen sich die aus dem Baugruben des Frankfurter Klärbeckens bei Niederrad und bei der Schleuse von Höchst am Main gesammelten Pflanzenreste folgenderweise einteilen.

- „a. Die ausgestorbenen Formen, welche wir (GEYLER und KINKELIN) mit Arten aus der heutigen Europäischen Flora nicht identifizieren können. Es sind dies: *Frenelites europaeus*, *Pinus askenasyi*, *Pinus ludwigi*, *Abies löhri*, *Picea lat squamosa*, *Fagus pliocaenica*, *Potomageton-miqueli*.
- b. Ausgestorbene Formen, die unter rezenten nordamerikanischen Arten ihre nächsten Verwandten haben: Es sind dies: *Liquidambar pliocaenicum*, *Nyssites obovatus*, *Nyssitis ornithobromus*, *Juglans globosa*.
- c. Aus Formen, welche mit rezenten nordamerikanischen Formen identisch sind. Dies sind: *Taxodium distichum*, *Pinus strobus*, *Juglans cinera*, *Carya illinoënsis*, *Carya alba*, *Carya ovata*.
- d. Formen, welche heute noch in Europa leben: *Pinus montana*, *Pinus cembra*, *Abies pectinata*, *Picea vulgaris*, *Corylus avellana*, *Betula alba*¹⁶⁾.
- e. Als einzige vielleicht aus dem Orient wieder nach Europa eingeführte Spezies: *Aesculus* (?) *hippocastanum*, welche Ende des Pliozäns und im Quartär noch in Europa einheimisch gewesen zu sein scheint.

Von diesen deuten auf ein kälteres Klima, als in der Gegenwart herrscht:

- 1°. *Pinus montana*, welche heute hauptsächlich im Gebirge lebt (Alpen und Karpathen).
- 2°. *Pinus cembra* (Alpen, Nord-Asien in Höhen von 5000—7000' ü. N.N.)

Dagegen verweist die Mehrzahl der übrigen Arten auf ein Klima, welches sich von dem jetzigen nicht gar zu sehr entfernen dürfte, wenn auch die Temperatur im Ganzen etwas wärmer und die Feuchtigkeit etwas grösser gewesen sein mag.

Aus der hier beschriebenen Flora könnte man auch noch eine Gruppe herauslösen (nach G. u. K.), deren Bestandteile im Oligocän und Miocän der Wetterau u.s.w. wurzeln.

Wir betrachten als solche: *Liquidambar*, *Fagus*, *Nyssites*, *Juglans* (*Carya*), *Taxodium* u.s.w.

Nadelhölzer, aus denen man mehrfach, z. B. an *Pinus*-Arten, schon Formähnlichkeiten erkennen könnte, hatten sich in unserer Gegend auf ihrer Wanderung vom Norden schon zur Untermiocänzeit, ja schon im Oberoligocän eingestellt (Winterhafen bei Frankfurt-Salzhausen, Hessenbrücken, Münzenberg, Flörsheim), manche mit amerikanischem Anklang, wie *Sequoia*.

Fast dreiviertel der Höchst-Klärbecken Flora sind bei dem kalten Klima, das der Pliozänzeit folgte, da unsere Gegend von zwei mächtigen Eisfeldern in die Mitte genommen war, erlegen. Es sind dies:

- a. Die ausgestorbenen Arten: *Frenelites europaeus*, *Pinus askenasyi*, *Pinus ludwigi*, *Abies löhri*, *Picea latisquamosa*, *Fagus pliocaenica*, *Potomageton miqueli*.
- b. die in Europa jetzt fehlenden, in Amerika aber einheimischen *Pinus strobus*, *Juglans cinera*, die verschiedenen Hickorynüsse, auch *Liquidambar* in etwas anderer Form, ebenso *Juglans globosa*, deren Nachkomme wohl *Juglans nigra* ist; hierzu wird auch *Nyssites* gerechnet werden können.

In Nord-Amerika haben sich diese letzteren Arten zum Teil in derselben, zum Teil in etwas veränderten Form erhalten, da sie dem zur Diluvialzeit auch dort von Norden eindringenden Eise nach Süden ausweichen konnten, um nach dem Schmelzen der ungleich ausgedehnteren Eismassen Nord-Amerika's ihr ehemaliges Gebiet wieder zu erobern, oder in demjenigen, in welches sie zur Diluvialzeit eingezogen waren, zu bleiben.

Auffallend war das Fehlen von *Pinus cortesii*, die allen sonst bekannten Europäische Pliocän-Flora angehört.

Auffallend ist weiter das Fehlen der Kleinasiatischen Formen, die von Ludwig aus der Wetterau beschrieben sind [übrigens dürften manche Ludwigsche Bestimmungen nicht zuverlässig sein (Bemerkung v. G. u. K.)]

Unsere Flora besitzt noch ein ganz besonderes Interesse, weil sie den Ausgangspunkt der pliozänen Periode zu bezeichnen scheint und als vermittelndes zwischen dem Ende der Tertiär-Periode und die nun anbrechende Quartärzeit sich hinstellt. Eine nicht unbedeutende Zahl, wie es scheint, erloschener Typen, eine Reihe anderer Formen, welche aus der Tertiärzeit noch herüberreichen, wie *Taxodium*, *Liquidambar*, oder auch *Nyssites*, veranlassen uns, neben lithologischen, stratigraphischen Gründen, diese Flora noch zum Oberpliozän als Ausläufer der Tertiärperiode hin zu stellen. Aber schon sind die Formen untermischt mit einer bedeutenden Anzahl von Pflanzentypen, welche uns in quartären resp. interglacialen Fundstücken entgegentreten. So insbesondere *Juglans cinera*, welche neuerdings von Sordelli als Leitpflanze für das Quartär hingestellt wurde, so die verschiedenen Coniferen-Arten welche wir z. B. auch in den Schieferkohlen

der Schweiz wiederfinden, ferner die zahlreich auftauchenden Früchte der Haselnus u.s.w. Alle Typen, welche zur lebenden Flora den Uebergang bilden."

So weit GEYLER und KINKELIN.

Hierzu seien folgende Bemerkungen gestattet.

G. und K. weisen vor allem auf den gemischten Charakter dieser Klärbeckenflora hin. Dieser Charakter, nebst der lithologischen Beschaffenheit der Schichten, hat beide Autoren veranlaszt ein oberpliozänes Alter dieser Schichten an zu nehmen.

Wir sehen einerseits Formen eines wärmeren Klima's, wie z. B. *Taxodium*, andererseits Formen eines kälteren Klima's, wie *Pinus montana* etc. auftreten.

Es handelte sich aber um einer Periode, in der das Klima allmählich kälter wurde: der Charakter der Tropen (Oligozän, Unter-Miozän) änderte sich allmählich um in den der Subtropen, nach und nach trat auch dieser zurück, während Gewächse der gemäßigten Zone immer mehr hervor treten (ENGELHARDT u. KINKELIN in nr. 14 S 185).

Nun kann man sich wohl denken, dass bei einem allmählich kälter werdenden Klima, unter günstigen Verhältnissen Relikte der warmen Flora noch längere Zeit mitleben können! Und die Verhältnisse waren wohl relativ günstig, denn wie GEYLER und KINKELIN selbst bemerken, war unsere Gegend während des Diluviums von zwei mächtigen Eisfeldern in die Mitte genommen. Im ganzen Diluvium also, genau wie es heute noch der Fall ist, muss dieses Gebiet am Südrande des Taunus eines der wärmsten Klimate Deutschlands gehabt haben. Und unter solchen Verhältnissen kann man eventuell verstehen, dass warme Pflanzen typen, wie *Taxodium* etc. noch weit im Diluvium hinein leben konnten. Einen ähnlichen Konservativismus konnte man schon bei einzelnen Tierarten dieses Gebiets feststellen. Hieraus würde man also sehr wohl auf ein diluviales Alter dieser fossilführenden Schichten schlieszen können.

Viel weniger verständlich ist es aber, wenn man bei einem allmählich kälter werdenden Klima, bei einer noch etwas höheren mittleren Jahrestemperatur als die heutige und bei einer etwas grösseren Feuchtigkeit (wie GEYLER und KINKELIN selbst über das „Pliozäne“ Klima bemerken) eine ganze Reihe von Formen auftreten lässt, welche charakteristisch sind für ein kälteres Klima, unter denen sich ausserdem noch Formen befinden, welche heute nur noch im Hochgebirge leben können, wie z. B. *Pinus montana* und *Pinus cembra*. Das bedeutet also: typische Formen eines kälteren Klima's in einer Zeit, als das Klima noch nicht kalt war. Das würde nur zu erklären sein, wenn man die Folgerung zieht, dass die ökologischen Verhältnisse dieser Pflanzenwelt andere waren wie die heutigen, oder mit anderen Worten gesagt, dass Formen, welche heute nur noch im Hochgebirge vorkommen, wie z. B. *Pinus montana* und *Pinus cembra*, damals den anderen Pflanzen gegenüber eine relativ weit grössere Verbreitungskraft hatten.

Aber wenn das der Fall war, dann kann man nichts anderes sagen als dass gerade bei einer der heutigen ziemlich nahestehenden Flora, von der man doch aus den noch immer dürftigen Fossilfunden ein recht beschränktes Bild hat, eine Datierung der Schichten auf Grund der Fossilführung unmöglich ist. Persönlich

aber glaube ich, dasz wir hier zu tun haben mit einer Flora aus der diluvialen Zeit welche noch deutliche pliozäne Zügen zeigt.

Nicht die Formen, welche aus einer älteren Periode *noch* vorhanden sind, sondern die Formen, welche beweisen, dasz eine neue Periode schon angefangen ist, sind maszgebend für eine Altersbestimmung von fossilführenden Schichten. In dieser Hinsicht ist dann auch viel grösserer Wert zu legen auf das *schon* Vorhandensein von *Pinus montana*, *Pinus cembra*, und *Juglans cinera*, als auf das *noch* Vorhandensein einer pliozänen Reliktflora. In diesem Gebiet, das auch die ganze Tertiärzeit und Diluvialzeit hindurch das wärmste Klima Deutschlands gehabt haben musz, sind Klimaänderungen nur sehr langsam vor sich gegangen. So ist auch die Klimaänderung im Alt- und Mitteldiluvium gegenüber dem Oberpliozän zunächst keine sehr durchgreifende gewesen, es ist deswegen begreiflich, dasz wir in einer deutlich diluvialen Flora noch zahlreiche Relikte des Oberpliozäns antreffen.

HUMMEL (nr. 41 S. 187) hat jüngst ein oberpliozänes Alter der Schichten im Liegenden der Steinheimer Trappdecke angezweifelt. Er stützt seine Ansichten auf die Fossilarmut dieses von KINKELIN für praebasaltisch gehaltenen Oberpliozäns, und versucht ein obermiozänes Alter dieser Schichten nach zu weisen. Wir kommen noch darauf zurück.

DIE TRAPPDECKE.

Anschliessend an die Datierung des Praebasaltischen Pliozäns als Oberpliozän, haben KINKELIN u. a. die Trappdecke selbstverständlich auch als Oberpliozän bezeichnet.

Nach dem Nachweis, dasz die postbasaltische Frankfurter Klärbecken-Flora mit grözter Wahrscheinlichkeit von diluvialem Alter ist, könnte man noch die Frage stellen, ob dann die Basaltdecke und das Praebasaltische Oberpliozän des Hanau-Seligenstädter Beckens möglicherweise doch Oberpliozän wäre.

Auch das scheint mir wenigstens für die Trappdecke sicher nicht der Fall zu sein.

Den Nachweis, dasz es sich hier um eine Decke handelt, welche durch nachträgliche Erosion in einzelne Teile aufgelöst wurde, verdanken wir wiederum WENZ. (nr. 149 S. 81 ff.).

KINKELIN dachte sich die Basalte in enger Beziehung zu den Verwerfungsspalten stehend, in dem Sinne, dasz er meinte, dasz die Lavamassen aus diesen Verwerfungsspalten emporgedrungen seien. Spätere Bohrungen haben nach WENZ diese Anschauungen KINKELINS nicht bestätigen können. Die petrographische Beschaffenheit (Anamesite), die fast völlige Identität mit den Isländischen Deckenbasalten, die sehr gleichmäsige Dicke dieser Basaltvorkommen (12—14 m) überall da, wo sie keine Verminderung durch Verwitterung erfahren hat, und schliesslich noch der Nachweis der Unrichtigkeit der Profile, auf welche sich die älteren Ansichten stützten, machen es sehr wahrscheinlich, dasz es sich hier

nicht um lokale vulkanische Erscheinungen, sondern um die Reste einer einheitlichen Decke handelt. Den Ursprung dieser Decke suchte Wenz im Vogelsberg. Trägt man, wie Wenz es getan hat, die verschiedenen Teile dieser Decke in einer Karte ein, so erkennt man leicht, dass sich zwischen den östlichen Vorkommen (Hainstadt—Steinheim—Wilhelmsbad—Hanau—Bruckköbel—Mittelbuchen—Roszdorf—Windecken—Ostheim u.s.w.) und den westlichen (Isenburg—Luisa—Pol-Bockenheim—Grüneburg—Eckenheim—Eschersheim—Berkersheim—Kalbach—Gonzenheim—Ober- und Nieder-Erlenbach—Okarben u.s.w.) ein Gebiet befindet, das von Anamesit vollkommen frei ist. Wenz hat für diese Erscheinung die folgende Erklärung gegeben: Einst war eine grosse Basaltdecke vorhanden, welche auch das jetzt basaltfreie Gebiet überlagerte. Durch die tektonischen Bewegungen während des Altdiluviums wurde der Frankfurter Horst relativ gehoben, während die angrenzenden Teile des Beckens zurückblieben. Die sich auf dem gehobenen Horst befindenden Basalte wurden der grösseren Höhe wegen abgetragen, während die ausserhalb des Horstes gelegenen Trappvorkommen, ihrer tiefere Lage wegen, erhalten blieben.

In 1922 hat SCHOTTLER darauf hingewiesen, dass das Trappvorkommen am Katzenbuckel bei Hainstadt höchstwahrscheinlich ein nord-südlich streichender Gang ist, der durch diluviale Erosion freigelegt, dann von den Absätzen der von ihm als *du* (ältester diluvialer Mainsand) bezeichneten Terrasse wieder eingedeckt und später durch Auswaschung des Maintales zur *dm*-zeit (mittleres Diluvium) einseitig entblöszt wurde (Erl. Bl. Seligenstadt).

Auch das Trappvorkommen bei Grosz-Welzheim wird von ihm als ein Gang aufgefasst. Er hebt weiter noch hervor, dass an der Richtigkeit des Gedanken von einer grossen Decke durch diese neuen Feststellungen nichts geändert wird, denn die Annahme, dass ein Lavaerguss von einer derartigen Länge und Breite sich von einer einzigen, im Vogelsberg oder auch nur in der nördlichen Wetterau gelegenen Ausbruchsstelle bis in die Mainebene bewegt haben soll, habe doch etwas Ungeheuerliches und man komme zu einer viel wahrscheinlicheren Vorstellung, wenn man annimmt, dass in dem von so zahlreichen und langen Spalten durchzogenen Gebiet diese Spalten hier und da an verschiedenen Stellen der Wetterau und der Mainebene sich geöffnet haben, und die ausgeströmte Lava durch Ineinanderfliessen sich so zu einer ausgedehnten Lavaüberschwemmung vereinigt haben könnte. (nr. 120 S. 98 ff.).

Nach dem Bekanntwerden dieser Trappgänge zwingt sich aber die Frage auf: Sind die verschiedenen Trappergüsse wohl so ungefähr gleichzeitig erfolgt, wie es SCHOTTLER annimmt, oder ist das nicht der Fall und muss man annehmen, dass es sich hier um verschiedene Phasen des jüngsten Basaltausbruchs handelt, welche zeitlich ziemlich weit auseinander liegen? Und diese Frage ist wohl um so mehr gerechtfertigt, wenn man das Profil der Katzenbuckelgegend, wie es von SCHOTTLER auf Blatt Seligenstadt gegeben ist, betrachtet und liest, wie irreführend die Argumente sind, welche von SCHOTTLER angeführt werden, um ein oberpliozänes Alter der eng mit einander verbundenen fossilführenden Schichten und der Trappdecke zu beweisen. Erstens schon die Höhenlage von des Katzenbuckels Trappgang! Wie kommt es, dass dieser mit seiner Oberfläche in 128 m

liegende Trappgang so hoch liegt, während die in dem selben Becken liegende Trappdecke von Wilhelmsbad nur in rund 100 m abs. liegt?

Ist das auf nachträgliche tektonische Bewegungen zurück zu führen, oder haben wir hier mit zwei verschiedenen Trappausbruchphasen zu tun?

Zweitens erhebt sich die Frage: Wie hat man das Profil, das SCHOTTLER auf Blatt Seligenstadt gegeben hat, zu lesen? (fig. 4).

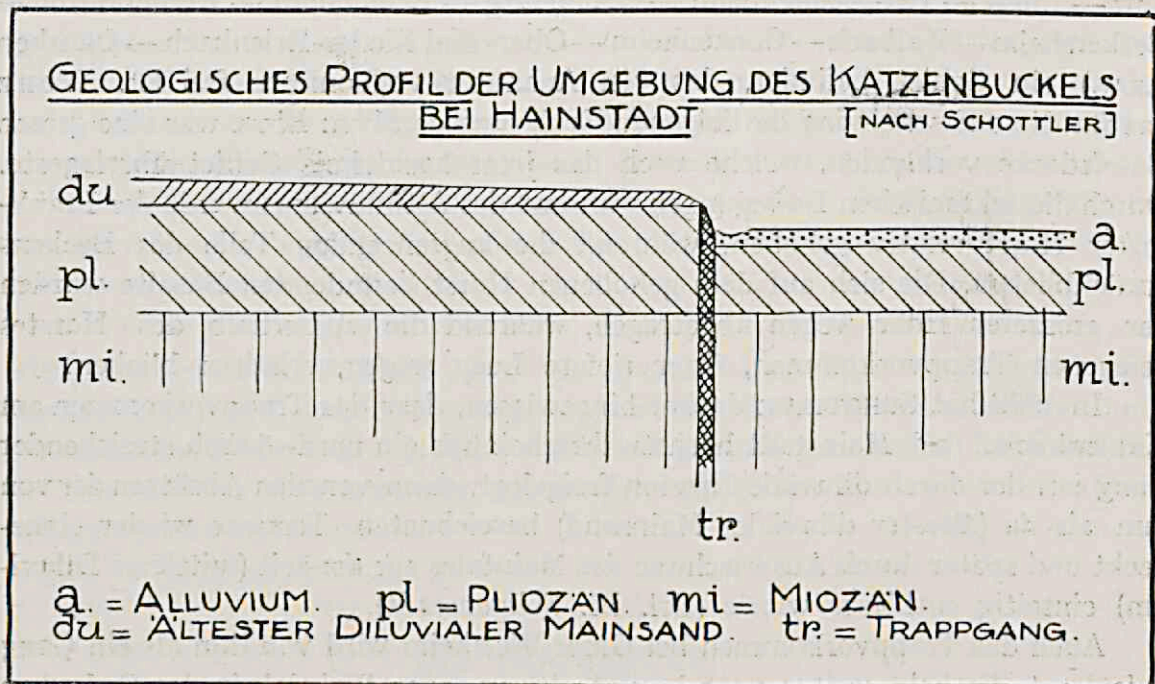


FIG. 4

SCHOTTLER nimmt nämlich an, dass dieser Vulkanschlot des Katzenbuckels, während eines Teils des Oberpliozäns und während der diluvialen Flusssedimentation über den Flussspiegel hinausragte, sei es auch, dass er anfänglich noch von einem Teil der Decke umgeben war. Das kommt mir aber nicht besonders wahrscheinlich vor. Wie schon gesagt, betrachte ich die Einordnung dieser Tone u.s.w. ins Oberpliozän als nicht bewiesen; aber abgesehen davon ist es doch sehr wenig verständlich, dass während solche große Teile der Trappdecke abgetragen wurden, dieser peripherisch gelegene Trappgang, während der langen Abtragungsperiode, von der hier doch die Rede ist, wie eine Duckdalbe dagestanden hat, ohne wie zu erwarten wäre, schon längst ausgeräumt worden zu sein.

Ist es deswegen schon nicht wahrscheinlich, dass dieser Trappgang so alt ist, wie SCHOTTLER annimmt, so ist ausserdem aus diesem Profil nicht zu ersehen, warum der Trapp bereits zur Pliozän-Zeit zum Ausbruch gekommen sein soll.

Es erscheint mir denn auch keinesweges ungerechtfertigt auf Grund dieses Profils zu schlieszen, dass dieser Trappgang wesentlich jünger ist und selbst die in diesem Profil als *du* bezeichneten Sande und Schotter noch durchquert hat.

Gewisz werden Kontakterscheinungen von hier nicht erwähnt, aber solche kommen bei dem Trapp selten vor, und da wo solche beschrieben sind, sind sie nicht immer einwandfrei.

Nun hat allerdings KINKELIN schon aus dem, in diesem Profil als Oberpliozän bezeichneten Ton Trappgerölle erwähnt; das könnte für die Schottlersche Ansicht sprechen, kann aber auch bedeuten, dass wir hier möglicherweise mit verschiedenen Phasen der Trappergüsse zu tun haben.

Drittens wird ein oberpliozänes Alter der Trappdecke nicht wahrscheinlicher, wenn man sieht, dass während anfänglich liegende und hangende fossilführende Schichten als Beweis für ein solches Alter der Trappdecke gedient hatten, jetzt umgekehrt die Trappdecke gebraucht wird, um ein oberpliozänes Alter der fossilführenden Schichten zu beweisen.

KINKELIN schrieb im Jahre 1892 über das Alter der Basalte das folgende (Nr. 51 S. 227):

„Was die Floren angeht, die vor allem geeignet waren das oberpliozäne Alter aller dieser Absätze fest zu stellen, so möchte ich hier nur hervorheben, dass die postbasaltischen Wetterauer Braunkohlen mit der wahrscheinlich praebasaltischen von Seligenstadt die *Pinus cortesii* Brongn. gemein hat. Beim Vergleich der bisher bekannten Floren von Steinheim (siehe S. 103—105 von nr. 51) und Offenbach (S. 26 von nr. 51), die wahrscheinlich auch praebasaltisch, möglicherweise auch interbasaltisch ist, und den Floren, die aus den postbasaltischen Braunkohlenflötzen unterhalb Frankfurts gewonnen wurden, zeigt sich, dass ihnen *Frenelites europaeus* Ludwig, *Pinus ludwigi* Schimp, (*oviformis* Ludw.), *Pinus strobus* L. und *Picea latisquamosa* gemeinsam sind“ —

Von den Steinheimer Fossilien kann ungefähr dasselbe gesagt werden wie von der Klärbecken Flora, wozu noch kommt dass die Steinheimer Funde viel weniger reich in Anzahl und Spezies als die Klärbecken-Flora sind.¹⁷⁾ Meiner Meinung nach ist dann auch hier die Fossilführung nichts aussagend über das Alter dieser Schichten. Die Flora von Hainstadt welche nach KINKELIN aus einem 0.6 m starken Braunkohlenflötz in etwa 21 m Teufe stammt, wurde von ihm als altdiluvial bezeichnet, nachdem er diese Schichten vorher als oberpliozän aufgefasst hatte.

SCHOTTLER (nr. 120, S. 96) meint aber, dass diese Pflanzenreste aus dem oberen in der Grube aufgeschlossenen Flöz stammen müssen, weil in etwa 15,65 m Teufe schon die Trappgerölle-führenden Schichten anfangen, welche nach SCHOTTLER, ausgehend von der Prämisse dass es nur einen überall gleichzeitig erfolgten Trappergusz gegeben hat, sicheres Oberpliozän sind, und er glaubt dann auch, dass KINKELIN durch Verwechslung dazu gekommen ist, das ganze Profil von Hainstadt für altdiluvial zu erklären. Diese Annahme wird nach SCHOTTLER durch die Ergebnisse zweier auf der altdiluvialen Terrasse 2800 m und 1200 m südlich vom höchsten Punkt des Katzenbuckels niedergebrachten Bohrlöcher nahegelegt (nr. 120 S. 96). Aus diesen beiden Bohrprofilen ergab sich, dass die unter einer dünnen Hülle von Mainsand anstehenden bunten Tone mit Braunkohle bei 25,0 bzw. 15,75 m unter Tag von unzweifelhaftem Mainkies unterlagert sind. Warum diese Bohrprofile, welche auf eine Oberfläche des Pliozäns in rund 104—108 m N. N. hinweisen, für die Annahme Schottlers sprechen müssen, ist meiner Meinung nach nicht deutlich. Denn es ist nicht einzusehen, warum diese

„oberpliozäne“ Oberfläche hier gerade tischeben sein musz, und nicht beträchtliche Reliefunterschiede haben konnte.

Jedenfalls bin ich ganz der Meinung Schottlers, wenn er im selben Absatze sagt: Freilich ist die Abgrenzung des Diluviums gegen das liegende Oberpliozän hier recht unsicher.

Die Braunkohlen von Seligenstadt, welche wieder in engster Beziehung zu den Trappausbrüchen stehen, sind von KINKELIN als Oberpliozän aufgefasst worden. Auch hier sind der gefundenen Fossilien zu wenige, um etwas Positives aussagen zu können. *Pinus cortesii* Brogn. kann für ein oberpliozänes Alter sprechen, *Pinus montana* aber ziemlich sicher nicht.

Auch einige der von Flach (nr. 15) aus den Tongruben von Höszbach im Aschaffthalbeschriebenen Käferreste kommen in den Braunkohlen von Seligenstadt vor. Aber erstens kann ich diese Käferfauna nicht als altdiluvial betrachten, wie schon im vorigen Kapitel auseinandergesetzt wurde, und zweitens haben diese Käfer als Arten höchstwahrscheinlich zu lange existiert, um als Leitfossilien dienen zu können.

So erscheint es mir denn auch ungerechtfertigt, für die Trappdecke und die praebasaltischen Sedimente, auf Grund dieser Fossilführung, auf ein oberpliozänes Alter zu schlieszen. Sie können meiner Meinung nach sehr wohl jünger sein.

Auch SCHOTTLER empfindet das Unsichere einer Datierung auf Grund dieser Fossilführung, wenn er von den Braunkohlen von Seligenstadt schreibt (S. 96).

„Die spärlichen Angaben genügen nicht, das Alter dieses Braunkohlenlagers fest zu stellen!“ Es ist dann auch wohl ein *circulus vitiosus*, wenn er weiterhin sagt: Vor allem kann man aus ihnen nicht etwa auf ein altdiluviales Alter desselben schlieszen; denn die Sande und Tone, in die das Braunkohlenlager eingebettet ist, stehen in engster Beziehung zu den Trappausbrüchen, die ganz sicher in der Pliozänzeit erfolgt sind. Das heiszt also: Die Trappdecke wurde auf Grund einer Fossilführung der hangenden und liegenden Schichten als Oberpliozän bezeichnet. Nachdem es sich nun aber ergab, dasz diese Fossilführung gar nicht mehr so sicher auf Oberpliozän weist, als KINKELIN seinerzeit meinte, und man eigentlich sagen musz, dasz diese Fossilführung ungenügend ist, um ein genaues Alter dieser Schichten auf sie hin fest zu stellen, hebt SCHOTTLER auf einmal hervor, dasz die auf ungenügende Fossilfunde als Oberpliozän bezeichnete Trappdecke ein sicheres Beweis ist für das oberpliozäne Alter der nichts beweisenden fossilführenden Schichten. Also wird a aus b, und b aus a erklärt. Was wohl keine gute Beweisführung ist.

Das wichtigste Argument aber, das in der Tat gegen die Annahme eines oberpliozänen Alters der Basaltdecke spricht, ist wohl die morphologische Stellung dieser Decke in unserer Landschaft. Wenz hat angenommen dasz die Trappdecke auch einmal den Frankfurter Horst überlagert hat. Das kann mir aber nicht besonders wahrscheinlich vorkommen, und zwar aus den folgenden Gründen:

1°. Wenn diese Wenzsche Annahme richtig wäre, dann würde das bedeuten, dasz eine Heraushebung von rund 130—140 m (wie man aus den Auflagerungsflächen der Corbicula Schichten in Tafel 11, Profil 2 seiner Studie n°. 149 lesen

kann) eine selektive Abtragung von 12—14 m Basalt und 100 m Tertiär über eine Oberfläche von rund 320 K.M.² hervor gerufen hätte.

Nach Wenz würde diese Heraushebung ausschliesslich im Altdiluvium erfolgt sein.

Dazu kommt noch, dass heute von dieser partiellen Heraushebung des Frankfurter Horstes am Plateau Hohe Strasse morphologisch nicht mehr zu sehen ist:

2°. Ich glaube, dass, unter der Annahme solch einer ungeheuren Abtragung überhaupt eine sich auf morphologische Tatsachen stützende altdiluviale oder praediluviale Geschichte der Landschaft, wie sie hier gegeben wird, unmöglich wäre, weil altdiluviale und praediluviale Rumpfflächen und Terrassen schon längst verschwunden sein würden, was doch sicherlich nicht der Fall ist.

Selbst wenn man annimmt, dass diese Heraushebung des Frankfurter Horstes nicht nur im Altdiluvium, sondern auch schon früher und vielleicht grösztenteils schon früher vor sich gegangen war, selbst dann wird die Meinung, dass dieser Horst einmal von einer Basaltdecke überlagert sein würde, eher unwahrscheinlicher als wahrscheinlicher.

3°. Und schliesslich gibt es noch eine Tatsache welche eine solche Auffassung als unmöglich erweist. Am Rande des Plateau's „Hohe Strasse“ in einer Höhenlage von 170—180 m N.N. konnte nord-westlich von Seckbach eine Kinzig-Terrasse festgestellt werden. Auf einer gemeinsamen Exkursion mit Herrn Professor OESTREICH konnten wir, die Felder an der Klingenhardter Strasse entlang absuchend, in der Nähe der Weggabelung bei Heiligenstock, zerstreute grob- und feinkörnige Buntsandsteingerölle und Muschelkalkgerölle feststellen. Also Material, das, weil Lydite und Hornsteine anscheinend fehlten, wahrscheinlich nur von der Kinzig herbeigeführt worden ist.¹⁾

Annehmend, dass seit der Ablagerung dieser Terrassen-Schotter dieser Teil der Landschaft eine Heraushebung mitgemacht hat, welche proportional der Heraushebung des Taunus war, so müssen wir diese Terrasse, wie wir noch näher sehen werde, als etwa alt-mitteldiluvial bezeichnen.

Unter der Annahme dass dieser Teil des Plateau's „Hohe Strasse“ dem Taunus gegenüber in seiner Heraushebung etwas zurück geblieben ist, dann ist diese Terrasse als etwas älter zu betrachten.

Meiner Meinung nach ist deswege auch ein altdiluviales Alter dieser Terrasse nicht ausgeschlossen.

Für die Trappdecke hat diese Terrasse grosse Wichtigkeit, weil sie klar zeigt, dass, bei einem oberpliozänen Alter der Trappdecke, diese Decke niemals den Frankfurter Horst überlagert haben kann; denn es ist sehr unwahrscheinlich, dass am Ende des Oberpliozäns, oder wenn man will am Ende des Altdiluviums diese Trappdecke + x m Tertiär über eine so grosse Oberfläche hin schon abgetragen war. Auch schon teilweiser Ausraum durch direkte Fluszerosion zur Zeit der Ablagerung dieser Terrassenschotter und nachträgliche Abtragung

¹⁾ Dass es sich um auf die Felder gebrachtes Material handeln würde, schien uns nicht wahrscheinlich. Muschelkalkgerölle sind wie doch stets nur in sehr geringem Prozentsatz in die Kiesen vertreten.

der übrigen Teile der Decke auf dem Horst scheint mir unmöglich weil dann auch diese Terrasse, in Anbetracht ihrer Lage hoch über dem Main, nicht mehr bestehen würde.

Betrachtet man nun wieder die von Wenz gegebene Karte der Basaltvorkommen, dabei der Tatsache gedenkend, dass heute morphologisch von einer Bruchstufe des Frankfurter Horstes den übrigen Teilen des Plateau's „Hohe Strasse“ gegenüber nichts zu sehen ist, dann muss man wohl zum Schlusse kommen, dass diese Basaltdecke Hohlformen auffüllend, in zwei Strömen herabgeflossen ist, in einem Strom westlich und in einem Strom östlich vom Frankfurter Horst. Aus der gleichmässigen Dicke der Trappdecke geht wohl hervor, dass der Basalt sich auf einer fast unverschnittenen flachwelligen Oberfläche bewegte.

Wenn nun diese Trappergüsse Täler aufgefüllt haben, so müssen es doch sehr wenig tiefe und sehr breite Täler gewesen sein. Anscheinend herrschte also zur Zeit dieser Trappergüsse tektonische Ruhe, wofür auch die Tatsache spricht, dass der Trapp immer auf den bis jetzt als Oberpliozän aufgefassten Sanden und Tonen ruht und niemals auf älteren Sedimenten. Das letztere kann selbstverständlich auch bedeuten, dass zur Zeit der Trappergüsse die Wetterau senkende Tendenz hatte.

Jedenfalls scheint es so zu sein, dass der westliche Trappstrom ein schon bestehendes Nidda-Talsystem aufgefüllt hat, welches durch starke Akkumulation viel von seiner Tiefe verloren hatte.

Vergleichen wir nun die Höhenlage der Basalte am Rande des Plateau's „Hohe Strasse“ mit der Höhenlage der Terrassen am Taunusrand und derjenige der eben genannten Kinzigterrasse, dann fällt die geringe Höhe der Basalte auf.

Das Anamesitvorkommen von Eckenheim z. B. überlagert die von Wenz als Unterpliozän aufgefassten Sande in rund 130 m Höhe. Bei Bruchköbel liegen die Reste der Decke in rund 150 m. Einfach der Höhenlage nach, weil sie 35—40 m und 50 m über den Main liegen, müssten die Trappvorkommen ungefähr mitteldiluvialen Alters sein. Nimmt man an, dass nachträgliche Senkung hier noch eine Rolle gespielt hat und der Frankfurter Horst sich also nach Ablagerung der zwei Trappströme noch einige Meter relativ gehoben hat, diesen zwei Trappgebieten gegenüber, was meiner Meinung nach nicht ausgeschlossen ist, dann wäre ein altmittel-diluviales Alter dieser beiden Decken wahrscheinlich.

Jedenfalls kann man also sagen: die Trappdecke ist älter als die Terrassen, welche am Taunusrande in gleicher relativen Höhe liegen, oder höchstens gleichaltrig mit diesen Terrassen.

Und jedenfalls ist die Trappdecke jünger als die eben erwähnte Kinzigterrasse. Denn war das nicht der Fall, dann wäre nicht einzusehen, warum die Trappströme, welche solche ausgedehnte Gebiete bei Hanau, Wilhelmsbad und Frankfurt-Luisa bedeckt haben, diese so nahe gelegene Terrasse freigelassen haben sollten. Und Bedeckung und nachträgliche Abtragung der Basalte auf dem ganzen Frankfurter Horste ist, wie wir schon gesehen haben, auch nicht an zu nehmen.

Nach dem Nachweis, dass die Trappdecke, ziemlich sicher kein oberpli-

ozänes Alter haben kann, konnte sich beim Durchlesen der Argumente, welche ein diluviales Alter zu beweisen scheinen, noch die Frage aufdrängen: Gibt es keine Argumente, welche für ein prae-oberpliozänes Alter dieser Decke sprechen können?

Schon Wenz (nr. 149) hat in 1914 die Meinung verteidigt, dass die Trappdecke unterpliozän sei, und kürzlich hat Hummel versucht, in einer ausführlichen Behandlung ein obermiozänes Alter der Decke nachzuweisen (nr. 41 S. 186 ff.). Hummel gründet diese Anschauung auf die folgenden Tatsachen:

1°. Auf die unsicheren stratigraphischen Verhältnisse am Katzenbuckel bei Hainstadt.

Ergibt die Meinungen der verschiedenen Autoren KINKELIN, von Reinach und SCHOTTLER darüber wieder und aus deren Meinungsverschiedenheit konkludiert er, ohne das Problem selbst, wesentlich zu betrachten, dass die Beziehung, in der die fossilführenden Schichten zu der Trappdecke stehen, keineswegs sicher erkannt ist.

2°. Auf die Unsicherheit der stratigraphischen Verhältnisse im Liegenden des Steinheimer Trapps.

Er lehnt die Ansicht KINKELINS, dass oberpliozäne Schichten noch im Liegenden des Trapps vorhanden sein sollten, ab und ist auch der Meinung, dass die Fossilarmut dieser Sande und Tone im Liegenden des Trapps eine genaue Ermittlung des Alters dieser Schichten unmöglich macht (S. 187).

Es ist dann aber befremdend, wenn er noch auf der selben Seite sich wieder auf eine Fossilführung beruft, um zu beweisen, dass diese Schichten sicher nicht Oberpliozän sein können.

Er erinnert hier nämlich an die Tatsache, dass von Reinach in seinen Erläuterungen zu Blatt Hanau der Pr. Geol. Spez. Karte (1 : 25000) die Funde von Laurinium-Hölzern und Stammstücken von Caesalpinaceen aus einer zwischen-basaltischen Tonlage bei Dietesheim erwähnt, und zitiert was von Reinach darüber gesagt hat: „Der Bau der überwiegenden Hölzer setzt ein recht warmes Klima voraus.“ Deshalb rechnete von Reinach diese Schichten noch zum Untermiocän. Nun, so verfolgt HUMMEL weiter, sind nach Wenz diese Schichten praebasaltisch, aber sie beweisen dann jedenfalls (sofern diesen Holzresten überhaupt ein stratigraphischer Wert zu kennen ist), dass die unmittelbar unter den Trapp liegenden Schichten nicht oberpliozän sein können.

Dazu ist zu bemerken, dass diese Beweisführung etwas unklar und willkürlich ist, sofern er die von KINKELIN gegebene Deutung von dessen Fossilfunden bestreitet, um die von von Reinach erwähnten und gedeuteten Holzreste aber stratigraphisch zu verwerten.

Warum das Liegende des Trapps, jedenfalls nicht oberpliozän sein kann, ist nicht deutlich, weil HUMMEL selbst darauf anspielt, dass den von von Reinach erwähnten Holzstücken kein voller stratigraphischer Wert zu rechnen sei. Schliesslich sei hier noch an die Tatsache erinnert, dass meiner Meinung nach, zur Oberpliozänzeit noch sehr wohl Relikte eines warmen Klima's in diesem

Gebiet (einem der schönsten und wärmsten Deutschlands) leben konnten.

Ausßerdem würde der Nachweis eines miozänen (oder unterpliozänen) Alters der Liegendschichten das oberpliozäne Alter der Trappdecke selbst noch nicht unbedingt widerlegen, was auch HUMMEL hervor hebt.

3°. Ein viel stärkeres Argument gegen ein oberpliozänes Alter der Trappdecke findet HUMMEL in der Tatsache, dasz, wie WENZ erwähnt, (nr. 155) am Rande der Steinheimer Decke eine bauxitische Zersetzung des Trapps zu beobachten ist. Auch WENZ erblickt hierin einen Grund zur Annahme, dasz auch der Trappdecke im Untermaintal ein unterpliozänes Alter zukommen musz; denn bei den klimatischen Verhältnissen des „Oberpliozäns“, die nach der Flora zu urteilen kaum wesentlich von den heutigen verschieden waren, muszte man (nach WENZ) eine tonige, nicht eine bauxitische Verwitterung erwarten.

Dieses Argument würde sicherlich sehr wichtig sein, wäre es nicht eine nicht zu leugnende Tatsache, dasz wie schon bemerkt wurde, unsere Kenntnisse der rezenten und fossilen Verwitterungsvorgänge noch sehr in statu nascendi sind.

Erstens wissen wir über die heutzutage zu beobachtenden Verwitterungserscheinungen noch sehr wenig und zweitens genügt unsere Kenntniss der jetzt herrschenden Verwitterungsvorgänge keineswegs, um als Ausgangspunkt für die Erklärung der bodenkundlichen Erscheinungen in der geologischen Vergangenheit zu dienen (HARRASSOWITZ nr. 29 S. 125).

Ausßerdem gebraucht man, wenn man über fossile Verwitterungsrinden reden will, wiederum erst andere Argumente (stratigraphische, palaeontologische, morphologische u.s.w.), um ein genaues Alter einer solchen Verwitterungsrinde zu ermitteln, und nun hat H. L. F. MEYER in 1916 (nr. 74 S. 193 ff.) gerade die Basalte des Vogelsbergs angeführt, um das Alter der Bauxitverwitterungsrinde festzustellen. Auf S. 229 (nr. 74) sagt er nämlich: „In der auf den Ausbruch der Basalte folgenden Zeit, die auf spätes Obermiozän oder Pliozän festzusetzen ist, hat jedenfalls eine Hydratbildung stattgefunden, als deren Zeichen wir die chemisch genau bekannten weissen Bauxite zu deuten haben.“

Auf S. 229—230: Bauxite sind als Gerölle weit im Vogelsberge verbreitet und finden sich vor allen Dingen dem obersten Diluvium in grosser Zahl beigemengt. Ihre Altersbestimmung ergibt sich daraus, dasz sie als Gerölle im Liegenden der Wetterauer oberpliozänen Braunkohlen vorkommen, die im Hangenden der jüngsten Basalte auftreten.

Auf S. 231: Dasz starke Abtragungen möglich waren, zeigen die zahlreichen Bauxit- (und Eisenstein) gerölle, die offenbar die oberpliozäne Abtragungsfläche des westlichen Vogelsbergs bezeichnen.

Nach MEYER ist also diese Verwitterungsrinde, als etwa dem ganzen Pliozän angehörig zu betrachten.

Es wäre dann auch ein *circulus vitiosus*, wenn man erst das Alter dieser Verwitterungsrinde aus dem Alter der Basalt- (bzw. Trapp-) - Decke ermitteln wollte und dann wieder das Alter der Trappdecke [Siehe WENZ nr. 155 S. 219] aus dem Charakter der Verwitterungsrinde.

Meiner Meinung nach hat man sich, ausgehend von einer zu einfachen

Parallellisierung der verschiedenen Verwitterungsrinden mit Perioden der jüngsten geologischen Geschichte, eine unrichtige Vorstellung, jedenfalls eine ungenaue Vorstellung von den Einflüssen der klimatologischen Verhältnisse auf die Verwitterung gebildet.

Wenn es sich jetzt immer mehr ergibt, dasz diese Verhältnisse viel komplizierter sind als man anfänglich dachte, so meine ich, dasz man gewisz sich fragen darf, ob nicht unter Umständen auch noch in Abschnitten der Diluvialzeit eine Bauxit- (bzw. Laterit-) Verwitterung möglich war.

Gerade die unsichere Stellung z.b. des Trapps des Katzenbuckels, wo auch die Bauxit-Verwitterung festgestellt ist, und die Tatsache, dasz in der nördlichen Tongrube von Hoesbach im Aschafftal in etwa 15 m—20 m rel. Höhe über die Aschaff eine mächtige Lateritrinde vorhanden ist, während gleichzeitig in diesem Tale sicherlich diluviale Terrassen in 60—80 und mehr m relativer Höhe vorkommen, veranlassen mich auf das Unsichere einer Altersbestimmung nur auf Grund einer Verwitterungsrinde hin zu weisen. Erst sehr genaue Untersuchungen aller Vorkommen mit Diskutierung aller möglichen stratigraphischen, morphologischen und palaeontologischen Argumente werden entscheiden können, ob überhaupt eine bestimmte Verwitterungsrinde als Argument für die Feststellung einer bestimmten geologischen Periode dienen kann.

Deswegen kann ich heute die von WENZ und HUMMEL angeführten Tatsachen, wie wichtig sie übrigens auch sein mögen, nicht als beweisend für ein bestimmtes Alter der Trappdecke annehmen.

4. Das vierte Argument, das nach HUMMEL gegen ein oberpliozänes Alter der Decke spricht, ist die Tatsache, dasz die morphologischen Verhältnisse es nicht wahrscheinlich machen, dasz die Wetterauer Trappdecke wesentlich jünger ist als die Hauptmasse der Vogelsbergbasalte. Er meint, wenn in der Wetterau noch ganz junge (oberpliozäne) Ergüsse stattgefunden haben würden, so hätte das Gewässernetz dadurch wesentlich beeinflusst werden müssen, weil die Flüsse der plötzlichen Aufschüttung harter Gesteinsmassen nicht gewachsen sind. Die Entwässerungslinien wären an den Rand der Trappdecke gedrängt worden. Hierzu ist folgendes zu bemerken:

Dasz erstens die Flusrichtung viel mehr eine Funktion von dem Betrag der Heraushebung der verschiedenen Teile der Landschaft ist, als eine solche der Härte des Gesteins.

Est ist dann auch meiner Meinung nach sehr wohl möglich, dasz es ungefähr gleichzeitig mit den Trappergüssen Faktoren gegeben hat, welche die Flüsse veranlaszt haben ihr bisheriges Bett zu behalten.

Ohne weiteres kann man sicherlich nicht sagen, dasz Basaltergüsse das Bestreben haben, die Entwässerung abzudrängen. Wohl vielleicht für eine sehr kurze Zeit, aber sicher nicht permanent.

Zweitens sind Fluszverlegungen gar nicht notwendig, wenn man annimmt, wie ich schon auseinandergesetzt habe, dasz die Trappdecke nicht die ganze Wetterau überlagert hat, sondern in 2 breiten Strömen getrennt durch ein basaltfreies Gebiet zur Ablagerung gekommen ist. Das morphologische Argument HUMMELS stützt sich vor allen Dingen auf die Richtung des Niddatalsystems. Meiner

Meinung nach müssen, auch noch nach Ablagerung des Trapps in einem schon bestehenden, sei es auch sehr untiefen Talsystem der Nidda, dieses Tal und seine Nebentäler noch der für den Wassertransport angewiesene Weg gewesen sein.

Dasz unter derartigen Verhältnissen die Nidda und ihre Seitenbäche eine gewisse Abhängigkeit von der Abdachung der Basaltmassen zeigen, ist klar, weil auch die Basaltmassen in ihrer Abdachung wieder von den prae-basaltischen Flüssen abhängig waren. Dasz andererseits aber die Nidda und ihre Nebenflüsse horizontal erodierend stellenweise ihr Bett ausserhalb der Basaltzone verlegt haben, braucht uns nicht zu befremden. Die Abhängigkeit des Gewässernetzes von den Basaltdecken, kann ich nicht, wie HUMMEL es tut, als einen Beweis für ein prae-oberpliozänes Alter der Trappdecke betrachten. Sowohl die heutige Nidda und ihre Nebenflüsse als auch der westliche Trappstrom zeigen ihre Abhängigkeit von dem prae-basaltischen Flusssystem. Die Basaltergüsse haben auf das Gewässernetz der Nidda nur wenig oder gar keinen Einfluss gehabt. Der Charakter dieses Gewässernetzes braucht dann auch nicht für ein prae-oberpliozänes und gegen ein oberpliozänes oder diluviales Alter der Trappdecke zu sprechen.

Der Inhalt dieses Kapitels kann zum Schlusz folgenderweise zusammengefasst werden.

1°. Aus tektonischen Gründen ist ein oberpliozänes Alter der postbasaltischen kalkfreien Sedimente im Luisa-Flörsheimer Becken unwahrscheinlich, weil erstens es nicht wahrscheinlich ist, dasz in einer Periode starker Einebnung, wie die Pliozänzeit doch eine war, noch Senkungen von 100—150 m statt fanden und weil zweitens es nicht an zu nehmen ist, dasz in einer Periode mit starken Schollenbewegungen, wie die Diluvialzeit eine war, im Luisa-Flörsheimer Becken nur 10—15 m Diluvium abgelagert sein sollte, während in der Heidelberger Gegend zu dieser Zeit eine Senkung des Oberrheingrabens von ungefähr 400 m. statt fand.

2°. Die Annahme, dasz das Oberpliozän nach oben hin einen lithologisch deutlich charakterisierten Horizont darstellen würde, hat sich als unrichtig ergeben. Die meisten der sehr zahlreichen Pliozänkartierungen, welche nur auf Grund der lithologischen Beschaffenheit des Materials geschehen sind, konnten wieder gestrichen werden. Es handelte sich meistens um diluviale Bildungen.

3°. Daher ist auch die Ansicht KINKELINS von einer typischen Pliozänverwitterung, welche nicht mehr im Diluvium vorkommen würde, unannehmbar.

4°. Auch die Fossilien der bis jetzt als Oberpliozän angesehenen Ablagerungen im Luisa-Flörsheimer Becken haben vielmehr einen diluvialen Charakter, wenn auch mit zum Teil noch deutlichen pliozänen Zügen.

5°. Aus diesen Gründen ist ein diluviales Alter der postbasaltischen Sedimente im Luisa-Flörsheimer Becken wahrscheinlich.

6°. Was das Alter der Trappdecke anbelangt, so ist ein oberpliozänes Alter dieser Decke in der Umgebung von Frankfurt sehr unwahrscheinlich.

7°. Die Beweise, welche HUMMEL für ein obermiozänes Alter der Decke beibringt, sind nicht zwingend.

8°. Vielmehr scheinen mir die morphologischen Argumente auf ein altmitteldiluviales Alter der Trappdecke hin zu weisen.

KAPITEL 4.

DIE FLUSZTERRASSEN.

EINIGE ALLGEMEINE BEMERKUNGEN.

DIE GRUPPIERUNG DER TERRASSEN.

DAS ALTER DER TERRASSEN.

Das Studium der Talterrassen ist vor allen Dingen das Angewiesene, um uns ein Bild zu geben der in der Gliederung und Verbreitung dieser Terrassen zum Ausdruck kommenden tektonischen Verhältnisse der jüngsten geologischen Perioden.

In dieser Hinsicht ist das Mainzer Becken, wo die tektonischen Bewegungen der Diluvialzeit eine so grosse Rolle gespielt haben, für diese Terrassenstudien wohl von besonderem Interesse.

Ohne die grundlegenden Arbeiten von KAYSER, PHILIPPSON, OESTREICH, MORDZIOL u. a. über das Rheintal im Rheinischen Schiefergebirge und die Schrepfersche Arbeit über das Mainviereck wäre, diese Arbeit unmöglich gewesen.

Aber dennoch, trotz dieser und vieler anderer tüchtiger Vorstudien, waren viele Probleme ungelöst geblieben, und war in vielen Fällen ein Ignorabimus ausgesprochen worden.

Diese Arbeit will dazu beitragen, die alten Probleme ihrer Lösung entgegen zu führen, wobei allerdings neue Probleme aufgerollt werden.

Mit Hettner (nr. 36) kann man 3 Terrassenarten unterscheiden; nämlich Erosionsterrassen, Denudationsterrassen und Schotterterrassen. Vor allem ist es notwendig, den Erosionsterrassen und Schotterterrassen eine ausführliche Behandlung zu widmen, während die Denudationsterrassen in diesem Kapitel nur nebenbei erwähnt werden, so fern sie für die Morphologie wichtig sind.

Untersucht wurden die Terrassen des Maintals von der Gegend von Miltenberg—Wörth an bis zum Rhein, und die Terrassen der Nebenflüsse Mümling Gersprenz, Aschaff und Kahl.

Auch die Wetterau und das Niddatal wurden an verschiedenen Stellen untersucht. Diese Gegend wird aber, weil die mir bekannten Tatsachen für eine streng systematische Behandlung nicht ausreichen, nicht einer speziellen Beschreibung unterworfen. Sie bildet ein Studiengebiet für sich und wird nur,

vom Standpunkt der Betrachtung der umliegenden Gebiete aus, in das Schema der Genese der Landschaft eingepasst.

Anschließend an die Terrassenbeschreibung des Aschaff- und Kahltales können einige vergleichende Bemerkungen über die Morphologie des Kinzigtales (nr. 144) gemacht werden.

Die Gruppierung der Terrassen.

Eine logische Gruppierung der Terrassen, in einem so ausgedehnten und morphologisch-tektonisch so heterogenen Gebiet, wie das unsere, bringt selbstverständlich grosse Schwierigkeiten mit sich.

Die tektonischen Sonderbewegungen, die ihren gegenwärtigen Ausdruck finden in einerseits der Spessart-Odenwald Scholle, andererseits der Wetterau und dem Taunus, und dazwischen noch den besonderen Senken des Beckens, als Elemente unserer Landschaft, machen eine regelmässige Verfolgung der Terrassen unmöglich. Eine Terrasse, welche hier in 230 m NN liegt, kann vielleicht dort tief unter jüngeren Aufschüttungen begraben sein, um an einer dritten Stelle vielleicht wieder in 270 m N.N. auf zu treten. Mit allen diesen Möglichkeiten ist zu rechnen, und die grossen Lücken, die durch tektonische und erosive Ursachen im Terrassenverlauf entstanden sind, bringen denn auch ein stark spekulatives Element in eine, die Verbindung der verschiedenen Einzelheiten versuchende Terrassengliederung.

Ausgehend vom Mainviereck will ich anfangen mich an die von SCHREPFFER (nr. 124) gegebene Terrasseneinteilung an zu schliessen, um später seine nur für die Spessart-Odenwald-Scholle zutreffenden Namengebungen der verschiedenen Terrassengrupen durch mehr allgemeine Bezeichnungen zu ersetzen.

SCHREPFFER hat schon eine teilweise Parallelisierung der Mainterrassen mit denjenigen des Rheingengtals versucht. Auch ich werde hier versuchen, diese Parallelisierung weiter aus zu bauen.

In einigen Punkten bin ich jedoch von der Schrepfferschen Terrassengliederung abgewichen, in so fern es sich ergab, dass das Verhältnis — Aufschüttungsterrasse-Felsterrasse — im Mainzer Becken komplizierter war als im Main-Engtal, und in sofern die in + (75—85) m liegenden Terrassen, welche im Mainviereck kaum vorhanden sind, sich für das Mainzer Becken als wichtiger ergeben haben.

Weiter konnte ich der Schrepfferschen Gruppierung noch eine höhere Terrassengruppe in rund 160—180 m relativer Höhe hinzufügen.

Neben der Schrepfferschen, sind die verschiedenen Einteilungen der Hessischen und Preussischen geologischen Spezialkarten (1: 25000), und die von HENKEL (nr. 37), gegebene Einteilung berücksichtigt worden.

So lassen die verschiedenen Terrassen des Maintales, ausgehend vom Mainviereck, sich folgenderweise gruppieren.

- | | | | |
|------|------------|---|--------------------------|
| I. | Gruppe der | + | (160—180) m-Terrassen. |
| II. | „ | „ | + (120—140) m- „ |
| III. | „ | „ | + (+90—110) m- „ |
| IV. | „ | „ | + (75—85) m- „ |
| V. | „ | „ | + (50—60) m- „ |

Diese relativen Höhenzahlen stimmen, wie gesagt, nur für den Spessart und das Odenwald.

SCHREPFER gab nun für die tieferen Terrassen noch die folgende Einteilung:

- Die 35 m-Terrasse.
- Die 20 m-Terrasse.
- Die 8—12 m-Terrasse.
- Die 4—6 m-Terrasse.

Die letzten drei Terrassen betrachtet SCHREPFER als die Terrassen der Talaufschüttung.

HENKEL (nr. 37) lässt seine untersten Felsterrassen in etwa 25—30 m relativer Höhe anfangen. Auch SCHREPFER erwähnt, dass zwischen Marktheidenfeld und Miltenberg die höchste Aufschüttungsterrasse eine relative Höhe von 25 m erreicht.

Nun ist es gerade diese Talaufschüttung, welche eine genaue Gliederung der tieferen Terrassen des Maintales in der Umgebung des Mainzer Beckens so schwierig macht.

Denn es ist klar, dass ein akkumulierender Fluss, der Schotter, Sande und Tone ablagernd, in seinen eigenen Aufschüttungen hin und her pendelt, ein Gefälle hat, das viel kleiner ist als das von einem vertikal erodierenden Fluss, wie es z.B. der heutige Main ist.

Es ist also notwendig, dass die Talaufschüttung, wovon wir die Reste zwischen Marktheidenfeld und Miltenberg noch bis einer relativen Höhe von rund 25 m finden, weiter Main-abwärts in allmählich grösser werdender relativer Höhe vorkommen muss.

Dazu kommen noch die Fragen: 1^o. Ist die + 25 m-Höhe zwischen Marktheidenfeld und Miltenberg die maximale Höhe dieser Aufschüttung zwischen diesen zwei Ortschaften gewesen, oder hat sie mit ihrer Oberfläche vielleicht einmal noch viel höher gelegen und ist sie nachträglich bis 25 m relativer Höhe abgetragen worden? 2^o. Sind die in +(25—35) m liegenden Felsterrassen als ursprüngliche Felsterrassen zu betrachten, oder sind sie zur Zeit der Talaufschüttung von dem hin und her pendelnden Fluss in den Talhängen ausgeräumert worden; m.a.W.: Hat der Main nach Ausbildung dieser Terrassen in diesem Teil des Tales sein Felsbett noch vertieft oder hat er nur einen Teil seiner eigenen Aufschüttungen ausgeräumt?

Bevor auf die Einteilung der tieferen Terrassen des Mains näher eingegangen wird, muss erst versucht werden, auf diese Fragen eine Antwort zu geben.

SCHREPFER, obwohl selbst auf diese Fragen nicht eingehend, erwähnt schon einige Tatsachen, welche es nicht unwahrscheinlich machen, dass diese Talauffüllung in der Gegend von Miltenberg eine relative Höhe von rund 45 m (170 m NN) erreicht hat. Auf S. 27 seiner Studie über das Mainviereck (nr. 124) gibt er nämlich eine Uebersicht von den Schottermassen, welche bei der Einmündung der Seitenbäche in das Haupttal zur Ablagerung gekommen sind.

Er rechnet diese Aufschotterungen zu den Ablagerungen der Hochterrassenzeit, verknüpft sie also sehr eng mit seiner höchsten Terrasse der Talauffüllung (+ 25 m)

So erwähnt er z.B. eine 20 m mächtige Schotterpackung bei Lohr welche bis + 38 m reicht. Weiter sind zwischen Wertheim und Miltenberg Aufschüttungen von Buntsandsteinschotter bis + (35—40) m vorhanden. Als etwas älter betrachtet er die 30 m mächtigen geschichteten glimmerreichen Sande an der Erfbach-Mündung, welche am Wege von Burgstadt zum Ringwall 40—70 m über den Main anstehen.

Weiter weist er noch auf die gewaltigen Aufschüttungen in der Weitung des Unteren Heubachtales hin. Sie sind hier maximal 50 m mächtig und lassen sich als eine bis 100 m breite Terrasse am östlichen Hang in etwa 175 m bis zum Engelsberg verfolgen. Er deutet diese Ablagerungen als Bergsturz-Material, das aus der weiten Hangnische westlich der Heuneschlüssel niedergegangen ist, den Heubach dabei aufstaute und zur Umlagerung des Hemmnisses gezwungen hat. Diese Erklärung kann mir aber nicht völlig befriedigend vorkommen. Sicherlich ist ein Teil dieses Materials von Wildbächen herbeigeführt worden, nämlich die groben kantengerundeten Buntsandstein-Blöcke und -Schotter; der grösste Teil dieser Ablagerungen besteht aber aus feineren und gröberen, schön geschichteten Sanden, welche sicher unter viel ruhigeren Verhältnissen abgelagert sind, als bei Wildbächen der Fall ist. Ablagerung in einer verhältnismässig ruhigen Umgebung ist aber allein denkbar, wenn man annimmt, dass das Gefälle des Heubaches gering war, dass also der Main hier sein Bett bis etwa 165 mNN (rel. Höhe 40 m) aufgefüllt hat. Diese Annahme wird meiner Meinung nach bestätigt durch die verschiedenen anderen, von SCHREPFER erwähnten Tatsachen, denn es kann mir nicht gut möglich vorkommen, dass in diesem verhältnismässig schmalen Tal wie es das Maintal in diesem Gebiet doch ist, die Seitenbäche gelegentlich ihr Tal 20—30 m höher aufgefüllt haben sollten, als das Haupttal aufgefüllt war. Wohl haben Maingerölle in diesen Aufschotterungen weder von SCHREPFER noch von mir nachgewiesen werden können, aber das Fehlen dieser Gerölle braucht uns, weil ihrer Lage nach alle diese Schottervorkommen nur von Seitenbächen herbeigeführt sind, nicht zu befremden.

Umgekehrt wird wohl die Annahme, dass das Maintal in der Miltenberger Gegend einmal bis 165—170 m N.N. aufgefüllt gewesen ist, wahrscheinlich gemacht durch die Aufschüttungs-Verhältnisse des Mainzer Beckens. Was im Engtal ausgeräumt ist, ist im Becken noch vorhanden. Hier sehen wir die Sande und Schotter vom Main und seinen Nebenflüssen im Zentrum (also da, wo die Aufschüttung unter diesen Verhältnissen den peripherischen Teilen des Beckens gegenüber am geringsten war) noch in einer Höhe von zirka 145 m N.N. vorhanden.

Unter der Annahme dass diese Aufschüttung fluszabwärts allmählich an relativer Höhe zunimmt und dass das Flussgefälle etwa die Hälfte des Gefälles des heutigen Mains war, dann muss bei einer Talauffüllung bei Miltenberg bis etwa 165 m (Niveau des heutigen Flussspiegels 124 m) diese Auffüllung im Becken eine absolute Höhe von rund 152 m erreicht haben (Niveau des heutigen Flussspiegels bei Frankfurt 95 m). Das stimmt also, wenn man annimmt, dass die restierenden

5—10 m dieses lockeren Materials von Wind und Flüssen abgetragen sind.

In den randlichen Teilen des Beckens haben selbstverständlich die Schuttkegel der Seitenbäche eine viel grözere Höhe als 150 m erreicht. Die Schuttkegel der kleinen Spessartbäche zwischen Klein Ostheim und Alzenau liegen z.B. bis in einer Höhe von 200 m N.N. Die morphologisch so schöne Terrasse, auf der das Dorf Wasserlos erbaut ist, liegt in etwa 170—180 m (fig. 5) und dieselbe Höhe erreichen einige Schuttkegel am nördlichen Rande des Odenwaldes.

So sind in allen Teilen des Beckens und in den Tälern der Nebenflüsse mehr oder weniger beträchtliche Reste dieser groszen Aufschüttung vorhanden, welche bei der speziellen Beschreibung der Flusztterrassen noch in ihrem regionalen Vorkommen beschrieben werden sollen.

Um auf die Gliederung der Terrassen zurück zu kommen, ist meiner Meinung nach die Schrepfersche Einteilung der untersten vier Terrassen als richtig und *cum grano salis* auch für das Becken als brauchbar zu betrachten. Nur seine Unterscheidung zwischen Felsterrassen und Aufschüttungsterrassen scheint mir etwas zu scharf zu sein.

Das Verhältnis Felsterrassen-Aufschüttungsterrassen, lässt sich meiner Meinung nach am Besten folgenderweise charakterisieren: „Die Reste dieser Talauffüllung, welche im Main-Engtal zwischen Marktheidenfeld und Miltenberg als regelmäszig vorkommende Aufschüttungsterrassen in rund 20—25 m über den Main vorkommen, und welche in diesem Gebiet ausserdem noch durch einige relativ höhere Schottervorkommen vertreten sind, sind im Mainzer Bechen in viel grözterer Verbreitung und in einer relativ viel grözeren Höhe (in den zentralen Teilen des Beckens bis 40—45 m über dem heutigen Fluszspegel) noch vorhanden. Diese Reakkumulation in den Tälern des Mains und seiner Nebenflüsse ist entstanden, nachdem diese Täler ihre gegenwärtige Gestalt schon nahezu erreicht hatten. Wir werden nicht zu viel fehl gehen, wenn wir sagen, dasz zur Mitteldiluvialzeit die Gestalt der Täler schon ungefähr der heutigen entsprach, wozu dann noch zu bemerken ist, dasz diese Täler am Anfang des Mitteldiluviums noch erheblich tiefer waren als heute der Fall ist, weil die gegenwärtigen Flüsse ihre Talauffüllung noch lange nicht durchsunken haben. So erwähnt Völker (nr. 144 S. 40), dasz z. B. bei einer Bohrung bei Höchst im Kinzigtal in einer Tiefe von 29,2 m unter dem Fluszspegel die diluvialen Ablagerungen noch nicht durchsunken waren. Aehnliche Erfahrungen wurde bei der Anlage des Erbacher Sportparks im Mümlingtal gemacht. Durch diese Reakkumulation wurden das Mainzer Becken und die Täler bis ungefähr 40—50 m über den heutigen Fluszspegel aufgefüllt. Diese Auffüllung der Täler wird einmal schneller, dann wieder langsamer vor sich gegangen sein ja, höchstwahrscheinlich wird es Perioden gegeben haben, in denen die Akkumulation gar keine Fortschritte machte. In solchen Perioden pendelte der Fluss im selben Niveau hin und her, er akkumulierte nicht oder sehr wenig, vertikale Erosion fehlte, die horizontale Erosion war aber sehr stark. Bei einer derartigen horizontalen Erosion ist es sehr gut möglich, dasz der längere Zeit hin und her pendelnde Fluss die Talwand anschneiden und sich sogar an verschiedenen Stellen ein Felsbett auspräparieren kann¹⁸⁾. Wenn dann wieder eine Periode starker Akkumu-

lation eintritt, wird auch diese Felsterrasse von Sand und Schottern bedeckt. Nachdem diese Akkumulation ihre maximale Höhe erreicht hat, folgt wieder eine phasenhafte Zerschneidung dieser Sedimente, wobei wieder die Möglichkeit da ist, dasz neue Ausschneideleisten in der Felswand des Tales gebildet worden. So können Felsterrassen und Akkumulationsterrassen im selben Niveau neben einander auftreten, ohne dasz ein derartiges Zusammentreffen der Erscheinungen ein Beweis für partielle tektonische Bewegungen zu sein braucht. So tritt z. B. im Mainzer Becken die 35 m-Terrasse hauptsächlich als Schotterterrasse auf, um aber doch bei Klein-Ostheim als Felsterrasse entwickelt zu sein.

Im Mainengtal ist das Umgekehrte der Fall; hier ist die 35 m-Terrasse meistens als Felsterrasse entwickelt, während Schotterterrassen in diesem Niveau weniger auftreten.

Sehr instruktiv sind in dieser Hinsicht die Verhältnisse bei Sulzbach. Hier ist die 35 m-Terrasse als eine Felsterrasse entwickelt, deren Sockelfläche den Main um 30 m überragt, während auf der anderen Talseite von Trennfurt an diese Terrasse nur als Aufschüttungsterrasse entwickelt ist. Die auf S. 34 seiner Studie nr. 124 von SCHREPFER für diese Erscheinung gegebene Erklärung, in der sie als Beweis für lokale tektonische Bewegungen angenommen wird, scheint mir nicht zwingend zu sein.

Auch die 20 m-Terrasse ist als Felsterrasse und als Schotterterrasse entwickelt. Im unteren Maintal ist nur das letztere der Fall aber weiter stromaufwärts südlich von Karlstadt erwähnt HENKEL (nr. 37), dasz seine unterste Felsterrasse den Main um 17 m überragt. Ihrer Höhenlage nach gehört diese Terrasse dem 20 m-Terrassenniveau zu.

Eine Antwort geben auf die Frage: Wie verhalten sich Aufschüttungs- und Felsterrassen? bedeutet gleichzeitig eine Antwort geben auf die zweite gestellte Frage: Hat der Main nach Ausbildung der 35 m-Terrasse sein Felsbett noch vertieft, oder hat er nur einen Teil seiner eigenen Aufschüttungen ausgeräumt? — Ich betrachte in diesem Fall die relative Höhenlage der Terrassen als maßgebend für eine Terrasseneinteilung und nicht die Tatsache, ob eine Terrasse als Felsterrasse oder als Aufschüttungsterrasse auftritt. Die Felsterrassen, welche in + 20 m bei Karlstadt und in + 35 m bei Neuendorf auftreten, sind nicht gleichaltrig mit einander, weil sie beide als Felsterrassen auftreten, sondern sie sind ihrer relativen Höhenlage nach verschiedenaltrig, aber gleichaltrig mit den in gleicher relativer Höhe liegenden Aufschüttungsterrassen der nächsten Umgebung ¹⁹⁾.

Wenn wir nun sehen, dasz im Mainzer Becken die 35 m-Terrasse fast nur als Aufschüttungsterrasse auftritt, ist damit gleichzeitig bewiesen, dasz die Felsterrassen dieses Niveau's Ausschneideleisten sind, und also erst zur Zeit der Reakkumulation oder zur Zeit der Ausräumung dieser Talauffüllung entstanden sein können und dasz sie sicher nicht älter als diese Talauffüllung sind.

Das Alter der Terrassen.

Anschließend an eine Einteilung der Terrassen des Mains möge hier über das Alter dieser Terrassen Näheres gesagt werden. Das Wichtigste, was SCHREP-

FER über das Alter seiner verschiedenen Terrassengruppen erwähnt, ist sicher wohl die Tatsache, dass er seine 100 m-Terrasse, welche also in z. a. 95—110 m relativer Höhe den Fluss begleitet, als Hauptterrasse des Mains aufgefasst hat.

Er stützt diese Ansicht auf die grosse morphologische Aehnlichkeit der 100 m-Terrasse mit den Rheinischen Hauptterrassen. Ueber das Alter der höheren Schottervorkommen, welche u. a. bei Obernburg und Grosz Heubach in + (135—150) m liegen, hat er sich nicht ausgesprochen.

Schuster dagegen meint, dass diese 100 m-Terrassen sicher Pliozän seien, weil sie höher liegen als die pliozänen Tone von Wernteld (nr. 126 S. 152). Damit würde also ein oberpliozänes Alter meiner 120—140 m- und 160—180 m-Terrassengruppen bewiesen sein, wäre es nicht der Fall, dass diese Tone wieder nur auf grund der lithologischen Beschaffenheit als Pliozän bestimmt worden sind, welche Bestimmung ich nicht für zwingend ansehen kann. Vielmehr glaube ich, dass die 120—140 m-Terrassengruppe ebenfalls noch altdiluvialen Alters und der Patersberger Stufe des Rheintals gleich zu setzen ist. Was die 160—180 m-Terrassengruppe anbelangt, so ist es auch meine Meinung, dass diese Terrassengruppe ein oberpliozänes Alter hat. Die Gründe, welche mich zu dieser Annahme führen, sind die folgenden;

1°. Die Höhenlage dieser Terrassen. Im nördlichen Odenwald liegen diese Terrassen in 275—295 m N. N. Es sind die höchsten bis jetzt bekannten Mainterrassen. Wohl liegen diese Terrassen, ein Flussgefälle halb so gross wie das des heutigen Mains vorausgesetzt, im Vergleich zu den oberpliozänen Terrassen des Rheingtals etwas zu niedrig. Aber das würde nur darauf hin deuten dass die Odenwald-Spessart Scholle seit dem Oberpliozän rund 25 m weniger gehoben worden ist, als dieser Teil des Rheinischen Schiefergebirges, gegen welche Annahme übrigens nichts spricht.

2°. Zu dieser Terrassengruppe gehören zwei Mainschotter tragende Terrassen, welche ziemlich weit vom Mainzer Becken entfernt liegen (man siehe fig. 3) Es sind:

- a. Die Terrasse zwischen Eisenbach und Mömlingen (290 m N. N.).
- b. Die Terrasse östlich v. KleinUmstadt am Neuberg in rund 275 m Höhe.

Diese Erscheinung kann man auf zweierlei Weise erklären. Entweder das Tal war sehr breit und streckte sich noch weit nach Norden aus, oder das Tal war verhältnismässig schmal und lag südlich vom Gebiet, dass wir heute den östlichen Teil des Mainzer Beckens nennen. Beiden Erklärungen liegt aber wesentlich die selbe Anschauung zu Grund. Ob man annimmt, dass dieser Fluss schmal war, oder dass man annimmt dass er breit war, das weit südliche Vorkommen dieser Terrassen zeigt in beiden Fällen klar die Unabhängigkeit des Flusslaufes von der Tektonik des östlichen Teiles des Mainzer Beckens.

Es macht den Eindruck, als wären überhaupt im Hanau-Seligenstädter und Aschaffener Becken noch keine tektonischen Bewegungen da. In diesem Flusslauf ist noch gar keine Andeutung der anziehenden Kraft möglicher tektonischer Bewegungen im östlichen Teile des Beckens.

Diese Erscheinung fällt desto mehr auf, wenn man den aus der 160—180 m-Terrassengruppe rekonstruierten Flusslauf vergleicht mit dem Flusslauf, welcher

sich in den Verlauf der 120—140 m-Terrassen widerspiegelt. Der 160—180 m-Fluss war bei Obernburg nach Westen umgebogen. Der 120—140 m-Fluss ging über Obernburg weiter nach Norden bis in die Gegend von Grosz Ostheim—Pflaunheim und setzte erst von hier ab seinen Lauf in westliche Richtung fort.

Zur Zeit der Entstehung des 160—180 m-Flusses war also in diesem Teil des Beckens anscheinend noch vollständige tektonische Ruhe. Zur Zeit der Entstehung des 120—140 m Talbodens wirkt anscheinend die Tektonik schon etwas mehr richtungbestimmend und anziehend auf die Flussrichtung des Unteren Mains (siehe fig. 3)

Nimmt man an, dass diese tektonischen Bewegungen am Ende des Oberpliozäns einsetzten, dann muss also die 120—140 m-Terrasse die älteste diluviale Terrasse sein und demnach der Patersberger Stufe der Rheinischen Hauptterrasse gleich gesetzt werden.

Führt man diesen Vergleich noch etwas weiter durch, dann fällt wieder die grosse Ähnlichkeit der Verhältnisse im nördlichsten Odenwalde mit denjenigen des Rheingtals auf.

Im Rheingtal ein sehr breiter Talboden des oberpliozänen Flusses, dann folgen die viel schmaleren Patersberger- und Loreley-Stufen der Hauptterrasse; also auch hier anscheinend eine sehr lange Zeit der tektonischen Ruhe, so dass ein breites Tal ausgebildet werden konnte, gefolgt durch ein Stärker-Werden der tektonischen Bewegungen (in Casu der Heraushebung) und ein Kürzer-Werden der Perioden der tektonischen Ruhe, was sich beides in dem Schmäler-Werden der Hauptterrassen den Oberpliozän-Terrassen gegenüber manifestiert.

Diese grosse Ähnlichkeit der Verhältnisse im Rheingtal mit den Erscheinungen in der Gegend des Maintrichters veranlassen mich, die 160—180 m-Terrasse des Mains als Oberpliozän zu betrachten, und die 120—140 m-Mainterrasse als äquivalent der Patersberger Stufe der Rheinischen Hauptterrasse auf zu fassen.

Bis jetzt habe ich absichtlich nur von einer Oberpliozän-Terrasse des Rheingtals gesprochen und nicht von der Kieseloolith-Terrasse. GALLADÉ hat versucht, im westlichen Taunus eine Oberpliozäne Terrasse in 300 m N.N. zu trennen von einer Unterpliozänen Terrasse (=Kieseloolith-Stufe), welche in rund 330 m liegen soll. Eine solche Trennung dieser zwei so eng verbundenen und vertikal so wenig verschiedenen Terrassen in dieser absoluten Höhe scheint mir nicht zweckmässig zu sein. Mit Mordziol könnte man dann diese in 300—330 m N.N. liegenden Terrassen als Unterpliozän bezeichnen. Mordziols Parallelisierung der Kieseloolithterrassen mit den ebenfalls Kieseloolithe führenden Dinotheriensanden von Eppelsheim ist aber keinesweges absolut bewiesen. Die Möglichkeit von zwei gesonderten Kieseloolithhorizonten ist immer noch vorhanden, und diese Auffassung wird noch wahrscheinlicher gemacht durch die Beobachtungen, welche Jurasky (nr. 43) im Ruhrtalgraben gemacht hat. In dem Ruhrtalgraben, treten Braunkohlenflözchen in der Kieseloolithstufe eingeschaltet auf, welche Stufe hier eine Mächtigkeit von mehreren hundert Meter erreicht und nach Wunstorf, Fliegel, Kaiser, Holzapfel u.a. ein unterpliozänes Alter haben würde. Jurasky konnte nun in diesen Braunkohlen das Vorkommen

einer grossen Anzahl von Palmenresten nachweisen, welche ihn veranlaszten diese Flözchen als miozän zu betrachten ²⁰⁾.

Jedenfalls scheint also der Schluss gerechtfertigt zu sein, dass die Möglichkeit besteht, dass in post-oligozänen Schichten einige, zeitlich von einander getrennte Kieseloolithstufen auftreten, und dass also die Kieseloolithe nicht mehr als Leitgestein des Unterpliozäns dienen können.

Ich glaube daher auch, dass nichts dagegen spricht, diese 300—330 m Terrassen des Rheintales, welche bei Reitzenhain u.a. Buntsandsteingerölle und Lydite führen (man siehe Oestreich nr. 90 u. 91), mit den in 275—295 m N.N. gelegenen Mainterrassen des nördlichsten Odenwaldes, als Oberpliozän zu bezeichnen und sie als einander äquivalent zu betrachten.

Die 100 m-Terrassengruppe des unteren Maintales scheint mir der Loreley-Stufe der Rheinischen Hauptterrasse zu entsprechen. In der Gruppe der (75—85) m-Terrassen des Mains sehe ich die Stufe, welche Wagner (nr. 146) für das Unter-Nahegebiet als unterste Stufe der Hauptterrasse ausgeschieden hat. Sie liegt am Nahetal rund 70—85 m über de Fluszspegel.

Diese Einteilung in Oberpliozän- und Hauptterrassen geht also von der Voraussetzung aus, dass die Spessart-Odenwald Scholle sowie auch das Nahegebiet seit dem Oberpliozän im Allgemeinen eine etwas geringere Heraushebung erfahren hat, als das Rheinische Schiefergebirge. (siehe Kap. 2 S. 24 ff.). Diese Voraussetzung trägt selbstverständlich ein etwas spekulatives Element in sich, weil bei den grossen Hiaten in der Längserstreckung der jetzt noch vorhandenen Terrassen eine genaue Verfolgung dieser Terrassen unmöglich ist und deswegen auch die Richtigkeit dieser Voraussetzung nicht absolut zu beweisen sein dürfte. Dass deswegen auch die Benennung der Terrassen nach ihrer relativen Höhe nur lokalen Wert hat und nur für die Umgebung des östlichen Teil des Beckens gilt, ist klar. Diese Namen werden denn auch nur als Lokalnahmen beibehalten; schon für die Verhältnisse am Südrande des Taunus treffen sie nicht mehr ganz zu.

Die 50—60 m-, die 30—35 m-, die 20 m- und die 10—12 m-Terrassen sind in Analogie mit der von Wagner für die Nahe gegebenen Einteilung, als Mittelterrassen zu bezeichnen, sind also mittel- und jungdiluvialen Alters. In der Folge werden die oberpliozänen Terrassen, als *O-Stufen*, die Hauptterrassen als *H-Stufen*, und die Mittelterrassen als *M-Stufen* bezeichnet.

Henkel und Schrepfer haben bereits die 55 m-Terrasse den Mosbacher Sanden zur Seite gestellt, und Schrepfer glaubt auch die 35 m-Terrasse, ihrer Höhelage nach, mit diesen Sanden parallelisieren zu können. Auch Schottler hat auf Blatt Seligenstadt eine Mosbacher Stufe abgetrennt. Diese verschiedenen Parallelisierungen sind aber aus verschiedenen Gründen nicht ohne weiteres möglich.

1°. Als Mosbacher Stufe haben Steuer und Lepplaauf den Blättern Wiesbaden-Kastel und Hochheim-Raunheim eine Terrasse bezeichnet, welche bei Biebrich-Mosbach in rund 110 m N.N. anfängt, um nördlich von Breckenheim eine Höhe von 210 m N.N. zu erreichen. Dazu ist zu bemerken, dass eine Terrasse

in der Höhendifferenzen von 90—100 m möglich sind, selbstverständlich für eine Terrassensystematik nicht sehr brauchbar ist.

2°. Anscheinend hat Leppia bei dieser Terrasseneinteilung die palaeontologischen Funde zu wenig berücksichtigt. Er rechnet diese Terrasse zur mittleren Terrassengruppe. Diese Stufe musz also mitteldiluvialen Alters sein. Ein Teil der gefundenen Fossiliën gehört aber ziemlich sicher dem Aeltesten Diluvium an. Herr Prof. Dr. SCHMIDTGEN teilte mir freundlicherweise mit dasz die als Mosbacher Sande Senu strictu in der Literatur bekannten Ablagerungen nicht eine einheitliche und in verhältnismäszig kurzer Zeit entstandene Formation sind, sondern aus drei verschiedenen, palaeontologisch gut characterisierten Horizonten besten.

Der Name: Mosbacher Sande ist also ein Sammelbegriff, und charakterisiert, eben so wenig wie der Name „Antiquus-Terrasse“, die richtigen Verhältnisse. Die drei Horizonte, welche sich in diesen Sanden feststellen lassen, sind die folgenden:

- | | | |
|-----|------------------|---|
| 1°. | Der Horizont mit | <i>Elephas trogontherium meridionalis</i> . |
| 2°. | „ „ „ „ „ | trogontherium |
| 3°. | „ „ „ „ „ | primigenius. |

Durch die Funde von u.a. *Elephas trogontherium meridionalis* ist also wohl bewiesen dasz die unterste dieser drei Abteilungen sicherlich wenigstens der ältesten Stufe der Rheinischen Hauptterrasse oder der Oberpliozänterrasse gleich zu setzen ist ²¹⁾. Man musz also wohl annehmen, dasz zur nämlichen Zeit, als Gebiete, wo wir heute diese Stufe der Hauptterrasse in normaler Höhe finden, herausgehoben wurden, die nächste Umgegend von Wiesbaden (Wiesbadener Bucht), als Ausläufer des Oberrheingrabens zurück blieb, dasz diese Bucht wenigstens während eines Teiles der ältesten Diluvialzeit unter dem Niveau des Flussspiegels lag, wodurch dieser älteste Horizont der Mosbacher Sande zur Ablagerung kommen konnte. Dasz diese Knochen von *Elephas trogontherium meridionalis* hier in primärer Lagerstätte liegen, wird meiner Meinung nach wohl bewiesen durch die Tatsache, dasz jeder neue Knochenfund immer in strenger Regelmäszigkeit einen neuen Beweis für diese Dreiteilung der Mosbacher Sande liefert.

3°. Drittens ist eine einfache Parallelisierung der 55 m-Terrasse des Mainengtals mit Terrassen am Südrande des Taunus in der Wiesbadener Gegend nicht durch zu führen, weil hier die Aufschüttung, welche einmal im Mainengtal bei Miltenberg bis etwa 170 m N.N. reichte, eine Höhe von rund 145—150 m erreicht haben musz. Eine Terrasse, welche am Taunusrande also in rund 50—60 m über den Main lag, musz von dieser Aufschüttung, welche mindestens bis 65 m relativer Höhe (über dem heutigen Main) hier das Becken aufgefüllt hat, überdeckt geworden sein.

Nimmt man aber an, dasz die Terrassen, welche wir im Mainengtal in rund

55 m über dem Flusz beobachten, am Taunusrande, seit ihrer Entstehung, eine grössere Heraushebung erfahren haben, als in der Spessart-Odenwald Scholle genau so wie es bei den Oberpliozän- und Hauptterrassen der Fall ist, dann musz das Aequivalent der 55 m-Terrasse des Mainengtals am Südrande des Taunus in rund 160—170 m N.N. vorkommen. Jedenfalls sind diese Verhältnisse ziemlich schwierig und werden noch komplizierter gemacht durch die Tatsache, dasz bei einer Aufschüttung, welche im Zentrum des Beckens schon bis 145 m N.N. reichte, die Sohlen der Seitentäler mit ihren Schuttkegeln viel grössere Höhen erreicht haben und diese Schuttkegel höchstwahrscheinlich auch einen Teil dieser in rund 170 m N.N. liegenden Terrassen überschwemmt haben müssen.

Wenn man dabei noch bemerkt, dasz ähnliche Erscheinungen der randlichen Lage wegen auch bei der Anlage der älteren Terrassen am Südrande des Taunus stattgefunden haben dürften, dann ist es wohl sehr begreiflich, dasz eine scharfe Begrenzung der Terrassen hier kaum möglich ist.

4°. Schottler rechnet in seinen Erläuterungen zu Blatt Seligenstadt der Hess. Geol. Spezialkarte, Terrassen, welche meiner Meinung nach sehr verschiedenaltig sind, zur Mosbacher Stufe.

a. Die folgenden Felsterrassen mit Mainschotterresten

Sachsenhäuser Berg	148	m N.N.	53 m rel. Höhe
Steinberg bei Dietzenbach . . .	145	m N.N.	50 m rel. Höhe
Bieberer Berg.	128	m N.N.	33 m rel. Höhe
Grosz Steinheim u. Dietesheim auf Trapp.	115—120	m N.N.	17—22 m rel. Höhe
Abtswald gegenüber Kl. Ostheim	127	m N.N.	22 m rel. Höhe

b. Die in rund 125—143 m N.N. links des Mains liegenden Schotterterrassen (Mainmaterial) in der Gegend von Seligenstadt.

Meiner Meinung nach dürften diese Terrassen nicht zusammenfaszt werden; sie lassen sich folgenderweise einteilen:

Der Sachsenhäuserberg, und der Steinberg sind als gleichaltig zu betrachten. Wie schon aus einander gesetzt, nehme ich an, dasz im östlichen Teil des Beckens die Mainaufschüttung auch wenigstens diese Höhe erreicht hat.

Der Bieberer Berg gehört mit verschiedenen anderen, in ungefähr gleicher relativen Höhe vorkommenden Fels- und Schotterterrassen zur 30—35 m-Terrasse. Die, die Trappdecke von Grosz-Steinheim und Dietesheim überlagernden Mainschotter gehören mit den Terrassen des Abtswalds bei Kl. Ostheim zur 20 m-Terrasse.

Ebenso fällt morphologisch die von Leppla und Steuer als Mosbacher Stufe bezeichnete Terrasse am Südrande des Taunus in wenigstens 3 Terrassen aus einander.

Es sind:

a. Die in 210 und 190 m N.N. liegenden Loreley- und jüngste Stufe der Hauptterrasse.

- b. Die in rund 170 m liegenden Terrassen (Äquivalente der 55 m-Terrasse des Mainengtals).
- c. Die in rund 145—150 m liegenden Terrassen, welche die obere Grenze der bekannten Aufschüttung darstellen und gleichaltrig sind mit den in rund 145 m N.N. liegenden Mainschottern im östlichen Teil des Beckens (Zellhausen 143 m N.N.).
Sie sind ungefähr gleichaltrig mit der 35 m-Terrasse des Mainengtals (und den in rund 170 m N.N. liegenden Sanden von Grosz-Heubach.)

Die Begriffe Mosbacher Stufe bei Leppia und Steuer und bei Schottler decken einander also nicht, während auch stratigraphisch-palaeontologisch der Name „Mosbacher Sande“ oder „Antiquus-Stufe“ (nach KINKELIN) wenig aussagt oder nicht zutrifft.

Die Grenze zwischen der höchsten in dieser Aufschüttung eingeschnittenen Terrasse, der 35 m Terrasse, nach oben und unten ist gewöhnlich unscharf und es sind vor allen Dingen einige schön entwickelte Felsterrassen in diesem Niveau, welche eine einigermaßen genaue Begrenzung ermöglichen, und welche es sicher stellen, dass auch im Becken diese Terrasse einmal deutlich morphologisch hervortrat.

Sind in dem zentralen Abschnitt des östlichen Teils des Beckens, z.B. bei Zellhausen, noch Mainsande als Reste der mitteldiluvialen Aufschüttung in rund 145 m N.N. vorhanden, anders ist es in der Grosz-Gerauer Gegend. Hier kommen diese Mainsande nur noch vereinzelt bis 120 m N.N. vor, was ungefähr 15 m unter den Betrag bleibt, welchen man den Verhältnissen des östlichen Teils des Beckens gegenüber erwarten möchte. Diese Erscheinung ist in erster Linie zurück zu führen auf die tektonischen Bewegungen, welche die Grosz-Gerauer Gegend nach Ablagerung dieser Aufschüttungen erfahren hat und noch erfährt, und welche einen Ausraum in diesem dem Rhein so nahe liegendem Gebiet hervor gerufen haben.

Kinkel, Leppia und Steuer, und Schottler haben alle auf ihre Weise eine Kelsterbacher-Stufe in ihre Terrasseneinteilung aufgenommen.

Um mit KINKELIN (nr. 92) anzufangen; so versteht er unter diese Terrasse eine Stufe, welche analog den Verhältnissen bei Kelsterbach in ungefähr 20 m relativer Höhe liegt, keine Lösdecke trägt und (nach ihm) deswegen jünger ist als seine Primigeniusstufe, welche in 4—20 m rel. Höhe vorkommt.

Er führt diese Erscheinung auf Senkungen der mit Löss bedeckten Terrassen zurück (nr. 92 S 281), was wohl befremdend ist,

Leppia und Steuer haben diese Trennung in Primigenius-Stufe und Kelsterbacher Stufe fallen gelassen (siehe die Blätter Wiesbaden-Kastel und Raunheim-Hochheim), und alle in + (5—22) m liegenden Terrassen und auch die morphologisch nicht als Terrasse vorkommenden Mainschotter in dieser relativen Höhe als Kelsterbacher Stufe bezeichnet. Daneben unterscheiden sie noch eine in rund 5 m rel. Höhe gelegene Raunheimer Stufe als jüngste Diluvialterrasse, während schliesslich Schottler (Bl. Seligenstadt) seine Kelsterbacher Stufe vorkommen lässt in rund 5—12 m über den Main.

Meine 5 m-Terrasse fällt also zusammen mit der Raunheimerstufe von Leppla, Steuer und Schottler.

Die 5 m-Terrasse und 10 m.-Terrasse fallen zusammen mit der Niederterrasse (jungdiluviale Terrasse), welche Wagner für das Nahetal unterscheidet, während meine 10 m- und 20 m.-Terrasse mehr oder weniger zusammenfällt mit der Kelsterbacher Stufe Kinkelins und Leppla's. Das Vorkommen von *Elephas primigenius* in den untersten drei Terrassen, also in der 5 m-, 10 m- und 20 m.-Terrasse, führen zu einer weiteren Fragestellung: Wie passen sich die *Elephas primigenius*-führenden Sande und Schotter in die älteren Aufschotterungen ein, oder anders ausgedrückt: Wie verhalten sich die verschiedenen mittel-bis jung-diluvialen Aufschotterungen zu einander?

Dabei gibt es verschiedene Möglichkeiten, wovon zwei hier erwähnt werden mögen.

A. Eine einheitliche Aufschotterung bis rund 145 m N.N., worin nachträglich die 35 m-, die 20 m-, die 10 m- und die 5 m.-Terrasse abgestuft wurden, ohne dass dabei aber sehr viel neues Sand- und Schottermaterial auf den einzelnen Stufen abgelagert wurde. Dafür scheint mir das geschlossene Vorkommen von *Eleph. primigenius* nicht zu sprechen. Vielmehr deutet das auf die folgende Genese hin;

B. Zwei große Aufschüttungen: nämlich erstens die schon unter A. genannte, zweitens, die mit *Elephas primigenius*, welche nach teilweisem Ausraum der ersten Aufschüttung, die so geschaffene Rinne im Becken wieder bis rund 20 m rel. Höhe auffüllte.

DIE SPEZIELLE BESCHREIBUNG DER MAINTERRASSEN.

Die oberpliozänen Terrassen (O-Stufe).

Diese Terrassen konnte ich im nördlichen Odenwalde an vier Stellen nachweisen.

1₀. An den Sommerhallen, südwestlich der Mümling-Mündung, ungefähr südlich vom Dorf Eisenbach an der Mümling.

Am Abhang des Sommerbergs, etwa 60—70 m vom Waldrand, konnte ich links des NO/SW laufenden Feldwegs auf einigen Aeckern sehr vereinzelt einige Buntsandstein- und Quarzschotter nebst einigen Kieselschiefergeröllen finden. Weil in dieser Höhe von rund 270 m N.N. morphologisch keine Terrasse vorhanden ist, nehme ich an, dass diese Schotter von einer in rund 280—290 m N.N. liegenden kleinen bewaldeten Terrasse am Abhang des Sommerbergs herrühren.

2₀. Südlich von dieser Terrasse, nördlich von der Linie Wörth-Seckmauern, liegt eine morphologisch deutliche Terrasse in rund 280—290 m N.N., auf welcher ich einige kleine Muschelkalk-Gerölle feststellen konnte.

3₀. Am Dietersberg, nordwestlich von Eisenbach östlich von Mömlingen, in rund 285 m N.N. Hier konnte ich an der äussersten Grenze der westlichen Quellmulde des Teufelslochgrabens Schotter feststellen.

In dieser fast immer trocknen Quellmulde haben die Gewässer am Nordrande eine kleine Steilkante in der Lösdecke hervorgerufen, und dadurch anscheinend diese nur innerhalb einer Oberfläche von kaum 300 m² sehr häufig vorkommenden, meist kleinen Mainschotter freigelegt. Alle Mainschotter, nämlich Lydite, Quarz- und Quarzitschotter, Buntsandstein- und Muschelkalkgerölle, konnte ich finden. Nur Hornsteine konnte ich an dieser Stelle nicht nachweisen.

4₀. Am Irrstall, östlich von Klein-Umstadt und Kleestadt in rund 270 m N.N. Sehr, sehr vereinzelt kann man auf den in Kultur genommenen, in rund 260—270 m liegenden Umgebung dieses Berges, öfters sehr schön polierte Maingerölle finden, u.a. konnte ich hier einige Hornsteine feststellen. Der etwas höher liegende Neuberg, südlich vom Irrstall, ergab sich als vollkommen schotterfrei.

Im Spessart und in der Wetterau habe ich nirgends Mainterrassen in dieser Höhenlage feststellen können. Wir finden sie erst wieder am Südrande des Taunus in 280—330 m N.N., wo selbstverständlich, der randlichen Lage und der dadurch erfolgten stauenden Wirkung der Taunus-Bäche wegen, keine Maingerölle zu finden sind. Galladé erwähnt von diesen Terrassen das vereinzelte Vorkommen von Kieseloolithen. Ich selbst konnte meistens nur die Begleitgerölle der Kieseloolithe feststellen. Für die genaue Beschreibung dieser Terrassen am Taunusrande kann übrigens nach der Galladésche Arbeit (nr. 18) verwiesen werden.

Wie schon in Kapitel 2 bemerkt wurde, ist nicht vollkommen sicher zu ermitteln, ob diese Terrasse zwischen Bingen und Trechtlingshausen eine Aufbiegung erfahren hat.

Anschließend an das, was schon am Anfang dieses Kapitels über diese Terrasse gesagt ist, muß man der Lage dieser Terrassen nach annehmen, daß zu dieser Zeit das Aschaffener Becken sicher noch nicht bestand, und hier also ein Äquivalent dieser Terrassen unter den mitteldiluvialen Fluszablagerungen nicht zu suchen ist. Anders liegt der Fall bei der Luisa-Flörsheimer Scholle. Unter der Annahme, daß nicht allein diese Scholle die grösste Senkung erfuhr, sondern daß hier auch die tektonischen Bewegungen des Mainzer-Beckens was früher einsetzten, als im östlichen Teile, bedeutet das also, daß ein Teil der tieferen Schichten dieses Luisa-Flörsheimer Beckens, welche bis jetzt als Oberpliozän galten, welche ich aber grösztenteils als diluvialen Alters ansehe, diesen Terrassen des Odenwaldes und des Taunus gleich zu setzen sind. Schliesslich sind die untersten Schichten der Mosbacher Sande, auf Grund der Funde von *Mastodon arverneusis* und anderen pliozänen Formen mit den Kieseloolithschottern Rheinhesens als gleichaltrig auf zu fassen. So liegen die Reste des oberpliozänen Talbodens heute in sehr verschiedener Höhenlage vor uns.

Die Hauptterrassen (H-Stufen) am Nordrande des Odenwaldes.

Die H₁-Stufe liegt im nördlichen Odenwald in rund 230—255 m NN. (relative Höhe 120—145 m).

Die H₂-Stufe kommt hier in 200—225 m (rel. H. 90—115 m) vor, während die H₃-Stufe in rund 180—190 m N.N. (rel. Höhe 70—80 m) liegt.

Zwischen Wörth und Obernburg (linksseitig).

Zwei kleine Terrassen nördlich vom Angelhof (Steinbachtal) in 240—250 m (H_1 -Stufe) und 220 m (H_2 -Stufe). Südlich von Eisenbach 2 breite Terrassen in 210—225 m (Hunger Berg und südlich des Bäckers Bergs) und eine Terrasse in rund 240 m N.N. (Waldhaus, östlich des Sommerhallen-Grabens).

Zwischen Obernburg und Wenigumstadt.

Zwei schöne Terrassen der H_1 -Stufe in 243 m (Rauschenberg) und 255 m. (Hasenstockberg) (fig. 7.)

Schrepfer konnte auf diesen Terrassen nur Buntsandstein- und Muschelkalkgerölle feststellen. Auch hier sind aber alle Maingerölle (auch Lydite und Hornsteine, sei es auch sehr dürftig) vorhanden.

Auch die etwas mehr nördlich in 245—250 m N.N. liegenden Terrassen, welche bewaldet sind (Hasensprung Berg, Körbel Rain, Dornberg) gehören der H_1 -Stufe an. Oestlich von Wenigumstadt, in der Umgebung des Lansenberg, der Hinteren Ruhe und der St. Wendelins Höhe, musz zur H_1 -Zeit die Mündung der Mömling in den Main gelegen haben.

Auf den in Kultur genommenen Teilen der Terrassen nördlich von St. Wendelin (P. 236) konnte wiederum eine sehr dürftige Streuung von Maingeröllern festgestellt werden.

Die folgenden, in 200—220 m liegenden Terrassen der H_2 -Stufe, welche z. T. schon von Schrepfer erwähnt worden sind, sind in dieser Gegend vorhanden: Brückenberg, P. 221, Main Höllenberg, Dornberg (westlich von Obernburg), und Farrenberg (südlich von Grosz Ostheim). Die H_3 -Stufe tritt hier nur südlich von Grosz Ostheim in 190 m N.N. auf (St. Anna Kapellenberg).

Zwischen Wenigumstadt und Klein-Ostheim treten noch einige Terrassen der H_1 -Stufe auf, welche hier in rund 230—240 m N.N. liegen (u. a. auf dem Spitzberg süd-östlich von Schlierbach). Sie sind vielfach durch eine oft mächtige Lössdecke verhüllt.

Südlich von Schaafheim: Einige Terrassen in 175—200 m N.N. (rel. Höhe 75—100 m), welche der H_3 -Stufe angehören. Es sind u. a. der Homertsberg, der Binselberg. Alle Maingerölle konnte ich hier, sei es auch in sehr dürftiger Streuung, feststellen.

Vom Westrande des Spessarts sind die folgenden Hauptterrassen zu erwähnen (oberpliozäne Terrassen fehlen vollständig):

Südlich vom Aschaffener Becken treten u.a. die folgenden Terrassen auf, welche grösztenteils der H_3 -Stufe angehören. Sie sind schon von Schrepfer

erwähnt worden. Es sind u. a. der Obernauer Wald, der Bisch Berg, der Pisam Berg (rel. Höhe 80—90 m).

Nördlich vom Aschaffener Becken setzt die H_3 -Stufe sich weiter fort. Oestlich vom Bahnhof Klein Ostheim konnte ich eine in 170—190 m N.N. (rel. Höhe 70—90 m) liegende Terrasse feststellen. Auf dem nicht bewaldeten Teil dieser Terrasse lassen sich alle Maingerölle finden. Weiter nördlich am Habschneck und Ochsenkopf setzt sich dieses Niveau fort. Wie schon bemerkt wurde, scheint der Main zur H_1 -Zeit nicht über die nähere Umgebung von Aschaffenburg hinweggegangen zu sein, sondern hat er ein mehr südwestlich gelegenes Bett eingehalten (siehe auch S. 33 ff).

Am Rande des Plateau's „Hohe Strasse“ konnte ich keine Mainterrassen aus der Hauptterrassenzeit nachweisen. Hier wird aber der Beweis einer diluvialen Heraushebung dieses Gebiets von wenigstens 80 m beigebracht durch das Vorhandensein einer Hauptterrasse der Kinzig, nordwestlich von Seckbach (Heiligenstock) in 170—180 m N.N. (Man vergleiche S. 44).

Die Hauptterrassen am Südrande des Taunus.

Zwischen Hofheim und Wiesbaden.

Hier sind keine Mainschotter in den Hauptterrassen vorhanden. Die stauende Wirkung der Taunusbäche (Schwarzbach, Weilbach usw.) musz der Main südwärts abgedrängt haben.

Die Schuttkegel, welche in der Umgebung von Hofheim, Marxheim und Diedenbergen auftreten und welche lediglich Taunusschotter führen, sind als Aequivalent der Hauptterrassen auf zu fassen (Man vergl. auch nr. 151 S. 234).

Dasz es in dieser Gegend pliozäne Schottermassen in primärer Lagerung (man vergleiche Blatt Hochheim-Raunheim und Blatt Wiesbaden-Kastel der Hess. und Preusz. Geol. Spezialkarte) in 180 bis 280 m N.N. geben sollte, scheint mir nicht annehmbar. WENZ hebt m. E. mit Recht hervor, dasz diese groszen Massen von Taunusschottern ihre Entstehung der starken Absenkung des Vorlandes in altdiluvialer Zeit verdanken (nr. 151 S. 234).

Die Mainschotter, welche nördlich von Breckenheim in rund 190—210 m N.N. vorhanden sein sollen (Blatt Hochheim Raunheim), konnte ich nicht finden. Auch die morphologisch deutlich hervortretenden Terrassen nördlich von Igstadt und Bierstadt sind nur von Taunusmaterial bedeckt. Erst von der Umgebung von Wiesbaden an ist es möglich eine genauere Einteilung der Hauptterrassen durchzuführen. Die H_1 -Stufe liegt in dieser Gegend in rund 250—280 m N.N., die H_2 -Stufe in 200—240 m N.N., die H_3 -Stufe in 180—200 m N.N. Hier kommen besonders auf den H_3 -Terrassen, jedoch, wenn auch meistens sehr dürftig, auch auf den Terrassen der H_2 -Stufe Main-Rheingerölle vor.

Zwischen Wiesbaden und Eltville:

Drei Terrassen nördlich und westlich von Dotzheim, nämlich eine

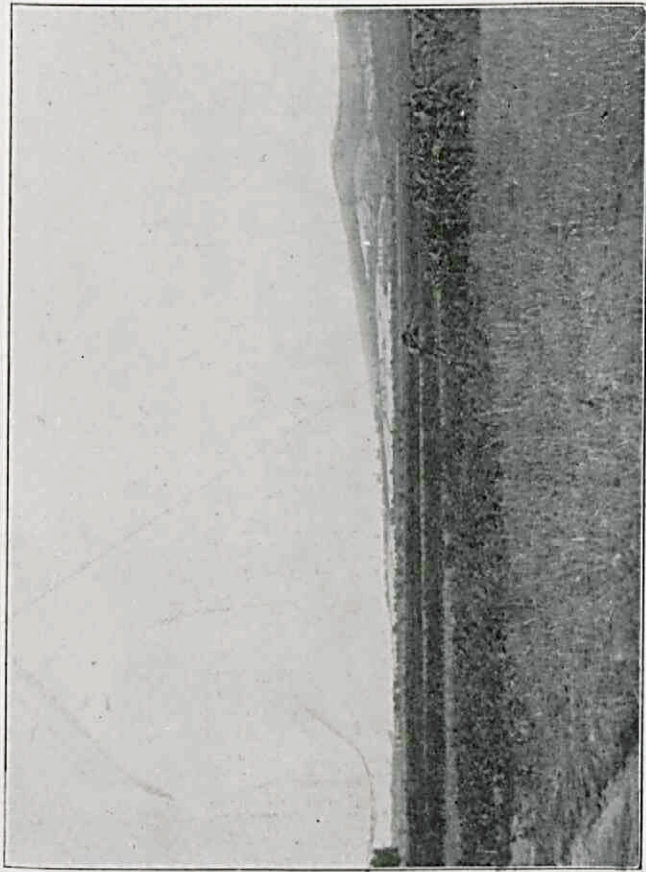


FIG. 5. DER SCHUTTKEGEL VON WASSERLOS (KIRCHTURM).
IM HINTERGRUND DER HAHNENKAMM.

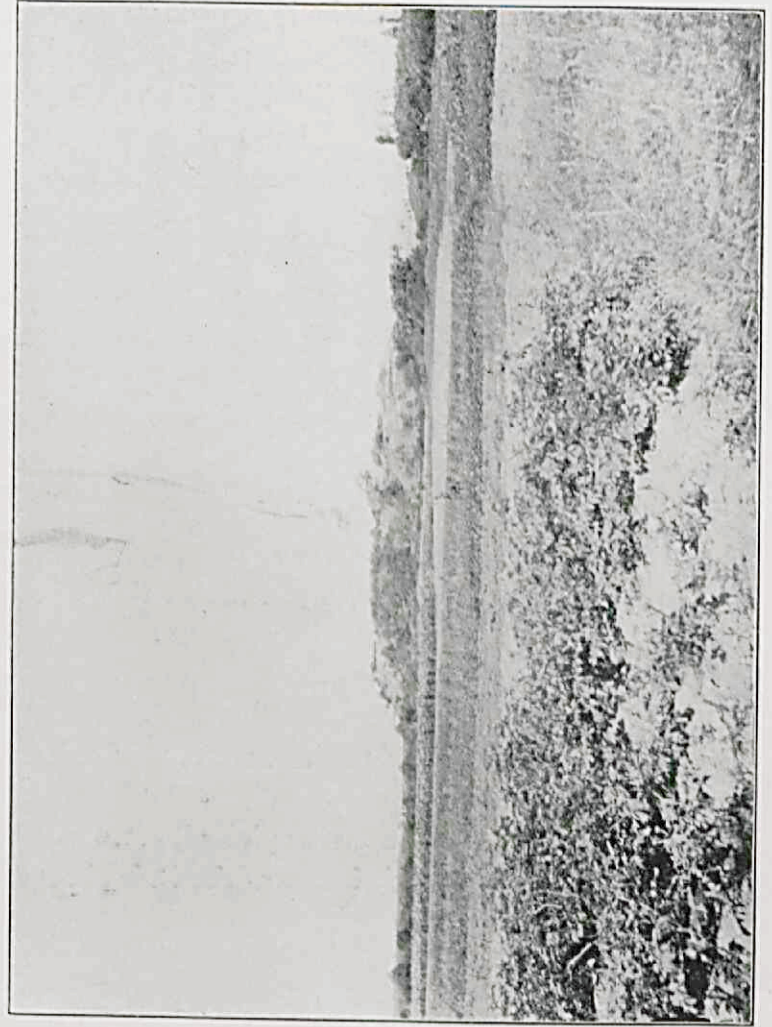


FIG. 6. 35 M.-TERRASSE UND UMLAUFBERG (MARIA-KAPELLEN B.)
BEI KLEIN-OSTHEIM.

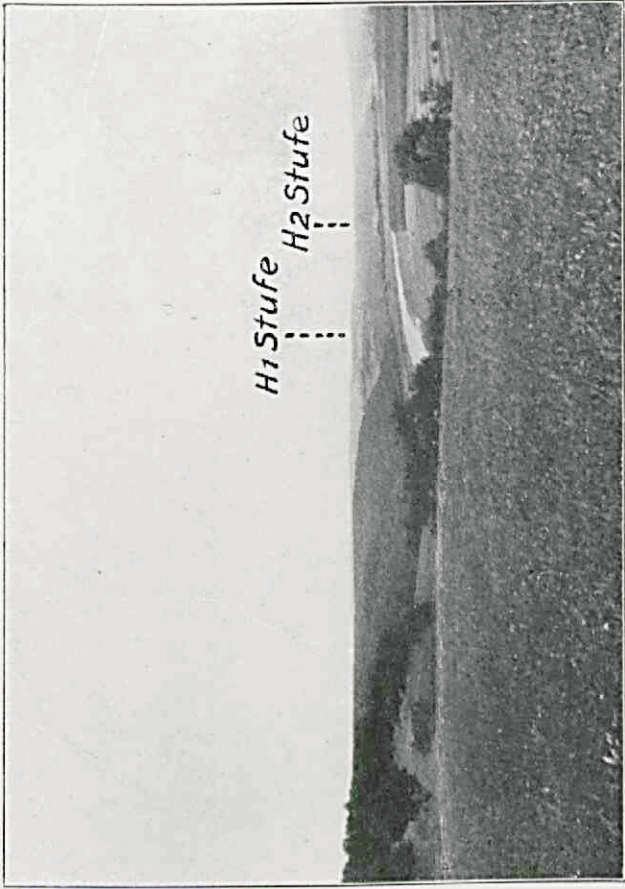


FIG. 7. DIE HAUPTTERRASSEN DES MAINS BEI OBERNBURG.

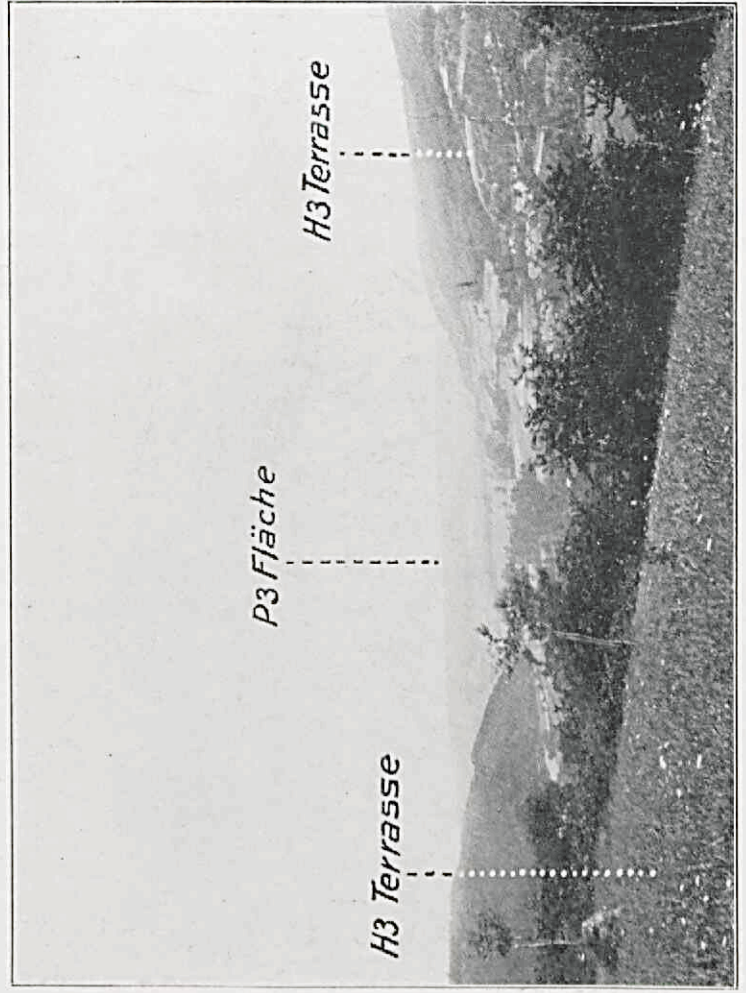


FIG. 8. DAS MÜMLINGTAL, TALABWÄRTS GESEHEN VOM SOMMERBERG.

Terrasse in 245—270 m N.N. (rel. Höhe 160—180 m) im Wiesbadener Wald, der Weisze Berg (240—260 m N.N.), und eine Terrasse in 250—260 m N.N. im Schiersteiner Wald. Eine Terrasse (Spitzer Stein) in rund 240—255 m N.N. östlich von Frauenstein.

Nördlich von Eltville.

Einige Terrassen in 250—270 m N.N. zwischen Rauenthal und Kiedrich, nämlich die Bubenhäuser Höhen, der Buchwald Kopf, der Rausch (im Eltviller Wald) und der Dicknet.

Nördlich von Giesenheim:

Zwei kleine Terrassen in 250—260 m NN (rel. Höhe 170—180 m) an der Strasse von Johannisberg nach Stephanshausen.

Diese Terrassen führen nur Taunusmaterial.

Die H₂-Stufe.

Oestlich von Wiesbaden:

Eine Terrasse in 220—240 m nordwestlich und eine Terrasse in gleicher Höhe östlich von Kloppenheim. Eine Terrasse in 210—215 m N.N. (Bierstädter Warte) zwischen Bierstadt und Wiesbaden.

Eine Terrasse in 210—215 m N.N., (rel. Höhe 120—130 m) an der Nordgrenze von Wiesbaden (Hof Geisberg).

Zwischen Wiesbaden und Eltville:

Eine breite Terrasse in 220—240 m N.N. bei Schlosz Freudenberg (zwischen Dotzheim und Frauenstein). Der Leierkopf in 210 m N.N. Hier konnte ich vereinzelte Muschelkalk- und Buntsandsteingerölle feststellen.

Eine Terrasse in 220—240 m N.N. im Nieder Wallufer Wald zwischen Rauenstein und Neudorf.

Zwischen Kiedrich und Hallgarten:

Hier treten zahlreiche, nur von Taunusmaterial bedeckte und meistens schmale Terrassen im geförderten Niveau auf. Eine scharfe morphologische Abgrenzung ist hier unmöglich.

Zwei Terrassen bei Johannisberg in 220—230 m N.N. (Dachsberg; am Müllerwäldchen).

Die H₃-Stufe.

Oestlich von Wiesbaden.

Morphologisch deutlich hervortretende Terrassen in 190—200 m N.N. in der Umgebung von Bierstadt (u. a. der Heiner Berg).

Zwischen Wiesbaden und Eltville.

Eine Terrasse in 190—200 m beim Bahnhof Dotzheim.

Eine breite Terrasse in 190—200 m N.N. (rel. Höhe 105—115 m), östlich von Frauenstein.

In der Umgebung von Kiedrich und Hallgarten:

Hier ist eine morphologische Abtrennung dieser Stufe wieder unmöglich gemacht durch die Schuttkegel der Taunus-bäche.

Zwischen Johannisberg und Rüdesheim.

Eine Terrasse 190—200 m N.N. (rel. Höhe 110—120 m) westlich von Johannisberg.

Zwei Terrassen nordwestlich von Geisenheim in rund 200 m N.N. (u.a. St. Hildegardis, Leideck).

Zwei Terrassen westlich von Rüdesheim (der Rammstein 187 m N.N.).

Die letzten zwei Terrassen sind schon von Wagner in seiner Terrassenkarte des Unteren Nahegebiets eingezeichnet worden (nr. 146).

Wie schon Galladé bemerkt, sind die Loreley- und Patersberger Stufe (H_1 - und H_2 -Stufe) der Hauptterrasse am Taunusrande durchlaufend zu verfolgen. Mit Wagner füge ich dieser Einteilung noch eine dritte Stufe (die H_3 -Stufe) hinzu, welche im Untern-Nahetal so wie in der Umgebung des Maintrichters, häufig vorkommt.

Eine auffällige Breite müssen die Hauptterrassen in der Wiesbadener Umgebung erreicht haben. Schon für die Mitteltertiärzeit kann hier mit Recht von einer Wiesbadener Bucht gesprochen werden. Zur Altdiluvialzeit werden dann die Cyrenenmergel usw. grösztenteils ausgeräumt, wobei Schollenbewegungen an streichenden Verwerfungen eine Rolle spielen. Zur Mitteldiluvialzeit setzen sich diese Senkungen in der Umgebung von Wiesbaden weiter fort, und bringen die jetzt als untere Abteilung der Trogontheriensande von Biebrich-Mosbach bekannt stehenden Schichten in tiefere Lage.

Auch die Absenkung der Luisa-Flörsheimer Scholle musz grösztenteils zur Alt- und Mitteldiluvialzeit erfolgt sein.

Die Aequivalente der Hauptterrassen der Randschollen sind in den besonderen Senken des Beckens unter den mittel- und jungdiluvialen Ablagerungen zu suchen. Meiner Meinung nach sind die Hauptterrassenablagerungen älter als die Trappdecke, welche erst am Anfang des Mitteldiluviums zur Ablagerung kam, wie die Hauptterrasse der Kinzig bei Heiligenstock (nordöstlich von Frankfurt) beweist, (man vergleiche Kap 3; die Trappdecke).

Resumierend kann noch gesagt werden, dasz durch die Verfolgung der Hauptterrassen am Rande der Untermainebene nachgewiesen ist, dasz diese Terrassen, im nördliche Odenwald, im westlichen Spessart und im südlichen Taunus in einer konstanten absoluten Höhe von 190—260 m vorkommen.

Man musz also annehmen, dasz diese 3 Schollen zur Diluvialzeit eine ungefähr gleiche Heraushebung erfahren haben, während die Wetterau, nach anfänglich etwas zurückgeblieben zu sein, seit dem Ende der Hauptterrassenzeit, eine Heraushebung erfuhr welche ungefähr, eben so grosz ist als die der anderen Randschollen.

Die Mittelterrassen (M-Stufen).

Was diese Stufen anbelangt können wir sehr kurz sein. Sie sind im Allge-

meinen in die Erläuterungen der geologischen Spezialkarten meistens sehr genau beschrieben worden. Wie schon bemerkt wurde kann ich nicht annehmen, dass die in den zentralen Teilen des Beckens von dem Main und seiner Nebenflüssen abgelagerten Sedimenten, welche heute, in rund 130—150 m N N liegen, alt-diluvialen oder pliozänen Alters sind. Wenn Pliozän oder Altdiluvium da ist, muss es hier infolge einer starken Senkung zur Alt- und Mitteldiluvialzeit viel tiefer liegen. Diese eben genannten Ablagerungen bilden die normale Fortsetzung der Terrassen, welche in 20—40 m über dem Flussspiegel im Mainengtal vorkommen, und welche auch dort schon z. T. als reine Aufschüttungsterrassen entwickelt sind. Sie sind sicher nicht älter als mitteldiluvial. Auch die Schuttkegel der kleineren und grösseren Seitenbäche, welche am Rande des Spessarts, der Taunus und des Odenwaldes bis zu einer Höhe von 200 m N N vorkommen, sind mitteldiluvialen Alters.

Die M₁-Stufe (55 m-Terrasse des Mainengtals).

Diese Terrasse ist im östlichen Teile des Beckens kaum erhalten, jedenfalls nicht zu beobachten weil sie meistens unter den Ablagerungen der Seitenbäche begraben ist. Nur bei Alzenau im unteren-Kahlthal sind schöne Terrassen dieser Stufe erhalten. Auch am Spessarttrande südlich von Heiszerackerhof (am Gschwemm) liegt eine Terrasse im geforderten Niveau. (158 m N. N. — rel. Höhe 54 m). Auch der Sachsenhäuser Berg und der Steinberg bei Dietzenbach (beide rund 148 m N. N. — rel. Höhe 52 m) sind dieser Stufe zuzurechnen. Am Rande des Plateau's „Hohe Strasse“ lassen sich in der Umgebung von Oberissigheim, Ravolzhausen, Bruchköbel, Mittelbuchen und Wachenbuchen Terrassen in rund 145—155 m N. N. (rund 50—55 m über dem Mainpegel) regelmässig verfolgen. Bei Bruchköbel konnte ich auf den Aeckern in der Umgebung der Sandgrube bei der Fechenmühle einige schön gerundete Quarze, Buntsandsteingerölle und sehr vereinzelt kleine Muschelkalkgerölle feststellen. Sonst waren noch eckige und kantengerundete Gangquarze vorhanden. Auch bei Mittelbuchen und bei Wachenbuchen lassen sich ähnliche Funde machen.

Diese Terrassen sind meistens unter einer mächtigen Lössdecke verhüllt.

Morphologisch treten sie ziemlich deutlich hervor. Die Schotter sind wohl nur von einer Kinzig oder Gründau herbeigeführt worden.

Am Taunusrande liegt die M₁-Stufe in rund 160—180 m N. N.

Die folgenden Terrassen mögen erwähnt werden:

Oestlich von Wiesbaden: Südlich von Igstadt; die Platte (185 m N. N.) An der Strasse von Igstadt nach Bierstadt eine Terrasse in rund 180 m N. N. Südlich von Bierstadt eine Terrasse in 170—180 m N N. Diese drei Terrassen treten morphologisch deutlich hervor.

Von Wiesbaden bis Rüdesheim: Zwei Terrassen bei Dotzheim (südlich vom Bahnhof in 170—185 m N. N. und am Exerzierplatz in 170—180 m N. N.) Der Grossehub (177,4 m N. N. — rel. Höhe 90—95 m) westlich von Oberwalluf.

Hohes Feld (170—180 m N. N. — rel. Höhe 90—100 m) südlich von Kiedrich.

Eine Terrasse „am NeuhoF“ an der Strasse von Hattenheim nach Kloster Eberbach. Einige Terrassen in 155—165 m N. N. (rel. Höhe 75—85 m) zwischen Johannisberg und Rüdesheim (u. a. der Rotenberg, der Kilzberg).

Die M₂-Stufe (35 m-Terrasse des Mainengtals).

Genetisch folgt nach Entstehung des M₁-Talbodens wieder eine Periode starker vertikaler Erosion. Das Tal erreicht in der Mitteldiluvialzeit nahezu seine heutige Gestaltung. Dann folgt die Reakkumulation des Tales und des Beckens. Wie schon bemerkt wurde, musz das Becken bis ungefähr 140—145 m N. N. mit Mainschotter und -sand aus dieser Zeit aufgefüllt gewesen sein.

Heute treffen wir diese Ablagerungen in den zentralen Teilen des Beckens noch bis ungefähr 143 m N. N. (rel. Höhe rund 38 m) an. In der Umgebung von Zellhausen treffen wir noch Mainsande bis 143 m N. N. an. Bei Pflaunheim (Sandgrube) erreichen die Mainsande dieselbe Höhe. Eine schöne Felsterrasse der M₂-Stufe finden wir in dem Mariakapellenberg bei Klein-Ostheim. Sie ist gleichzeitig Umlaufberg. (fig. 6). Auf dieser Terrasse lassen sich Mainschotter finden. Am Rande des Spessarts sind die Schuttkegel, welche hier bis einer Höhe von rund 200 m N. N. vorkommen, als gleichaltrig zu betrachten (fig. 5). Auch der Bieberer Berg, eine Felsterrasse in 128 m N. N. (rel. Höhe 33 m), gehört dieser Stufe an. In der Umgebung von Neu-Isenburg (siehe Klemm; Blatt Neu-Isenburg der Hess. Geol. Sp. K.) treten Mainsande bis 130—135 m hoch auf (rund 40—45 m über dem Flussspiegel). Am Südrande des Taunus liegen die Mainsande der M₂-Stufe in rund 120—140 m N. N. Sie sind meistens von Taunus-schottern bedeckt. Kinkel in (nr. 258-264) hat diese morphologisch meistens deutlich hervortretenden Terrassen als Antiquus-Terrasse bezeichnet. Besser ist sicher der Namen Trogontherium-Stufe, welchen Mordziol vorschlägt. Die obersten zwei Abteilungen der Sande von Biebrich-Mosbach (mit *Elephas trogontherium primigenius* und *El. trogontherium trogontherium*) gehören dieser M₂-Stufe an. Herr Prof. Dr. Schmidtgen und Herr Bergrat Dr. Wagner waren so freundlich mich darauf hin zu weisen, dass die Möglichkeit sicher nicht ausgeschlossen ist, dass nachträgliche kleine Schollenbewegungen diese Terrasse zerstückelt und in verschiedene Höhenlage gebracht haben.

Die M₃- und M₄-Stufen (die 20 m- und 10 m-Terrassen des Mainengtals).

Eine scharfe Abgrenzung der M₂-, M₃- und M₄-Stufen gegeneinander ist meistens nicht gut möglich, weil nachträgliche Verschwemmung des Terrassenmaterials und die Verhüllung unter Flugsanddecken die Grenzen verwischt haben.

Die M₃- und M₄-Stufen umfassen die Terrassen, welche Kinkel in mit dem Namen Primigenius-Stufe bezeichnet hat. Auch die Kelsterbacher-Terrasse ist dieser Stufe zu rechnen. Es sind meistens ziemlich breite Terrassen (wie z. B. östlich von Frankfurt in der Umgebung von Wilhemsbad). Sie sind schon von Kinkel in (nr. 51) und in den Erläuterungen der geologischen Spezialkarten beschrieben worden.

Die Niederterrasse (4—6 m über den Flussspiegel) lässt sich regelmässig den ganzen Flusslauf entlang verfolgen.

DIE OBERPLIOZÄN-DILUVIALE GENESE DES MAINZER BECKENS.

Auf Grund der im Vorgehenden mitgeteilten Tatsachen soll jetzt versucht werden, den oberpliozän-diluvialen Entwicklungsgang des Beckens zu rekonstruieren.

Zur Oberpliozänzeit liegt diese Landschaft vor uns als ein morphologisch sehr flaches Becken. Es ist eine Periode tektonischer Ruhe oder wenigstens von sehr geringen tektonischen Bewegungen. Ueberall in der Umgebung sind zahlreiche breite Flussterrassen und Einebnungsflächen in rund 290—350 m N.N. vorhanden, welche diese Annahme wahrscheinlich machen (siehe Kap. 5). Auch die Mächtigkeit der zu dieser Zeit im Becken abgelagerten Sande, Schotter und Tone musz gering gewesen sein. Am Ende der Pliozänzeit und am Anfang der Diluvialzeit werden die tektonischen Bewegungen allmählich kräftiger. Zunächst haben die Flüsse noch die Gelegenheit sich breite Hauptterrassen zu schaffen, welche wir heute noch in den Randschollen in rund 200—270 m N. N. beobachten können.

Es ist auch zu dieser Zeit dasz das Aschaffburger Becken erst zu entstehen anfängt. Aber erst nach der Bildung der verschiedenen Stufen der Hauptterrasse werden die tektonischen Bewegungen am kräftigsten. Im Rheingetal und im Mainental ist diese Periode deutlich gekennzeichnet durch die Tatsache, dasz die Hauptterrassen nach unten zu durch einen morphologisch scharfen Steilrand begrenzt sind. Auch die Absenkung des Luisa-Flörsheimer Beckens und anderer Schollen (u. a. des Rheinhessischen Plateau's und von Teilen der Wiesbadener Umgebing musz grösztenteils am Anfang der Mitteldiluvialzeit erfolgt sein. Das Plateau „Hohe Strasse“ hat anscheinend zur Hauptterrassenzeit eine geringere Heraushebung erfahren als die Taunus- und Spessart-Odenwald Schollen. Nach dem Entstehen der H_3 -Stufe ist die Heraushebung dieses Plateau's ungefähr die selbe, als die der zwei anderen Schollen. Am Anfang der Mitteldiluvialzeit folgt dann wieder eine kurze Periode tektonischer Ruhe, in der die M_1 -Stufe gebildet wird. Ungefähr zu dieser Zeit musz der jüngste Ausbruch des Trapps vor sich gegangen sein. Dann folgt wieder eine Periode starker Heraushebung. Zur Mitteldiluvialzeit haben dann die Flüsse ihre Täler schon bis unter das Niveau des heutigen Flussspiegels im anstehenden Gestein eingeschnitten. Nach diesem Vorgang folgt eine Periode starker Aufschotterung in der die Täler und das Becken aufgefüllt wurden. Im Becken musz diese Auffüllung wenigstens eine Höhe von 140—150 m N.N. erreicht haben. Auch die Täler müssen eine Auffüllung proportional derjenigen des Beckens erfahren haben. Bis jetzt hat man die Bedeutung dieser mitteldiluvialen Reakkumulation der Täler unterschätzt. Am Ende der Mitteldiluvialzeit und zur Jungdiluvialzeit folgt dann eine phasenhafte Zerschneidung dieser Talauffüllung, wobei Ausschneideleisten in der Felswand entstehen konnten. Im Allgemeinen glaube ich, dasz das Entstehen von Terrassen zwei Ursachen haben kann, eine tektonische und eine klimatologische. Zur Altdiluvialzeit und vor allem am Anfang der Mitteldiluvialzeit sind es sich hauptsächlich die Bewegungen von verschiedenen Schollen gegen einander, welche den stärksten Einflusz auf die Terrassenbildung haben. Die Reakkumulation welche zur Mitteldiluvialzeit in allen Tälern

dieser Umgebung und sicher auch in allen Tälern Mitteldeutschlands auftritt, ist nur klimatologisch zu erklären.

Sie ist wie Schmidtgen und Wagner (nr 117 S. 30) es auch für die 35 m-Terrasse des Wiesbachs annehmen zur Risz-Eiszeit erfolgt.

SPEZIELLE BESCHREIBUNG DER TERRASSEN DER MÜMLING.

Wir verzichten wieder auf die Behandlung der Niederterrasse und schreiten anschließend an die Terrassen des Maintales fluszaufwärts vor.

Die älteste Stufe der Hauptterrassengruppe (H₁-Stufe).

Diese Stufe liegt in der Umgebung von Obernburg-Schaaflheim als Mainterrasse in rund 235—255 m N.N. Wir erwähnten schon den Hasenstockberg (253 m), den Rauschenberg (243 m), P 237 bei St. Wendelin (östlich von Pflaunheim).

Geht man von der Altmauer Höhe (östlich von Mömlingen, rund 300 m N.N.) nach Mömlingen, dann kann man, in nord-nordwestlichen Richtung sehend, einen morphologisch schön entwickelten Taltorso in rund 235—255 m N.N. beobachten. Aus näheren Untersuchungen ergibt sich, dass es sich hier um ein altes Mömlingtal handelt. Von Mömlingen bis Wenigumstadt lassen sich eine Anzahl Terrassen der H₁-Stufe nachweisen, welche bei P 236 (St. Wendelinshöhe) südlich von Pflaunheim in die gleichnamigen Terrassen des Maintales übergehen. Es sind:

Westlich von Mömlingen: Hunger Rain und Hasenberg in 240—255 m N.N. Linke Talseite¹⁾; Reifenberg—Keilberg—Hardgrundwald in 235—250 m N.N.

Rothenbuschberg. Brunnberg in 240—250 m N.N.

Am Rothenbuschberg konnte ich schön gerundete Buntsandsteingerölle und ein Muschelkalkgeröll feststellen.

Oestlich vom Sausteig:

(nördlich von Mömlingen) rechte Talseite: Lansenberg in 247 m N.N. Hintere Ruhe in 236 m N.N.

Wenn man 120—130 m N.N. als Niveau des heutigen Fluszsiegels in dieser Gegend annimmt, so liegen diese Terrassen in rund 120—135 m relativer Höhe.

Weiter stromaufwärts ist diese Stufe noch in den folgenden Terrassen vertreten:

Südlich von Höchst:

Linke Talseite; Am Abhang des Höchster Klosterwaldes eine lange schmale Terrasse (P. 255,7) (relative Höhe rund 100 m).

¹⁾ Talseite ist immer hydrographisch gemeint.

Nordwestlich von Etzen-Gesäß:

Linke Talseite; Eine Schmale Terrasse in 260 m N.N. (rel. Höhe 90 m) am Abhang des Mönchbergs.

Südwestlich von Zell:

Linke Talseite; Eine kleine Terrasse in 260—270 m (rel. Höhe 85—90 m) am Abhang des Hasenbaumbergs.

Umgebung von König:

Rechte Talseite; Auf der Weinert (östlich v. Etzen—Gesäß) eine breite Terrasse in 260—270 m N.N. (rel. Höhe 90—100 m).

Am Mittelberg in 257—270 m N.N. (rel. Höhe 90—100 m).

An der Nordostgrenze der Ortschaft König eine Terrasse in 255—270 m N.N. (rel. Höhe 90—100 m) an der Wörther Strasse.

Westlich von Asselbrunn:

Linke Talseite; Beim Tanneäcker eine breite Terrasse in 270—280 m N.N. (rel. Höhe 80—90 m).

Südlich von Erlenbach:

Linke Talseite; Ein Talsporn in 275—290 m N.N. (rel. Höhe 70 m) am Abhang des Lohbergs.

Südlich von Schönnen:

Rechte Talseite; Eine Terrasse am Abhang des Kaltenbergs (Katzenklinges) in 290 m N.N.

Oestlich von Ebersberg:

Rechte Talseite; Eine Terrasse bei der Eisenbahnquerung in 295—300 m N.N.

Die Mittlere und Untere Stufe der Hauptterrassengruppe. (H_2 - und H_3 -Stufe).

Diese zwei Stufen sind zusammengenommen, weil eine deutliche Trennung hier unmöglich ist.

Südlich von Neustadt:

Rechte Talseite; Der Galgenberg 215—230 m N.N. (rel. Höhe 70—80 m).

Oestlich von Mömling-Crumbach: (fig. 8).

Rechte Talseite; Nördlich von der Strasse nach Remhorn eine Terrasse in rund 220—230 m N.N. (rel. Höhe 65 m).

Westlich von Etzen-Gesäß:

Rechte Talseite; Eine Terrasse in 230—240 m N.N. (Sommerberg) (rel. Höhe 70 m.)

Südlich von Etzen-Gesäß.

Rechte Talseite; Kinzigerberg in 235—240 m N.N. (rel. Höhe 65—70 m).

Oestlich v. Etzen-Gesäß:

Rechte Talseite; Am Mühlberg (240 m N.N.) eine Terrasse allmählich übergehend in die in 260—270 m N.N. gelegene Terrasse (auf der Weinert) der H_1 -Stufe.

Am Hannemannsberg eine kleine Terrasse in 230—240 m N.N.

An der Nordgrenze der Ortschaft König:

Rechte Talseite; An der Wörther Strasse-Terrassen in 230—240 m N.N. (rel. Höhe 60—70 m).

Zwischen Asselbrunn und Steinbach:

Linke Talseite; Eine Terrasse in 250—260 m N.N. (rel. Höhe 55—65 m) am Kiesberg und am Katzengraben.

An der Südgrenze der Ortschaft Heimbach.

Linke Talseite: Eine Terrasse in 250—260 m N.N.

Zwischen Schönnen und Ebersberg.

Linke Talseite: Zwei Terrassen in 270—280 m N.N. (rel. Höhe 40—50 m N.N.).

An der Ostgrenze von Michelstadt.

Rechte Talseite: Südlich vom Maarbach an der Kohlwiese eine Terrasse in 247—260 m N.N. (rel. Höhe 50—63 m). Am Wingertsweg eine breite Terrasse in gleicher Höhe.

Oestlich von Stockheim.

Rechte Talseite: Eine breite Terrasse in 250—265 m N.N. (rel. Höhe 50—65 m).

An der Nordgrenze von Dorf Erbach;

Ziegelei: eine Terrasse in 250—260 m N.N. (rel. Höhe 50—60 m).

Zwischen Dorf Erbach und Stadt Erbach:

Rechte Talseite: Schöne Terrassen in 250—260 m N.N. (rel. Höhe 50—60 m).

Zwischen Erlenbach und Lauerbach:

Rechte Talseite: Eine Terrasse in 260—270 m N.N.

Zwischen Schönnen und Ebersberg:

Einige kleine Terrassen in 270—280 m N.N.

Auf den Terrassen in der Umgebung von Erbach—Michelstadt sind oft ziemlich mächtige Schottermassen vorhanden. Sie sind schon von Klemm (Blatt

Michelstadt der Hessischen Geologischen Spezialkarte) beobachtet und seinerzeit als Moränenmaterial gedeutet worden.

Es sind nur Buntsandstein-Gerölle und Buntsandsteinblöcke, von der Mümling und ihren Seitenbächen herbeigeführt, wechsellagernd mit gebleichten Sanden und weiszblauen Tonen.

Bei Dorf Erbach liegt eine der wenigen Stellen in der Umgebung Frankfurts, wo man Karsterscheinungen beobachten kann. In einer Tongrube nördlich von dieser Ortschaft wird die horizontale Lagerung der Sande, Tone und Schotter stellenweise durch ziemlich steilgerichtete, trichterförmig gelagerte Schottermassen unterbrochen, welche nach der Aussage des Grubenbesitzers (dem ich an dieser Stelle noch einmal meinen besten Dank sage) in Klüften des Muschelkalks verschwinden. Es war vor allem wohl das Profil dieser Grube, das Klemm (Erl. Bl. Michelstadt) zu dem Gedanken einer pliozänen Vereisung des Odenwaldes führte. Diese Ablagerungen sind aber sicher diluvial, und die unregelmäßige Lagerung findet als Karsterscheinung eine plausible Erklärung.

Die Mittelterrassen (M-Stufen).

Westlich von Mömlingen:

Linke Talseite; Eine Terrasse am Abhang des Holz-Berges in 180 m N.N. (rel. Höhe 50 m).

Zwischen Raibach und Breitenbach:

Rechte Talseite; Eine große Aufschüttungs-terrasse in 160—190 m N.N. (rel. Höhe 13—50 m).

Diese Terrasse ist z. T. mit stark verlehmtem Löss bedeckt. Nach Aussage eines Bewohners der Ortschaft Breitenbach waren früher in der jetzt nicht mehr in Betrieb befindlichen Sandgrube braune, weisse und rote Sande und Schotter, unterbrochen durch Streifen von weiszblauem Ton zu beobachten.

Südlich von Neustadt:

Rechte Talseite; Eine schmale Terrasse am Abhang des Tannchenberges in rund 180 m N.N. (rel. Höhe 40 m).

Westlich von Sandbach:

Linke Talseite; Ein schmaler Talsporn am Abhang des Spitzberges in 180—200 m N.N. (rel. Höhe 30—50 m).

Westlich von Höchst:

Linke Talseite; Eine Terrasse in 140—180 m N.N. (rel. Höhe 10—20 m).

Westlich von Etzen-Gesäß:

Linke Talseite; Eine Terrasse am Abhang des Sommerberges in rund 200 m N.N. (rel. Höhe 30 m).

An der Nordgrenze der Ortschaft König:

Eine schöne Terrasse in 180—210 m N.N. (an der Wörther Strasse)
(rel. Höhe 10—40 m). Etwas weiter nördlich am Weilbachstrich und am
Gickelsgraben eine Terrasse in 180—200 m N.N. (rel. Höhe 10—30 m).

Oestlich von Schlosz Fürstenau:

Eine Terrasse in 102—230 m N.N. (rel. Höhe 12—32 m).

An der Nordgrenze der Stadt Michelstadt:

Eine Terrasse in 210—230 m N.N. (rel. Höhe 12—32 m).

Zwischen Michelstadt und Stockheim:

Breite Terrassen in 208—220 m N.N. (rel. Höhe 8—20 m).

Südlich von Stockheim:

Eine Terrasse in 220—236 m N.N. (rel. Höhe 12—28 m).

An der Nordgrenze von Stadt Erbach:

Eine schöne Schotterterrasse, welche von der Talsohle aus bis rund
240 m N.N. (rel. Höhe 30—50 m) ansteigt.

Hier war 1928 bei der Anlage des Sportparks schön zu beobachten, wie
die Gerölle und Blöcke des Buntsandsteins eine morphologisch sehr deut-
liche Felsterrasse im Muschelkalk überwallt hatten.

Viele der hier genannten Mittelterrassen sind in den geologischen Spezial-
karten z. T. als Pliozän bezeichnet worden. Besonders gilt dies von den tonigen
Ablagerungen.

Wie schon bemerkt worden ist, steht die Annahme eines pliozänen Alters
dieser Tone in Widerspruch mit den neueren Ansichten über die Talgeschichte
des Mains und seiner Nebenflüsse.

DIE TALGESCHICHTE DER MÜMLING.

Auf Grund der in Vorgehenden mitgeteilten Tatsachen soll jetzt versucht
werden, die oberpliozän-diluviale Talgeschichte der Mümling zu rekonstruieren,
während im folgenden Kapitel noch kurz von der prae-oberpliozänen Hydro-
graphie des Odenwaldes die Rede sein soll.

Erst von der Oberpliozänzeit an liegt die Entwicklung des Tales klar vor
uns. Denken wir uns das Tal bis zu den obersten Terrassen ausgefüllt, so sehen
wir die oberpliozäne Landschaft des Odenwaldes als eine in 3 Piedmontstufen
zerlegte Oberfläche vor uns (siehe Kapitel 5). Mit der Heraushebung, welche
am Ende der Oberpliozänzeit anfängt, schneidet der Flusz sich, rückwärts ero-
dierend, ein. Zur Zeit der ersten Ruhepause, nämlich zur H_1 Zeit, ist schon ein
ziemlich groszer Flusz vorhanden, wie sich aus einer Verfolgung der Terrassen
dieser H_1 -Stufe ergibt.

Besondere Argumente, welche darauf hinweisen würden, dass einzelne Teile der Mümling-Landschaft zur Diluvialzeit stärker gehoben worden sind, als andere, wie es z. B. Siebert (nr. 129) und Schultze (nr. 125) für das Sinn-Saale Gebiet nachweisen konnten, gibt es hier nicht. Wenn wir damit rechnen, dass das Flussgefälle in einer Zeit, wenn der Fluss akkumuliert, halb so groß ist, als zu einer Zeit, in der der Fluss vertikal erodiert, lassen sich alle Terrassen regelmässig in die gegebene Einteilung einpassen.

Während der diluvialen Hebung hat sich noch eine wichtige Veränderung des Flusslaufes vollzogen.

Schon bei der Behandlung des Maintales sahen wir, dass zur Oberpliozänzeit der Main etwa in der Richtung Wörth-Langstadt floss. Zur ältesten Diluvialzeit wurde der Main durch die neu einsetzenden Einbrüche im Hanau-Seligenstädter und Aschaffener Becken gezwungen, seinen Lauf in nordöstlicher Richtung zu verlegen, so dass er zur H_1 -Zeit etwa in der Richtung Obernburg—Pflaunheim strömt, um erst dort nach Westen umzubiegen.

Hand in Hand mit dieser Flussverlegung des Maintales vollzog sich eine Veränderung im Unterlauf des Mümlingtales.

Zur H_1 -Zeit lag die Mündung der Mümling ins Maintal in der Gegend, wo heute Wenigumstadt liegt. Eine Mümling, welche bei Mümlingen nach Südosten fließen würde, bestand noch nicht.

Mit der neuen Heraushebung, welche, den H_1 -Talboden zur H_1 -Terrasse machte, konnte sich ein kleiner Bach vom Main (zwischen Wörth und Obernburg) aus schneller einschneiden als die Mümling und wurde dieser Fluss bei Mömlingen angezapft. Durch das Vorhandensein der Terrassen der H_1 -Stufe, nördlich von Mömlingen, sind wir über das Alter dieser Anzapfung genau informiert. Als primäre Ursache dieser Flussverlegungen des Mains und der Mümling ist also das Stärker-Werden der tektonischen Bewegungen im Gebiet des Maintrichters und des Aschaffener Beckens anzusehen.

Auffallend in der Physiognomie des Mümlingtales ist die Breite der Hauptterrassen, aber auch der Mittelterrassen im Michelstädter-Erbacher Graben und in der Umgebung von König. Obwohl es möglich ist, dass noch diluviale Verschiebungen an den Störungslinien im Michelstädter Graben stattgefunden haben, ist das nicht positiv zu beweisen.

Wie schon bemerkt, kann man sich hier nicht auf die Pliozän-Vorkommen berufen, weil diese nicht ausschliesslich an den Michelstädter Graben gebunden sind, und ausserdem auch noch unrichtig gedeutet sein dürften. Die auffällige Breite der Terrassen im Michelstädter Graben ist denn auch viel mehr eine Folge des Ausraums der leicht zerstörbaren Wellenkalke als der Tektonik.

Morphologisch gesprochen hat der Michelstädter Graben daher eigentlich „Michelstädter Ausraum“ zu heissen.

Auch die grössere Breite der Terrassen bei König scheint mir durch Ausraum des oberen Buntsandsteins entstanden zu sein. Zur Mitteldiluvialzeit ist auch hier die Erosion bis unter das Niveau der heutigen Talsohle erfolgt, Dann folgt wieder eine Periode starker Aufschotterung, welche auch hier das Tal bis zu

35—40 m rel. Höhe aufgefüllt hat, wie z. B. das Schottervorkommen von Erbach beweist.

Bei der Anlage des Sportparks von Erbach konnte ich feststellen, wie diese Aufschotterung von der Talsohle aus bis in eine relative Höhe von rund 35 m eine in 238 m N.N. liegende Felsterrasse überwallte. Die Talauffüllung wurde grüztenteils wieder ausgeräumt. Als Reste dieser Auffüllung treffen wir in verschiedenen Teilen des Tales Tone (weisz, grau, blau, braun, rot, gelb.), Schotter und Sande an. Gründe ein pliozänes Alter dieser Tone anzunehmen, gibt es nicht.

Die Annahme Levy's (nr. 72 S. 30), dasz der als Oberlauf der Mümling geltende Marbach, anfänglich über das Plateau von Beerfelden nach Süden geflossen sei und erst später von einem Seitenflusz des Mains angezapft worden sei, kann ich nicht als wahrscheinlich ansehen. Der Marbach ist ein V-förmiges Tal, das seinem ganzen Habitus nach sehr jung sein musz. Ein deutlich nachweisbarer alter Talboden, welcher ungefähr im Niveau des Plateaus von Beerfelden liegen würde, ist auch nicht vorhanden.

DIE TERRASSEN DES GERSPRENZ.

Wir verzichten wiederum auf die Behandlung der Niederterrasse und schreiten fluszabwärts vor.

Die O-Stufe (oberpliozäne Terrassen).

Im Gebiet des Osterbaches treten eine Anzahl von Terrassen in 310—335 m N.N. auf, welche als oberpliozäne zu bezeichnen sind.

Schon Jaeger (nr 42 S. 26) konnte auf Grund der Fluszkurve der Weschnitz darauf hin weisen, dasz der Oberlauf der Weschnitz in früheren Zeiten vermutlich dem Osterbach tributär gewesen ist, ohne jedoch den Vorgang zeitlich genau festlegen zu können. Die Wasserscheide Osterbach—Weschnitz liegt ziemlich niedrig, nämlich in 335—340 m N.N.

Das Niveau dieser Wasserscheide lässt sich nach Norden zu in schönen Terrassen verfolgen. Es sind:

Die Wasserscheide des Osterbach- und Weschnitztales: 335—340 m N.N.

Von dieser Wasserscheide bis Ober-Ostern:

Rechte Talseite; Der Kollerbuckel, eine schöne Terrasse in 330 m N.N.

Linke Talseite; Eine in 320—320 m N.N. liegende Terrasse westlich vom Kollerbuckel. Eine kleine Terrasse in 310—330 m N.N. am Abhang des Birkenhangs.

Von Ober-Ostern bis Unter-Ostern:

Rechte Talseite; An der Ostgrenze der Ortschaft Ober-Ostern eine Terrasse in 330—340 m N.N.

Am Steinkopf eine schöne Terrasse in 330—340 m N.N.

Am Stickelberg eine Terrasse in 320—335 m N.N.

Am Vogelherd eine Terrasse in 320—330 m N.N.

Auch am Erzbach treten einige Terrassen in diesem Niveau auf (u. a. P. 328, südlich von Erzbach).

Linke Talseite; Der Pechbuckel, eine schöne Terrasse in 320—340 m N.N.

Am Abhang der „Ränge“ zwei kleine Terrassen in 310—320 m N.N.

Am Abhang des Dachsbergs zwei grözere Terrassen in 320—330 und 310—310 m N.N.

Nördlich von Unter-Ostern:

Rechte Talseite; Der Leonhardsberg (Schützenhöhe) in 310 m N.N.

Linke Talseite; Der Pfeiffersberg in 310—315 m N.N.

Auch im Gebiet des Oberlaufs des Merg-Bachs sind Terrassen in rund 300—330 m N.N. vorhanden, welche sehr auffallen, weil sie in einer mehr als 100 m höher gelegenen Hochfläche eingeschnitten sind (fig. 9).

Der niedrigste Punkt der Wasserscheide zwischen Mergbach und Krumbach (Seitenbach der Weschnitz) liegt hier in 275 m N.N. Die durchschnittliche Höhe dieser Wasserscheide „am Gumpener Kreuz“ ist 300—320 m N.N.

Auch hier liegt es nahe, der Breite des Talbodems wegen anzunehmen dasz der Oberlauf des oberpliozänen Mergbachs noch weiter südlich im Gebiet der heutigen Weschnitz gelegen hat.

Die folgenden Terrassen im Niveau von 300—340 m N.N. sind hier zu erwähnen.

In der Umgebung des Gumpener Kreuzes:

Am Abhang des Senken-Bergs eine Terrasse in 310—345 m N.N.

Der Heidelberg in 320 m N.N.

Der Kamsberg in 305 m N.N.

Am Abhang des Raupensteins eine Terrasse in 300—320 m N.N.

Von Grosz-Gumpen bis Reichelsheim:

Rechte Talseite; Der Vogelherd 330 m.

Am Abhang des Klöszbuckels Terrassen in 300—310 m.

Linke Talseite: Eine Terrasse westlich von Klein-Gumpen in 300—310 m (heiszt ebenfalls Vogelherd).

Der nördlich von Eberbach (westlich von Pfaffen-Beerfurth) liegende Weilertsberg in 335 m N.N. scheint mir eher ein Teil der im folgenden Kapitel noch zu besprechenden oberpliozänen Rumpffläche zu sein.

Zwischen Reichelsheim und Pfaffen-Beerfurth.

Der Schloszberg von Schlosz Reichenberg Eine Terrasse in 295—308 m N.N.

Oestlich von Kirchbeerfurth.

Eine Terrasse in 300—320 m N.N. am Abhang des Burg-Bergs.

Es sei hier bemerkt, dasz nur solche Terrassen vorkommen welche morphologisch deutlich hervortreten, erwähnt worden sind.

Die Abtragung hat hier sehr stark gewirkt, und von fluviatilen Ablage-

rungen ist denn auch nichts mehr zu finden. In der Umgebung von Brensbach sind ebenfalls noch einige in 290—315 m N.N. liegende terrassenartigen Flächen vorhanden. Ob es Flussterrassen sind, ist hier auch morphologisch nicht fest zustellen. Sie sind mit der Signatur der oberpliozänen Rumpfläche bezeichnet worden (siehe Kapitel 5).

Im Oberlaufgebiet des Osterbachs sind ferner noch Einebnungen in 355—370 m N.N. zu erwähnen. Es sind Reste der wiederaufgedeckten praepermischen Rumpfläche, wie das Niveau der Auflagerungsfläche der Arkosensandsteine des Rotliegenden und des Zechsteindolomits in rund 360 m N.N. südlich von Erzbach beweisen.

Die Stufen der Hauptterrasse (H-Stufen).

Vor allem im Mittellaufgebiet der Gersprenz begegnen wir einer Anzahl sehr breiter Terrassen, welche in ungefähr 215—270 m N.N. liegen. Sie sind der H_1 -, H_2 -, und H_3 -Stufe zu zurechnen. Die relative Höhe wechselt von 60 bis 110 m. Die verschiedenen Stufen der Hauptterrasse gehen meistens ohne deutliche Unterbrechnung in einander über.

Die H_1 -Stufe.

Nördlich von Grosz-Gumpen:

Rechte Talseite; Der Mühlberg, eine kleine Terrasse in 276 m N.N.

Südlich von Klein-Gumpen:

Rechte Talseite; Eine Terrasse in 270—280 m N.N.

Nordwestlich von Reichelsheim:

Linke Talseite; Eine Terrasse in 260—270 m N.N. (am Richtplatz-an der Strasse nach Laudenau).

Zwischen Reichelsheim und Pfaffen-Beerturth:

Linke Talseite; Der Hasenberg 260—277 m N.N.

Von Fränkisch-Crumbach an nach Norden tritt diese Terrasse häufiger auf.

Von Fränkisch-Crumbach bis Grosz-Bieberau:

Linke Talseite; Hier sind die folgenden Terrassen zu erwähnen:

Am Lohberg — Eine Terrasse in 260—270 m N.N.

Am Abhang des Herrnwaldbergs 2 Terrassen in 260—280 m N.N.

Am Todter Mann eine Terrasse in 260—280 m N.N.

Am Gemmertsberg eine Terrasse in 260—270 m N.N.

Bei der Holländerhütte (südlich von Gr.-Bieberau) grosse Terrassen in 260—270 m N.N.

Westlich von Grosz Bieberau eine grosse Terrasse am Leithard und Morastrich (225—260 m N.N.).

Auf der rechten Talseite sind zwischen Fränkisch-Crumbach und Grosz-Bieberau die folgenden Terrassen vorhanden:

Eine Terrasse in 260—280 m N.N. südlich von Affhöllerbach (a.d. Höhe).

Eine Terrasse in 260—270 m N.N. südlich von Höllerbach.

Eine Terrasse in 260 m N.N. am Hinterwald, östlich von Brensbach.
Zwei breite Terrassen in 250—270 m N.N. nördlich von Brensbach
(nämlich am Kalkofen und Auf der Hale).

Die H₂-Stufe.

Von Grosz-Gumpen bis Reichelsheim:

Linke Talseite: Eine Terrasse in 270 m N.N. westlich von Gr.-Gumpen.
Eine Terrasse in 260—270 m N.N. am Klingerberg westlich von Ober-Klein-Gumpen.
Eine Terrasse in 260 m N.N. westlich der Waidmannsmühle.
Rechte Talseite: Eine Terrasse in 260—270 m N.N. am Abhang des Vogelherd-Berges.
Eine Terrasse am Abhang des Mühlbergs in 260 m N.N.
Eine Terrasse in 240—250 m N.N. östlich von Klein-Gumpen.

Von Reichelsheim bis Fränkisch-Crumbach.

Linke Talseite; Westlich von Reichelsheim an der Strasse nach Laudenau 2 Terrassen in 230—250 m N.N. Der Klingen-Berg und seine Umgebung (an der Strasse nach Fränkisch-Crumbach) bildet ein symmetrisches Stück eines alten Talbodens.

Dieser Talboden lässt sich in nordöstlicher Richtung weiter verfolgen:
Der Frohdelle eine Terrasse in 230—250 m N.N.
Der Hasenberg (259 m N.N.), der Latersberg (240 m N.N.).

Durch diesen Terrassenverlauf ist also nachgewiesen, dass zur H₂-Zeit der Mergbach in der Gegend, wo heute Fränkisch-Crumbach liegt, in die Gersprenz mündete. Man muss also annehmen dass das Doppelknie des Mergbach-Laufs etwa am Ende der Hauptterrassenzeit durch eine Anzapfung vom Gersprenz-Osterbachtal her entstanden ist.

Nördlich von Fränkisch-Crumbach gehören noch der Dornberg und der Weinberg zur H₂-Stufe.

Westlich von Wersau:

Linksseitig tritt diese Stufe noch in zwei schmalen Terrassen (am Kohlgrund) auf.

Rechtsseitig kommt diese nur einmal vor, nämlich in einer sehr schönen und breiten Terrasse (Hundert Morgen) östlich von Grosz Bieberau in rund 240—245 m N.N. (rel. Höhe 85—90 m).

Die H₃-Stufe.

Südlich von Fränkisch-Crumbach:

Linke Talseite; Der Galgenberg (220 m N.N.).
Der Bocksberg (220 m N.N.).

Zwischen Fränkisch-Crumbach und Wersau:

Einige Terrassen in rund 220 m N.N. u.a. in der Herberg und am Wersauer Berg.

Bierbacher Höhe (220 m N.N.),

Heiligen Acker in 225—230 m N.N. (rel. Höhe 55—66 m N.N.).

Rechtsseitig treten die folgenden Terrassenreste dieser Stufen auf:

Zwischen Unter-Gersprenz und Brensbach:

Klingenberg (210—220 m N.N.), Feuerstein, Hundsberg, Beine-Berg (222 m N.N.), Auf dem Steinert.

Zwischen Brensbach und Grosz-Bieberau:

Eine breite Terrasse bei Hippelsbach in 210—230 m N.N. (rel. Höhe 50—70 m).

Eine Terrasse „Auf der Haardt“ (östlich von Grosz Bieberau) in 215 m N.N. (rel. Höhe 65 m).

Nördlich von Grosz Bieberau sind in der morphologischen Karte nur einzelne Terrassenvorkommen eingezeichnet worden. Die Gersprenz, die obere Modau — welche höchstwahrscheinlich zur ältesten Diluvialzeit noch der Gersprenz tributär war —, der Mühlbach und der Richelbach haben im Altdiluvium und auch noch im Altmitteldiluvium eine starke Ausräumung verursacht.

Ich habe nicht versucht fest zu stellen, ob im Gebiet zwischen Klein Umstadt, Wiebelsbach, Hering, Grosz Bieberau, Ober Modau, Ramstadt noch eine Verfolgung und eine systematische Gliederung der Terrassen längs der grösseren und kleineren Bäche möglich ist.

Das mittlere Gersprenz-Gebiet hat zur Diluvialzeit noch eine Heraushebung von wenigstens 100 m erfahren. Im Norden, in der Umgebung von Babenhausen und Dieburg, sehen wir zu dieser Zeit eine Senkung auftreten.

Zwischen diesen beiden Gebieten, das eine sich relativ hebend, das andere relativ sinkend, lag eine Uebergangszone, eine Zone von gleichmässiger Einbiegung, was sich in der heutigen Höhenlage des Niveau's der Auflagerungsfläche des Rotliegenden widerspiegelt. Diese Einbiegung war auch Ursache davon, dass im Gebiet zwischen Klein Umstadt, Wiebelsbach, Hering, Grosz Bieberau, und Ober Ramstadt eine so grosse, keilförmige Ausräumung stattfinden konnte. Die relative Heraushebung und deswegen auch die vertikale Erosion war in dieser Gegend viel unbedeutender als weiter südlich, und die vielen grösseren und kleineren Bäche konnten hier horizontal erodierend diesen grossen keilförmigen Ausraum hervorrufen.

Man könnte versuchen hier eine Kreuzung der Terrassen nach zu weisen, dies ist aber nicht möglich. Nur die Tatsache, dass im Norden bei Babenhausen relative Senkung und im Süden bei Brensbach relative Heraushebung stattfand und der morphologische Habitus dieser Gegend keinesweges für das Vorhandensein einer Bruchstufe mit starker Sprunghöhe spricht, kann uns hier als Beweis dienen. Es ist aber ausgeschlossen, in der Zone der allmählichen Einbiegung die Einbiegung der Terrassen auf Schritt und Tritt zu verfolgen. Es ist hier zu viel ausgeräumt worden, als dass man etwas derartiges feststellen könnte.

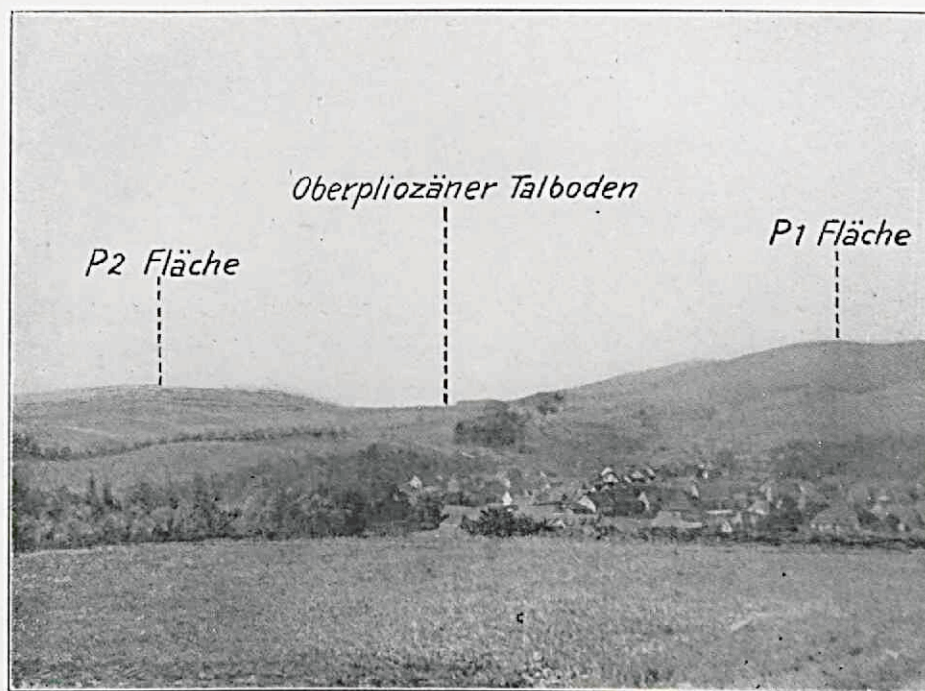


FIG. 9. OBERPLIOZÄNER TALBODEN AM „GUMPENER KREUZ“
IM VORDERGRUND DIE ORTSCHAFT REICHELSTHEIM.

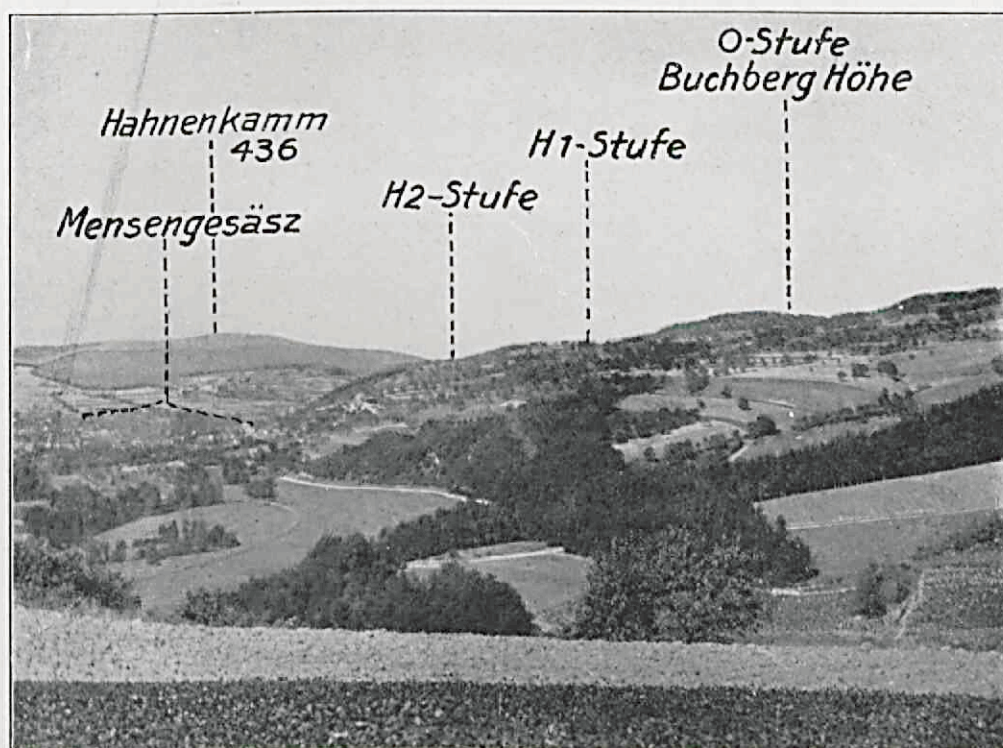


FIG. 11. DIE TERRASSEN DER KAHLE BEI MENSENGESÄTZ.

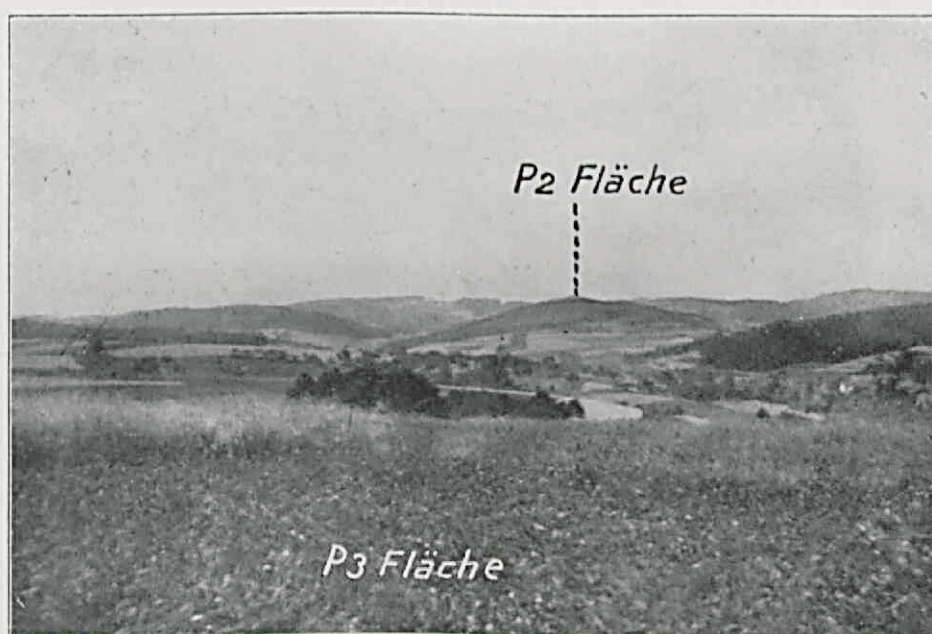


FIG. 12.

Die M.-Stufen.

Die Mittelterrassen sind im Gersprenztal ziemlich stark verbreitet. Es sind meistens sehr schmale Terrassen, welche vielfach mit Schutt und verschwemmtem Löss bedeckt sind. Diese Terrassen sind auch hier z. T. als Aufschüttungsterrassen entwickelt, wie die zahlreichen Sand- und Tongruben auf diesen Terrassen beweisen. Die relative Höhenlage wechselt gewöhnlich von 10 bis 35 m. Zwischen Kirchbrombach und Wersau:

linksseitig treten u. a. die folgenden Terrassen dieser Stufen auf:
Westlich von Kirch-Beerfurth (Tonwerk, Offenmach) 200—220 m N.N. (rel. Höhe 10—30 m). Oestlich von Fränkisch-Crumbach (Sandbuckel rel. Höhe 20—25 m).

Bei Weisau: Weidengrunds-Höhe.

In der Umgebung von Reinheim:

Linke Talseite: Zahlreiche Terrassen in 175—180 m N. N. (rel. Höhe 25—30 m) u. a. der Kohl-Berg (175 m N. N.), am Schallerskreuz, der Bremelsberg (176 m N. N.).

Zwischen Nieder Kainsbach und Grosz Bieberau.

Bei Nieder Kainsbach der Herrenberg in 200 m N. N. (rel. Höhe 25 m) und der Hainmauer.

Bei Brensbach verschiedene Terrassen in rund 190 m N. N. (rel. Höhe 20 m), u. a. der Eichsstumpf, im Klinger-Ried.

Im Uebrigen kann nach den Hess. geol. Spez. Karten verwiesen werden.

DIE TALGESCHICHTE DER GERSPRENZ.

Nach dem über die Talgeschichte der Mümling Gesagten können wir uns über die Geschichte der Gersprenz kurz fassen.

Das Gersprenztal wurde in phasenhaftem Einschneiden hauptsächlich zur Diluvialzeit angelegt. Auch hier ist die Breite der Hauptterrassen sehr auffällig. Auch hier fanden am Ende der Oberpliozän- und am Anfang der Diluvial-Zeit wieder kleine Fluszverlegungen statt. Der Osterbach sowohl wie der Mergbach müssen zur Oberpliozänzeit gröszere Oberläufe gehabt haben.

Mit der starken Senkungstektonik, welche das Weschnitz-Gebiet zur Diluvialzeit erfuhr, verloren die beiden genannten Bäche ihren Oberlauf.

Der Osterbach wurde von der Weschnitz angezapft.

Damit ist also nachgewiesen worden, dasz parallel mit der diluvialen Hebung des Gersprenz- und Mümlinggebietes sich eine Senkung des Weschnitz-Gebietes vollzog.

Die Weschnitz-Senke verdankt ihre heutige Gestaltung dieser diluvialen Senkungstektonik und der durch diese Senkung hervorgerufenen Ausräumung.

Ob die Weschnitz-Senke schon zur Mitteloligozänzeit angelegt worden ist, wie Credner (nr. 9. S. 14) annimmt, ist nicht positiv zu beweisen. Die ungefähr gleiche Ausbildung der zur Rheinebene und zur Weschnitz fließenden Bachläufe beweist über die Richtigkeit dieser Annahme nichts. Alle diese Bäche sind vermutlich zur Diluvialzeit, frühestens zu Ende der Oberpliozänzeit angelegt worden.

Dasz der Boden der Weschnitz-Senke noch ein erhaltenes Stück der permischen Abtragungsfläche (nr. 9. S. 15) sein sollte, ist deswegen nicht wahrscheinlich. Es kommt mir fraglich vor, ob die Otzberg-Spalte wirklich besteht. Es ist auffallend, dasz diese Spalte grösztenteils mit Erosionsrändern, welche keinesweges den Charakter von Bruchstufen haben, zusammenfällt. Der Pasz am Gumpener Kreuz ist ein Taltorso und nicht, wie Credner S. 15) vermutet, eine tektonische Senke, welche die nördliche Fortsetzung der Weschnitz-Senke bilden würde.

Zur Diluvialzeit vollzog sich die allmähliche Einbiegung im mittleren Gersprenztal, welche eine starke Ausräumung in der Umgebung der oberen Modau, des Fischbachs, der Gersprenz, und des Mühlbachs hervorrief und welche in diesem Gebiet eine Verfolgung der altdiluvialen Terrassen unmöglich macht.

Diese Untersuchungen der Gersprenz und der Mümling haben also bewiesen: 1. Dasz die Heraushebung des Buntsandstein-Odenwaldes zur Diluvialzeit ungefähr 120—150 m betragen hat. 2. Dasz im Gersprenzgebiet zwischen Grosz Gumpen, Ober Ostern und Grosz Bieberau zu dieser Zeit eine gleiche Heraushebung stattfindet, während diese Zone im Norden begrenzt wird durch ein Gebiet von gleichmässiger Einbiegung und im Süden durch ein Gebiet mit starker Senkungstektonik. (Weschnitzsenke).

DIE TERRASSEN DES ASCHAFFTALES.

Die oberpliozänen Terrassen (O-Stufe).

Schon Maull (nr. 76 S. 89) wies daraufhin, dasz das 300 m-Niveau im Aschaff-Gebiet gröszere Bedeutung gewinnt, ohne aber auf eine spezielle Beschreibung der Terrassen einzugehen. Credner (nr. 9) hat das Vorkommen von diesen 300 m-Terrassen und überhaupt von allen Terrassen im Aschafftal bestritten und erblickt in der Aschaff-Gegend ein Gebiet, das seit der Altdiluvialzeit keine Heraushebung mehr erfahren hat.

Die Wahrheit liegt in der Mitte.

Das 300 m-Niveau hat im Aschafftal keine sehr grosze Bedeutung. Terrassen in dieser Höhe treten hauptsächlich im Oberlauf gebiet des Morsbach-Bessenbachtals auf.

Es sind:

Südlich von Grünmorsbach:

Rechte Talseite: Eine Terrasse (P. 303) am Abhang des Kaiserbergs. Zwischen Harbach und Winzenhöhl.

Linke Talseite: Breite Terrassen in 290—310 m N.N. (P. 304, P. 295, P. 314. Am Gingerhof und Schmalen Berg.

Weiter fällt in diesem Niveau noch eine grosze Terrasse südlich von Hoesbach auf, nämlich der Gartenberg (300—305 m) im Schmerlenbacher Wald.

Von viel grözzerer Bedeutung sind aber im Aschafftal die verschiedene Stufen der Hauptterrasse.

Die H₁-Stufe.

Im oberen Aschaff- und Bessenbachtal begegnen wir dieser Stufe an den folgenden Stellen:

Rechts des Bessenbachtals südöstlich von Keilberg:

Eine Terrasse in 270 m N.N.

Rechts des Aschafftals nordöstlich von Unter Bessenbach:

Eine breite Terrasse „am Steiger“ (250—260 m N.N.) (rel. Höhe 100—110 m).

Links des Bessenbachtals westlich von Keilberg:

Eine breite Terrasse in 250—260 m (rel. Höhe 90—100 m).

Der Judberg und Kilians-Wäldchen.

Im Laufach- und Sailaufthal sind die folgenden Terrassenvorkommen dieser Stufe zu erwähnen.

Südlich von Laufach:

Linke Talseite: Eine Terrasse in 270 m (90 m rel. Höhe) am Abhang des Kahlbergs.

Verfolgen wir jetzt wieder die H₁-Stufe von Weiberhöfen an der Aschaff talabwärts, dann sind noch die folgenden Terrassen zu erwähnen:

Südlich von Hoesbach:

Linke Talseite: Eine Terrasse (Steinknückel) in 256 m N.N. (rel. Höhe 115 m).

Südlich von Goldbach:

Linke Talseite; Eine Terrasse (Kugelberg) in 244 m N.N. (rel. Höhe 110 m.)

Nördlich von Aschaffenburg:

Rechte Talseite; Eine breite Terrasse am Birkes in 230—248 m N.N. (105—120 m r. Höhe).

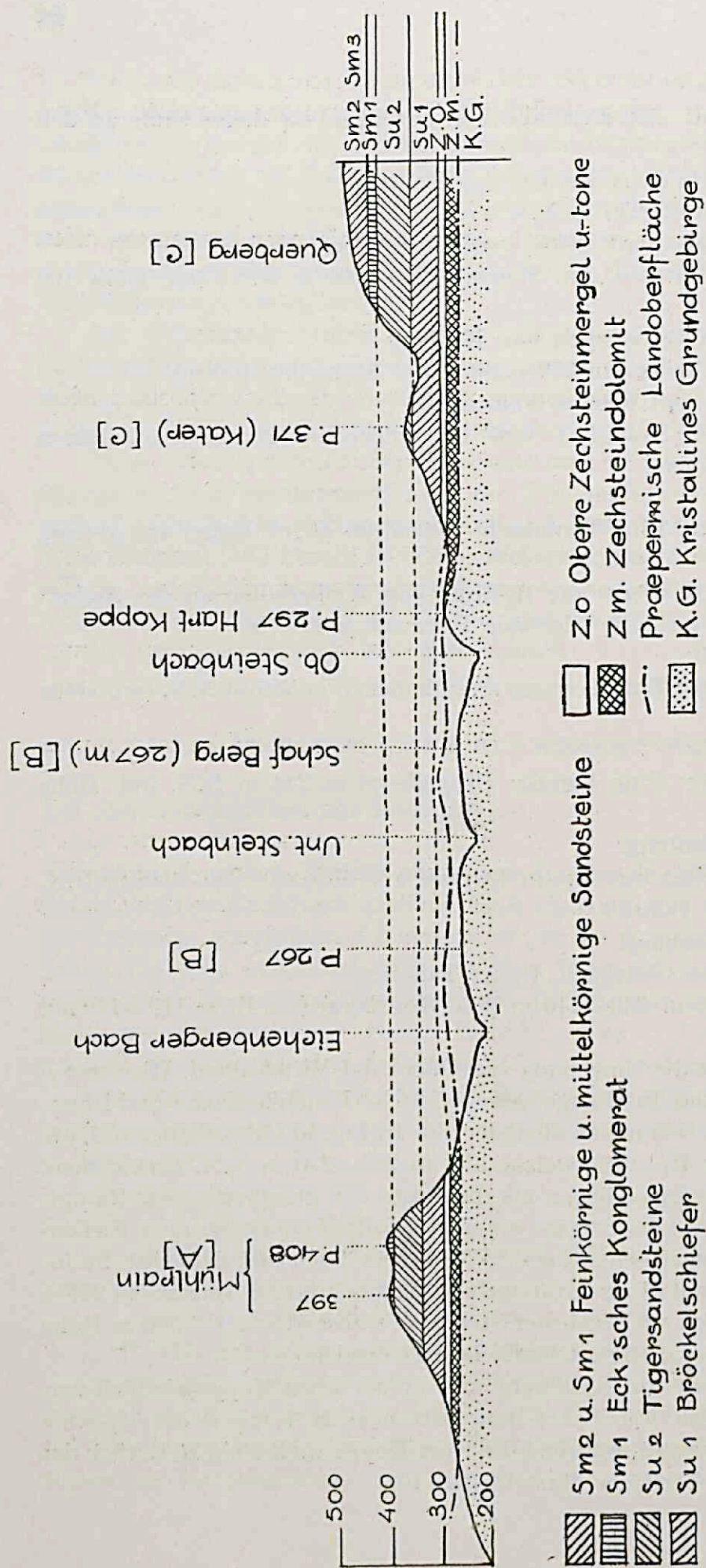
Nördlich von Aschaffenburg:

südöstlich von Glattbach, rechte Talseite.

Eine Terrasse in 230—240 m (am Wolfsberg) (rel. Höhe 110—120 m).

Sehr instruktiv ist die Umgebung von Ober- und Mittelsailauf. Hier treten Buntsandstein-Stufe und Inselberge, praepermische Landoberfläche und Flusztterrassen in engster Beziehung zu einander auf. In Fig. 10 fällt deutlich auf, wie die Flusztterrassen der H₁-Stufe, welche hier in 255—270 m N.N. vorkommen, ungefähr 20—30 m niedriger liegen als die Reste der praepermischen Rumpflfläche. Geht man z. B. auf der Strasse von Mittel-Sailauf nordwärts nach Eichenberg, so begegnet man zwischen dem Eichenberger Bach und dem Unt. Steinbach eine schöne, im kristallinen Grundgebirge eingeschnittene Terrasse in 255—270 m Höhe. Dann folgt ein deutlicher Steilrand, während in 290—300 m Höhe das Niveau der praepermischen Oberfläche erst erreicht ist.

Dasselbe kann man am Schafberg und an der Hart-Koppe nördlich von Ober-Sailauf beobachten. Der Schaf-Berg tritt uns als Terrasse der H₁-Stufe (260—270 m N.N.) entgegen, während die Hart-Koppe wieder ein Reststück der praepermischen Landoberfläche darstellt (fig. 10).



[A] Ein Inselberg des Buntsandsteins. [B] Hauptterrassen der Sailauf. [C] Die Buntsandsteinstufe

MORPHOLOGISCH – GEOLOGISCHES PROFIL DES OBER-SAILAUF – GEBIETS

Die Begrenzung der verschiedenen Stufen des Buntsandsteins sind entnommen der Studie von Dr. C. Weidmann; „Zur Geologie des Vorspessarts“

Fig. 10

Im Niveau der H_1 -Stufe liegt weiter noch eine breite Terrasse nordwestlich von Mittelsailauf (an der Pfarrhecke 257 m N.N.) und der Hohe-Ickel (250 m N.N.), eine breite Terrasse westlich von Unter-Sailauf.

Die H_2 - und H_3 -Stufe.

Im Bessenbachtal, linke Talseite, sind die folgenden Terrassen dieser Stufen vorhanden:

Südlich von Strasz-Bessenbach:

Eine Terrasse in 235—240 m N.N. (Kors Berg) (H_2 -Stufe).

Von Strasz-Bessenbach bis Keilberg:

Rechte Talseite; Eine Terrasse am Abhang des Steigkuppels in 240—245 m N.N. (H_2 -Stufe).

Eine Terrasse in 245 m N.N. (am Wolfszahn) (H_2 -Stufe).

Eine Terrasse in 245 m N.N. (am Roth) (H_2 -Stufe).

Im Aschafftal von Keilberg bis zum Bahnhof Hoesbach:

Rechte Talseite; Eine Terrasse in 230—235 m N.N. (Tannenhöhe).

Zwei Terrassen am Abhang des Lerchenrains in rund 230 m N.N. (H_2 -Stufe).

Linke Talseite; Eine Terrasse in 210 m N.N. westlich von Unter-Bessenbach (H_3 -Stufe).

Im Laufachtal:

Rechte Talseite; Eine kleine, in Kultur genommene Terrasse am Abhang des Brandenbergs in 235—240 m N.N.

Eine Terrasse am Abhang des Lerchenrains in 230 m N.N.

Rechts des Tales begegnen wir zwischen Laufach und Untersailauf einigen morphologisch schön hervortretenden Terrassen in 220—230 m N.N. am Abhang des Bischlings-Berg. Sie sind z. T. verhüllt unter einer Decke von Gehängeschutt und verschwemmtem Löss (H_2 -Stufe).

Im Sailaufthal:

Rechte Talseite; Eine kleine Terrasse westlich von Mittelsailauf in 220—230 m N.N. (am Sämenberg).

Eine breite Terrasse südwestlich von Unter-Sailauf am Leitweg in 220—230 m N.N. (H_2 -Stufe) und eine Terrasse am Wingert in 210 m N.N. (H_3 -Stufe).

Im Mittleren- und Untern Aschafftal:

Linke Talseite;

Südlich von Hoesbach:

Eine Terrasse in 215 m N.N. (rel. Höhe 80 m) am Klinger.

Nordöstlich von Hoesbach:

Eine Terrasse in 210—210 m N.N. (Attichsberg).

Nördlich von Goldbach: Eine Terrasse in 220—220 m N.N. (rel. Höhe 70—90 m) am Stütz.

Nördlich von Aschaffenburg:

Eine Terrasse in 210—215 m N.N. (rel. Höhe 90—95 m) am Pfaffenberg.

Eine Terrasse in 220—225 m N.N. am Pulver-Berg und Wolfsberg.

Eine Terrasse in 210—225 m N.N. (rel. Höhe 100—115 m) am Rosen-
berg. Terrassen in rund 210 m N.N. am Städtischen Strüt.

Auf diesen Terrassen lassen sich sehr vereinzelt Buntsandsteingerölle feststellen. Uebrigens tragen sie meistens eine Decke von Lehm oder verschwemmtem Löss, in dem eckige und kantengerundete, aber auch speziell im Unterlaufgebiet schön geröllte Quarze in groszen Mengen auftreten.

Diese Quarze sind absolut kein Beweis für ein pliozänes Alter dieser Terrassen. Sie entstammen den Aplitgängen, welche im kristallinen Grundgebirge zahlreich auftreten, und jeder kleine Seitenbach transportiert noch an jedem Tag solche Gangquarze. Jedenfalls ist es unrichtig, sie als Reste einer oberpliozänen Verwitterungsrinde anzusehen. Sie treten auf allen Flusztterrassen dieser Gegend auf und sind groszenteils diluvialen Alters.

Am Abhang des Wolfsbergs meinte ich Juni 1927 links der Strasse nach Johannisberg in rund 220 m N.N. Maingerölle festgestellt zu haben. Das Vorkommen dieser meistens sehr kleinen Gerölle war auf 100—200 qm beschränkt.

Bei späteren Exkursionen habe ich diese Stelle nicht mehr zurückfinden können.

Die M-Stufen.

Schon Wilz (nr. 159) erwähnt einige Terrassen dieser Stufen, welche in rund 10—20 m über den Flussspiegel vorkommen.

Auch in der Umgebung von Keilberg und Unter-Bessenbach treten schöne Terrassen in rund 10—25 m relativer Höhe auf, sie sind meistens mit Löss bedeckt. Am Nordrande des Aschaffener Beckens sind ebenfalls zahlreiche Mittelterrassen vorhanden. Gleichaltrig sind die Tone, welche an der Mündung des Aschafftales auftreten (Damm, Au-Mühle usw).

Etwas näher möge auf die Tone von Hoesbach eingegangen sein. In der nördlichen Grube ist das folgende Profil zu beobachten:

Gesamtmächtigkeit rund 15 m	{	Verlehmter und verschwemmter Löss	2—3 m
		Weisse und gelbweisse Sande und Schotter	6 m
		Weisse Tone, Sande	
		Rote Tone (lateritische Verwitterung des Granits)	5—6 m
		Anstehender Granit.	

Man fragt sich, ob hier diese lateritische Verwitterung ein Grund kann sein für die Annahme eines oberpliozänen oder ein unterpliozänen Alters der roten Tone? Sind diese Tone zur Obermiozänzeit in einem kleinen Grabeneinbruch abgelagert und erst wieder zur Diluvialzeit von einem jungen Fluss angeschnitten worden? Ich glaube nicht, das dies der Fall. Der Talcharakter des Hoesbachs spricht nicht für diese Annahme. Vielmehr macht es den Ein-

druck, dasz diese Tone (auch die roten) jünger sind als der Hoesbach, und sie also wie viele andere Tonvorkommen mitteldiluvialen Alters sind. Wenn das der Fall ist, so würde also, wie schon in Kapitel 3 bemerkt wurde, eine lateritische Verwitterungsrinde nicht mehr ein Beweis sein können für ein obermiozänes oder altplozänes Alter der verwitterten Ablagerungen. Das Profil der südlichen Grube ist viel bunter, als das der nördlichen. 1929 war ungefähr das folgende Profil zu beobachten;

gelbe und braune Sande und sandige Tone	2—3 m
grünliche Tone	0,60 m
braune Tone mit Einschaltungen von Sandlinsen und bläulichem Pflanzenton	4 m
blauer und schwarzer Ton	3 m
eisenbraune Sande und Gerölle (u.a. mit Buntsandsteinschotter)	0,60 m
gebleichte Sande und Gerölle.	

Auch hier nehme ich an, dasz diese Tone mitteldiluvial sind, welche Annahme mit den Charakter der gefundenen Käferfanna nicht in Widerspruch steht. Dasz unter diesen Tönen noch pliozäne Tone und Sande vorkommen würden, scheint mir nicht wahrscheinlich.

SPEZIELLE BESCHREIBUNG DER TERRASSEN DES KAHLTALES.

Die oberpliozänen Terrassen dieses Tales lassen sich fast den ganzen Fluszlaufl entlang regelmässig verfolgen. Es sind Terrassen in rund 300—325 m N.N., welche meistens schotterfrei sind, jedoch morphologisch deutlich hervor treten. An einzelnen Stellen, u.a. auf den in Kultur genommenen Terrassen dieses Niveau's, welche nördlich von Schimborn und Königshofen vorkommen, konnte ich auf den Aeckern sehr vereinzelt schön polierte Buntsandsteingerölle feststellen. Einzelne dieser Terrassen, u.a. die eben genannten, sind noch in zwei Stufen zu verteilen welche durch eine deutliche Scharfkante getrennt sind.

Weiterhin sind als Terrassen dieses Niveau's zu erwähnen;

Zwischen Huckelheim und Schöllkrippen:

Linke Talseite: Der Steinchen Berg, und der Gans Berg, zwei Terrassen in 320 und 300 m N.N.

Rechte Talseite: Der Haardt (317 m N.N.), Der Müller Stein am Abhang des Ziegelbergs (310 m N.N.) Der Eichenberg (300—310 m N.N.), Die Polster Hecke (320 m N.N.), der Stein (295 m N.N.), Der Kalmus (310 m N.N.).

Zwischen Ober-Krombach und Blankenbach:

Linke Talseite: Der Bach Berg (305 m N.N.), der Belzenberg (312 m N.N.), der Kreuz Berg (307 m N.N.).

Rechte Talseite: Zwei Terrassen westlich von Mittel- und Unter-Krombach in 310—320 m N.N.

Zwischen Blankenbach und Alzenau:

Linke Talseite: Zwei Terrassen südlich von Blankenbach in 295—305 und 315 m N.N., Eine Terrasse südlich von Königshofen (295 m N.N. — rel. Höhe 120 m). Zwei Terrassen in der Umgebung von Daxberg in 310—320 m N.N. (rel. Höhe 140—150 m).

Der Bauersberg und der Daunert (320 m N.N. — rel. Höhe 150 m) bei Strötzbach.

Eine Terrasse in 317 m N.N. (rel. Höhe 170 m) am Abhang des Jiftiger Bergs, westlich von Brücken. Zwei Terrassen östlich von Kälberau in 327 m N.N. (rel. Höhe 185 m) und 315 m N.N.

Rechte Talseite; Breite Terrassen zwischen Königshofen und Nieder-Steinbach in 300—330 m N.N. (u.a. Birkfeld, Buchberg Höhe, P 329 am Abhang des Rüben-Waldbergs). Drei Terrassen zwischen Nieder-Steinbach und Michelbach, nämlich der Hesselborn in 314 m N.N. (rel. Höhe 150 m), die Schweden Schanze am Abhang des Heid-Kopfes in 310—320 m N.N. (rel. Höhe 155—165 m), und der Blasbalg Berg (300—310 m N.N.)

Die H-Stufen.

Die Hauptterrassen der Kahl und ihrer Nebenflüsse treten im Allgemeinen weniger hervor als die oberpliozänen Terrassen. Auch hier ist wieder eine Zweiteilung durchzuführen, nämlich in die H_1 -Stufe, und in eine Stufe, welche den H_2 - und H_3 -Stufen des Maintales äquivalent ist.

Die folgenden Terrassen der H_1 -Stufe sind zu erwähnen:

Zwischen Huckelheim und Schöllkrippen:

Linke Talseite; Drei Terrassen in 280—290 m N.N., östlich von Ober-Westernkahl, nämlich der Kirbig (290), der Geisberg (280), und der Rennersberg (285).

Eine breite Terrasse, nordöstlich von Schöllkrippen in 275—280 m N.N.

Rechte Talseite: zwei kleine Terrassen, westlich von Ober-Westernkahl in 280—290 m N.N. Eine etwas breitere Terrasse nordwestlich von Unter-Schneppenbach in 270—280 m N.N.

Zwischen Schöllkrippen und Mömbris:

Linke Talseite: Südöstlich von Schöllkrippen zwei Terrassen am Abhang des Krämers Bergs in 270—280 m N.N.

Zwei Terrassen südlich von Königshofen in 270—275 m N.N. (rel. Höhe 100 m), nämlich der Kalten Berg (272), und die Höhe (275).

Der Kos Berg südlich von Schimborn in 270—280 m N.N. (rel. Höhe 105 m).

Rechte Talseite; Zwei Terrassen südöstlich von Schöllkrippen, am Abhang des Kalmus-Bergs, in 270—280 m N.N.

Drei Terrassen nördlich von Königshofen in rund 275 m N.N.

Eine Terrasse am Abhang der Buchberg Höhe (siehe Abb. 11), nordöstlich von Mensengesäß. Eine Terrasse, nördlich von Mömbris in 270—280 m N.N. (rel. Höhe 100—110 m).

Die Terrassen der H₂- und H₃-Stufen.

Zwischen Huckelheim und Schöllkrippen:

Linke Talseite: Zwei Terrassen östlich von Ober-Westernkahl in 260—270 m N.N. Eine Terrasse östlich von Unter-Westernkahl. Eine Terrasse nordöstlich von Schöllkrippen, in 260—270 m N.N.

Rechte Talseite: Zwei Terrassen westlich von Unter-Westernkahl.

Zwischen Schöllkrippen und Mömbris:

Linke Talseite: Drei kleine Terrassen in der Umgebung von Sommerkahl in rund 260 m N.N.

Rechte Talseite: drei Terrassen am Abhang des Kalmus-Bergs in 250—260 m N.N.

Eine Terrasse in 255—260 m N.N. nördlich von Blankenbach (Hoher Rain).

Zwei kleine Terrassen nordwestlich von Königshofen in 250—260 m N.N. (rel. Höhe 80—85 m). Zwei kleine Terrassen in der Umgebung von Mömbris-Mensengesäß in 250—260 m N.N. (rel. Höhe 80—90 m).

Die Mittelterrassen (M-Stufen).

Im Gebiet des Westernkahls und in der Umgebung von Schöllkrippen treten zahlreiche Schottervorkommen am Rande des Tales auf, welche bis rund 35 m über den Flussspiegel reichen. Sie sind mitteldiluvial.

Gleichaltrig sind die in rund 40 m rel. Höhe liegenden Terrassen südlich von Schimborn, die Schotterablagerungen bei Dorsthöfen und die Sande und Schotter zwischen Albstadt und Michelstadt.

Sehr schöne Terrassen der M₁-Stufe liegen bei Alzenau (187 m und 176 m N. N.). Sie sind schon von Schottler beschrieben worden (Erl. Bl. Seligenstadt). Daz die gebleichten Tone auf ein altdiluviales oder pliozänes Alter weisen, ist, wenn wir diese Terrassen vergleichen mit den höheren, welche in diesem Tale vorhanden sind, nicht wahrscheinlich. Zwischen Michelbach und Wasserlos treten links der Kahl die mächtigen Schottermassen in 140—190 m N. N. auf, welche ebenfalls mitteldiluvial sind.

DIE TALGESCHICHTE VON ASCHAFF UND KAHL.

Aus der gegebenen Einteilung der Terrassen folgt, daz genau so, wie es mit dem Main der Fall ist, das Aschafftal und das Kahlthal in der Oberpliozän- und Diluvialzeit entstandene Täler sind. Beide Täler haben seit der Oberpliozänzeit keine bedeutenden Flussverlegungen mehr erfahren.

Im Aschafftal treten die oberpliozänen Terrassen viel weniger stark hervor, als im Kahlthal, was auf eine starke Ausräumung des Körnelgneises im Aschaffgebiet zur Hauptterrassenzeit zurück zu führen ist. Was die Quellflüsse anbelangt, so kann gesagt werden, daz bei der Aschaff die Sailauf und der Bessenbach ihr Gebiet seit dem Oberpliozän nicht nennenswert vergrößert haben, während die Aschaff oberhalb Unter-Bessenbach und die Laufach oberhalb Laufach verhältnismäßig junge Kerbtäler sind mit einer typischen V-Form.

Bei der Kahl ist die Western-Kahl der ältere Quellbach, der schon zur Oberpliozänzeit bestand, während das Kahlthal oberhalb Klein Kahl erst im Mitteldiluvium seine gegenwärtige Gestaltung erreichte. Die Buntsandsteinstufe ist im Kahl-Aschaffgebiet seit dem Oberpliozän also kaum zurückgewichen. Nur die Zerlappung der Stufe durch junge Kerbtäler hat im Diluvium grössere Fortschritte gemacht.

Die praepermische Landoberfläche ist in ihrer ursprünglichen Lage und Ausbildung in diesem Gebiet kaum vorhanden (siehe nr. 76 S. 84—92). Selbst in der unmittelbaren Umgebung der Landstufe fehlt sie meistens, und ist oft durch pliozäne oder altdiluviale Terrassen ersetzt worden, wie man u. a. aus Fig. 10 leicht erkennen kann. In mitteldiluvialer Zeit ist dann das heutige Talniveau nahezu erreicht. Dann folgt eine Periode von Reakkumulation. Aus dieser Zeit müssen u. a. die Tone des Aschafftales und die Schottermassen bei Hörstein, Wasserlos u. s. w. stammen, welche bis jetzt als Pliozän oder Altdiluvial (Au-Mühle, Hoesbach u. s. w.) angesprochen wurden. Der Auffassung CREDNERS (nr. 9), dass das Aschafftal schon am Anfang der Diluvialzeit seine heutige Gestaltung erreicht haben sollte, kann ich nicht beistimmen. Ob möglicherweise die Tone von Hoesbach in einen prae-oberpliozänen Graben abgelagert worden sind, ist nicht sicher zu ermitteln. Der Charakter des Aschaff- und des Hoesbachtales spricht gar nicht für diese Annahme. Vielmehr glaube ich, wie schon bemerkt wurde, dass diese Tone ein mitteldiluviales Alter haben. Damit würde also die Auffassung, dass die Lateritverwitterung nur auf das Unterpliozän oder Miozän beschränkt ist, einer Abänderung bedürfen (man vergleiche Kapitel 3 — Die Trappdecke).

Wie schon CREDNER (nr. 9 S. 78) nachgewiesen hat, ist der grundverschiedene Habitus des Kahltales einerseits, des Aschafftales andererseits auf den Wechsel des Baustoffes und die dadurch verursachte Verschiedenheit in morphologischer Widerstandsfähigkeit des Gesteins zurück zu führen.

EINIGE BEMERKUNGEN UEBER DIE MORPHOLOGIE DER KINZIG.

Nachdem wir die Talgeschichte des Aschaff- und Kahltales dargestellt haben, seien die folgenden Bemerkungen über die Morphologie des Kinzigtales gestattet. Wie schon bemerkt wurde, nahm VÖLKER (nr. 144) an, dass die Kinziglandschaft unter Einfluss des starren Vogelsbergs seit dem Anfang des Diluviums keine Heraushebung mehr erfahren hat, und dass die Kinzig also am Ende der Pliozänzeit ihre heutige Gestalt schon nahezu erreicht haben müsse. Die Argumente, welche ihn zu dieser Annahme führten, sind schon in Kapitel 2 erwähnt worden. Es handelt sich hier also hauptsächlich um zwei Fragen:

Erstens: Ist das Oberpliozän von Altenhaslau (Mäusegraben) wirklich von diesem Alter, oder sind diese Ablagerungen viel jünger und etwa gleichaltrig mit den Schottermassen, welche z. B. am Rande des Spessarts abgelagert wurden?

Zweitens: Gibt es nur Denudations-, und keine Flussterrassen im Kinzigtal? Nach dem, was in Kapitel 3 schon über die erste Frage im Allgemeinen

gesagt ist, kann ich nicht annehmen, dass es sich im Mäusegraben um echtes Pliozän handelt. Nur die lithologische Beschaffenheit des Materials hat hier wieder zur Annahme eines pliozänen Alters dieser gelb-weißen Tone, Sande und gebleichten Buntsandsteinschotter geführt. Ausserdem wird ein pliozänes Alter dieser Ablagerungen unwahrscheinlich gemacht durch die Antwort, welche auf die zweite Frage zu geben ist. HUMMEL (nr. 41 S. 128) konnte schon darauf hinweisen, dass in den Talgebieten der Bracht, der Salz und der Ulm Terrassen vorhanden sind. Auf einer Exkursion des Frankfurter Geographischen Instituts unter Führung von Herrn Prof. Maull im Frühjahr 1928 konnten auf dem Giebel (328 m N. N. — rel. Höhe 120 m) bei Schlüchtern zahlreiche schön gerundete Quarzgerölle festgestellt werden. Dann fragt es sich, ob die Terrassen welche z. B. in der Umgebung von Lützenhausen-Eidengesäß (südlich von Gelnhausen, linke Talseite) in rund 200 m N. N. auftreten, nur Denudationsterrassen sind und keine reinen Flussterrassen?

Auch in der Umgebung von Frankfurt, konnte ich, wie schon auf S. 45 bemerkt wurde, nordwestlich von Seckbach beim Heiligenstock eine Kinzigterrasse in 170—180 m N. N. (rel. Höhe 80—90 m) feststellen. Das Vorhandensein dieser Kinzigterrasse bei Frankfurt würde übrigens selbstverständlich nicht unbedingt beweisen, dass auch das mittlere Kinzigtal eine diluviale Heraushebung von wenigstens 100 m erfahren haben muss. Jedoch der ganze Talcharakter der Kinzig spricht nicht für die Annahme einer diluvialen Umbeweglichkeit dieses Gebietes. Vergleicht man das Kinzigtal z. B. mit einem altdiluvialen Talstück, das bis auf den heutigen Tag so ungefähr in seiner ursprünglichen Ausbildung bewahrt geblieben ist, dann fällt gleich der Unterschied auf. Ein derartiges altdiluviales Tal ist zwischen Mömlingen und Pflaunheim vorhanden (man siehe S. 75 ff.). Dieses Tal hat einen ganz anderen Habitus als die gegenwärtige Kinzig. Das erstere ist ein ziemlich flacher Talboden mit sehr flachen Talhängen, das letztere ist ebenfalls breit, jedoch mit steilen Talkanten, welche deutliche Beweise für junge vertikale Erosion im anstehenden Gestein sind.

Ein anderes Argument, das gegen die Völkersche Annahme spricht, ist das folgende: Sollte das Kinziggebiet zur Diluvialzeit keine nennenswerte Heraushebung mehr erfahren haben, während gleichzeitig das Kahlgebiet eine Heraushebung von rund 180 m erfuhr, so müsste diese Differenz sich auch im Niveau der praepermischen Rumpffläche am Rande der Landstufe widerspiegeln. Das ist nicht der Fall.

Bei Huckelheim im Westernkahlgebiet überlagert der Zechstein das kristalline Grundgebirge in rund 290—300 m N. N. Bei Altenhaszlau liegt der Zechstein in rund 160—180 m N. N. Also nur eine Höhendifferenz von höchstens 130 m. Ausserdem sind diese Wellungen nicht nur auf das Kinziggebiet beschränkt, sie treten z. B. auch im Aschaffgebiet auf. Hier sind sie sicher präoberpliozän, wie die Flussterrassen in dieser Gegend beweisen. Ich glaube denn auch, dass diese Einmuldung des Kinziggebiets in präoberpliozäner Zeit vor sich gegangen ist. In dieser Hinsicht bin ich ganz der Meinung SCHREPFERS (nr. 124), welchen mit KREBS (nr. 66) präoberpliozäne Verbiegungen der Spessartlandschaft annimmt. Die gegebenen Argumente machen die Tatsache, dass die Kinziglandschaft seit

dem Anfang des Diluviums keine Heraushebung mehr erfahren haben würde, wenig wahrscheinlich. Vielmehr glaube ich, dass auch diese Gegend zur Diluvialzeit eine Heraushebung um ungefähr 150—180 m mitgemacht hat.

KAPITEL 5.

ZUR MORPHOLOGIE DES ODENWALDES.

Das Odenwald war schon Gegenstand mehrerer morphologischer Untersuchungen. Diese Untersuchungen haben fast alle das gemein, dass sie, um in der Terminologie von DAVIS zu sprechen, die landschaftlichen Erscheinungen dieses Gebiets „monozyklisch“ zu erklären versuchen. Immer ist nur von einer Rumpffläche die Rede. So unterscheidet JAEGER (nr. 42 S. 13 ff.) im Odenwald eine Rumpffläche (die praepermische), eine Stufe des unteren Hauptbuntsandsteins und eine Stufe des oberen Buntsandsteins. In der Rumpffläche denkt er sich verschiedene ursprüngliche Erhebungen vorhanden, welche also nicht durch „heutige“ Talbildung herausmodelliert worden sind. Es sind das: der Heppenheimer Wald, die Neunkircher Höhe, die Tromm, etc. Diese dürften nach JAEGER eine zusammenhängende Erhebung der Rumpffläche gebildet haben. Auch die Untersuchungen HAUCKS (nr. 32) und STRIGELS (nr. 143), beschäftigen sich, sofern von Rumpfflächen die Rede ist, nur mit der praepermischen Landoberfläche.

Es war CREDNER (nr. 9 S. 80—88), der als erster erkannte, dass diese praepermische Landoberfläche im kristallinen Odenwald nicht die Bedeutung hat, welche man anfänglich meinte. Für den Spessart bestreitet er das Noch-Vorhandensein von grösseren Teilen einer praepermischen Rumpffläche überhaupt. Für den Odenwald vertritt er jedoch eine andere Meinung. Hier sollten die folgenden Flächen noch der permischen Abtragungsfläche angehören:

- 1°. Die Flächen in der Gegend von Ober-Abtsteinach, welche unter der Buntsandsteinstufe herauskriechen.
- 2°. Die Wasserscheidenhöhen der Tromm.
- 3°. Die Juhöhenscholle.
- 4°. Der Boden der Weschnitzsenke.
- 5°. Das nördliche Bergland zwischen der Neunkircher Höhengruppe und der Rotliegend-Landschaft von Messel.
- 6°. Einige Teile der Böllsteiner Höhe.

1°. Ich kann nicht annehmen, dass die Flächen, nordwestlich von Ober-Abtsteinach Teile der praepermischen Rumpffläche sind. Die Wasserscheide zwischen Steinach und Vöckelsbach (Seitenbach der Weschnitz) wird gebildet durch eine schöne Fläche in 520 m N.N., welche ganz aus Diorit besteht. Die Untergrenze des Buntsandsteins liegt bei Ober-Abtsteinach in ungefähr gleicher Höhe, etwas östlicher aber, im Eiterbachtal, nur in rund 400—420 m N.N. Die praepermische Landoberfläche ist hier also in bedeutendem Masse schief gestellt. Das

Niveau der eben genannten Wasserscheide (520 m N.N.) kann also sicher nicht das Niveau der praepermischen Landoberfläche darstellen. Das Niveau dieser Rumpffläche musz hier wenigstens 30—40 m höher gelegen haben.

2°. Die Wasserscheidenhöhen der Tromm; Hier sind die Verhältnisse weniger scharf als bei Ober-Abtsteinach. Die Tromm erreicht eine maximale Höhe von rund 560 m N.N. Die Untergrenze des Buntsandsteins liegt hier in rund 425 m N.N., etwas östlicher im Ulfenbachtal in rund 380 m N.N. Dasz die kleine 560 m-Fläche der Tromm ein erhaltenes Stück der praepermischen Rumpffläche darstellt, ist dann auch sicher nicht ausgeschlossen.

3°. Die Juhöhenscholle hat nach CREDNER ihre Heraushebung erst in allerjüngster Zeit erlangt (S. 83). Diese Annahme sollte dann bewiesen werden durch die Entwicklung der Bruchstufentäler am Westrande, welche in 200 m N.N. deutliche Knicke der Längsprofile zeigen. Durch diese besonderen Bedingungen würde hier in so weiter Entfernung von der Stufe die Erhaltung von Teilen der permischen Abtragungsfläche ermöglicht sein. Es ist darauf hin zu weisen, dasz deutliche Knicke in den Längsprofilen der kleineren Seitentäler im Odenwald nicht auf dieses Gebiet beschränkt sind. Diese Erscheinung tritt nicht allein im ganzen kristallinen, sondern auch im Buntsandstein-Odenwald häufig auf. Sie findet ihre Erklärung in der Tatsache, dasz die kleineren Seitenbäche die starke diluviale Einschneidung der Hauptbäche nicht nachahmen konnten. Sie würde auch auftreten, wenn der ganze Odenwald zur Diluvialzeit um einen gleichen Betrag gehoben worden wäre. Jedenfalls bilden diese Knicke in den Längskurven der Täler keinen Beweis für die Annahme dasz, die Juhöhenscholle in jüngster Zeit eine Heraushebung erfahren haben würde, welche erheblich stärker gewesen ist als die der umliegenden Gebiete. Es kommt mir überhaupt sehr fraglich vor, ob noch zur Diluvialzeit relative Bewegungen der einzelnen kristallinen Schollen gegen einander stattgefunden haben. Jede neue Studie über die Granittektonik dieses Gebiets kommt zum Schluss, dasz eine genaue zeitliche Festlegung der Bewegungserscheinungen im kristallinen Gebirge unmöglich ist. Und da auch die von CREDNER gegebenen morphologischen Gründe nicht zwingend sind, glaube ich, dasz starke Schollenbewegungen, z. B. der Juhöhenscholle gegen die Scholle der Neunkircher Höhen und der Hepenheimer Umgebung, zur Diluvialzeit nicht vorgekommen sind.

4°. Wohl glaube ich dasz das Weschnitzgebiet zur Diluvialzeit noch eine starke Senkung erfahren hat (man vergleiche Kap. 4; Die Talgeschichte der Gersprenz). Wie wir schon gesehen haben, ist es nicht wahrscheinlich dasz der Boden der Weschnitz-Senke ein nahezu erhaltenes Stück der permischen Landoberfläche darstellt. Vielmehr nehme ich an, dasz gerade in dieser Senke zur Diluvialzeit eine starke Ausräumung in den kristallinen Gesteinen statt fand.

5°. Aus ähnlichen Gründen, als den unter 1°. gegebenen ist das nördliche Bergland zwischer der Neunkircher Höhengruppe und der Rotliegend-Landschaft von Messel gröztenteils nicht als ein Teil der praepermischen Rumpffläche auf zu fassen.

6°. Auf den Böllsteiner Höhen sind noch Reste der praepermischen Landoberfläche vorhanden, wie die zahlreichen Reste von Zechstein- und Bunt-

sandsteinsedimenten beweisen. Auch in der Umgebung des Ober-Osterbachtales tritt die praepermische Rumpffläche in kleinen Flächen auf (siehe Kap. 4; Die oberpliozänen Terrassen der Gersprenz).

Was die Buntsandsteinstufen des Odenwaldes anbelangt, so vertrete ich die Ansicht, dass nur **eine** Stufe vorhanden ist, nämlich die Stufe des unteren Hauptbuntsandsteins. Der zweite von JAEGER (nr. 42 S. 13) als Schichtstufe aufgefasste Steilrand, welcher östlich von Mümling und Gammelsbach vorkommt, und welcher die Stufe des oberen Buntsandsteins sein würde, scheint mir einer anderen Erklärung zu bedürfen. Vergleicht man diese Stufe des oberen Buntsandsteins mit der Verteilung des Buntsandsteins auf der schon mehrfach genannten geologischen Uebersichtskarte des Odenwaldes, dann erkennt man leicht dass sie im südlichen Teil (Sensbacher Höhen) mit dem mittleren Buntsandstein, in der Umgebung von Würzburg aber erst mit dem oberen Buntsandstein zusammenfällt. Auch das Auftreten der zahlreichen mehr oder weniger abgesunkenen Schollen in der Umgebung dieses Steilrandes schlieszt eine Entwicklung als Schichtstufe völlig aus. Andererseits weist JAEGER (S. 20) darauf hin, dass von den einzelnen Verwerfungen in der Gegend von Erbach-Michelstadt oberflächlich nichts mehr zu sehen ist. Nur gleichmässig geneigte ebene Flächen sind übrig geblieben. Auch die am tiefsten eingesunkene Scholle bei Erbach-Michelstadt ist in ihrer heutigen Gestaltung vielmehr ein Ausraum des Muschelkalks und des obersten Buntsandsteins, als ein Bruchbecken.

KREBS (nr. 66. S. 307 ff.), unterscheidet, wie schon in Kap. 2 bemerkt wurde, für unser Gebiet nur eine Rumpffläche, die Unterfränkische. Diese Rumpffläche ist nach KREBS nicht als eine wirkliche Ebene auf zu fassen; sie ist von Wellen durchzogen. So lässt er diese Rumpffläche im südlichen Spessart in 400 m N.N. vorkommen, um sie zwischen Main und Wern bis 300 m, und im Schweinfurter Wald bis 260 m N.N. absinken zu lassen. Die höchsten Teile des Odenwaldes (Hochfläche von Wald-Auerbach, Wagenschwend und vom Katzenbuckel) wird als ein stark gehobenes Stück der Unterfränkischen Rumpffläche aufgefasst. Der Hochspessart wird in diesem Verband nicht als ein Teil der Rumpffläche aufgefasst. KREBS erwähnt darüber, dass es einzelne Hügel gibt, welche die Unterfränkische Rumpffläche überragen und welche sich im Spessart zu einem über 100 m hohen Bergland zusammenschlieszen. SCHREPFER (nr. 123. S. 16—17) nimmt meiner Meinung nach ganz richtig an, dass der Hochspessart und die Katzenbuckelhochfläche gleichaltrige Flächen sind. Auch er nimmt aber nur eine Rumpffläche an, und ist auch der Meinung, dass diese „voroberpliozäne Landoberfläche“ Verbiegungen erfahren hat (man vergleiche Kap. 2).

Diese Ansichten haben, wie schon in Kap. 2 bemerkt wurde, gegen sich, dass man nicht sicher weiss, ob die unzertalten, in sehr verschiedener Höhenlageliegenden Flächen gleichaltrig sind. KREBS betrachtet z.B. die in 400 m N.N. liegenden Flächen im südlichen Spessart als Teile der Unterfränkischen Rumpffläche, während SCHREPFER den mehr als 100 m höher liegenden Hochspessart für ein Stück dieser Rumpffläche hält, und die 400 m Flächen durch die Annahme erklärt dass die Aufwölbung des Spessarts so langsam vor sich ging, dass die

allgemeine Denudation mit der Emporhebung gleichen Schritt halten konnte, und auf diese Weise die 400 m Flächen schuf. Darauf ist zu bemerken, dasz, wenn die Heraushebung so langsam vor sich ging, dasz die allgemeine Denudation mit der Emporhebung gleichen Schritt halten konnte, es nicht ein zu sehen ist, warum diese Denudation nur im südlichen Spessart wirkte, und nicht, was man doch denken würde, den ganzen westlichen Spessart und den ganzen Odenwald, welche der lokalen Erosionsbasis (dem Rheintalgraben und dem Mainzer Becken) gegenüber viel günstiger für diese Denudation gelegen sind, betroffen und bis 400 m abgetragen haben würde. Man kann sich auch denken, dasz dieser Ausspruch von SCHREPPER so auf zu fassen ist, dasz nur in einem bestimmten Stadium der Heraushebung diese so langsam vor sich ging, dasz die Abtragung mit der Aufwölbung gleichen Schritt halten konnte und die 400 m-Fläche des südöstlichen Spessarts geschaffen wurde. Damit würde dann aber gesagt sein, dasz man sich auf den Standpunkt der Piedmonttreppentheorie stellt, und dasz man also annimmt, dasz eine tiefere (jüngere) Rumpflfläche in eine höhere (ältere) eingeschnitten wurde.

In dieser Richtung geht auch der Erklärungsversuch, welchen SIEBERT (nr. 129 S. 99—106) für die Entstehung der in sehr verschiedenen Höhen liegenden Flächen in der Umgebung des Sinntales gibt. Er unterscheidet (S. 104—105) drei Serien von Verebnungsflächen, welche als Reste der praebasaltischen Landoberfläche zu bezeichnen sind. Erstens Einebnungen in 500—650 m N.N. (man vergleiche seine morphologische Karte). Zweitens Einebnungen in 350—400 m N.N. (welche nach der morphologischen Karte auch noch gelegentlich in 400—450 m N.N. vorkommen). Drittens Einebnungen in rund 300 m N.N. Er geht bei seinen Betrachtungen aus von den folgenden Ueberwegungen, welche hier zitiert werden mögen:

Auf S. 104; „Wenn nämlich die praebasaltische Landoberfläche eine fast ebene Ausgleichsfläche war, die emporgehoben worden ist, so musz sie auch da, wo sie nicht vom Basalt bedeckt ist, durch eine in grösserer Höhe gelegene Verebnung gekennzeichnet sein. Wenn diese Verebnungen sich dann in ihrer Höhe etwa mit den Basaltauflagerungsflächen decken so werden sie Stücke der gehobenen praebasaltischen Rumpfffläche sein.“

Auf S. 105; „Der Hiatus im Höhenabstand der einzelnen Verebnungsflächen ist meines Erachtens kein Hinderungsgrund, sie ein und derselben emporgestiegenen Fläche zu ordnen. Ihre Höhenzunahme steigert sich regelmäszig zur Rhön hin von 300 m auf über 600 m. Sie sind als die Piedmonttreppen der Rhön auf zu fassen, die während langsamer, aber andauernder Aufwölbung eingeschnitten wurden. Werden die in 600 m gelegenen Verebnungsflächen nur noch von Bergen überragt, deren schützende Decke der Basalt bildet, so ist die praebasaltische Landoberfläche dort, wo ihre Reste an der unteren Sinn in 300 m liegen, schon ein triassisches Hügelland von knapp 200 m aufgesetzt.“

Ich musz gestehen, dasz ich dieser Beweisführung nicht ganz folgen kann. Vorläufig abgesehen von der Frage, ob Piedmonttreppen auf die Weise, entstehen können wie WALTHER PENCK (nr. 97, S. 162—186) es sich dachte, so kann doch jetzt schon bemerkt werden, dasz SIEBERT unter dem Begriff „Piedmonttreppe“

etwas ganz anderes versteht als W. PENCK. Bei WALTHER PENCK ist immer die höhere Piedmontfläche älter als die tiefere. Bei SIEBERT dagegen sind z.B. Flächen in 300 m und Flächen in 600 m beides Reste der praebasaltischen Landoberfläche und beide also gleichaltrig, während gleichzeitig diese Flächen als Stufen einer Piedmonttreppe aufgefasst worden.

Im Uebrigen hat diese Anschauung noch das gegen sich, dass viele der als praebasaltisch bezeichneten Flächen rund 100 m niedriger liegen als die in der unmittelbaren Nähe liegende Basaltauflagerungsfläche (So ist z. B. in der Gegend von Alt-Glashütten am schmalen Sinn am Rothenrain eine Fläche vorhanden in 620—630 m N.N., während die Basaltauflagerungsfläche auf dem Klein-Auersberg in rund 730 m liegt. Doch sollen die in 620—630 m liegenden Flächen praebasaltisch sein).

Diese SIEBERTSche Studie über das Sinngebiet ist aber sehr wichtig, sofern sie uns klar zeigt, dass Einebnungen in sehr verschiedener Höhenlage vorhanden sind. Meines Erachtens sind diese Flächen ganz richtig als Piedmontflächen bezeichnet worden. Diese Piedmontflächen sind dann aber alle postbasaltisch und nicht gleichaltrig. Auch die verschiedenen, von KREBS beschriebenen unzertalten Flächen sind als Piedmontflächen auf zu fassen. Auch im Odenwald fällt es auf, dass es hauptsächlich drei Niveau's gibt, welche sehr häufig vorkommen, genau so wie es im Sinngebiet und in ganz Unterfranken der Fall ist. Ich habe diese Niveau's für das Odenwald als P_1 , P_2 - und P_3 -Flächen bezeichnet. (Siehe fig. 12: Die P_2 - und P_3 -Flächen westlich von Kirchbrombach). Sie liegen in 500—560 m, in 420—460 m und in 300—360 m N.N. Mit der Annahme dieser Piedmontflächen für den Odenwald soll nicht gesagt sein, dass ich das Vorkommen von Verbiegungen vollständig ablehne. Jedoch ich kann nicht annehmen dass diese Verbiegungen solche Ausmasse erreichten, dass eine im Odenwald in 540 m und eine im Schweinfurter Wald in 260 m liegende Fläche im Groszen und Ganzen Reste einer selben Rumpfläche darstellen würden.

Vielmehr glaube ich, dass die Piedmontflächen des Rheinischen Schiefergebirges, welche STICKEL (nr. 141) bis in das Triasgebiet der Mosel verfolgen konnten, auch im Odenwald, Spessart und Unterfranken vorhanden sind.

Es soll hier unter Verweisung nach der morphologischen Karte des Odenwaldes (Beilage I) keine spezielle Beschreibung der verschiedenen Piedmontflächen vorgenommen werden. Nur einzelne Bemerkungen möge hier noch gemacht werden. Die P_1 -Fläche zerfällt noch in zwei Flächen, welche in rund 500—520 und 540—580 m vorkommen. An verschiedenen Stellen ist diese Erscheinung deutlich zu beobachten. Uebersichtlichkeitshalber sind in Beilage I beide Flächen mit derselben Signatur bezeichnet worden.

Bei Hesselbach (am Itterbach) wird die 540 m-Fläche durch einen deutlichen Steilrand gegen die 500 m-Fläche begrenzt. Anscheinend ist hier dieser Steilrand z.T. als Bruchstufe, aber auch sicher z. T. durch die Ausräumung des leicht zerstörbaren oberen Buntsandsteins hervorgerufen. Wie man leicht erkennen kann, wenn man die morphologische Karte des Odenwaldes vergleicht mit der geologischen Uebersichtskarte dieses Gebiets, ist die Lage der Flächen wenig oder gar nicht von den tektonischen Störungen beeinflusst worden.

Für die Bestimmung des Alters der P_1 -, P_2 - und P_3 -Flächen haben wir die folgenden Anhaltspunkte:

1°. Die in der Rhön ungefähr in gleicher Höhe liegenden Flächen sind postbasaltisch.

2°. Die im Odenwald in rund 300 m N.N. vorkommenden Flussterrassen sind Oberpliozän.

Wenn die Basalte der Rhön ein etwa mittel- bis obermiozänes Alter haben, so kann die P_1 -Fläche noch sehr gut Obermiozän sein. Die P_2 -Fläche ist dann in diesem Verband etwa in der Uebergangszeit vom Obermiozän nach dem Unterpliozän gebildet worden, während schliesslich die P_3 -Fläche ein mittel-bis oberpliozänes Alter hat. (Man vergleiche auch nr. 41, S. 57 ff.).

Der von JAEGER als „Stufe des oberen Buntsandsteins“ bezeichnete Steilrand wird gelegentlich durch den Steilrand der P_1 - nach der P_2 -Fläche, gelegentlich durch den Uebergang der P_2 - nach der P_3 -Fläche gebildet. Auch die Stufe des unteren Buntsandsteins, welche wirklich eine Schichtstufe ist, besteht aus sehr heterogenen Bestandteilen, welche in sehr verschiedener Zeit geschaffen wurden;

Oestlich von Grosz-Bieberau ist diese Stufe durch diluviale Fluszerosion des Reichelbachs u.s.w. geschaffen worden. Im Gebiet des Osterbachtales bildet sie den Uebergang von der P_1 - und P_2 -Fläche nach der P_3 -Fläche. Im Gebiet der Ober-Weschnitz, des Ulfenbachs, des Eiterbachs und der Steinach ist sie, so vielleicht nicht ganz, dann doch wieder hauptsächlich durch diluviale Fluszerosion entstanden. In verschiedenen Teilen dieser Umgebung ist überhaupt keine Schichtstufe entwickelt. Dieselbe Erscheinung kann man im Bauland beobachten, wo vielfach von einer Muschelkalkstufe gar nichts zu sehen ist, und die P_2 -Fläche eine fast ebene Fläche bildet.

Es ist darauf hin zu weisen: dass in der Morphologie des Odenwaldes die Piedmontflächen die Hauptsache sind, während die Buntsandsteinstufe nur eine untergeordnete Rolle spielt. Die verschiedenen Flächen der Piedmonttreppe lassen sich auch im kristallinen Gebirge verfolgen. Hier hat die diluviale Fluszerosion starker gewirkt, die Flächen sind im Allgemeinen dann auch mehr verschnitten worden. Mit der Annahme, dass die P_1 -Fläche auch im kristallinen Gebirge vertreten ist, ist selbstverständlich gleichzeitig angenommen, dass die Sedimentdecke welche auch das kristalline Gebiet überlagert haben muss, schon zur Obermiozänzeit ungefähr bis ihrer heutigen Begrenzung abgetragen war, ein Umstand, welcher uns übrigens nicht zu befremden braucht, wenn wir sehen, dass schon in praetertiärer Zeit die direkte Fluszerosion angefangen hat die Sedimentdecke weg zu räumen (man vergleiche Kap. 1; das Eozän). An einzelnen Stellen fallen die einander kreuzenden jüngeren Piedmontflächen und praepermische Rumpffläche zusammen. Dies ist u.a. der Fall in den Böllsteiner Höhen, wo die in rund 410 m liegenden Flächen gleichzeitig das Niveau der P_2 -Fläche und das der praepermische Landoberfläche darstellen. (Siehe fig. 12).

So stellt sich die Morphogenese des Odenwaldes dar. Im Obermiozän und im Pliozän wird diese Landschaft in drei deutlich von einander zu trennende Piedmontflächen erlegt. Dasselbe ist im Spessart zu beobachten, und ist schon in anderen

Rahmenschollen des Mainzer Beckens beobachtet worden. Am Ende der Pliozänzeit folgt dann ein Stärker-Werden der tektonischen Bewegungen, welche in den Randschollen eine phasenhafte Zerschneidung durch Flüsze hervorrufen, während gleichzeitig die besonderen Senken des Mainzer Beckens mit diluvialen Schottern, Sanden und Tonen aufgefüllt worden.

Manuskript abgeschlossen den 15en Mai 1930.

NOTIZEN.

1. Ohne den Namen des Verfassers zu nennen, zitiert KINKELIN hier die in 1908 und 1909 veröffentlichten Studien OESTREICHs über die Morphologie des Rheingtals.

OESTREICH war damals Einer der Ersten, welcher in Gegensatz zu den KINKELIN'schen Auffassungen eine starke diluviale Aufwölbung des Rheinischen Schiefergebirges nachweisen konnte.

2. Diese Annahme wird wohl sehr wahrscheinlich gemacht durch den sehr verwickelten Bau, welche z.B. der Frankfurter Horst zwischen Luisa und Dietesheim aufweist (man siehe auch Profil 11 und Profil 12 der WENZschen Studie über die Tektonik des östlichen Teils des Mainzer Beckens).

Die sehr verwickelte Struktur des Frankfurter Horstes und ausserdem von zahlreichen anderen Teilen des Beckens schliesst die Annahme, dass nur zur Altdiluvialzeit die verschiedenen Tertiärschollen gegen einander verschoben sein sollten, völlig aus.

3. Es möge dahin gestellt bleiben ob diese Abgrenzung des Diluviums gegen das Pliozän hier genau zu ermitteln war. (Man vergleiche Kap 3; Die lithologische Beschaffenheit u.s.w.).

4. SCHREPFER konnte eine diluviale Heraushebung der Umgebung des Mainvierecks von rund 150 m nachweisen. Auch SIEBERT und SCHULTZE kommen für das Gebiet des Sinn- und Saaletals zu ähnlichen Schlüssen. Im Aschaff-Kahl-Gersprenz und Mömlingtal konnte ich selbst ebenfalls eine solche diluviale Heraushebung konstatieren.

HUMMEL weist darauf hin (Die tektonische Entwicklung eines Schollengebirgslandes S. 57—60), dass die Pliozänzeit eine Periode starker Einebung war, während erst am Ende der Oberpliozänzeit oder am Anfang des Diluviums eine starke Aufwölbung der Rhön stattfand.

Alle diese Tatsachen stehen in graduellem Widerspruch mit den Verhältnissen im Mainzer Becken.

5. Selbstverständlich ist es möglich, dass zur Diluvialzeit hier noch kleine Verschiebungen vom einzelnen Metern statt gefunden haben.

Die Annahme aber, dass an der Störungslinie. Windecken-Dietesheim auf dem Plateau „Hohe Strasse“ noch diluviale Verschiebungen von 50 oder mehr Metern stattgefunden haben, kommt mir aus morphologischen Gründen unwahrscheinlich vor.

6. Ueber die Gründe, welche zur Oberpliozän-Datierung dieser Terrassenführten, siehe Kapitel 4: das Alter der Terrassen.

7. In seiner Arbeit: Die Tertiär- und Diluvial-Bildungen des Untermain-
tales, der Wetterau und des Südabhanges des Taunus (1892) hatte KINKELIN
die Meinung vertreten, dasz die in seinen Oberpliozänschichten vorkommenden
Buntsandsteingerölle und Lydite vom Main herbeigeführt worden sind (S. 225).

In 1913 (Tiefe und ungefähre Ausbreitung des Oberpliozänsees) ist er von
dieser Meinung zurückgekommen, weil er sich nicht denken konnte, dasz in
einem See, so weit vom östlichen Ufer entfernt, noch solche grosze Gerölle zur
Ablagerung kommen konnten.

Auch im Hanau-Seligenstädter Becken sind niemals diese Gerölle gefunden
worden, es lag für ihn also nahe, anzunehmen, dasz die Lydite des Oberpliozäns
von Kriftel und Hattersheim mit der Nidda aus dem Devon und Kulmgebiet
von Butzbach und Gieszen hergekommen sind.

8. Die höchste Maingerölle-führende Terrasse, welche SCHOTTLER be-
kannt war, war der Sachsenhäuser Berg, rel. Höhe 50 m. (Erl. Blatt. Seligen-
stadt der Hess. Geol. Spezialkarte S. 37).

9. SCHOTTLER hat die in 60 m rel. Höhe gelegenen Kahlterrassen bei
Alzenau und die in 40—50 m rel. Höhe liegenden Mainterrassen (u. a. den Sach-
senhäuser Berg) als altdiluviale Terrassen, und diese altdiluvialen Mainterrassen
als Mosbacher Stufe bezeichnet (Erl. Bl. Seligenstadt S. 37). Man siehe auch
Kapitel 4; Alter und Gruppierung der Terrassen.

10. Man vergleiche die folgenden zwei Bohrprofile:

I. Bohrloch der Gewerkschaft Amalie, am Trieb bei Klein-Krotzen-
burg 250 m von der Eisenbahn. (Erl. Blatt Seligenstadt.)

0—9,00 m Diluvium

9,00—33,00 m Oberpliozän

II. Bohrung I Hattersheim (Kinkel. —Tiefe und ungefähre Aus-
breitung des Oberpliozänsees).

0.—14,00 m Diluvium

14.—127,00 m Oberpliozän

11. Bis dahin wurden diese kalkfreien Sande und Tone vom LUDWIG
groszenteils als Oligozän aufgefasst.

12. Diese Ablagerungen aus der Umgebung von Seligenstadt sind später
von KINKELIN, des massenhaften Vorkommen von *Pinus montana* wegen, als
altdiluvial bezeichnet worden (siehe nr. 14).

13. Später nahm KINKELIN an, dasz das Niveau dieser Pliozänseeen so

hoch war, dasz sie so nicht immer, dann doch öfters in Verbindung mit einander standen.

14. Es ist hier darauf hin zu weisen, dasz dieser Ausspruch KINKELINS über die Dichtheit des Pflanzenwuchses und die davon abhängige Verwitterung in Widerspruch steht mit seiner auf palaeophytologischen Tatsachen entwickelten Ansichten über das Klima der Pliozänzeit. In der Zusammenfassung seiner von ihm und GEYLER publizierten Abhandlung über die Flora des Frankfurter Klärbeckens wird doch nachdrücklich gesagt: „Dagegen verweist die Mehrzahl der übrigen Arten auf ein Klima, welches sich von den jetzigen nicht gar zu sehr entfernen dürfte, wenn auch die Temperatur im Ganzen etwas wärmer und die Feuchtigkeit etwas grösser gewesen sein mag.“

Wenn KINKELIN dann ausserdem noch annimmt, dasz die Temperatur etwas höher, aber vor allem dasz die Feuchtigkeit grösser als die heutige war, folgt daraus unbedingt, dasz auch der Pflanzenwuchs dichter als der heutige gewesen sein musz, dasz also von einer den Atmosphäriken frei preisgegebenen Landschaft zur Oberpliozänzeit gar nicht die Rede gewesen sein kann.

15. Besonders ist es HOPPE gewesen der darauf hingewiesen hat, dasz die ehemals als Pliozän angesehenen Schichten der Mudauer Hochfläche, dort wo sie im Bereich der Zwischenschichten (des obersten Buntsandsteins) auftreten, nichts anderes sind als jüngere Molkenböden. Wir treffen daher im Odenwald diese Molkenböden nur in Waldgebieten an, weil die Versumpfung des tonigen Plattensandsteinbodens vor allem auf Hochflächen in ebenen, kaum geneigten Waldungen eintritt (man Siehe nr. 40 S. 384 ff.).

16. *Frenelites europaeus* = Zypressengew.

Pinus askenasyi Geyler und Kinkelin }
Pinus ludwigi Schimper } Kiefern

Abies löhri = Tanne.

Potomageton miqueli = Leichkraut.

Picea latisquamosa Ludwig = Fichte

Fagus pliocaenica Geyler u. Kinkelin = Rotbuche.

Liquidambar pliocaenicum Geyler u. Kinkelin = Amberbaum.

Juglans globosa Ludwig }
Juglans cinerea „ } = Walnusz.

Taxodium distichum pliocaenicum Engelh. u. Kinkelin = Sumpfyzypresse.

Carya alba Mill }
 „ *illinoënsis* } Hickorynusz.
 „ *ovata* Mill }

Corylus avellana L. = Haselnusz.

Betula alba = Birke.

Aesculus hippocastan. L. = Roszkastanie.

17. Die Steinheimer Funde enthielten nach Kinkelin (nr. 51 S. 105—106) die folgenden Arten:

<i>Pinus</i> sp. (<i>Steinheimensis</i> Ludw?)	1
<i>Juncus rostratus</i> Heer	1
<i>Poacitus laevis</i> Al. Braun	3
<i>Populus latior</i> Al. Braun v. <i>rotundata</i>	1
<i>Fagus dentata</i> Goepp (?)	2
<i>Quercus steinheimensis</i> Ludw.	4
<i>Quercus drymeja</i> Unger	1
<i>Betula</i> sp.	1
<i>Carpina</i> sp.	1
<i>Ulmus</i> sp.	1
<i>Juglans acuminata</i> Al Braun	1
<i>Malpighiastrum teutonicum</i> Ett.	1
<i>Rhamnus eridani</i> Heer?	2
<i>Nyssa ornithobroma</i> Unger Früchtchen	1

18. Ampferer (Beiträge zur Glazialgeologie des Enns-und Ybbstaales — Die Eiszeit 1924 H. 1) — bezeichnet solche Terrassen als Ausschneidestufen.

19. Auch SCHREPFER (nr. 124) ist hier ganz der Meinung, dass das Wechseln der relativen Höhe der Felsterrassen keine tektonische Erklärung zu verlangen braucht. Er führt diese Erscheinung auf das allmählich relativ mächtiger werden der Aufschüttung zurück, eine Auffassung der ich nicht beistimmen kann, weil nicht einzusehen ist warum diese Felsterrasse, welche (nach SCHREPFER). Schon lange bestand, bevor die Aufschüttung erfolgte, in ihrem Verlauf von dieser Aufschüttung eine gewisse Abhängigkeit aufweisen würde.

20. In den von JURASKY bestimmten Pflanzenreste sind u. a. *Cinnamomum*-Blätter und Lignite aus dem Holz von *Taxodioxylen Sequoianum* (*Sequoia Langsdorffii*), sehr reichlich vorhanden. Weil er nicht annehmen konnte, dass das Pliozän ein wärmeres Klima, als das Miozän der Lausitz gekannt hat, sind diese Palmenführenden Schichten von ihm auch als Miozän bezeichnet worden.

21. Auch hier ist selbstverständlich die Möglichkeit vorhanden, dass die pliozänen Formen der Elefantenwelt, der günstigen klimatologischen Verhältnisse wegen, in diesem Gebiet noch zur Altdiluvialzeit gelebt haben.

LITERATURVERZEICHNIS.

Abkürzungen: J. Pr. G. L. = Jahrbuch der preussischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin.

Notizblatt Darmstadt = Notizblatt des Vereins für Erdkunde und der Geologischen Landesanstalt zu Darmstadt. (auch abgekürzt N.D.)

Z. d. D. G. G. = Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Abh. d. S. N. G. = Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft.

1. AHLBURG, J. Über das Tertiär und das Diluvium im Flussgebiete der Lahn. J. Pr. G. L. für 1915, Bd. 36, S. 269—373.
2. BEHRMANN, W. Die Oberflächengestaltung des Harzes—Forsch. z. d. Landes- und Volkskunde. Stuttgart 1912.
3. BEHRMANN, W. Einleitung zu drei Schülerarbeiten. — Ver. f. Geogr. u. Stat. Frankfurter Geogr. Hefte. H. 2. (1929).
4. BLANCKENHORN, M. (1901), Oberpliozän mit *Mastodon arvernensis* auf Blatt Ostheim v. d. Rhön. J. P. L.-A., 23, S. 669.
5. BRANDES, TH., (1919), Die varistischen Züge im geologischen Bau Mitteldeutschlands. N. Jahrb., Beil. Bd. 43, S. 190. ff.
6. BÜCKING, H., Der nordwestliche Spessart. — Abh. kgl. preusz. geol. L.-A. N. F. 12, S. 1/274, 8 Fig., 3 Taf., 1 Karte. Berlin 1892.
7. CHELIUS, C., Die Bildung der Felsenmeere im Odenwald—Z. deutsch. geol. Ges. 48 A, S. 644/651 8 Fig., 1 Taf. Berlin 1896.
8. CHELIUS, C., Geologische Führer des Odenwaldes.
9. CREDNER, W., Grundzüge einer vergleichenden Morphologie der kristallinen Gebiete von Spessart und Odenwald. — Verh. naturhist. Ver. Heidelberg N. F. 15. S. 71/94. Heidelberg 1922.
10. DEECKE, W., Geologie von Baden I, II u III. 1917.
11. DEECKE, W., Der Zusammenhang von Flusslauf und Tektonik, dargestellt an den Flüssen Südwestdeutschlands—Fortschritte der Geol. u. Pal. H. 16. Berlin 1926.
12. DIETRICH, BR., (1914), Die Rhön, eine Morphologie des Gebirges. Habilitationsschrift Breslau.
13. DREVERMANN, F., Geologische Exkursionen in der Umgegend von Frankfurt a. M. 1. Flörsheim. — Ber. d. Senckenb. Naturf. Ges. 50, 1920, S. 95—103.
14. ENGELHARDT, H. und KINKELIN, F., Oberpliocäne Flora und Fauna des Untermaintals, insbesondere des Frankfurter Klärbeckens. — Abh. d. S. N. G. XXIX, 1908, S. 151—306.
15. FLACH, K., Käfer der unterpleistocänen Ablagerungen bei Aschaff-

- burg. — Verhandl. d. physikal.-med. Ges. Würzburg XVIII, 1884, S. 285—297.
- FLIEGEL, G. und WUNSTORF, W., Die Geologie des Niederheinischen Tieflandes. — Abh. Kgl. Preusz. Geol. Landesanst. N. T. H. 67. Berlin 1910.
16. FREUDENBERG, W., Die Rheintalspalten von Weinheim a. d. Bergstrasse aus tertiärer und diluvialer Zeit. — Centralbl. f. Min. etc. 1906. S. 667—678, 698—709.
 17. FREUDENBERG, W., Die Säugetiere des älteren Quartärs in Mittel-Europa. Geol. und Palaeontol. Abh. N. F. Bnd. 12 H. 4/5.
 18. GALLADÉ, M., Die Oberflächenformen des Rheintaunus und seines Abfalles zum Main und Rhein. — Sonderdruck aus „Jahrbücher des Nassauischen Vereins für Naturkunde.“ Jahrg. 78, 1926
 - GELLERT, J. F., Zur Grosz-Morphologie des östlichen „Rheinischen Gebirges. Z. f. Geomorph. 1927.
 19. GERTH, H., Ueber die Gliederung des Lösses auf den Terrassen am Taunusrand. — Ber. d. niederrhein. geol. Ver. III, 1909, S. 45—47.
 20. GEYLER, TH., und KINKELIN, F., Die Oberpliocänflora aus den Baugruben des Klärbeckens bei Niederrand und der Schleuse bei Höchst a. M. — Abhand. d. Senckenb. Naturf. Ges. XV, 1, 1887, S. 1—47.
 21. GOEBEL, FR., Die Morphologie des Ruhrgebietes. Verh. Naturhist. Ver. d. preusz. Rheinlande u. Westfalens für 1916, LXXIII, 1917, S. 105.
 22. GRADMANN, R., Das Schichtstufenland. — Z. d. Ges. für Edk. Berlin 1919, S. 113ff.
 23. GRUPE, O. Zur Gliederung des deutschen Buntsandsteins. — Jb. kgl. preusz. geol. L.-A. 33 I, Berlin 1914. S. 397—421.
 24. GÜMBEL, C. W., Geologie von Bayern. — Bd. 2, Kassel 1894.
 25. HAAS, F., Die Najadenfauna des Oberrheins vom Diluvium bis zur Jetztzeit. — Abh. d. S. N. G. XXXII, 1910, S. 147—177.
 26. HARRASSOWITZ, H., (1922 A), Landschaftsaufbau an Ostrande der Rheinischen Masse Centralbl. f. Min. usw., S. 233.
 27. HARRASSOWITZ, H., (1922 B), Die Höhenlage der Rhön. Centralbl. f. Min. usw., S. 615.
 28. HARRASSOWITZ, H., (1923), Ein Pliozänvorkommen bei Gieszen. N. D., 5. F., 5, S. 194.
 29. HARRASSOWITZ, H., Studien über Mittel- und Südeuropäische Verwitterung. — Steinmann Festschrift. Geol. Rundsch. 26, S. 123. ff.
 30. HARRASSOWITZ, H., (1926), Laterit. Fortschr. d. Geol. u. Pal., Bd. IV, H. 14.
 31. HARTUNG, W., (1911), Morphologie der Rhön. Diss. Marburg.
 32. HAUCK, F., Morphologie des kristallinen Odenwalds. Verh. d. Naturk.-med. Ver. zu Heidelberg. N. F. X₃. Heidelberg 1910.
 33. HAUPT, O., *Elephas primigenius* aus den Diluvialschottern von Mainflingen a. M. — Notizbl. d. Ver. f. Erdk. Darmstadt. (4) XXIX, 1908, S. 95—104.
 34. HAUPT, O., *Propalaeotherium* cf. *Rollinati* aus der Braunkohle von Messel

- bei Darmstadt. — Notizbl. d. Ver. f. Erdk. Darmstadt (4) XXXII, 1911, S. 59—70.
35. HECK, H., Die Altsteinsiedlungen des Mainzer Beckens — die Eiszeit (1927). H. I u. II.
 36. HETTNER, A., Die Oberflächenformen des Festlandes — 1928. Verlag Teubner Berlin.
 37. HENKEL, L., Die Terrassen des Maintales bis zum Eintritt in die oberrheinische Tiefebene. Geol. Rundschau Bd. X, S. 137—155; Leipzig 1920.
 38. HOLZAPFEL, E., Das Rheintal von Bingerbrück bis Lahnstein, Abhandlung. d. kön. Preusz. geol. Landesanst. N. F. 15, 1893.
 39. HOPPE, W., Beiträge zur Geologie und Petrographie des Buntsandsteins im Odenwald. I. Petrographie. 1. Die Struktur des Buntsandsteins und ihre Beziehungen zur Einkieselung und Bleichung. — Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. L.-A. 5, S. 79—103, I Taf. Darmstadt 1927.
Beiträge zur Geologie und Petrographie des Buntsandsteins im Odenwald. II Petrographie. 2. Die Gemengteile des Buntsandsteins und die Gesteine der einzelnen Buntsandsteinstufen. — Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. L.-A. 5, S. 54—105, 3 Abb., 3 Taf. Darmstadt 1928.
 40. HOPPE, W., Ueber Molkenböden im Oberen Buntsandstein des Odenwaldes.
 41. HUMMEL, K., Die tektonische Entwicklung eines Schollengebirgslandes (Vogelsberg und Rhön). — Fortschritte der Geologie und Palaeontologie. Breslau, Band XVIII, Heft 24, 1929.
 42. JAEGER, F., Ueber Oberflächengestaltung im Odenwald. — Forschungen z. deutsch. Landes- und Volkskunde. Kirchhoff, B XV, H. 3. Stuttgart 1904.
 43. JURASKY, K. A. Palmen in der „pliozänen“ Braunkohlen des Ruhrtalgrabens. Unhaltbarkeit der heutigen Altersstellung der Kieseloolithstufe-Senckenbergiana 1928, 10. S. 10—15.
 44. KAYSER, E., Die Entstehung des Rheintals. — Verhandl. d. Ges. d. Naturf. u. Aerzte zu Cöln. 1908, I, S. 170—187.
 45. KAYSER, E., u. MEYER, H. L. F., (1913), Der Untergrund des Vogelberges. Ber. ü. d. Versammlungen d. Niederrhein. geol. Ver., 7. Vereinsjahr, 1. Hälfte.
 46. KINKELIN, F., Geologische Tektonik der Umgegend von Frankfurt a.M. — Ber. d. Senckenb. Naturf. Ges. 1885, S. 161—175.
 47. KINKELIN, F., Die Pliocänschichten im Untermainthal. — Ber. der Senckenb. Naturf. Ges. 1885, S. 200—234.
 48. KINKELIN, F., Senkungen im Gebiete des Untermainthales unterhalb Frankfurts und der unteren Niddathales. Ber. der Senckenb. Naturf. Ges. 1885, S. 235—258.
 49. KINKELIN, F., Ueber den Schichtenbau, die Pliocänflora und die Diluvialgebilde des Untermainthales. — Ztschr. d. D. geol. Ges. XXXVIII, 1886, S. 684—695.
 - KINKELIN, F., Man siehe nr. 20.
 50. KINKELIN, F., Der Pliocänsee des Rhein- und Maintales und die ehemaligen Mainläufe. Ein Beitrag zur Kenntniz der Pliocän- und Diluvialzeit

- des westlichen Mitteldeutschlands. — Ber. d. Senckenb. Naturf. Ges. 1889, S. 39—161.
51. KINKELIN, F., Die Tertiär- und Diluvialbildungen des Untermainthales, der Wetterau und des Südabhanges des Taunus. — Abh. zur geol. Spezialk. von Preussen IX, 4, 1892, S. 431—762.
 52. KINKELIN, F., Beiträge zur Geologie der Umgegend von Frankfurt a.M. — Ber. d. Senckenb. Naturf. Ges. 1900, S. 121—164.
 53. KINKELIN, F., Vorgeschichte vom Untergrund und von der Lebewelt des Frankfurter Stadtgebietes. — Frankfurt a.M., 1909.
 54. KINKELIN, F., Tiefe und ungefähre Ausbreitung des Oberpliocänsees in der Wetterau und im unteren Untermaintal bis zum Rhein. — Abhandl. d. Senckenb. Naturf. Ges. XXXI, 1912, S. 202—238.
 55. KIRCHBERGER, MARG., Vorläufige Ergebnisse einiger Exkursionen ins Bergische und ins westliche Sauerland. (Zur deutschen Landeskunde X. Ztschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1917, S. 230.
KIRCHBERGER, MARG., Der Nordwestabfall des Rheinischen Schiefergebirges zwischen der Reichsgrenze und dem Rurthalgraben. Verh. d. Naturk. V. d. p. Rheinl. u. Westf. 74 Jahrg. 1917, Bonn 1919, S. 1—112.
 56. KLEMM, G., Gletscherspuren im Spessart und östlichen Odenwald. — Notizblatt Darmstadt. 4. S. 9—18. 1889.
 57. KLEMM, G., Bericht über die Lagerungsverhältnisse des Diluviums der Bergstrasse und der Rheinebene. — Notizbl. d. Ver. f. Erdk. Darmstadt. (4) XV, 1894, S. 2—15.
 58. KLEMM, G., Ueber die Glacialerscheinungen im Odenwald und Spessart. — Notizbl. Ver. Erdk. u. groszh. hess. geol. L.—A. 4, S. 19—32, 3 Taf. Darmstadt 1895.
 59. KLEMM, G., Ueber zwei Bohrungen der geologischen Landesanstalt bei Heppenheim a.d. B. — Notizbl. d. Ver. f. Erdk. Darmstadt (4) XXV. 1904, S. 3—9.
Spuren einer hochgelegenen Diluvialterrasse bei Darmstadt. — Notizbl. d. Ver. f. Erdk. Darmstadt (4) XXX, 1909, S. 16—19.
 60. KLÜPFEL, W., Ueber die natürliche Gliederung des Hessischen Tertiärs und den Bewegungsmechanismus in tektonischen Senkungsfeldern. — Geol. Rundschau, B. XIX, H. 4, 1928.
 61. KNIERIEM, FR., Bau und Bild des Taunus. (Ein Beitrag zu seiner Landeskunde.) — Die Rheinlande in naturwissenschaftlichen und geogr. Einzeldarstellungen. Herausgegeben v. Dr. C. Mordziol, 1914.
 62. KNUTH, H., Die Terrassen der Sieg von Siegen bis zur Mündung. — Beiträge zur Landeskunde der Rheinlande. Ver. d. Geogr. S. d. U. Bonn. herausgeg. v. A. Philippson, H. 4. Leipzig 1923.
 63. KOCH, C., Das Mainzer Becken und seine Veränderungen bis zu seiner Austrocknung. — Mainz 1878.
 64. VON KOENIGSWALD, R., Bemerkungen zur Säugetierfauna des rheinhes-sischen Dinotheriensandes—Senckenbergiana. B. II. N. 4. Frankfurt a.M. 1929.

65. KRANZ, W., Zur Entstehung des Buntsandsteins. — Jh. Ver. vaterländ. Naturkunde Württemb. 62, S. 104—112, Stuttgart 1906.
66. KREBS, N., (1919), Morphologische Probleme in Unterfranken. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk., S. 333.
67. LEPPLA, A., Die Bildung des Rheindurchbruchs zwischen Bingen und Lorch. — Zeitschr. d. D. geol. Ges. LII. 1900. Verh. S. 79—90.
68. LEPSIUS, R., Das Mainzer Becken, geologisch beschrieben. — Darmstadt 1883.
69. LEPSIUS, R., Die oberrheinische Tiefebene und ihre Randgebirge. — Stuttgart, 1885.
70. LEPSIUS, R., Geologie von Deutschland. — Stuttgart, 1887 ff.
71. LEPSIUS, R., Das Bohrloch der Gebrüder Becker in der Mauerstrasse zu Darmstadt. — Notizbl. d. Ver. f. Erdk. Darmstadt (4) XI, 1890, S. 1—9.
72. LEVY, FR., Die Entwicklung des Rhein- und Maassystemes seit dem jüngeren Tertiär. — Sonderabdruck aus d. Ber. d. Naturf. Ges. zu Freiburg. i. Br. Bd. XXIII.
73. LUDWIG, R., Palaeontographica V S. 81—100 u. VIII S. 52 ff.
74. MEYER, H. L. F., Klimazonen der Verwitterung und ihre Bedeutung für die jüngste geologische Geschichte Deutschlands. — Geol. Rdsch. 7, S. 193 bis 248, 7 Fig. Leipzig 1916.
75. MEYER, H. L. F., Klima- und Verwitterungsfragen. — Geol. Rundsch. 1917. S. 207. ff.
76. MAULL, O., Die Landschaft um Marburg a. d. L. in ihren morphologischen Beziehungen zur weiteren Umgebung. — Jber. Frankfurter Ver. Geogr. u. Statistik 81—83, S. 5—97 (bes. 84—92); 1. Karte. Frankfurt a. M. 1919.
77. MAULL, O., Die germanische Rumpffläche als Arbeitshypothese. Geogr. Anz. 1921, 193, 280 ff.
78. MAULL, O., Geomorphologie und geomorphologische Wirkungen des rheinischen Lebensraumes. — Sonderdruck aus: Der Rhein, Berlin, Kurt Vowinckel Verlag G. M. B. H. 1928.
79. MANGOLD, Die alten Neckarbetten in der Rheinebene. — Abh. d. Groszh. Hess. Geol. Landesanst. II, 2, 1892.
80. MORDZIOL, C., Die Kieseloolithe in den unterpliocänen Dinotheriensanden des Mainzer Beckens. — J. Pr. G. L. XXVIII, 1907, S. 122—130.
81. MORDZIOL, C., Ueber eine Verbindung des Pliocäns des Mainzer Beckens mit dem am Niederrhein. — Ber. üb. d. Vers. d. Niederrhein. geol. Ver. I, 1907, S. 7—12.
82. MORDZIOL, C., Unsere Kenntniss der pliocänen Fluszsotter (Kieselolithschotter) im Rheintale zwischen Bingen und Koblenz. — Z. d. D. G. G. LX (Mon. Ber.) S. 339—342.
83. MORDZIOL, C., Ueber die Parallelisierung der Braunkohlenformation im Rheinischen Schiefergebirge mit dem Tertiär des Mainzer Beckens. — Verhandl. d. naturhist. Ver. d. preusz. Rheinl. u. Westf. 66, 1909, S. 165—189.

84. MORDZIOL, C., Das jüngere Tertiär und das Diluvium des Neuwieder Beckens. Diss. z. Erl. der Doktorw. d. Groszh. Hess. L. U. zu Gieszen. Berlin 1908.
85. MORDZIOL, C., Ein Beweis für die Antzedenz des Rheindurchbruchtals. — Ztschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1910, S. 77—92, 159—173.
86. MORDZIOL, C., Gibt es echtes Miozän im Mainzer Becken. — Centralbl. f. Min. etc. 1911, S. 36—42.
87. MORDZIOL, C., Geologischer Führer durch das Mainzer Tertiärbecken I. Teil. Berlin 1911.
89. MICHELS, F., (1927), G. K. v. Preuszen, Lief 253, Bl. Homburg v. d. H. — Ober-Eschbach.
90. OESTREICH, K., Studien über die Oberflächengestalt des Rheinischen Schiefergebirges. Peterm. Mitt. 1908—1909.
91. OESTREICH, K., Geologische und Geomorphologische Terrassenstudien. — Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1909. Br. 157.
92. OESTREICH, K., Die Oberfläche des Rheinischen Schiefergebirges -Handel. XII v/h Nederl. Nat. en Geneesk. Congres 1909 S. 746 ff.
93. OESTREICH, K., Siehe auch Geogr. Anz. 1913. S. 195 ff.
94. OESTREICH, K., Die Entwicklung unserer Kenntnis von der Formenwelt des Rheinischen Schiefergebirges. Z. f. Geomorphologie 1926, S. 135 ff.
95. OPPERMANN, K., Die Täler des Taunus und ihre anthropogeographische Bedeutung. Inaug.-Diss., Marburg 1888.
96. PANZER, W., (1923), Studien zur Oberflächengestalt des östlichen Taunus. Ber. d. Freiburger naturf. Ges.
97. PENCK, W., Die morphologische Analyse. (Geogr. Abh., 2 Reihe, 2. H.), Stuttgart 1924.
98. PENCK, W., Die Piedmontflächen des südlichen Schwarzwaldes. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin, Jahrg. 1925, S. 81—108.
99. PHILIPPI, E., Ueber die präoligozäne Landoberfläche in Thüringen. — Zeitschr. D. Geol. Ges. 1910.
100. PHILIPPSON, A., Die Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. Sitz. — Ber. herausgegeben v. Naturh. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westf. 1899. Bd. 56, S. 48—50.
101. PHILIPPSON, A., Zur Morphologie des Rheinischen Schiefergebirges Verh. d. 14 Deutsch. geogr. — Tages. Köln 1903.
102. PHILIPPSON, A., Die preussischen Rheinlande. — Z. d. Ges. f. Erdk. z. Berlin. 1925.
103. PHILIPPSON, A., Morphologie der Rheinlande. S. 28—43. Düsseldorfer Geogr. Vorträge. Breslau 1927.
104. PFANNENSTIEL, M., Vergleichende Untersuchungen der Grund- und Deckgebirgsklüfte im südlichen Odenwald. — Inaug. Dissert Heidelberg 1927, Naumburg (Saale), Verlag Lippert & Co.
105. POHLIG, H., Die Eiszeit in den Rheinlanden. — Z. d. D. G. G. LVII, 1905, Mon. Ber. S. 243—253.
106. VON REINACH, A., Die neuen geologischen Aufnahmen in der Hanauer Gegend. — Ber. Wetterau. Ges. f. Naturk. 1895/99, S. 1—10.

107. VON REINACH, A., Exkursionen in der östlichen Wetterau. — Z. d. D. G. G. LII, 1900, S. 89—91 (Mon. Ber.).
108. VON REINACH, A., Vergleichende Studien ueber das Rotliegende der Wetterau — Z. d. d. Geol. Ges. 42. Berlin 1890.
109. Der Rheinstrom und seine wichtigsten Nebenflüsse. Berlin 1889.
110. RÜGER, L., Die Entstehung des Neckar-Mündungstrichters bei Heidelberg. — Verh. d. Naturh.-Med. Ver. z. Heidelberg. B XV H. 1. 1922.
111. SALOMON, W., Die Bedeutung des Pliocäns für die Morphologie Südwestdeutschlands. — Sitzungsber. d. Heidelberger Akad. d. Wiss. Math.-Nat. Kl. 1919, I, S. 1—22.
112. SALOMON, W., Die Intensitäten alluvialer und diluvialer geologischer Vorgänge und ihre Einwirkung auf die pliozäne Rumppläche des Kraichgaus und Odenwaldes. Sitz.-Ber. d. Heidelb. Akad. d. W., M. n. Kl. Abt. A, 1924.
113. SALOMON, W., Die Erbohrung der Heidelberger Radium-Sol-Therme und ihre geologischen Verhältnisse — Abh. d. Heidelb. Akademie der Wissenschaften Math.-Nat. Kl. 1927. 14 Abh.
114. SCHMIDT, A., Die Entstehung des Flusznetzes der schwäbischen Stufenlandschaft. — Jahresber. u. Mitt. d. Oberrh. geol. Ver. N. F. Bd., 10 (1921) S. 48 ff.
115. SCHMIDTGEN, O., Mastodon arvernensis aus den Mosbacher Sanden. — Notizblatt Darmstadt. (4) XXXI. 1910. S. 135—138.
116. SCHMIDTGEN, O., Myogale Moschata Pall. aus den Mosbacher Sanden. — Notizblatt. Darmstadt (4). 31. 1910 S. 132—140.
117. SCHMIDTGEN, O., und WAGNER, W., Eine altpaläolithische Jagdstelle bei Wallertheim in Rheinhessen. — N. D. für d. Jahr 1928 V. Folge, Heft 11. Darmstadt 1929.
118. SCHMITTHENNER, H., Die Entstehung des Neckartals im Odenwald. 1922. Z. d. G. f. Erdk. H. 3/4.
119. SCHMITTHENNER, H., Die Entstehung der Heidelberger Talbucht. — Geogr. Anz. 1925, S. 233.
SCHMITTHENNER, H., Odenwald und Neckartal. — G. Z. 1927, S. 214.
120. SCHOTTLER, W. und HAUPT, O., (1923), Der Untergrund der Mainebene zwischen Aschaffenburg und Offenbach. N. D., 5 F., 5, S. 52, ff.
121. SCHOTTLER, W., Die Basalte der Umgegend von Gieszen. — Abhandl. d. Groszh. Hess. geol. Landes-Anst. IV, 3. 1908. Darmstadt. Bnd. IV H. 3.
122. SCHOTTLER, W., (1928 B), Der Vogelsberg. Abrisz der Geol. v. Bayern. r. d. Rh. herausgegeben v. Prof. Dr. M. Schuster, VI, S. 143.
123. SCHREPFER, H., Das Maintal zwischen Spessart und Odenwald. Forsch. z. d. L. u. V. XXIII. H. 3 Stuttgart 1924.
124. SCHREPFER, M., Oberflächengestalt und eiszeitliche Vergletscherung im Hochschwarzwald. — Geogr. Anz. 1926.
SCHREPFER, H., Der südliche Schwarzland. — G. Z. 1927, S. 172.
125. SCHULTZE, J. H., (1928), Die Landschaftsformen des fränkischen Saale-Gebietes. Frankfurter Geographische Hefte, II, H. 2, S. 381.

126. SCHUSTER, M., (1928), Abrisz der Geologie von Bayern. r. d. Rh. in sechs Abteilungen.
127. SCHWARZER, A., Das linksseitige Zuflussgebiet des Rheins zwischen Bingen und Koblenz. — Beitr. z. Landesk. d. Rheinl. Ver. d. Geogr. S. d. U. Bonn, herausg. v. A. Philippson H. Leipzig 1922.
128. v. SEYFRIED, E., (1911/4), G. K. v. PREUSZEN, Lief. 172, Bl. Steinau, Schlüchtern, Oberzell-Güntershof, Altengronau, Salmünster.
129. SIEBERT, J., (1928). Morphologie des Sinntales (Grenzgebiet Spessart-Rhön). Frankfurter Geographische Hefte, II, H. 2, S. 323.
130. SIEGERT, L., (1912) Ueber die Entwicklung des Wesertales Z. D. G. Ges. Abhandl. S. 233.
131. SOERGEL, W., Die diluvialen Säugetiere Badens. — Ein Beitrag zur Paläontologie und Geologie des Diluviums. — I. Mitt. d. Groszh. Badischen Geol. Landesanst. IX, 1. 1914.
132. SOERGEL, W., Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion. 1921.
133. SOERGEL, W., (1925). Die Gliederung und die absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters. Fortschr. d. Geol. u. Pal., H. 13.
134. STEINMANN, G., Ueber die Beziehungen der niederrheinischen Braunkohlen formation mit dem Tertiär des Mainzer Beckens. — Ber. üb. d. Vers. d. Niederrhein. geol. Ver. I, 1907, S. 12—17.
135. STEINMANN, G., Ueber Radiolarite in den Schottern des Rheintals. — Ber. d. Niederrhein. Geol. Ver. III, 1909.
136. STEUER, A., Ueber das Vorkommen von Radiolarienhornsteinen in den Diluvialterrassen des Rheintals. — Notizblatt Darmstadt (4) XXVII, 1906, S. 27—30.
137. STEUER, A., Ueber Tertiär und Diluvium in den auf den Exkursionen des niederrheinischen geologischen Vereins vom 4. bis 8. April 1909 von Bingen aus besuchten Aufschlüssen. — Ber. d. Niederrh. G. V. 3, 1909. S. 23—41.
138. STEUER, A. Neuere und ältere Aufschlüsse im rheinhessischen Diluvium. — Notizbl. Darmstadt (4) XXX, 1909, S. 28—40.
139. STEUER, A. Die Braunkohlenbildungen des Groszherzogtums Hessen und der benachbarten Gebiete — In; Handb. f. d. Braunkohlenbergbau, hrsg. von G. Klein. Halle 1912.
140. STICKEL, R., Der Abfall der Eifel zur Niederrheinischen Bucht. — Beitr. zur Landesk. der Rheinl. H. 3. Leipzig 1922.
141. STICKEL, R., Zur Morphologie der Hochflächen des linksrheinischen Schiefergebirges und angrenzender Gebiete — Beiträge z. L. d. R., herausgegeben v. A. Philippson, H. 5. Leipzig 1927.
142. STILLE, H., Die Oberkarbonisch-Altdyadischen Sedimentationsräume Mitteleuropa's u.s.w. — Compte Rendu du Congrès pour l'Avancement des Etudes de Stratigraphie Carbonifère. — Heerlen 7—11 Juin 1912. — Geol. Mijnb. Gen. v. Nederl. & Kol. 1928.
143. STRIGEL, A., Geologische Untersuchung der permischen Abtragungs-

- fläche im Odenwald. — Verh. naturhist.-med. Ver. Heidelberg. N. F. 12, S. 63—170.
144. VÖLKER, K., Beiträge zur Morphologie der Kinziglandschaft — Frankfurter Geograph. Hefte. II H. 2, S. 277 ff.
 145. WAGNER, W., Goethe und der geologische Aufbau des Rochusberges bei Bingen. Notizblatt Darmstadt V, 8 H. 1926.
 146. WAGNER, W., Die Terrassen des Nahetals. — Notizblatt Darmstadt 1926. WAGNER, W., (Siehe Schmidtgen und Wagner).
 147. WAGNER, G., Berg und Tal im Triasland von Franken und Schwaben. 1922.
 148. WEIDMANN, C., Zur Geologie des Vorspessaerts. — Rhein-Mainische Forschungen H. 3, — Herausgegeben von Prof. Dr. W. Behrman, Frankfurt a/M.
 149. WENZ, W., Grundzüge einer Tektonik des östlichen Teiles des Mainzer Beckens. — Abh. d. S. N. G. XXXVI 1914, S. 71—107.
 150. WENZ, W., Das jüngere Tertiär des Mainzer Beckens und seiner Nachbargebiete. — Notizblatt Darmstadt. II 1916. (1918). S. 49—71.
 151. WENZ, W., Das Mainzer Becken und seine Randgebiete. — Heidelberg, Verlag Ehrig, 1921.
 152. WENZ, W., Zur Palaeogeographie des Mainzer Beckens. — Geol. Rdsch. V, 1914. S. 321—346.
 153. WENZ, W., (1922), Das Tertiär im Vogelsberg und seine Beziehungen zu dem der Wetterau und zu anderen Tertiärablagerungen. Jahresber. d. Wetterauer Ges. f. d. ges. Naturk. z. Hanau 1909/22.
 154. WENZ, W., Geologischer Exkursionsführer durch das Mainzer Becken und seine Randgebiete. Heidelberg 1921. Verl. v. W. Ehrig.
 155. WENZ, W., (1924A), Tertiäre Verwitterungsrinden im Mainzer Becken. Z. D. G. G., 76, Monatsber., S. 215.
 156. VAN WERVECKE, L., Ueber das Pliocän im Unterelsasz. — Ber. üb. d. Vers. d. Oberrhein. Geol. Ver. 24, 1891, S. 15—21.
 157. WILSER, Die Entwicklungsstadien des südlichen Rheintalgrabens. N. Jahrb. f. M. u.s.w. 1929.
 158. WILSER, Man vergleiche auch — Natur und Museum H. 6, — 1929.
 159. WILZ, A., Ueber Oberflächengestaltung im Spessart. — Programmbeilage städt. Handelsrealschule, 49. S., 6 Fig., 1 Karte. Frankfurt a. M. 1911
 160. Wunstorf, Siehe nr. 15.

INHALTSUEBERSICHT.

	Seite
Einleitung	VII
Kap. 1. Eine Uebersicht der Stratigraphie	1
Kap. 2. Die Grundzüge der Tektonik	9
I. Charakter und Alter der jüngeren tektonischen Bewegungen des Mainzer Beckens	9
II. Charakter und Alter der tektonischen Bewegungen der Randgebiete	17
Kap. 3. Einige Bemerkungen über das Alter der bis jetzt vornehmlich als Oberpliozän angesprochenen Ablagerungen	25
Allgemeine Bemerkungen, Die lithologische Beschaffenheit der als Pliozän aufgefas- zten Ablagerungen	27
Die Fossilführung dieser Schichten	34
Die Trappdecke	38
Kap. 4. Die Fluszterrassen	49
Allgemeine Bemerkungen, Gruppierung, und Alter der Ter- rassen.	49
Die Terrassen des Mains von Obernburg bis zum Rhein . . .	61
Die oberpliozän-diluviale Genese des Mainzer Beckens . . .	69
Die Terrassen der Mümling	70
Die Talgeschichte der Mümling	74
Die Terrassen der Gersprenz	76
Die Talgeschichte der Gersprenz	81
Die Terrassen des Aschaff- und des Kahltales	82
Die Talgeschichte von Aschaff und Kahl	89
Einige Bemerkungen über die Morphologie der Kinzig . .	90
Kap. 5. Zur Morphologie des Odenwaldes	92
Die Bedeutung der präpermischen Landoberfläche im Oden- walde.	92
Die Buntsandsteinstufen des Odenwaldes	94
Die Piedmonttreppen im Odenwald.	95
Die zeitliche Festlegung der Entstehung der Piedmont- treppen	97
Schlussbemerkungen.	97
Notizen	99
Literaturverzeichnis	103

STELLINGEN

I.

HENKEL heeft er terecht opgewezen, dat de door WALTHER PENCK gegeven verklaring voor het ontstaan van Piedmontvlakten onjuist is.

(W. PENCK. — *Die morphologische Analyse*.

HENKEL. — *Peterm. Mitt.* 1926).

II.

De geologische Ouderdom, welke W. PENCK aan de verschillende Piedmontvlakten van het Fichtelgebergte toekent, is niet voldoende gefundeerd (W. PENCK. — *Die morphologische Analyse*).

III.

De argumenten welke HUMMEL aanvoert om een miocene Ouderdom van de jongste Basalterupties van de Vogelsberg te bewijzen, zijn niet overtuigend.

(HUMMEL. — *Die tektonische Entwicklung eines Schollengebirgslandes—Vogelsberg und Rhön*).

IV.

Het scherpe onderscheid dat WENZ, meent te moeten maken tusschen het karakter der tertiaire en dat der diluviale Tektoniek van het Mainzer Becken, wordt niet door feiten bevestigd.

(WENZ. — *Grundzüge einer Tektonik des östlichen Teils des Mainzer Beckens*).

V.

De, om andere redenen waarschijnlijke, diluviale Ouderdom van de postbasaltische afzettingen in het Luisa-Flörsheimer bekken bij Frankfurt, wordt volkomen bevestigd door het karakter van de in deze lagen voorkomende flora.

VI.

Men heeft voor het Odenwald de beteekenis van de praepermische Schiervlakte tot nog toe sterk overschat.

VII.

De door GRADMAN gegeven verklaring van het ontstaan van het Cuesta-Landschap is onvoldoende.

(GRADMAN. — *Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdk.* — 1919).

VIII.

JURASKY, heeft door zijn onderzoek van de Bruinkolen in het Beneden-Ruhr-gebied, bewezen dat de positie, welke het kieseloölithterras in de morphologische en geologische literatuur van Midden-Duitschland inneemt, onjuist is.

(*Senckenbergiana* Bd. 10).

IX.

VON FICKER wijst er terecht op, dat de theorie van BJERKNES niet voldoende rekening houdt met de invloed van de stratosfeer op de luchtdrukveranderingen.

(VON FICKER. — *Metereol. Zeitschr.* 1921.)

X.

Het is te betreuren dat bij de jongste verandering van het academisch statuut het studievak sociale Geographie van het Doctoraalexamen Phys. Aardrijkskunde, naar het candidaatsexamen is gebracht.
