

ÜBER DIE PRÄOLIGOCÄNE LAND- OBERFLÄCHE IN THÜRINGEN.

VON

E. PHILIPPI

IN JENA.

SONDER-ABDRUCK AUS DER ZEITSCHRIFT DER DEUTSCHEN GEOLOGISCHEN
GESELLSCHAFT, BAND 62, JAHRGANG 1910, HEFT 3.

Über die präoligocäne Landoberfläche in Thüringen.

Von Herrn E. PHILIPPI † in Jena¹⁾.

(Hierzu Tafel IV und 23 Textfiguren.)

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
1. Einleitung. Bisherige Auffassung von der geologischen Entwicklung Thüringens. Ihr gegenübergestellt die neue, für welche in dieser Arbeit Beweise gefunden werden sollen	306
2. Die präoligocäne Landoberfläche in der Ilmplatte. Ihre Zerstörung im südlichen Teile der Saalplatte	308
3. Die Hochfläche des Schiefergebirges, keine präpermische Abrasionsfläche, sondern ein Teil der präoligocänen Landoberfläche	311
4. Verbreitung der präoligocänen Landoberfläche in Thüringen	323
a) Thüringisches Schiefergebirge, Frankenwald und Vogtland	324
b) Nordwestlicher Thüringer Wald	328
c) Der Südostrand des Thüringer Beckens	329
d) Thüringer Zentralbecken	331
e) Triasgebiet südwestlich vom Thüringer Walde	331
f) Nordrand des Thüringer Beckens	332
g) Westrand des Thüringer Beckens	334
h) Harz	334
i) Kyffhäuser	340
5. Gründe für Erhaltung und Zerstörung der präoligocänen Landoberfläche	340
6. Präoligocäne Dislokationen	343
a) Die ostthüringische Monoklinale	344
b) Die Finne-Störung	345
c) Die Störungszone Eichenberg-Gotha-Arnstadt-Saalfeld	351
d) Die nördlichen Randspalten des nordwestl. Thür. Waldes	354
e) Die südlichen Randspalten des Thüringer Waldes	354
f) Die Störungen im Triasgebiet südwestlich vom Thüringer Walde	355
g) Die Leuchtenburg-Störung und das Tannrodaer Gewölbe. Umkehrung des Reliefs	359
h) Die Entwicklungsgeschichte des Thüringer Zentralbeckens	364
i) Bottendorfer Höhe und Thüringer Grenzplatte in ihren Beziehungen zur Finne.	366
k) Der Kyffhäuser	367
l) Der Harz	368
7. Genauere Altersbestimmung der präoligocänen Störungen in Thüringen	378
8. Postoligocäne Dislokationen	383
9. Die Beziehungen zwischen dem Flußnetz und der präoligocänen Penepplain	387
10. Zusammenfassung	403

1. Einleitung.

Das Bild, das Geologen und Geographen vom Bau Thüringens entworfen haben, ist, bei aller Vielgestaltigkeit in den Einzelheiten, in großen Zügen ein ziemlich einfaches; das wesentlichste läßt sich in wenigen Sätzen wiedergeben. Thüringer Wald und Harz bilden nach der herrschenden Anschauung zwei Horste, zwischen denen während der Tertiärperiode das Thüringer Becken zur Tiefe gesunken ist. Da die Denudation in höher gelegenen Gebieten intensiver arbeitet, als in tieferen, so treffen wir die jüngeren Gesteine im Thüringer Becken, die älteren auf den Horsten an; hier sind die mesozoischen Gesteine fast vollständig abgetragen worden, es tritt daher entweder das flachgelagerte Rotliegende oder das alte, stark gefaltete Schiefergebirge zutage, das den Rumpf eines im Carbon aufgerichteten Hochgebirges darstellt. Die alte Abrasionsfläche des Schiefergebirges, auf der sich die permischen Gesteine ablagerten, ist durch junge Denudation auf weite Strecken wieder entblößt worden. Die heutige Thüringer Landschaft ist also nach der herrschenden Anschauung ein Produkt oligocäner und miocäner Gebirgsbildung und der denudierenden Kräfte, die im Anschluß an sie tätig waren. Zwischen der tertiären und der carbonischen Dislokationsperiode fanden stärkere Krustenbewegungen nicht statt; man kann hier lediglich säkulare Hebungen und Senkungen von verhältnismäßig geringer Intensität erkennen.

Dieser Auffassung gibt JOHANNES WALTHER berechneten Ausdruck, wenn er, das Panorama des Langen Berges bei Amt Gehren schildernd, ausruft: „Aber so hoch auch die rotliegenden Gesteine des Thüringer Horstes sich über das Thüringer Tiefland erheben, so fordern doch auch sie uns auf, vergangener Perioden zu gedenken, als zur Tertiärzeit noch jüngere Schichten über ihnen aufgebaut waren. Die verstreuten Blöcke verkieselten Zechsteins bei Oberhof beweisen mit Sicherheit, daß auch der Thüringer Horst einmal von Zechstein überlagert war, und andere Betrachtungen führen zu dem Schluß, daß die gesamte Trias und die Liasformation darüber ausgebreitet waren.“ „Wenn wir uns erinnern, daß alle diese Schichten dereinst das Porphyrgbiet des Thüringer Horstes, ebenso wie die Schieferhöhen des Frankenwaldes überlagert haben, und daß das geologische Niveau, auf dem wir am Langen Berge stehen, etwa 1500 m höher liegt, als das gleiche Niveau unter dem Lias von Günthersleben, dann sehen wir im Geiste den großen Senkungsvorgang sich vollziehen, der während der Tertiärperiode das Thüringer Tiefland gegen die Thüringer Berge verschob,

und sehen in den seither abgetragenen Schichtentafeln den Betrag der langandauernden Abwaschung und Abtragung durch die atmosphärischen Kräfte.“¹⁾)

Dieses klare und einfache Bild muß ich leider in wesentlichen Punkten umgestalten. Ich will versuchen, zu zeigen, daß sich zwischen die mitteltertiäre und die jungpaläozoische Gebirgsbildung sicher eine, wahrscheinlich aber mehrere Dislokationsperioden einschalten, die an Intensität die tertiäre übertreffen. Die eine von ihnen geht wahrscheinlich der Kreide unmittelbar voraus, eine andere fällt in das Senon oder in den Anfang des Tertiärs. Viele von den Verwerfungen, die man bisher in Zusammenhang mit der mitteltertiären Dislokationsperiode gebracht hatte, sind nach der hier vertretenen Anschauung als erheblich älter aufzufassen; vielfach rissen aber auch im Tertiär Spalten wieder auf, die sich schon früher gebildet hatten. Die präoligocänen Gebirgsbildungen hatten zur Folge, daß in vielen Gebieten schon frühzeitig, weit vor der mitteltertiären Gebirgsbildung, die Decke der mesozoischen Gesteine entfernt wurde. Dabei wurde aber keineswegs die alte, präpermische Abrasionsfläche im Zusammenhange entblößt; die heutige, mehr oder weniger ebene Oberfläche des Schiefergebirges ist von dieser unabhängig und ist als eine im jüngeren Mesozoicum und im ältesten Tertiär angelegte Rumpffläche aufzufassen. Die mitteltertiäre Gebirgsbildung setzte ein, als die durch präoligocäne Dislokationen gebildeten Gebirge bereits zum größten Teile zu dieser Rumpffläche abgetragen worden waren; im Anschluß an diese Abtragung stellte sich eine äußerst tiefgründige Verwitterung ein. Die durch tertiäre Dislokationen entstandenen „Horste“ bildeten sich teilweise an den Stellen, an denen schon die präoligocänen Gebirgsbildungen Aufragungen geschaffen hatten; mit anderen Worten, die heutigen Gebirge Thüringens wurden bereits in präoligocäner Zeit vorgebildet, ihre heutige Höhenlage verdanken sie wohl tertiären und noch jüngeren Dislokationen, ihre plateauartige Oberfläche aber stammt aus älteren, präoligocänen Perioden.

¹⁾ JOH. WALTHER: Geologische Heimatskunde von Thüringen. Jena 1906, 3. Aufl., S. 127, 128.

Ich will nun versuchen, für die hier aufgestellten Behauptungen und die sich daran schließenden Folgerungen die nötigen Beweise zu erbringen.

2. Die präoligocäne Landoberfläche in der Ilmplatte; ihre Zerstörung im südlichen Teile der Saalplatte.

Die Hochfläche; welche das Thüringer Becken im Südosten begrenzt, hat HEINRICH CREDNER¹⁾ als Saal- und Ilmplatte bezeichnet. Es ist jedoch diese „hügelige Hochfläche“, wie sie H. CREDNER nennt, weder in geologischer noch in morphologischer Hinsicht ein einheitliches Gebilde. Schon REGEL²⁾ trennt die aus Muschelkalk bestehende Ilmplatte samt ihren Zeugenbergen am Ostufer der Saale von den Buntsandsteingebieten der Heide und der Saalplatte. Während er die erstere noch der Thüringischen Hochebene zuzählt, führt er letztere als „östliche Vorstufe“ auf. Wir werden sehen, daß die morphologischen Unterschiede zwischen Ilm- und Saalplatte hauptsächlich darauf beruhen, daß in jener eine uralte präoligocäne Landoberfläche sich erhalten hat, während sie in dieser zerstört ist.

Am besten gehen wir von der Umgegend von Jena aus, da dies wohl der bekannteste Teil des östlichen Thüringens ist, und da hier durch eine sehr sorgfältige Neuaufnahme die geologischen Verhältnisse neuerdings ganz klargelegt sind. Die „Berge“, welche die freundliche Musenstadt so malerisch einrahmen, sind bekanntlich nichts anderes als die Abstürze eines Plateaus, dessen schwach wellige Oberfläche man sehr gut vom Napoleonstein, dem Forstturm oder einem anderen hochgelegenen Punkte überblickt. Man kann nun in der unmittelbaren Nachbarschaft von Jena unschwer feststellen, in welcher Zeit die Oberfläche des Plateaus entstanden ist. Allenthalben finden sich über die Höhen zerstreut, besonders massenhaft auf dem Forstplateau, Quarzschotter und -kiese, die man wohl mit Recht als oligocän³⁾ ansieht. Man muß annehmen,

¹⁾ HEINR. CREDNER: Übersicht d. geognostischen Verhältnisse Thüringens und des Harzes. Gotha 1843, S. 23.

²⁾ REGEL: Thüringen. Ein geographisches Handbuch. Jena 1892, I, S. 77.

³⁾ Neuerdings wird von v. LINSTOW u. a. behauptet, daß die untere Braunkohlenformation teilweise oder ganz dem Eocän zuzurechnen sei; sichere Beweise sind jedoch für diese Anschauung nicht zu erbringen. Im übrigen ist diese Frage für unsere Betrachtungen ohne größere Bedeutung. Die Vorgänge und ihre Reihenfolge bleiben dieselben, nur

daß diese Flußablagerungen eine ursprünglich nahezu ebene Fläche weithin überdeckt haben, die höchst wahrscheinlich sich nur sehr wenig über das Meeresnivau erhob. Wenn wir nun die Oligocän-Schotter auf Blatt Jena heute in einer Höhe von etwa 330 bis 400 m finden, so müssen wir annehmen, daß sie nach ihrer Ablagerung eine bedeutende Hebung erfahren haben; die ungleiche Höhenlage deutet aber auch darauf hin, daß mit dieser Hebung Dislokationen, von allerdings nicht sehr großer Bedeutung, in Verbindung standen.

Konstruieren wir uns nun aus den Oligocämfetzen des Kartenblattes Jena die alte, präoligocäne, seither gehobene und etwas verbogene Landoberfläche, so sehen wir, daß die heutige Plateauoberfläche nicht sehr wesentlich von ihr abweicht. Die wellige Hochfläche des Kartenblattes Jena ist also die nur wenig veränderte präoligocäne Landoberfläche, auf der die oligocänen Quarzschotter ursprünglich abgesetzt wurden.

Diese präoligocäne Landoberfläche ist nun auf dem Kartenblatte Jena keine Schichtfläche, sie schneidet vielmehr die Schichten in einem allerdings sehr spitzen Winkel. Dies geht allein schon aus der Unterlage der Oligocänschotter hervor. Sie liegen nämlich auf dem Nordwestteile des Blattes, zwischen Saale und Leutra, auf Lettenkohle, Oberem und Mittlerem Muschelkalk, im Forstplateau und östlich von der Saale aber auf Unterem Muschelkalk. Wandert man über die Plateaus ostwärts, so gelangt man bei annähernd gleicher Meereshöhe, also auf der alten präoligocänen Landoberfläche in ziemlich kurzem Abstand von der Lettenkohle bis zum Buntsandstein. Daß auch der Buntsandstein in der Saalplatte nicht erst durch postoligocäne Erosion freigelegt worden ist, beweist seine Überdeckung durch Oligocän in der Umgegend von Waldeck, Eisenberg und Tautenhain und die außerordentlich tiefgründige Zersetzung und Bleichung, wie sie in den Kaolingruben von Eisenberg wahrzunehmen ist; hierin hat man aber nach Wüsr u. a. wohl mit Recht alttertiäre, vielleicht sogar noch ältere Verwitterungserscheinungen zu erblicken.

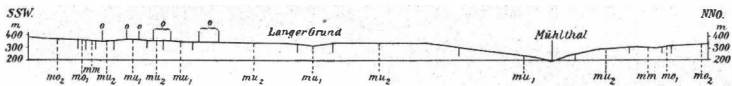
Verfolgt man die Hochfläche von Jena aus Saale-abwärts, so gestalten sich die Verhältnisse womöglich noch klarer. Noch deutlicher als bei Jena, tritt in der Gegend von Naumburg und

müßte man ihr Alter teilweise etwas zurückverlegen. Näheres über diese Frage, auch die einschlägige Literatur findet man bei E. WÜSR: Die erdgeschichtliche Entwicklung und der geologische Bau des östlichen Harzvorlandes. Heimatskunde des Saalkreises. Halle 1908, S. 69.

zwischen Freyburg und Querfurt der Plateaucharakter hervor. Auch hier beweist die Lage des Oligocäns auf verschieden-alterigen Gesteinen, daß die Oberfläche des Plateaus nicht mit einer Schichtfläche zusammenfällt, sondern eine präoligocäne Abtragungfläche darstellt, welche die Schichten schneidet. So lagert auf dem Meßtischblatte Naumburg Oligocän teils auf Mittlerem, teils auf verschiedenen Stufen des Unteren Muschelkalks und an einer Stelle sogar auf Oberem Buntsandstein.

Die präoligocäne Landoberfläche liegt bei Naumburg durchschnittlich 230 bis 250 m über dem Meeresspiegel; sie steigt also bis in die Gegend von Jena um ca. 100 bis 150 m an, während das Gefäll der Saale auf dieser Strecke nur ca. 40 m beträgt.

Nehmen wir an, daß die präoligocäne Landoberfläche südlich von Jena etwa mit der gleichen Böschung ansteigt, wie zwischen



(Maßstab 1:75000, in Höhe und Länge gleich.)

Fig. 1.

Profil durch das Forstplateau bei Jena.

mu_1 Unterer Wellenkalk. mu_2 Oberer Wellenkalk. mn Mittlerer Muschelkalk. mo_1 Trochitenkalk. mo_2 Nodosenkalk. o Oligocäne Kiese.

Jena und Naumburg, so dürfen wir erwarten, sie in der Gegend von Rudolstadt bei etwa 500 m Meereshöhe anzutreffen. Tatsächlich erreichen auch auf dem westlichen Saalufer die Muschelkalkflächen diese Meereshöhe¹⁾. Wir finden hier allerdings nicht mehr die ausgesprochenen Plateauformen der Naumburger Gegend, aber die Landschaft trägt, von den jungen Erosionstälern abgesehen, immer noch den Charakter einer welligen Hochfläche, deren einzelne Erhebungen sehr flach und sanft geböschet sind. Auch hier ist wohl auf den Höhen noch nicht viel von der alten Landoberfläche zerstört. Darauf deutet auch das gelegentliche Vorkommen von Oligocän auf den Blättern Blankenhain und Stadt Remda hin.

Anders liegen die Verhältnisse in den ausgedehnten Buntsandsteingebieten östlich von der Saale, die man wohl unter den Bezeichnungen „die Heide“ und das „Altenburger Holzland“

¹⁾ Die Berge in der Umgebung von Teichel haben Meereshöhen von 485—521 m. Bis zur gleichen Höhe steigt der Muschelkalkkrücken westlich von Zeigerheim an.

zusammenfaßt. Hier ist der Plateaucharakter völlig verloren gegangen; von einem hochgelegenen Punkte aus schweift der Blick über ein höchst unregelmäßiges Gewirr von bewaldeten Rücken und Kuppen, deren Gipfelhöhe im allgemeinen 400 m nicht übersteigt¹⁾, während westlich von der Saale der Muschelkalk bis zu 521 m Meereshöhe sich erhebt. Nur dort, wo sich infolge von Grabenversenkungen Muschelkalk in dem Buntsandsteingebiet östlich von der Saale erhalten hat, wie in der Leuchtenburg-Scholle und im Kulm bei Saalfeld, ragen isolierte Zeugenberge 50 bis 100 m über das mittlere Niveau der Buntsandsteinhöhen auf und erreichen nahezu die Höhenlage der westlich gelegenen Muschelkalkplateaus.

Der Landschaftscharakter der Heide und des Altenburger Holzlandes deutet darauf hin, daß hier, wegen der leichteren



(Maßstab 1:75 000, in Höhe und Länge gleich.)

Fig. 2.

Profil durch das Buntsandsteingebiet der Heide bei Saalfeld.

Zerstörbarkeit der Gesteine, die präoligocäne Landoberfläche bereits völlig der Vernichtung anheimgefallen ist; nur in den isolierten Muschelkalkkuppen hat sie sich, wenn auch nicht völlig unverändert, erhalten können. Bestärkt wird unsere Annahme durch die Beobachtung, daß in dem gesamten Buntsandsteingebiet südlich von der Roda sich auch nicht mehr eine Spur von Oligocän vorfindet.

3. Die Hochfläche des Schiefergebirges, keine präpermische Abrasionsfläche, sondern ein Teil der präoligocänen Landoberfläche.

Breite und sehr tiefe Erosionsfurchen trennen das Triasgebiet des südöstlichen Thüringens fast überall von den paläozoischen Schiefer. Diese Einschnitte mußten sich bilden, weil gerade an der Basis der Trias sehr leicht zerstörbare Gesteine, wie der Untere Buntsandstein, sowie die Zechstein-Mergel und -Gipse zutage treten. So läßt sich denn ein zusammen-

¹⁾ Nur im südlichen Teile dieses Gebietes erhebt sich der Buntsandstein in einzelnen Kuppen bis über 430 m.

hängender Zug tiefer Einsenkungen von Blankenburg über Saalfeld nach Pößneck, von da durch den Orlagau über Triptis bis zum Elstertale in der Gegend von Weida verfolgen. Diese ununterbrochene Kette von tiefen und breiten Tälern wird jedoch nicht von einem einheitlichen Flusse durchströmt. Schwarza und Orla benutzen sie eine Zeitlang, im übrigen enthält sie nur unbedeutende Bäche. Auch in der Vorzeit lagen die Verhältnisse nicht sehr wesentlich anders, nur floß wahrscheinlich die Orla¹⁾ durch diese breite Depression der Saale bei Saalfeld zu, statt im schmalen Erosionstale das Buntsandsteingebiet zu durchbrechen und erst bei Orlamünde sich mit der Saale zu vereinigen.

Auf den ersten Blick muß es befremdlich erscheinen, daß die Saale sich in harter Arbeit lieber durch das Muschelkalkplateau hindurchfraß, statt dieses breite Tal, das im Gebiete leicht zerstörbarer Gesteine angelegt wurde, zu durchströmen. Wir werden später für dieses anscheinend widersinnige Verhalten eine Erklärung in der Annahme finden, daß den Flüssen des Schiefergebirges, besonders der Saale, ihr Lauf vorgeschrieben wurde bereits zu einer Zeit, in der die tiefe Furche des Orlagaues noch nicht vorhanden war. Als sie später entstand, hatte sich die Saale bereits so tief in die Triasplatte eingegraben, daß sie nicht mehr imstande war, die einmal eingeschlagene Richtung zu verlassen.

Der tiefe und breite Talzug zwischen Blankenburg und der Elster hat aber in anderer Richtung eine sehr bedeutsame Folge gehabt; er hat es nämlich verursacht, daß der nordwestliche Rand des Schiefergebirges längs dieser ganzen Strecke sehr stark erodiert worden ist. Wir sehen infolgedessen am Nordwestrande des Schiefergebirges zunächst nichts, was auf Plateaucharakter hindeutet. In gerundeten Rücken, die im Cambrium steile, in den Culmgebieten aber recht flache Böschungen besitzen, fällt das Schiefergebirge zu jener Tiefenlinie ab. Gerade hier, an der Grenze von Zechstein und gefaltetem Altpaläozoicum, sollte man aber ausgedehnte Plateauflächen erwarten, falls, wie bisher meist angenommen, die alte präpermische Abrasionsfläche neuerdings auf weite Strecken entblößt worden wäre. Allein die Grenze von Zechstein und Schiefergebirge tritt in den Formen der Landschaft nirgends hervor. Vergeblich wird man, z. B. auf Blatt Ziegenrück, nach ebenen Flächen suchen, die an der Grenze von Zechstein und Culm durch moderne Bloßlegung der alten

¹⁾ LIEBE u. ZIMMERMANN: Erläut. z. Blatt Ziegenrück, S. 35.

Abrasionsfläche entstanden sein könnten. Nicht auf den flachgebüschten Höhen, in denen das Schiefergebirge sich nach Nordwesten senkt, sondern nur in tiefen Flußtälern oder in künstlichen Aufschlüssen wird die Auflagerung des Zechsteins auf den alten Schiefem erkennbar.

Erst wenn man, weit entfernt von der Zechsteingrenze, die Höhe des Schiefergebirges erreicht hat, zeigt sich wieder mehr oder weniger ausgesprochener Plateaucharakter. Er ist häufig geschildert worden, schon einer der ersten Erforscher des Thüringer Waldes, JOH. LUDW. HEIM, hat die Plateaformen des östlichen Thüringer Waldes und des Frankenwaldes scharf betont.

Allerdings ist im nordwestlichen Teile des Schiefergebirges, im Gebiete der Schwarza und Loquitz, die alte Hochfläche nur noch in ziemlich geringen Resten erhalten. Jedoch besitzen auch hier die einzelnen Berge auffallend gleiche Höhe und flache oder nur schwachgerundete Gipfel; denken wir uns die tiefen Erosionstäler zwischen ihnen ausgefüllt, so erhalten wir wohl auch hier eine alte Plateauoberfläche. Ganz außerordentlich deutlich ist aber der Plateaucharakter weiter im Südosten, im Gebiete der Frankenwälder Culmmulde entwickelt. An sehr vielen Stellen haben die Flüsse hier noch sehr wenig Erosionsarbeit verrichtet, ja manche Gebiete sind heute noch nahezu abflußlos. Dies dürfte besonders für die merkwürdige Seenplatte zwischen Ziegenrück, Schleiz und Triptis gelten. Wenn auch die unzähligen Seen und Teiche hier zum größten Teile künstlich sind, so ist ihre Aufstauung mit äußerst geringen Mitteln doch nur in einer Landschaft denkbar, deren Entwässerung auch ursprünglich schon sehr unvollständig war.

JOHANNES WALTHER¹⁾ hat in sehr anschaulichen Worten die eintönige Culmhochfläche geschildert: „Steinigtes Ackerland wird von kleineren und größeren Waldungen unterbrochen. Wo der Verwitterungsschutt etwas tiefer liegt, sammelt sich das Wasser zu Sümpfen und Teichen. In der Flur von Knau liegen 99 Teiche, auf dem Gebiete von Pörmitz sammeln sich 107 stehende Gewässer. Tagelang können wir von Saalburg auf der Hochebene nach N und W wandern, ohne einem wesentlichen Wechsel in den Formen flacher Bergrücken und geringfügiger Talsenken zu begegnen.“

Wiewohl JOH. WALTHER wie nur wenige andere das Charakteristische dieser merkwürdigen Landschaft erfaßt hat,

¹⁾ Geol. Heimatkunde von Thüringen, 3. Aufl., S. 190.

so ist er doch, wenigstens nach meiner Überzeugung, nicht zu einer richtigen genetischen Auffassung der Hochfläche gelangt.

Nach seiner Anschauung ist die heutige Hochfläche des Frankенwaldes nichts anderes als die uralte, kürzlich wieder freigelegte Auflagerungsfläche, in der die permischen Gesteine das gefaltete Schiefergebirge überlagern. Diese Auffassung tritt überall, wo er

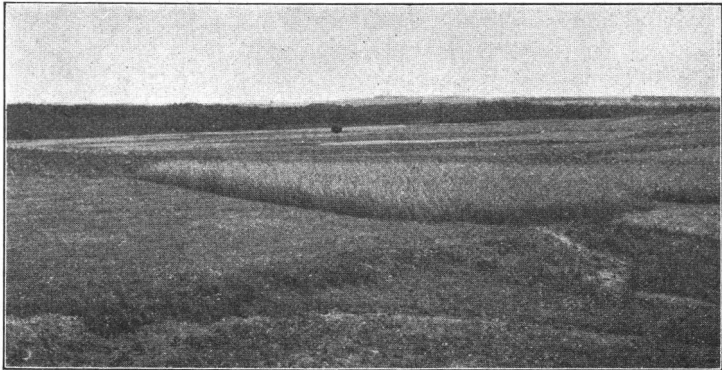
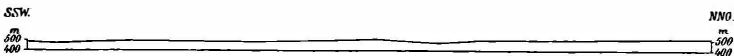


Fig. 3.

Blick vom Wasserwerk Schleiz nach SO auf die vogtländische Hochfläche.



(Maßstab 1:75000. Höhe und Länge gleich.)

Fig. 4.

Durchschnitt durch die Culmhochfläche des östlichen Thüringer Waldes auf Blatt Knau.

von der Hochfläche des Schiefergebirges spricht, klar zutage. So sagt er im Jahre 1897¹⁾: „Obwohl wir wissen, daß hier Cambrium, Silur, Devon und Culm mit sehr verschiedenartigen Gesteinen das Felsgerüst der Erde zusammensetzen, bilden doch alle Höhen ein gleichmäßiges Niveau, wir sehen eine Landschaft, deren wesentlichste Formen vor vielen Millionen Jahren angelegt wurden; unser Auge schweift über eine Denudationsfläche, die schon am Schluß der Steinkohlenzeit das Tageslicht erblickt hat.“ In dem gleichen Sinne spricht er

¹⁾ Thüringer Landschaftsformen, erläutert aus ihrem geologischen Bau. Verhandl. d. XII. Dtsch. Geogr.-Tages, Jena 1897, S. 214.

sich noch ein Jahrzehnt später aus¹⁾: „Wir wissen, daß nach der Obercarbonzeit Zechstein, Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper und Lias in einer Mächtigkeit von über 1500 m über die abgetragenen Falten hinweg gebreitet waren und später bis auf kleine Reste wieder entfernt wurden, so daß ein Landschaftsbild zum zweiten Male das Tageslicht erblickt, das schon das Klima der Obercarbon- und Permperiode gesehen hat.“

Mit dieser Auffassung, daß die heutige Hochfläche des Schiefergebirges eine alte permische Landoberfläche sei, steht JOH. WALTHER keineswegs allein. Man darf behaupten, daß für Thüringen bisher kaum eine andere Deutung versucht worden ist, und auch für die übrigen deutschen Mittelgebirge dürfte sie auch heute noch die herrschende sein.

So sagt im Jahre 1892 REGEL²⁾: „Indem die letztere (die Dyas- und Triasformation) im Verlaufe der neueren Festlandszeit fast gänzlich der Zerstörung anheimfiel, kam allmählich das alte Grundgebirge zum Vorschein: im Vogtländischen Bergland, im Franken- und teilweise auch noch im Thüringerwald das alte Abrasionsplateau der Carbonzeit, im eigentlichen Thüringerwald das vielgestaltige Kuppengebirge der Rotliegendzeit.“

Der gleichen Ansicht ist SUPAN³⁾, wenn er schreibt: „Denudationsperiode der Gegenwart. Zechstein und Trias wurden von den Höhen des Gebirges abgeschwemmt, das dadurch mindestens um 1200 m erniedrigt worden ist. Im Südosten wurde die Abrasionsfläche entblößt, im Nordwesten hat die Denudation die härteren Gesteine, besonders den Porphyry, aus den weicheren herauspräpariert und dadurch mannigfaltigere Formen geschaffen.“ Nicht so bestimmt drückt sich ZIMMERMANN aus, wenn er sagt⁴⁾: „Auf welche Zeit erstmalig der Peneplain-Charakter des Thüringer Waldes, der schon des scharfsinnigen J. L. HEIM Verwunderung erregte und von ihm eine weitläufige Besprechung erfuhr, zurückzuführen ist, ob auf die marine Abrasion zu Beginn der Zechsteinzeit, oder auf die terrestrische Denudation zu Beginn der Tertiärzeit, ist noch unentschieden.“ Doch scheint er eher die erstgenannte Möglichkeit ins Auge zu fassen, da er an einer anderen Stelle⁵⁾ des gleichen Werkes schreibt: „Aber es besteht immerhin eine gewisse Wahrscheinlichkeit, daß der schon 1796 von J. L. HEIM

¹⁾ Geolog. Heimatskunde, S. 126.

²⁾ Thüringen I, S. 236.

³⁾ A. SUPAN: Physische Erdkunde. 4. Aufl. 1908, S. 665.

⁴⁾ Geologie des Herzogtums Sachsen-Meiningen. Hildburghausen 1902, S. 479.

⁵⁾ Ebenda, S. 391.

als etwas Eigenartiges und Nichtzuerwartendes erkannte, plateauartige Charakter der Gipfelhöhen des Schiefer- wie auch des Rotliegendgebirges auf die Abrasion durch die Wellen des Zechsteinmeeres zurückzuführen ist.“

Auch in den übrigen deutschen Mittelgebirgen ist die so weit verbreitete Hochfläche bis in die neueste Zeit meist als die permische Abrasionsebene aufgefaßt worden. Hier genügt es, einige Stichproben zu geben. So führt F. JAEGER¹⁾ aus: „Die Reste der Westsüdwest—Ostnordost streichenden Falten des alten Gebirges sind uns im Rheinischen Schiefergebirge, im Odenwald und Spessart, im Schwarzwald und den Vogesen erhalten. Die einst wohl hochgetürmten Ketten wurden, sei es durch die Meeresbrandung, sei es durch die zerstörenden Kräfte des Festlandes, zu einer schwach welligen Rumpffläche abgetragen, auf welcher die jüngeren Sedimente aufliegen. Diese Rumpffläche tritt uns in den Höhen der genannten Gebirge entgegen, soweit sie nicht durch jüngere Sedimente überdeckt sind.“ Noch in neuester Zeit wurde diese Anschauung besonders von LORENZ²⁾ vertreten, wenn er schreibt: „So sehen wir jetzt auf den Horsten die mesozoische Sedimentdecke fast verschwunden, so daß die alte Abrasionsfläche der postcarbonischen Meeresüberflutungen uns heute als Plateaufläche entgegentritt.“

Mittlerweile hat sich aber, besonders im Rheinischen Schiefergebirge, eine andere Auffassung der Hochfläche in den deutschen Mittelgebirgen angebahnt. Die erste Andeutung in dieser Richtung enthält eine Bemerkung von PHILIPPSON³⁾, der bei einer Besprechung der Restschollen von Buntsandstein auf der Höhe des Rheinischen Schiefergebirges ausführt: „Hier liegt also der Buntsandstein auf der Rumpffläche; an anderen Stellen aber liegt die Oberfläche einer Buntsandsteinscholle in der Rumpffläche, die vom Devon über die Trias ziemlich gleichmäßig hinzieht (so bei Gerolstein und Hillesheim). Letztere Schollen sind an Verwerfungen in das Devon eingesunken und dann später mit diesem eingebnet worden. Wenn also die Rumpffläche im großen und ganzen älter oder gleichalterig mit dem Buntsandstein ist, so hat sich doch jedenfalls die Einebnung noch nach dem Buntsandstein fortgesetzt.“

¹⁾ F. JAEGER: Über Oberflächengestaltung im Odenwald. Stuttgart 1904, S. 242.

²⁾ Th. LORENZ: Über den Gebirgsbau Mitteld Deutschlands. Ber. d. Versammlung d. Niederrhein. geolog. Vereins 1907. Bonn 1908, S. 33.

³⁾ A. PHILIPPSON: Zur Morphologie des Rheinischen Schiefergebirges. Verhandl. d. XIV. Deutsch. Geogr.-Tages, Köln 1903, S. 195.

Sehr viel bestimmter aber hat sich in neuester Zeit E. KAISER¹⁾ über diesen Punkt geäußert: „Es ist nun nicht zu bestreiten, daß, wenn wir von einem höheren Punkte aus über die Höhen des Rheinischen Schiefergebirges hinwegschauen, wir alle die Höhen und Höhenzüge sich zu einer gleich hohen, fast ebenen Fläche sich ergänzen sehen. Dieses soll nach der so oft und noch in jüngster Zeit ausgesprochenen Ansicht die alte Peneplainfläche sein, die sich schon in jungcarbonischer, bzw. permischer Zeit ausgebildet habe. Ich glaube, daß wir darin vielmehr die Fläche der tertiären Abtragung in unserem Gebiete erblicken müssen, eine Fläche im wesentlichen subaerischer Abtragung, deren späteres Zerschneiden und Auflösen in einzelne Bergzüge sich erst in pliocäner und diluvialer Zeit vollzog.“

Meine Anschauung der Mittelgebirgs-Hochfläche deckt sich in den meisten Punkten mit der E. KAISERS. Auch ich glaube daß man es nicht mit der alten, präpermischen Abrasionsfläche, sondern mit einer verhältnismäßig jugendlichen und nur durch subaerische Denudation hervorgerufenen Peneplain zu tun hat. Nur vermute ich, daß wenigstens in Thüringen die Ausbildung der Peneplain zum größten Teile noch ins Mesozoicum fällt, daß sie bereits vor Ablagerung der oligocänen Schotter vollendet war und schon vom Oligocän ab durch Flußerosion zerschnitten wurde.

Daß die heutige Hochfläche des Schiefergebirges nicht die alte, präpermische Abrasionsfläche sein kann, geht ebenso klar aus theoretischen Betrachtungen wie aus vorurteilslosen Beobachtungen im Gelände hervor.

Eine ursprünglich nahezu ebene, auch heute noch nirgends steilgestellte Fläche, wie es die präpermische Abrasionsebene ist, kann nur durch eine flächenhaft wirkende Denudation über weite Strecken wieder entblößt werden. Jede andere Art der Denudation muß hingegen diese Fläche zerstückeln.

Als Faktoren, welche eine flächenhaft wirkende Denudation hervorrufen können, kommen wohl nur das Meer und der Wind in Frage. Nun wird niemand, der die geologische Geschichte des Thüringischen Schiefergebirges kennt, behaupten wollen, daß die postcarbonen Flözformationen von ihrer altpaläozoischen Unterlage durch marine Abrasion entfernt worden seien. Sicherlich hat wohl während der ganzen Abtragsperiode niemals

¹⁾ E. KAISER: Die Entstehung des Rheintals. Gesellsch. Deutsch. Naturf. u. Ärzte, Verhandl. 1908. Leipzig 1909, S. 8.

ein Meer die Gegend des heutigen Thüringer Waldes überflutet. Das Meer der Oberen Kreide drang wohl nur bis in das heutige Thüringer Becken ein, das Oligocänmeer überschritt aber nicht wesentlich die Linie Bernburg—Halle—Leipzig in südlicher Richtung. Hätte aber irgendein Meer die Gegend des Thüringer Waldes bespült und sich an der Abtragung der mesozoischen Flözdecke beteiligt, so hätte es sicher auch irgendwelche Sedimente hinterlassen; von diesen aber kennen wir auch nicht die geringste Spur.

Ebensowenig wie das Meer kann der Wind bei der Abtragung der Flözformationen eine erhebliche Rolle gespielt haben. Wir dürfen wohl mit Recht annehmen, daß das Klima Mitteldeutschlands am Ende des Mesozoicums und zu Beginn der Tertiärzeit warm und feucht, daher einem üppigen Pflanzenwuchse sehr günstig war. Unter diesen Umständen scheint aber eine Winderosion in großem Maßstabe ausgeschlossen zu sein.

Selbst wenn Meer oder Wind die Abtragung des Flözgebirges im östlichen Thüringer Wald und im Frankenwalde bewirkt hätten, so wäre es immer noch höchst merkwürdig, wenn sie auf einige Meter genau die alte Abrasionsfläche freigelassen hätten. Zu verstehen wäre dies nur, wenn die alten Schiefer äußerst widerstandsfähig, die Flözformationen aber sehr leicht zerstörbar wären. In diesem Falle wäre es denkbar, daß lockere Massen von einer sehr harten, schwer angreifbaren Tafel abgespült wurden, ohne daß die Oberfläche der Tafel sehr wesentlich bei diesem Prozesse angegriffen wurde. Allein so liegen die Verhältnisse in Wirklichkeit keineswegs. Das Flözgebirge enthält, z. B. im Muschelkalk und im Unteren Zechstein, äußerst widerstandsfähige Horizonte und ist in seiner Gesamtheit wohl nicht viel leichter zerstörbar als das alte Schiefergebirge.

Flächenhaft wirkende Denudation hat also bei der Abtragung der Flözformationen im Schiefergebirge keine oder nur eine ganz unbedeutende Rolle gespielt. Im wesentlichen dürfte nur die linear in die Tiefe wirkende Flußerosion in Frage kommen. Diese aber kann eine mehr oder weniger horizontale Fläche, wie die präpermische Abrasionsebene es ist, nur zerschneiden oder zerfetzen, niemals aber über weite Strecken entblößen.

Die Zerstückelung der alten Abrasionsfläche können wir auch heute noch sehr schön an der Grenze von Flöz- und Schiefergebirge wahrnehmen. Nach der älteren Auffassung sollte gerade hier die Abrasionsfläche am frischesten zutage treten, etwa wie ein subglazial geschrammter Untergrund dort

am besten erhalten ist, wo eben erst die schützende Moränendecke entfernt wurde.

Allein davon sehen wir nichts, weder auf der Höhe des Thüringer Waldes in der Gegend von Masserberg und Neuhaus a. R., wo Rotliegendes den cambrischen Schiefen auflagert, noch bei Saalfeld oder am Südostrande des Orlagaues, wo Zechstein auf Devon und Unter-carbon lagert.

Die fluviatile Erosion hat hier überall das alte Schiefergebirge und die flach gelagerte Decke jüngerer Sedimente zerstückt, ohne auf die präpermische Abrasionsfläche Rücksicht zu nehmen. Wir sehen flachere oder steilere Rücken, deren höchste Teile der permischen Decke, deren Basis aber schon dem Schiefergebirge angehört, ohne daß die Grenze zwischen beiden Gesteinen in der Landschaft deutlich hervortritt. Niemals ist hier die alte Abrasionsebene als größere zusammenhängende Fläche entblößt, fast immer sehen wir sie nur im Anschnitt, im Profil.

Erst wenn wir vom Schwarzatal weiter nach Westen wandern oder vom Orlagau in südlicher Richtung auf die Höhe des Frankenwaldes steigen, so begegnen wir schwachwelligen Hochflächen, die aber hier in keiner Verbindung mit den permischen Deckgesteinen stehen. Diese Hochfläche liegt, geologisch gesprochen, sicher viel tiefer und ist in einer viel späteren Zeit angelegt worden, wie die präpermische Abrasionsfläche.

Fragen wir uns nun: Welchen Ursprung hat die Hochfläche des Schiefergebirges, und zu welcher Zeit wurde sie angelegt, wenn sie nicht als die alte, präpermische Abrasionsfläche gedeutet werden kann? Auf der Höhe des Thüringer und Frankenwaldes erhalten wir keine befriedigende Antwort. Wenn wir aber die Hochfläche von hier aus in das Vogtländische Bergland verfolgen, so sehen wir sie ganz allmählich in tieferes Niveau hinabsteigen, ohne auch nur im geringsten ihren morphologischen Charakter einzubüßen. Schließlich aber beobachten wir, daß die Oberfläche der alten Schiefer von oligocänen Schottern überdeckt wird. (Wo die Bedeckung mit Oligocän beginnt, ist zur Zeit noch eine strittige Frage. Auf den Meßtischblättern hat sowohl die preußische wie die sächsische geologische Landesanstalt die Quarzschotter, welche ungefähr in halber Höhe der Hochfläche den Lauf der Elster aufwärts bis Ölsnitz begleiten, als Oligocän kartiert. Auf der kürzlich erschienenen Übersichtskarte des Königreichs Sachsen¹⁾ führt

¹⁾ Leipzig 1908.

jedoch CREDNER diese Schotterzüge als Quartär auf. Wie mir Herr Professor ZIMMERMANN freundlich mitteilte, stützt sich diese Auffassung auf vereinzelte Funde von Feuerstein, die häufiger bei Greiz und Berga, seltener aber auch noch bei Plauen gemacht worden sind. Paläontologische Anhaltspunkte fehlten leider völlig. Sehr merkwürdig sei es, daß zusammen mit den Feuersteinen, die im übrigen durchaus baltischen gleichen, noch nie ein anderes Geröll nordischer Herkunft gefunden worden ist; auch Dalaquarzit und Skolithensandstein, die in nordisch-glazialen Ablagerungen soweit verbreitet sind und äußerst schwer verwittern, fehlten in diesen Schottern völlig. So möchte denn ZIMMERMANN annehmen, daß die Feuersteine der fraglichen Schotter vielleicht nicht von Norden stammen¹⁾, sondern aus autochthonen, seither völlig zerstörten Ablagerungen herrühren.

Es dürfte übrigens außerordentlich schwer sein, die Schotter des Elstertales von den im Habitus ganz gleichen Ablagerungen der Gegend von Zeitz-Ronneburg-Schmölln zu trennen, deren oligocänes Alter unbestreitbar ist.)

Im übrigen steht und fällt die uns interessierende Frage nicht mit der Altersbestimmung der Schotter des Elstertales, von Weida und von Berga. Denn östlich von Gera treten zweifellos oligocäne Schotter auf, die für uns von gleicher Bedeutung sind, wie jene weiter im Süden gelegenen, falls diese sich als oligocän erweisen. Diese Oligocänschotter, welche zu beiden Seiten der Bahnstrecke Gera-Göbnitz weite Flächen überdecken, liegen nämlich teilweise auf dem alten Schiefergebirge, Silur und Devon. Sie beweisen also, daß hier bereits zur Oligocänzeit das alte Schiefergebirge seiner Flözgebirgsdecke beraubt war.

Das Bild des Kartenblattes Ronneburg ist aber noch in anderer Hinsicht sehr lehrreich. Die Oligocänschotter liegen nämlich nicht nur auf alten Schiefen, sondern auf Rotliegendem, Zechstein und Unterem Buntsandstein. In der präoligocänen Landoberfläche traten also hier ebenso das Schiefergebirge, wie der untere Teil des Flözgebirges zutage. Verfolgen wir aber die Oligocänfetzen weiter nach Westen, so gelangen wir über das Buntsandsteingebiet bei Eisenberg auf die Plateauflächen um Jena, die wir bereits im ersten Kapitel als präoligocäne Peneplain erkannt haben.

Die Situation ist also folgende: Eine präoligocäne Landoberfläche läßt sich, mehr oder minder gut als Hochfläche er-

¹⁾ Ein großer Teil der fraglichen Schotter liegt bereits jenseits der Südgrenze nordischer Geschiebe.

halten und durch aufgelagerte Oligocänfetzen bewiesen, aus der Umgegend von Jena bis mindestens in die Gegend von Ronneburg nachweisen. In dieser alten Landoberfläche treten im Westen obere und mittlere Trias, in der Mitte Buntsandstein, im Osten Perm und altes Schiefergebirge zutage.

In der Gegend von Ronneburg geht diese unbestreitbare präoligocäne Landoberfläche ganz allmählich und ohne jeden Absatz in die Plateauflächen über, die langsam zu den Hochflächen des Frankenwaldes und östlichen Thüringer Waldes ansteigen. Es sind zwar die Hochflächen der Jenaer Gegend und die des Frankenwaldes in der Luftlinie durch das tief erodierte Gebiet des Orlagaues und des Altenburger Holzlandes von einander getrennt, sie verbinden sich aber in dem Bogen über Ronneburg zu einem morphologisch unteilbaren Ganzen, das in seiner Gesamtheit als präoligocäne Landoberfläche aufgefaßt werden muß. Wenn heute Thüringer Wald und Triasvorland in der Saalfelder Gegend scharf voneinander absetzen, so beruht dies im wesentlichen auf postoligocäner Erosion; hätte diese nicht ihre Tätigkeit ausgeübt, so würden die Plateauflächen des Thüringer Waldes allmählich in die des Triasgebietes übergehen, wie dies weiter im Osten tatsächlich der Fall ist.

Ist dieser Gedankengang richtig, so muß das Schiefergebirge schon vor der Oligocänzeit auf weite Strecken seiner Flözgebirgsdecke beraubt gewesen sein; zum mindesten überall dort, wo das Gebirge Plateaucharakter besitzt, wo also seine Oberfläche als präoligocäne Landoberfläche aufzufassen ist.

Diese Annahme läßt sich nun ganz unabhängig von der bisherigen Erörterung direkt aus der Lage und Beschaffenheit der oligocänen Schotter beweisen.

Zur Zeit des Unter-Oligocäns wurde die Leipziger Bucht und der ihr benachbarte Teil des Thüringer Beckens durch ungeheure Massen von Kies, Sand und Ton überschüttet. Man ist sich darüber einig, daß diese Sedimente die letzten, nicht weiter zersetzbaren Verwitterungsprodukte eines bereits sehr lange entblößten Schiefergebirges darstellen, die durch Flüsse in die Niederungen hinabgetragen wurden. Den Ursprung dieser Massen hat man von jeher, und wohl mit Recht, im Vogtlande, im Franken- und östlichen Thüringer Walde gesucht. Diese Gebiete mußten also schon lange vor dem Oligocän ihrer Flözgebirgsdecke beraubt und sehr intensiver und tiefgründiger chemischer Verwitterung ausgesetzt gewesen sein, um bei ein-

tretender Hebung so außerordentlich große Massen von total zersetztem Schiefergebirgsschutt an tiefergelegene Gebiete abgeben zu können.¹⁾

Es ist übrigens mehr als wahrscheinlich, daß durchaus nicht die gesamte präoligocäne Verwitterungsdecke des Schiefergebirges zur Zeit des Oligocäns abgetragen wurde. Da die Abtragung im wesentlichen durch fließendes Wasser erfolgte, so konnte sie nur dort vor sich gehen, wo Bäche oder Rinnale in die präoligocäne Landoberfläche sich einschnitten. Eine ganz vollständige Abtragung des gelockerten Materials wäre nur durch ein enggedrängtes Flußnetz möglich, ein solches ist aber auch heute im Schiefergebirge noch nicht vorhanden, und es war im Oligocän sicher noch viel weniger verzweigt. Wäre aber schon im Oligocän ein großer Teil des Verwitterungsschuttes durch Flußtransport abgetragen worden, so hätten zweifellos die Flüsse auch sich mehr oder weniger tief in das Anstehende einschneiden und die präoligocäne Landoberfläche völlig zerstückeln müssen. Dies ist aber bekanntlich nicht geschehen; wir werden also zu dem Schlusse gedrängt, daß nur ein Teil des uralten Verwitterungsschuttes uns in den oligocänen Flußablagerungen vorliegt oder seit dem Oligocän talabwärts gewandert ist, daß aber noch sehr mächtige Massen von völlig zersetztem Eluvium sich auf den Hochflächen des Schiefergebirges vorfinden. Diese sehr natürliche Folgerung wird durch Beobachtungen von DATHE und ZIMMERMANN bestätigt.

DATHE²⁾ spricht bei Erwähnung der von ihm als glazial gedeuteten Ablagerungen von Saalburg von einem Verwitterungslehm, der bis zu einer Mächtigkeit von 4 m abgebaut wird, ohne daß man bisher auf anstehendes Gestein gestoßen ist. Nach demselben Forscher³⁾ setzen im Culmschiefer von Wurzbach drei Lamprophyrgänge auf, die bis zu mehreren Metern Tiefe vollständig in einen ockergelben, tonigen Grus zersetzt sind.

Von der Umgebung von Göttengrün bei Hirschberg aber sagt ZIMMERMANN⁴⁾: „Die Zersetzung in situ ist hier — besonders auf hochgelegenen Plateaus und flachen Mulden — so

¹⁾ ZIMMERMANN: Erläuterungen zu Blatt Naitschau-Elsterberg der geolog. Spezialkarte, S. 35.

²⁾ E. DATHE: Gletschererscheinungen im Frankenwalde und vogtländischen Berglande. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., 1881, S. 326.

³⁾ Ebenda, S. 329.

⁴⁾ E. ZIMMERMANN: Zur Geologie usw. d. vogtländ.-ostthür. Schiefergebirges. Diese Zeitschr. 54, 1902, S. 345.

tief hinein vorgeschritten, daß streckenweise ohne die besondere Ausscheidung solcher Gebiete (als „Eluvium“) gar nicht auszukommen war.“

(Wenn so große Massen von Eluvium in situ erhalten geblieben sind, so spricht dies gegen die von DATHE angenommene quartäre Vergletscherung des Frankenwaldes. Ein Gletscher, war seine Transportkraft auch noch so gering, führte sicher zunächst die eluvialen Schuttmassen davon und schuf im anstehenden Gestein eine frische Oberfläche. Schon aus diesem Grunde ist es unwahrscheinlich, daß die von DATHE beobachteten Ablagerungen bei Saalburg und Wurzbach Grundmoränen darstellen, wenn auch ihre Ähnlichkeit mit solchen zugegeben werden muß.)

Auch heute noch führen die aus dem Schiefergebirge kommenden Flüsse unverhältnismäßig viele Gangquarze und Kieselschiefer. Dies scheint darauf hinzudeuten, daß auch noch in jetziger Zeit neben anstehendem Gestein sehr viel uraltes Eluvium zerstört wird. Man wird mit der Tatsache zu rechnen haben, daß dort, wo im Schiefergebirge die präoligocäne Landoberfläche noch nicht zerstört ist, auch heute noch sehr mächtige Massen von eluvialem Verwitterungsschutt vorhanden sind, deren Bildung in das Eocän und wohl auch noch zum Teil in die Kreideperiode zurückreicht.

4. Verbreitung der präoligocänen Landoberfläche in Thüringen.

Wir haben nun gesehen, daß sowohl auf den Höhen des thüringisch-fränkischen Schiefergebirges, wie im Thüringer Triasbecken sich eine präoligocäne Landoberfläche erkennen läßt. In der Form, in der sie zu Beginn der Oligocänzeit sich vorfand, ist sie naturgemäß heute nirgends mehr erhalten, außer dort, wo sie auf weite Strecken von Oligocän überdeckt ist. Seit der Oligocänzeit haben sich die Flüsse allenthalben in die präoligocäne Peneplain eingegraben, und auch dort, wo wir ihre einschneidende Tätigkeit nicht wahrnehmen, haben Abspülung und Rutschungen gelockerten Materials mannigfaltige Umwandlungen der ursprünglichen Terrainformen hervorgerufen. Wenn man also von einer noch heute existierenden präoligocänen Peneplain spricht, so ist dies *cum grano salis* zu verstehen. Es will besagen, daß man aus den heutigen Terrainverhältnissen, wenn man sich die Täler ausgefüllt denkt und die postoligocänen Dislokationen in Abrechnung bringt,

sich eine Landschaft konstruieren kann, die im großen die Formen der präoligocänen Landoberfläche wiedergibt.

Untersuchen wir nun, wo überall in Thüringen die präoligocäne Peneplain, in diesem Sinne verstanden, sich erhalten hat.

a) Thüringisches Schiefergebirge, Frankenwald und Vogtland.

Bei der Verfolgung der präoligocänen Peneplain gehen wir am besten von den Hochflächen des ostthüringisch-fränkischen Schiefergebirges aus. Hier hat sich die alte Landoberfläche meist außerordentlich frisch erhalten, am schönsten in der Frankenwäldischen Culmmulde, deren morphologische Eigenart schon früher hervorgehoben wurde. Tatsächlich muß jedem denkenden Menschen der Gegensatz zwischen der schwach welligen, stellenweise stark versumpften Hochfläche und den tief eingeschnittenen jungen Flußtälern auffallen.

Da, wo im Frankenwäldischen Hauptsattel ZIMMERMANN'S, zwischen Lobenstein und Gräfenal, ein hercynisch gerichteter Zug die niederländisch streichende Culmmulde durchquert, ebenso im ostthüringischen Hauptsattel unweit Schleiz verliert die Hochfläche ihren eintönigen Charakter und verwandelt sich in ein hochgelegenes Hügelland. Höchstwahrscheinlich war schon die präoligocäne Landoberfläche in diesen Gebieten nicht so eben, wie in der petrographisch viel einheitlicheren Culmzone; besonders dürften die zahlreichen Diabashügel schon in dem alttertiären Landschaftsbilde vorhanden gewesen sein. Es ist natürlich, daß in einem so beschaffenen Gebiete auch die postoligocäne Erosion sich stärker betätigen konnte, wie auf einer ganz flachen Hochebene. Dies hochgelegene Hügelland hat also seit dem Oligocän schon eine gewisse Umbildung erfahren, immerhin dürften sich auch in ihm recht viele alte Züge erhalten haben.

Sehr auffällig ist der Gegensatz zwischen reifen und jugendlichen Landschaftsformen im südlichen Teile des ostthüringischen Hauptsattels, so z. B. bei Bad Steben¹⁾. Hier durchbricht die Selbitz kurz vor ihrer Einmündung in die Saale einen Zug von devonischen Diabasen und Diabasbreccien in einem wildromantischen Cañon, dessen jugendliches Alter wohl keinem Zweifel unterliegt. Sobald man über dessen steile

¹⁾ Vgl. K. WALTHER: Geologie der Umgebung von Bad Steben im Frankenwalde. Geognost. Jahresh. XX, 1907, München.

Wände empor klimmt, gelangt man in ein hochgelegenes Hügelland; in den breiten, oft versumpften Talmulden mäandern unscheinbare Bäche, deren Erosionskraft selbst bei hohem Wasserstande sehr unbedeutend sein muß, da sie sich fast nirgends eingeschnitten haben. Nur wenig modifiziert tritt uns hier die reife, vielleicht schon greisenhafte Landschaft entgegen, wie sie im Beginn der Tertiärzeit bestanden hat.

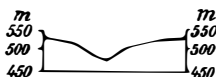
Es ist selbstverständlich, daß die modernen Flüsse die alttertiären Talmulden benutzt und dabei teilweise umgestaltet haben. Dies läßt sich besonders in der Gegend von Gefell und Hirschberg, etwa halbwegs zwischen Schleiz und Hof, beobachten. Der Oberlauf der Bäche, die der Saale zufließen,



Maßstab der Länge 1 : 50000, $2\frac{1}{2}$ fach überhöht.

Figur 5.

Querprofil durch den Oberlauf des Sparnberger Baches bei Hirschberg a. S.



Maßstab der Länge 1 : 50000, $2\frac{1}{2}$ fach überhöht.

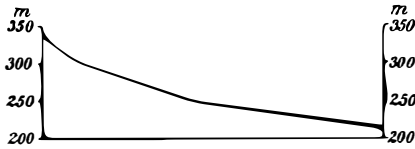
Figur 6.

Querprofil durch den Unterlauf des Sparnberger Baches bei Hirschberg a. S.

liegt in breiten, oft versumpften Talmulden. Hier hat der heutige Bach, wegen seiner geringen Wassermenge und seines unbedeutenden Gefälles sich nur wenig einschneiden können. (Fig. 5) Je mehr sich aber der Bach seiner Mündung in die Saale nähert, desto tiefer und enger, d. h. moderner wird sein Tal. (Fig. 6) Hier war die Erosionskraft des Baches größer, als im Oberlaufe, weil seine Wassermenge gewachsen war, außerdem schuf aber die rasch sich einschneidende Saale eine Erosionsbasis, die sich andauernd vertiefte. Die Gefällskurve eines solchen Baches weicht natürlich sehr erheblich von der normalen ab, wie ein Vergleich der Figuren 7 und 8 mit 9 und 10 lehrt. Während die Normalkurve von der Mündung bis zur Quelle andauernd steiler wird, weist der Verlauf des Lehesten- und Sparnberger Baches an einem gewissen Punkte einen Knick auf, oberhalb dessen das Gefälle sich bedeutend verflacht.

In diesem Knick stoßen das junge postoligocäne, noch unreife Erosionstal und das alte, überreife präoligocäne Tal aneinander.

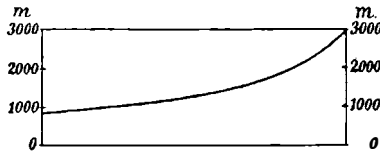
Die dem Maine tributäre Südwestseite des Frankenwaldes ist im allgemeinen stärker und tiefer zersägt als die nordöstliche, und hier entwickelt sich ein eigenartiges Landschaftsbild, das von GÜMBEL¹⁾ anschaulich geschildert wird: „Was gleichwohl Eigenartiges in diesem Gebirgsteile (dem Frankenwalde) sich Geltung verschafft und ihm dadurch eine gewisse



Maßstab 1 : 50 000, 5 fach überhöht.

Figur 7.

Normales Längsprofil des Baches am Siebenbornskopf bei Eisenach.



Länge und Höhe im gleichen Maßstabe.

Figur 8.

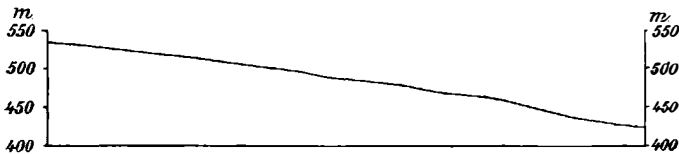
Normales Längsprofil des Litzerbaches bei Laas (Tirol), nach SUPAN.

Selbständigkeit wahr, ist die Gleichförmigkeit und Beständigkeit seiner Entwicklung in lang gedehnten Bergrücken, auf denen man stundenlang in gerader Linie fortwandern kann, ohne auch nur einer mäßigen isolierten Bergkuppe zu begegnen. Man glaubt, sich auf einem hohen, nur mäßig nach SW. geneigten Plateau zu befinden, inmitten einer nur schwach hügeligen Landschaft. Schlägt man aber die querlaufende Richtung ein, so stehen wir rasch vor einer tiefeingeschnittenen Talung, zu der wir nur über steilgeneigte Gehänge niedersteigen können. Ein gleich steiles Gehänge erhebt sich jenseits zu einem ähnlichen schmalen Rücken, wie der eben verlassene,

¹⁾ C. W. GÜMBEL: Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges. Gotha, 1879, S. 16.

und ebenso steil fällt das Gehänge wiederum zu einem neuen Taleinschnitte ab⁴. Die Ortschaften und die sie umgebenden Felder liegen vorwiegend auf den flachen Höhen, den Überresten der alten präoligocänen Landoberfläche. Die tiefen, jugendlichen Täler, deren steile Ränder dichter Hochwald bedeckt, gewähren größeren Ansiedelungen meist keinen Raum; nur einsame Gehöfte und Mühlen liegen in ihnen.

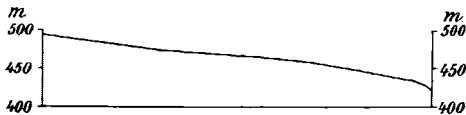
Verfolgt man die Hochfläche des Frankenwaldes nach Nordwesten, so verliert sich ihr Landschaftscharakter ziemlich rasch. Schon in der Gegend von Probstzella und Neuhaus a. R. trifft man nur noch vereinzelt in den höchsten Teilen des Gebirges



Maßstab der Länge 1 : 50 000, 5 fach überhöht.

Figur 9.

Längsprofil des Sparnberger Baches bei Hirschberg a. S.



Maßstab der Länge 1 : 50 000, 5 fach überhöht.

Figur 10.

Längsprofil des Lehestenbaches bei Hirschberg a. S.

erhebliche Verflachungen an, die man für Überreste der präoligocänen Peneplain halten könnte. Hierhin gehört der schmale, teilweise zerstückelte Streifen von Hochflächen, der sich in 570—645 m Meereshöhe und 2—300 m über der Loquitz von Lichtentanne über Gr.-Geschwenda bis Schweinbach verfolgen läßt. Hierhin gehören auch wohl die plateauartigen Gipfel des Koppenbühls und des Rankhügels bei Schmiedefeld. Im allgemeinen herrschen aber in dieser Gegend schon mehr oder minder gerundete Rücken und Kuppen vor, die ihre heutige Form postoligocäner Erosion verdanken.

In den cambrischen Gebieten westlich von der Schwarzra habe ich keine Landschaftsformen mehr gefunden, die ich mit

gutem Gewissen direkt auf die präoligocäne Peneplain zurückführen könnte. Besonders im Gebiete der sog. mittelcambrischen, halbphyllitischen Schiefer ist die postoligocäne Erosion äußerst wirksam gewesen und hat eigentümliche Landschaftsformen geschaffen. Flach gerundete Rücken, die mit Feldern bedeckt sind, werden durch tiefe und schmale Talfurchen von einander getrennt.

In dem nordwestlichen der beiden mittelcambrischen Streifen, der die Ortschaft Gillersdorf bei Großbreitenbach durchquert, befindet man sich bereits unmittelbar am Rande der permischen Auflagerungsdecke. Es ist von Wichtigkeit, hier nochmals hervorzuheben, daß die ostthüringische präoligocäne Peneplain nirgends bis in die Nähe der permischen Überdeckung heranreicht, also schon aus diesem Grunde nichts mit einer uralten präpermischen Abrasionsfläche zu tun haben kann.

b) Nordwestlicher Thüringer Wald.

In dem nordwestlichen, vorherrschend aus Rotliegendem gebildeten Anteile des Thüringer Waldes habe ich nirgends auch nur einigermaßen erkennbare Reste einer präoligocänen Landoberfläche gefunden. Fanatiker der Peneplain-Theorie werden vielleicht auf die im allgemeinen wenig von einander abweichenden Berghöhen hinweisen, und zweifellos könnte ein oberflächlicher Beobachter, wenn er vom Adlersberg oder Kickelhahn sein Auge über annähernd gleich hohe Kämme schweifen läßt, geneigt sein, auch hier eine Peneplain anzunehmen. Allein auch die Erosion kann gleiche Kamm- und Gipfelhöhen schaffen, wenn die Flußtäler etwa gleichen Abstand voneinander besitzen und die zwischen ihnen liegenden Gesteine etwa die gleiche Widerstandsfähigkeit aufweisen.

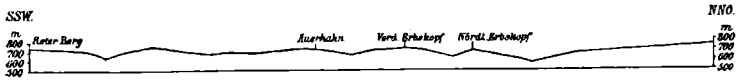
Daß aber der Kamm des nordwestlichen Thüringer Waldes keineswegs Teile einer alten Peneplain enthält, dürfte schon eine Wanderung auf dem Rennsteig beweisen (vgl. Fig. 11). Besonders belehrend ist das Stück zwischen der Hohen Sonne und Hürschel.

Alle meine Beobachtungen führen mich zu der Auffassung, daß das Rotliegendengebiet des Thüringer Waldes sehr stark durch postoligocäne Erosion verändert worden ist. Es ist durchaus möglich, daß zur Oligocänzeit das Rotliegende wenigstens noch stellenweise von jüngeren Schichten bedeckt war. Weswegen der nordwestliche Teil des Thüringer Waldes so viel stärker zerstört wurde als der südöstliche, werde ich in einem der folgenden Kapitel zu erklären versuchen.

c) Der Südostrand des Thüringer Beckens.

Zwischen Elster und Zwickauer Mulde senkt sich die Hochfläche des Vogtländischen Berglandes allmählich nach Norden, und sie verschwindet zwischen Zeitz und Altenburg unter oligocänen und quartären Aufschüttungen. Natürlich haben sich auch hier überall die modernen Flußläufe mehr oder weniger tief eingeschnitten; große, zusammenhängende Streifen der präoligocänen Landoberfläche scheinen aber nirgends zerstört zu sein.

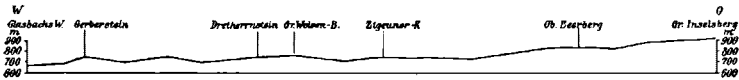
Ganz anders liegen, wie schon früher ausgeführt, die Verhältnisse in dem Gebiete zwischen Elster und Saale. Hier



Maßstab der Länge und Höhe 1 : 75000.

Fig. 11.

Längsprofil durch einen Teil des Thüringer Waldes im Zuge des Rennsteigs westlich vom Inselsberg.



Maßstab der Länge und Höhe 1 : 75000.

Fig. 12.

Querprofil durch einen Teil des Thüringer Waldes in der Gegend von Ilmenau.

reicht die präoligocäne Landoberfläche von Süden her nur bis zu dem Rande, von dem aus die Hochfläche zur Orlafurche und zu deren beiderseitiger Verlängerung nach Saalfeld und Weida abfällt. Im Norden beginnt sie erst wieder, durch die Plateaiformen der Landschaft wie durch Oligocänfetzen angedeutet, etwa an einer Linie, die man von Lobeda im Saaletale nach Köstritz im Elstertale ziehen könnte. Dazwischen liegt ein sehr ausgedehntes Buntsandsteingebiet, das der Heide und des Altenburger Holzlandes. Hier treffen wir nirgends auf Plateaulandschaften von einiger Ausdehnung, überall schweift das Auge über gerundete Rücken und tief eingeschnittene, jugendliche Erosionstäler. Nur an zwei Stellen dürften Reste der alten Oberfläche oder wenigstens Aufragungen erhalten sein, die nur

wenig hinter ihrem Niveau zurückbleiben. Es sind dies die Stellen, wo grabenähnliche Versenkungen, die aus den inneren Teilen des Thüringer Beckens stammen, die Saale überschritten und Muschelkalk mitten in das Buntsandsteingebiet versenkt haben: Die Leuchtenburg bei Kahla und der Kulm bei Saalfeld.

Auf den Muschelkalkhöhen um Jena hat sich die präoligocäne Landoberfläche im allgemeinen recht gut erhalten, weiter im Süden und Westen sind jedoch, wohl durch postoligocäne Erosion, lange, flache Rücken und Mulden entstanden, wahrscheinlich ist aber auch hier von der präoligocänen Land-

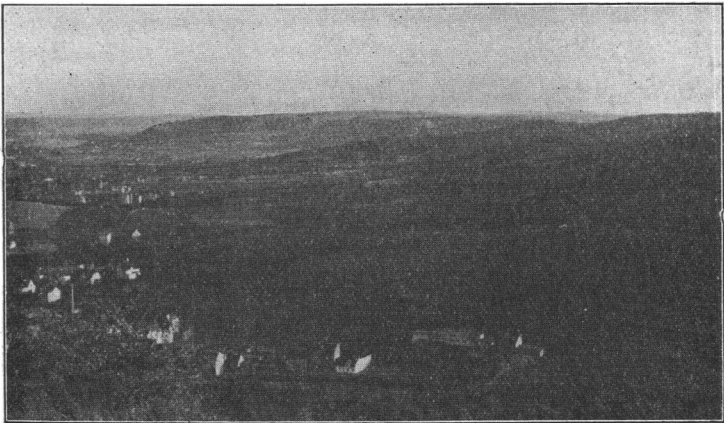


Fig. 13.

Blick vom Sonnenberg bei Jena auf die vom Saaletale durchschnitene Hochebene.

oberfläche nicht allzuviel abgetragen worden. Dieser Landschaftstypus beherrscht die Umgegend von Magdala und das Muschelkalkgebiet zwischen Kranichfeld, Blankenhain und Stadt Remda. Sicherlich sind in diesem Gebiete auch Teile der alten Landoberfläche durch postoligocäne Dislokationen versenkt und dadurch der Erosion entzogen worden. Darauf deuten u. a. die Oligocänfetzen hin, die sich in sehr verschiedener Höhenlage finden. So möchte ich das sog. „Schöne Feld“ auf Blatt Stadt Remda, eine ausgedehnte, nach Norden geneigte Platte von Oberem und Mittlerem Muschelkalk, als einen Teil der alten Landoberfläche ansehen, der seine heutige Stellung postoligocänen Bewegungen im Sundremdaer Graben verdankt.

Westlich von der Ilm, im Bereiche des eigentlichen Thüringer Beckens, dürfte von der alten Landoberfläche nur noch außerordentlich wenig erhalten sein. Man möchte hier ihre Existenz überhaupt leugnen, wenn nicht vereinzelt Oligocänfetzen auf sie hindeuteten.

Denkbar ist es übrigens, daß am Südrande des Thüringer Beckens die präoligocäne Landoberfläche in größerer Ausdehnung noch vorhanden ist: nämlich in dem merkwürdigen Plateau von Gossel, in dem Muschelkalk unvermittelt und ohne ein trennendes Band von Buntsandstein und Zechstein an die Rotliegend-Gesteine des Thüringer Waldes heranreicht.

d) Thüringer Zentralbecken.

In den gesamten inneren, vorherrschend aus Keuper bestehenden Teilen des Thüringer Beckens dürfte die alte Landoberfläche wohl nirgends mehr erhalten sein, obwohl die höchsten Teile der das Becken durchquerenden Höhenzüge, z. B. der Seeberg bei Gotha, bis hart an diese heraufreichen mögen. Daß überall hier die Erosion sehr intensiv gewirkt hat, beweist außer den Landschaftsformen die völlige Abwesenheit von oligocänen Sedimenten.

e) Triasgebiet südwestlich vom Thüringer Walde.

Südwestlich vom Thüringer Walde zeigen uns die Basaltdecken und die häufig unter ihnen erhaltenen Lager von Oligocänkies aufs Deutlichste an, wie die Landoberfläche zu Beginn der Oligocänzeit beschaffen war, und in welcher Meereshöhe wir sie heute zu suchen haben. Wir sehen, daß in der Umgebung von Meiningen vorherrschend Oberer Muschelkalk den Untergrund der alten Landoberfläche bildete; neben ihm hatte sich in präoligocänen Mulden und Gräben noch Unterer und Mittlerer Keuper erhalten, in Aufwölbungen trat aber auch schon Unterer Muschelkalk und Buntsandstein zutage. Die präoligocäne Landoberfläche liegt am Großen Dollmar heute 640 bis 678 m, an der Geba und am Hahnberg im allgemeinen 520 bis 680 m über dem Meeresspiegel. Die weiten Hochflächen in der näheren Umgebung von Meiningen, deren Untergrund Mittlerer Muschelkalk bildet, erreichen jedoch nur eine Meereshöhe von 420 bis 480 m; sie sind daher wohl als Schichtoberfläche und nicht als Teil einer alten Peneplain anzusprechen. Der Steilrand, mit dem die Muschelkalkplateaus

um Meiningen besonders nach Nordwesten gegen das Buntsandsteingebiet um Wasungen abfallen, stellt sich unter diesen Gesichtspunkten als ein Werk postoligocäner Erosion dar. Ebenso darf man wohl annehmen, daß die ausgedehnten Buntsandstein-Gebiete der Gegend von Schmalkalden-Salzungen usw. erst in postoligocäner Zeit von einer mehr oder weniger einheitlichen Muschelkalkdecke befreit worden sind. Jedenfalls sieht man von Walldorf bis über Salzungen hinaus zu beiden Seiten der Werra weit und breit nichts, was an eine präoligocäne Landoberfläche erinnern könnte. Mittlerer und Unterer Buntsandstein bilden ein Berg- und Hügelland, dem der Plateaucharakter völlig abgeht; besonders in der Gegend von Salzungen-Marksuhl, wo Feld und Wald stetig miteinander wechseln, ist die Landschaft sehr mannigfaltig und oft höchst reizvoll.

f) Nordrand des Thüringer Beckens.

In der Gegend der heutigen Ilm-Mündung, etwa im Gebiete von Camburg und Stadt Sulza, hat die postoligocäne Erosion eine ziemlich starke Wirksamkeit entfaltet und die alte Landoberfläche fast völlig zerstört. Wir treffen sie aber bald wieder nördlich von der Ilm, z. B. auf der Plateaufläche von Hassenhausen und dann etwas weiter Saale-abwärts, zwischen Kösen und Naumburg zu beiden Seiten des Flusses an. Hier liegt Oligocänkies an vielen Stellen teils auf Muschelkalk, teils auf Buntsandstein, während er im Erosionsgebiete südlich von der Ilm-Mündung völlig fehlt.

Nach Norden und Westen geht die Peneplain um Kösen ohne jeden Absatz in das Buntsandsteinplateau der Finne über; dies nötigt uns, auch diese ausgedehnten Buntsandsteinflächen als alte Landoberfläche und nicht etwa nur als Schichtfläche zu betrachten. Im Niveau dieser Hochfläche liegt aber auch zum Teil der steilgestellte, von mannigfaltigen Dislokationen betroffene Muschelkalkzug von Eckartsberga-Rastenberga-Sachsenburg, der das ausgedehnte Plateau der Finne nach SW von dem tief erodierten Keupergebiete der Gegend Buttstädt-Kölleda scheidet. Wir kommen auf die eigentümlichen morphologischen Verhältnisse der Finne, die für die Altersdeutung ihrer Verwerfungen von großer Bedeutung sind, noch später im einzelnen zurück.

An ihrem nordwestlichen Ende wird das Plateau der Finne durch die auffallend breite Talebene der Helder gespalten. Die Schrecke, der breite nordwestliche Ast, besteht lediglich aus

Mittlerem Buntsandstein und bildet die ununterbrochene Fortsetzung des Buntsandstein-Plateaus der Schmücke. In der Schmücke, dem schmäleren südwestlichen Aste, setzt sich das steilgestellte Muschelkalkband fort, begleitet, gewissermaßen watiert, von einem Streifen Buntsandstein.

Dieser Buntsandsteinzug der Schmücke, vorwiegend aus Röt bestehend, ist ziemlich stark erodiert, in dem weit besser erhaltenen und daher höher aufragenden Muschelkalkzuge dürfte sich aber die präoligocäne Landoberfläche der Finne wieder vorfinden. Allerdings nimmt sie hier tiefere Niveaus ein, als weiter im Südosten. Deutlich kann man von den Keuperhöhen nördlich von Kölleda aus erkennen, wie sich der Muschelkalkzug von den Höhen von Schloß Beichlingen an bis zur Sachsenburger Pforte andauernd senkt. Man könnte daran denken, daß der Muschelkalkzug in der Nachbarschaft der Sachsenburger Pforte durch Erosion stark erniedrigt worden wäre. Allein es liegen an zwei Stellen, in 525—575' und etwas über 600' Meereshöhe Oligocänkiese auf dem bereits stark gesenkten Muschelkalkkamme; sie beweisen, daß die Tieferlegung des Muschelkalkzuges im wesentlichen nicht durch Erosion, sondern durch eine postoligocäne Einmuldung erfolgt ist, die quer zum Streichen der Schmücke verlief. Die Bedeutung dieser relativ jungen Dislokation für den Lauf der Unstrut und für die Abflußverhältnisse im Innern des Thüringer Beckens wird später noch darzustellen sein.

Westlich von der Sachsenburger Pforte hebt sich der Muschelkalkzug wiederum ziemlich rasch, gleichzeitig⁷ wird aber auch sein Einfallen flacher, so daß eine Verbreiterung eintritt. Muschelkalk und Buntsandstein bilden nun zwei morphologisch verschiedene, auf weite Strecken durch die Wipper voneinander getrennte Züge, von denen nur noch der aus Muschelkalk bestehende einen besonderen Namen, Hainleite, trägt. Sie ist ein Muschelkalkplateau, das schmal an der Sachsenburger Pforte beginnt und sich nach Nordwesten andauernd verbreitert, um schließlich mit den Plateauflächen des Düns und Hainichs zu verschmelzen. Da diese Hochflächen im Westen, die Schmücke im Osten die präoligocäne Landoberfläche repräsentieren, so darf auch die Oberfläche der Hainleite, die die Verbindung darstellt, als ein Teil von ihr angesehen werden. Während aber in der Finne Buntsandstein und Muschelkalk im gleichen Niveau liegen und eine morphologische Einheit darstellen, bleiben die Buntsandsteinhöhen zwischen dem Wippertal bei Sondershausen und der Goldenen Aue weit unter dem Niveau der Hainleite und weisen nirgends mehr Plateau-

charakter auf, sie bilden also nicht mehr wie in der Finne einen Teil der alten Peneplain, sondern stellen ein ziemlich tief erodiertes Gebiet dar.

g) Westrand des Thüringer Beckens.

Der Westrand des Thüringer Beckens scheint im allgemeinen dem Ostrande zu entsprechen; das Muschelkalkplateau des Hainichs ist analog dem der Ilmplatte und gibt wie dieses die präoligocäne Landoberfläche wieder. Leider fehlt im Westen des Thüringer Beckens für diese Auffassung der direkte Beweis, den im Osten die oligocänen Schotter liefern.

h) Harz.

Wenn man von den Trias-Flächen zwischen Eisleben und Gerbstädt, die noch Fetzen von oligocänen Sedimenten tragen und sich dadurch im wesentlichen als präoligocäne Landoberfläche ausweisen, nach Westen wandert, so gelangt man, allmählich ansteigend, aber ohne eine erkennbare Geländestufe zu überschreiten, auf eine Hochebene, deren Untergrund nunmehr steilgestellte paläozoische Schiefer zusammensetzen. Diese nach Westen sanft ansteigende, nach Osten vom Perm der Mansfelder Gegend und dem östlichen Triasvorlande morphologisch nicht getrennte Hochfläche bezeichnet man als den Unterharz. Er bildet ein Gegenstück zu der Hochfläche des Frankenwaldes und des Vogtlandes. Schon FR. HOFFMANN hat den allmählichen Übergang des Unterharzes in sein östliches Vorland trefflich geschildert¹⁾: „Dort (in der Gegend zwischen Hettstädt und Ballenstädt) ist in der Tat auch das Aufsteigen des Harzes gegen die angrenzenden Hügelrücken so allmählich, daß, bezeichnete nicht der Taleinschnitt des Wippergrundes seine Grenzen, wir die Oberfläche des Gebirges füglich als eine unmittelbar in die wenig erhöhte Ebene des Hügellandes sanft und gleichmäßig verlaufende Erhebung würden betrachten können.“

Auch den Plateaucharakter, den große Teile des Harzes und besonders fast der ganze Unterharz so deutlich zeigen, betont schon FR. HOFFMANN an verschiedenen Stellen. Nachdem er die Umrisse des Harzes, wie sie sich dem Beschauer am Rande der norddeutschen Tiefebene darbieten, geschildert hat,

¹⁾ FR. HOFFMANN: Übersicht der orographischen und geognostischen Verhältnisse vom nordwestlichen Deutschland. Leipzig 1830, S. 27.

sagt er¹⁾: „Auf dem oberen Rande des von fernher betrachteten Bergrückens mit wagerechter Oberfläche angelangt, sehen wir mit Verwunderung die Erscheinungen der Ebene, die wir eben verlassen haben, sich im Innern des Gebirges wiederholen. Auch sind die Unterschiede in den Niveauverhältnissen der Höhen und Tiefen, abgesehen von einzelnen tieferen Taleinschnitten, völlig so gering, daß wir nur durch den Charakter der Vegetation und der Bebauung des Bodens noch an die Verschiedenheit in der Lage dieser Flächen und der gleichnamigen des tieferliegenden Landes erinnert werden.“ An einer anderen Stelle aber beschreibt er die Landschaft des Unterharzes mit folgenden treffenden Worten²⁾: „Aus den Umgebungen von Harzgerode gegen Osten aber verbreitet sie (d. h. die eintönige Fläche) sich in ihrer größten Längen-Ausdehnung



(Maßstab der Länge 1:300 000, ungefähr 3 mal überhöht.)

Fig. 14.

Profil durch einen Teil des Unterharzes und östlichen Harzvorlandes.
ro Rotliegendes, *z* Zechstein, *su* Unterer Buntsandstein, *o* Oligocän.

in der Richtung auf Hettstädt, reichlich noch drei geographische Meilen weit. Dort ist es auch, wo diese Ebene, ihres schon beträchtlich geringeren Niveaus wegen, in hohem Grade täuschend den Charakter von den Ebenen des Tieflandes an sich trägt. Ermüdende Strecken weit bewegt man sich hier von O her, wiewohl mitten im Berglande, mit auf allen Seiten wagerecht abgeschnittenem Horizont, ohne Aussicht auf benachbarte, tiefer oder höher gelegene Punkte zwischen Kornfeldern und Dörfern, oft ohne Wiesen und Wald und stets ohne Bergbäche.“

Der morphologische Charakter dieser Hochfläche und ihr enger Zusammenhang mit den von Oligocän bedeckten Flächen des östlichen Harzvorlandes lassen wohl nur den einen Schluß zu: daß die Hochebene des Unterharzes einen nur wenig umgestalteten Teil einer präoligocänen Landoberfläche darstellt. Geringe Reste einer oligocänen Überdeckung, welche diese Auffassung noch besonders stützen, haben sich übrigens anscheinend selbst auf der Höhe des Unterharzes erhalten. So beschreibt

¹⁾ a. a. O., S. 29.

²⁾ a. a. O., S. 32.

LOSSEN¹⁾, wengleich mit einigem Vorbehalt, ein kleines Vorkommen von Tertiär auf Kerngebirge südlich von Elbingerode und stellt es auf seiner Harzkarte als Oligocän dar. Vielleicht sind aber auch die tertiären Knollensteine, welche über den östlichen Teil des Unterharzes verstreut sind, wenigstens teilweise nicht als Glazialgeschiebe, sondern als Reste einer autochthonen Oligocän-Überdeckung zu deuten.

Über die einförmige Hochfläche des Unterharzes erheben sich, abgesehen von niedrigen Diabaskuppen, zwei größere Massive: der Ramberg im Norden und der Auersberg im Süden. Daß beide Berge die Hochfläche heute nicht unbeträchtlich überragen, haben sie lediglich ihrer Gesteinsbeschaffenheit, nicht etwa tertiären Dislokationen zu verdanken. Der Ramberg besteht nämlich aus Granit, der Auersberg aus Quarzporphyr; man muß wohl annehmen, daß diese kompakten Massengesteine den Atmosphäriken besser widerstanden, als die Grauwacken, Schiefer, Quarzite und Diabase, die den Untergrund der Hochfläche bilden. Ramberg und Auersberg erhoben sich als „Monadnocks“, um diesen Ausdruck von DAVIS zu gebrauchen, ebenso hoch oder noch höher über die oligocäne Tiefebene, wie heute über die Oberfläche des Unterharzes. Das Gegenstück zu diesen beiden Monadnocks des Unterharzes bildet im Oberharz das Brockenmassiv, das sich 350 bis 600 m über die alte Peneplain erhebt²⁾.

Ich möchte bei dieser Gelegenheit auf den merkwürdigen Gegensatz hinweisen, in dem die Granite des Harzes und des westlichen Thüringer Waldes hinsichtlich ihrer äußeren Form stehen. Im Harze sind die Granite als härtere Kerne aus ihrer Hülle herauspräpariert worden, und sie überragen heute die ihnen benachbarten paläozoischen Gesteine erheblich; im westlichen Thüringer Walde hingegen dürfen die Granite als die am leichtesten zerstörbaren Gesteine gelten, in deren Gebiet die Verwitterung am stärksten gewirkt hat; es stellen daher die Granitgebiete im westlichen Thüringer Walde im allgemeinen orographische Depressionen dar.

Darf man diesen Unterschied in der äußeren Erscheinung der Harzer und der Thüringer Granite auf eine verschiedene petrographische Ausbildung zurückführen? Wohl kaum. Auch

¹⁾ LOSSEN: Über die fraglichen Tertiärlagerungen in der Elbingeroder Mulde usw. Schrift. d. nat. Ver. d. Harz. z. Wernigerode, 1891, VI, S. 23.

²⁾ Schon H. SPETHMANN faßt Brocken und Acker als Monadnocks auf und sucht diesen Ausdruck durch Härtling zu ersetzen. Zentralbl. f. Mineralogie, 1908, S. 746.

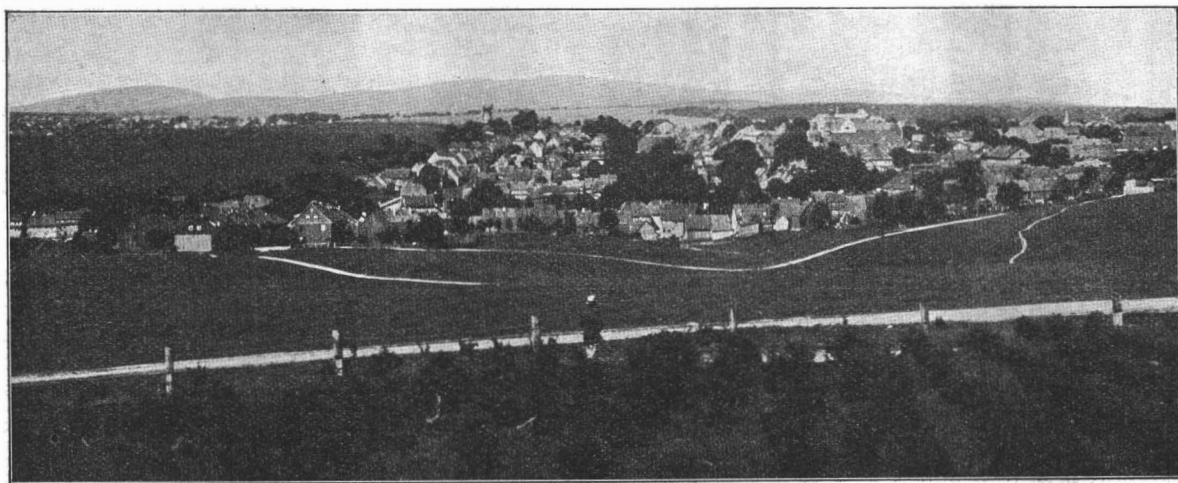
daß die Hüllschichten des Granites im Harze sehr viel leichter zerstörbar waren als im Thüringer Walde, wird man nicht annehmen können. Höchstwahrscheinlich sind sogar die Rotliegend-Schichten des Thüringer Waldes, die den Granit bedecken, viel weniger widerstandsfähig als die paläozoischen Gesteine in der Umgebung der Harzer Granite; man könnte also für die Granite daraus gerade das umgekehrte morphologische Verhalten ableiten, als das, wie sie es in Wirklichkeit aufweisen.

Höchstwahrscheinlich war es aber im Harze nicht der Granit selbst, sondern eine Hülle von sehr widerstandsfähigen Hornfelsen und anderen Kontaktgesteinen, die der Verwitterung so lange und so kräftig Widerstand geleistet hat. Diese harte Decke schützte lange Zeit den relativ leicht zerstörbaren Granitkern und wurde wohl zum Teil erst in postoligocäner Zeit abgetragen; nicht unbedeutende Reste haben sich aber auch heute noch auf dem Brockenmassiv erhalten (Achtermannshöhe, Erdbeerkopf, Gipfel des Großen Winterberges und Wurmberges usw.) und sie ragen meist als Klippen hoch über ihre leichter zerstörbare Granitunterlage empor.

Im westlichen Thüringer Walde wurde hingegen dieser schützende Mantel von äußerst widerstandsfähigen Kontaktgesteinen zum größten Teile schon vor Ablagerung des Rotliegenden entfernt; schon damals verwitterte die Oberfläche des Granites wohl ziemlich stark. Als nun die postoligocäne Erosion die Rotliegend-Decke zerschnitt, traf sie unter ihr einen bereits zersetzten und nicht mehr von Kontaktgesteinen geschützten Granit an, der leichter der Zerstörung anheim fiel, als die jedenfalls auch nicht sehr widerstandsfähigen Rotliegend-Gesteine. Wo sich aber im Thüringer Walde die Kontakthülle noch zum größten Teile erhalten hat, wie z. B. am Hainberge bei Weitisberga, da überragt auch hier der Granit die Peneplain.

Im Oberharze ist die Peneplain lange nicht mehr so deutlich erhalten, wie im Unterharze. Anscheinend hat das zwei Ursachen. Erstens hat im Oberharze, wegen seiner größeren Meereshöhe, die postoligocäne Erosion stärker eingewirkt als im Unterharze. Zweitens ist aber hier wohl schon die präoligocäne Oberfläche bei weitem nicht so eben gewesen, wie im Unterharze, da die Gesteine des Oberharzes im allgemeinen eine größere petrographische Mannigfaltigkeit und sehr ungleiche Widerstandsfähigkeit aufweisen.

Man wird als ziemlich sicher annehmen dürfen, daß der Quarzitzug des Bruchberg-Ackers sich bereits ursprünglich ziemlich hoch über die präoligocäne Abtragungsebene erhob.



Mit Genehmigung der Neuen Photographischen Gesellschaft A.-G. in Steglitz.

Fig. 15.

Hochfläche von Clausthal und Zellerfeld (von der Halde der Grube Maria Hedwig aus gesehen) im Hintergrunde die „Monadnocks“ des Kahlebergmassivs.

Wahrscheinlich [bildeten auch die unterdevonischen Sandsteine und Quarzite des Kahleberges und Goslarischen Stadtförstes noch ein Bergland, als das Culmgebiet um Clausthal bereits zu einer fast ebenen Fläche abgeschliffen war. Der Plateaucharakter der Umgebung von Clausthal ist schon von FR. HOFFMANN¹⁾ gebührend hervorgehoben worden: „Vor allem bekannt und wegen der Sanftheit in dem Wechsel ihrer Erhebungen und Vertiefungen ausgezeichnet ist die Bergebene von Clausthal und Zellerfeld, deren einförmigster Teil insbesondere die Gegenden zwischen dem oberen Laufe der Ocker und der Innerste einnimmt, und welche sich nordwärts unmittelbar bis an den Rand des Gebirges erstreckt.“ Ganz prachtvoll aber beschreibt derselbe Autor die Zerstückelung der alten Peneplain mit den folgenden, noch heute kaum zu übertreffenden Worten²⁾: „Während nämlich auf der Seite von Clausthal eine fast völlige Geschlossenheit der Oberfläche des Berglandes stattfindet, sehen wir hier (östlich vom Bruchberg-Acker) die Masse [des Gebirges von unzähligen tiefen Tal-Einschnitten nach allen Seiten durchzogen, und schon in der mehrfach von anderen Beobachtern geschilderten, durch ihre Zerstückelung so ausgezeichneten Umgegend von Andreasberg bemerken wir, daß die Natur der Oberfläche aus den Umgebungen von Clausthal verschwunden sei. Dasselbe Verhältnis dauert ununterbrochen und häufig mit noch größerer Auszeichnung südlich von dem Tale der Bode bis an den südwestlichen Rand des Gebirges, in der Längenausdehnung von Andreasberg bis in die Gegend von Stollberg fort. Indes, so groß auch die Unterbrechungen des Zusammenhanges hier im einzelnen sein mögen, so bemerken wir doch bei einer übersichtlichen Betrachtung der Niveauverhältnisse dieser Gegend, daß die sich immer gleich bleibende mittlere Erhebung der zerstückelten Bergmassen den allgemeinen Charakter der Gebirgs-Oberfläche, die Neigung zur Plateaform, immer noch deutlich hervortreten läßt.“

Die Flächen des Unterharzes verbinden sich also durch das allerdings stark erodierte Gebiet von Andreasberg mit den Hochplateaus des Oberharzes zu einer morphologischen Einheit. Wenn wir aber, wie früher ausgeführt, die Hochfläche im Unterharz als präoligocäne Landoberfläche ansehen müssen, so sind wir genötigt, die gleiche Auffassung auf die durch Plateaucharakter ausgezeichneten Teile des Oberharzes zu übertragen.

¹⁾ a. a. O., S. 30.

²⁾ a. a. O., S. 35.

i) Kyffhäuser.

Ebenso wie im Harz glaube ich im Kyffhäuser Reste einer präoligocänen Landoberfläche wahrnehmen zu können, wenn auch in beschränktem Umfange. In ihrem mittleren und südöstlichen Teile tragen die Höhen des Kyffhäusers streckenweise den Charakter einer Hochfläche; daß hier keine Schichtoberfläche vorliegen kann, beweist die geologische Karte. Außerdem sieht man in allen Aufschlüssen, die besonders in der Nähe des Kyffhäuser-Denkmalts zahlreich und schön sind, die Schichten mehr oder minder steil nach SW einfallen. Ich möchte daher die allerdings nicht sehr ausgedehnte Hochfläche des Kyffhäusers als Rest einer alten präoligocänen Peneplain deuten.

5. Gründe für Erhaltung und Zerstörung der präoligocänen Landoberfläche.

Die vorausgehenden Ausführungen haben gezeigt, daß in manchen Regionen Thüringens eine präoligocäne Landoberfläche deutlich erkennbar, daß sie aber in anderen bereits völlig der Vernichtung anheimgefallen ist. Dabei scheinen auf den ersten Blick Landschaften mit altem und mit jungem Relief regellos durcheinander zu liegen.

So hat sich im Vogtländischen Berglande, im Frankenwalde und im östlichen Teile des thüringischen Schiefergebirges die präoligocäne Landoberfläche oft mit überraschender Frische erhalten, während sie im westlichen Teile des Thüringer Schiefergebirges und im ganzen nordwestlichen Thüringer Walde völlig zerstört worden ist. Im südwestlichen Triasvorlande des Thüringer Waldes wurde sie bis auf wenige Reste vernichtet, ebenso in den inneren Teilen und am Südwestrande des Thüringer Beckens. Erhalten blieb sie hingegen auf weite Strecken in den Muschelkalkplateaus, welche das Thüringer Becken im Nordwesten und Südosten umfassen, und in den Höhenzügen, die seine nordöstliche Begrenzung darstellen. Während sich die präoligocäne Peneplain über weite Strecken in den Muschelkalkgebieten erhielt, wurde sie in den von Perm und Buntsandstein gebildeten Flächen größtenteils zerstört, so im Orlagau und im Altenburger Holzlande, ebenso in einer breiten Zone am Südrande des Harzes.

In geringer Ausdehnung finden wir hingegen die alte Peneplain auf der Höhe des Kyffhäusers, in weiten Flächen im Harz, besonders im Unterharz wieder.

Es hat sich demnach die präoligocäne Landoberfläche oft gerade in sehr hochgelegenen Regionen erhalten, während sie in viel tieferen völlig der Zerstörung anheimgefallen ist. Diese Beobachtung widerspricht aber dem allgemein angenommenen Satze, daß die Erosion und Denudation desto kräftiger wirken, je höher die von ihr betroffenen Gebiete sich über den Meeresspiegel erheben.

Dieser Lehrsatz hat zweifellos für die Alpen und andere Hochgebirge seine Berechtigung, in den deutschen Mittelgebirgen mit ihrem ausgesprochenen Plateaucharakter ist aber seine Geltung nur eine sehr bedingte.

Ein jeder deutsche Geologe wird wohl schon bei heftigem Regen die waldige Hochfläche eines deutschen Mittelgebirges durchwandert haben. Feuchte Niederschläge regen im allgemeinen nicht zu geologischer Betätigung an, aber hier drängt sich unwillkürlich eine Beobachtung auf, die für das Maß von Erosion und Denudation auf den Mittelgebirgen von großer Bedeutung ist. Man wird nämlich wahrnehmen können, daß auf den plateauartigen Teilen der deutschen Mittelgebirge, wenn diese (was ja vielfach der Fall ist) mit Wald bestanden sind, Abspülung nur in sehr geringem Maße vor sich geht. Der größte Teil des Niederschlages bleibt in den Bäumen hängen oder versickert im Waldboden, das wenige oberflächlich abfließende Wasser ist meist nicht einmal imstande, die losen Fichtennadeln fortzuschwemmen. Nur in Wegen oder anderen künstlichen Aufschlüssen, oder wenn die Walddecke zerstört ist, wird viel gelockertes Material abgetragen. In den unverritzten Waldgebieten der deutschen Mittelgebirge sind daher die Bäche selbst nach starkem Regen wenig getrübt; auf den Hochflächen schneiden sie sich auch meist wenig oder gar nicht ein, selbst wenn ihr Untergrund aus lockerem Material besteht.

Ganz anders wirkt hingegen ein heftiger Regen in dem mit Feldern bestandenen Hügellande. Hier wird die Abspülung von sehr großer Bedeutung, die Bäche trüben sich daher sehr stark. Bei jedem stärkeren Niederschlage oder zur Zeit der Schneeschmelze werden an den Abhängen die vorhandenen Wasserrisse vertieft oder neue eingegraben.

Man darf wohl als gesichert annehmen, daß Erosion und Denudation unter den heutigen Verhältnissen im Thüringer Hügellande viel intensiver an der Arbeit sind, als auf den Hochflächen des östlichen Thüringer Waldes oder des Harzes.

Nun sind die heutigen Verhältnisse teilweise nicht mehr die natürlichen, sondern künstliche. An der Verstärkung der Denudation im Hügellande trägt der Mensch die Hauptschuld,

der den Wald rodete und Jahr für Jahr die Vegetationsdecke über weite Flächen vernichtet. Jedenfalls sind die heutigen Abtragungs-Verhältnisse nicht ohne weiteres auf die Vorgänge im Tertiär zu übertragen. Ich habe sie lediglich benutzt, um an ihrem Beispiel zu zeigen, daß keineswegs nur die Höhenlage, sondern unter Umständen ganz andere Faktoren für die Abtragung von ausschlaggebender Bedeutung werden können.

Es scheint aber auch bei der postoligocänen Erosion die absolute Meereshöhe nur eine untergeordnete Rolle zu spielen. Wenn die Penepplain sich an der einen Stelle erhalten hat, an der anderen aber zerstört wurde, so ist dies wohl in erster Linie auf den Gesteinscharakter, in zweiter auf das Vorhandensein von Angriffsflächen zurückzuführen.

Welche Bedeutung der Gesteinsbeschaffenheit zukommt, läßt sich besonders klar am Südostrande des Thüringer Beckens erkennen. Im Muschelkalkgebiete der Ilmplatte hat sich die alte Landoberfläche im allgemeinen erhalten können, in den ebenso hochgelegenen Buntsandstein- und Keuperdistrikten östlich und nordwestlich von diesem Muschelkalkstreifen wurde sie hingegen meist völlig zerstört. Die Gründe für das ungleiche Maß von Denudation bei gleicher Höhenlage und gleichen Regemengen liegen auf der Hand. Auf der Muschelkalkplatte versinkt ein großer Teil der Niederschläge; die chemische Erosion im Innern des Muschelkalkes mag daher ziemlich beträchtlich sein, die mechanische an seiner Oberfläche ist hingegen von geringer Bedeutung. Im Buntsandstein und besonders im Keuper sind die Gesteine dagegen vielfach undurchlässig, die Abspülung muß dementsprechend eine größere Rolle spielen. Außerdem sind aber diese Gesteine an und für sich noch leichter zerstörbar als der Muschelkalk, und zwar Keuper in höherem Grade als Buntsandstein. Wir sehen daher an einzelnen Stellen, z. B. nördlich von der Roda und im Plateau der Finne, Buntsandstein die alte Landoberfläche bilden, während dies beim Keuper fast niemals der Fall ist.

Von sehr großer Bedeutung ist aber auch die Art der Angriffsfläche. Zwei Regionen von Plateaucharakter können die gleiche Meereshöhe haben; in dem einen Falle aber senkt sich das Terrain fast unmerklich, in einer äußerst ausgedehnten schiefen Ebene bis zum Meeresspiegel, in dem anderen aber stürzt es schroff zu einem Tieflande ab. Auf der sehr flachen schiefen Ebene werden, besonders wenn sie mit Wald bestanden ist, die Flüsse nur sehr langsam sich einschneiden, dementsprechend wird die Denudation nur ganz allmähliche Fortschritte machen können. Ein Steilabfall, wie wir ihn aber im

zweiten Falle angenommen haben, bildet stets eine leicht verwundbare Stelle, und von ihm aus wird die Erosion rasch gegen das Innere des Hochplateaus vorschreiten können.

Beide Fälle beobachten wir, wenn auch nicht im Extrem, in Thüringen. Der östliche Teil des Thüringer Waldes und das Vogtländische Bergland senken sich ganz allmählich zur Leipziger Bucht hinab. Durch keine Dislokationen wird das Gebiet der paläozoischen Schiefer hier von den permischen und triadischen Deckgesteinen getrennt. Aus diesen Verhältnissen läßt es sich leicht erklären, daß gerade hier noch große Teile der präoligocänen Landoberfläche auch in sehr bedeutenden Meereshöhen erhalten geblieben sind.

Der nordwestliche, vorwiegend aus permischen Gesteinen zusammengesetzte Teil des Thüringer Waldes wird jedoch durch gewaltige Flexuren und Verwerfungen von den Triasgebieten zu beiden Seiten getrennt. An den steilen Außenrändern dieses Gebirgsteeiles fand die Erosion daher willkommene Angriffsflächen. Daß die Peneplain im nordwestlichen Thüringer Walde so völlig zerstört wurde, erklärt sich aber teilweise auch noch durch die Schmalheit des Gebirges.

So hängt es denn wesentlich von der Gesteinsbeschaffenheit und dem Charakter der postoligocänen Dislokationen ab, ob und wieviel sich von der präoligocänen Peneplain bis auf den heutigen Tag erhalten hat.

6. Präoligocäne Dislokationen.

Wir dürfen hier von der Voraussetzung ausgehen, daß sicher wohl die Sedimente des Lias, wahrscheinlich aber auch noch die des oberen Juras den Boden Thüringens gleichmäßig bedeckten. Nun haben uns aber die vorausgehenden Ausführungen gezeigt, daß unmittelbar vor der Ablagerung der oligocänen Sedimente bereits sehr verschiedenalterige Gesteine den Untergrund einer subaerisch gebildeten Landoberfläche bildeten. Im östlichen Thüringer Walde, im Vogtlande und im Frankenwalde auf der einen Seite, im Harze auf der anderen traten bereits altpaläozoische Schiefer zutage, an ihren Rändern standen permische Gesteine an, Trias bildete den Untergrund des heutigen Thüringer Hügellandes, Lias hatte im Thüringer Becken, obere Kreide an seinem Nordwestrande wohl noch eine nicht ganz unbedeutliche Verbreitung.

Wenn also unmittelbar vor dem Oligocän bereits so verschiedenalterige Gesteine an der Erdoberfläche

anstehen, während zur Zeit des oberen Juras noch wahrscheinlich marine Sedimente allenthalben abgelagert wurden, so müssen zwischen oberem Jura und Oligocän sehr bedeutende Dislokationen stattgefunden haben, und ihnen müssen höchst umfangreiche Abtragungen gewaltiger Schichtkomplexe gefolgt sein. Es wird nun unsere Aufgabe sein, diesen präoligocänen Dislokationen, so weit wie möglich, nachzugehen.

a) Die ostthüringische Monoklinale.

Am besten beginnen wir unsere Betrachtungen mit den einfachen Verhältnissen am Ostrande des Thüringer Beckens. Wenn man hier die präoligocäne Landoberfläche in der Richtung von SO nach NW, etwa in dem Querschnitt Schleiz-Apolda rekonstruiert, so sieht man sie immer jüngere Schichten schneiden; zuerst bilden alte Schiefer, dann Zechstein, endlich sämtliche Triasglieder in der Reihenfolge von unten nach oben den Untergrund der Peneplain. Bestätigt wird diese Anschauung durch die Lage des Oligocäns, das alle diese so verschiedenalterigen Gesteine, allerdings nicht direkt in diesem Querschnitte, in der gleichen Reihenfolge überdeckt. Es müssen also weit vor Ablagerung des Oligocäns diese Schichten des Flözgebirges und ihre altpaläozoische Schiefer-Unterlage schief gestellt und mehr oder minder stark abgewaschen worden sein. Die durch diese präoligocäne Dislokation geschaffene Lagerungsform nenne ich: die ostthüringische Monoklinale¹⁾.

Das Streichen der ostthüringischen Monoklinale läßt sich am besten in dem fast ganz geraden und verhältnismäßig schmalen Zechsteinbande Saalfeld-Weida erkennen; es ist ONO und bildet mit dem Streichen des alten Schiefergebirges, das zwischen NO und NNO liegt, einen Winkel von ca. 30°. Die Unterkante dieses Zechsteinbandes schneidet infolge dessen die Culmmulde von Ziegenrück im spitzen Winkel durch.

Das Zechsteinband Saalfeld-Weida läßt sich aber über diese beiden Orte mit gleichem Streichen nicht weiter verfolgen; an beiden Enden würde seine geradlinige Verlängerung direkt ins alte Schiefergebirge führen. An der Elster biegt der Zechstein plötzlich um und zieht, deren Lauf folgend, nach Norden; bei Saalfeld hingegen geht der Zechstein unvermittelt aus der ONO- in die WNW-Richtung über. Die gleiche Umbiegung

¹⁾ Vergl. auch ZIMMERMANN: Erläut. zu Bl. Stadt Ilm der geolog. Spezialkarte, und zwar den Abschnitt: Lagerungsverhältnisse S. 45—57.

läßt sich, wenn auch nicht so stark, in den Triashorizonten der ostthüringischen Monoklinale feststellen.

Der Grund für das Umbiegen der Streichrichtung ist in beiden Fällen leicht ersichtlich; es erfolgt bei Saalfeld wie bei Weida deswegen, weil die Streichrichtung der ostthüringischen Monoklinale mit einer sehr bedeutenden Störungslinie zusammen trifft, die in hercynischer, d. h. WNW-Richtung verläuft. Wären nun diese hercynischen Dislokationen jünger als die ostthüringische Monoklinale, so würden sie diese voraussichtlich verwerfen, aber nicht wesentlich in ihrem Streichen ablenken. Dies ist jedoch nicht der Fall; ohne Bruch biegt das Zechsteinband Saalfeld-Weida an seinen beiden Endpunkten in die hercynische Richtung um. Ein Gegenstück hierzu hat GRUBE¹⁾ im Solling beobachtet; er hat gefunden, daß dort die Störungen der rheinischen, d. h. N—S-Richtung in scharfen Winkeln, aber ohne Bruch, in die der hercynischen Richtung übergehen und hat daraus mit Recht gefolgert, daß beide Störungsrichtungen das gleiche Alter besitzen. Denselben Schluß können wir aber auf die Verhältnisse im östlichen Thüringen übertragen. Wir dürfen also annehmen, daß die Bildung der ostthüringischen Monoklinale und die der beiden sie begrenzenden hercynischen Störungen in dieselbe Dislokationsperiode fällt. Damit wäre aber bereits das präoligocäne Alter von zwei hercynischen Störungslinien, und zwar den bedeutendsten, die das Thüringer Becken betroffen haben, bewiesen. Sehen wir nun zu, ob weitere Beobachtungen an die hercynischen Störungen selbst sich in das hier angenommene Bild einfügen.

b) Die Finnestörung.

Von allen Störungslinien, die das Gebiet zwischen Thüringer Wald und Harz durchziehen, ist die Finnestörung wohl die wichtigste. Sie bildet den eigentlichen Abschluß des Thüringer Zentralbeckens nach NO, die richtige Erkennung ihres Alters ist also auch für die Auffassung des Thüringer Beckens von maßgebender Bedeutung.

Am kräftigsten ist diese Störungslinie in dem Stück zwischen Unstrut und Saale ausgeprägt; an manchen Stellen ist hier ihr Bau äußerst kompliziert. Mit abnehmender Intensität läßt sie sich gegen WNW bis über Sondershausen hinaus

¹⁾ O. GRUBE: Präoligocäne und jungmiocäne Dislokationen und Jertiäre Transgressionen im Solling und seinem nördlichen Vorlande. tahrh. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanst. 1908, S. 623.

wahrnehmen; nach OSO ist sie neuerdings durch K. WALTHER bis in die Gegend von Eisenberg verfolgt worden, wahrscheinlich streicht sie aber hier noch viel weiter. Ich möchte sogar annehmen, daß die bekannte Versenkung am Ida-Waldhause bei Greiz, dank deren sich eine Scholle von Muschelkalk mitten im Schiefergebirge erhalten hat, noch in Verbindung mit ihr steht. (Ein Zusammenhang dieser Scholle mit der Leuchtenburg-Störung, wie ihn COTTA¹⁾, annimmt, erscheint mir aus mehreren Gründen sehr unwahrscheinlich.)

Ich habe bereits in einem der früheren Kapitel ausgeführt, daß der Zug der Hainleite in den ausgedehnten Plateaus des Düns und Hainichs wurzelt. Nun wurden aber die Oberfläche der Hainleite wie die der weiter westlich gelegenen Muschelkalkplatten als präoligocäne Peneplain aufgefaßt. In der Hainleite fällt die Hochfläche aber keineswegs mit einer Schichtfläche zusammen, sondern schneidet diese, und zwar in desto steilerem Winkel, je mehr man sich von Westen her der Sachsenburger Pforte nähert. In dieser Steilstellung der Schichten hat man nun den ersten Beginn der Finnestörung zu erblicken; da aber die präoligocäne Landoberfläche die Schichten durchschneidet, so muß auch die Dislokation, wenigstens hier, der Oligocänzeit weit vorausgegangen sein.

Östlich von der Unstrut verschärft sich rasch die Dislokation. Aus einer Flexur wird eine Verwerfung, die an einzelnen Stellen in eine Überschiebung übergeht, an anderen sich in mehrere Bruchspalten gabelt. Es soll uns hier jedoch weniger der Charakter der Dislokation, als ihr Alter interessieren.

Unmittelbar östlich von der Sachsenburger Pforte findet sich nun wiederum ein sehr klarer Beweis für ihr präoligocänes Alter. An zwei Stellen liegt Oligocänkies auf den steilgestellten Schichtenköpfen des Muschelkalks, an der einen bedeckt er nach der Darstellung des Kartenblattes Schillingstädt Nodosus-Schichten, an der anderen Terebratelkalk des unteren Muschelkalks. Diese Auflagerung des Oligocäns ist nur denkbar, wenn man annimmt, daß der Muschelkalk sehr frühzeitig disloziert und schon vor dem Oligocän zu einer nahezu ebenen Fläche abgetragen worden war.

Weiter im Osten, bis zur Saale, scheinen solche Oligocänflecken leider im Störungszuge der Finne zu fehlen; dafür spricht aber die heutige Landoberfläche ein sehr deutliches Wort.

Zwischen Eckartsberga und Tauhardt dehnt sich ein weites

¹⁾ B. v. COTTA: Bemerkungen über Erhebungslinien im Thüringer Flözgebirge. N. Jahrb. f. Min. 1840, S. 272.

Buntsandstein-Plateau aus, dessen Meereshöhe etwa 300 m beträgt; durch den Sattel von Pleismar, der von der präglazialen Ilm überflossen worden ist, hängt es mit einer anderen Hochfläche zusammen, die in der Gegend von Dietrichsroda und Burkersroda ca. 290 m Meereshöhe erreicht. Diese Flächen senken sich langsam nach Osten; in ihrer Verlängerung liegt, östlich von der Talfurche des Hasselbaches, die Hochfläche des Langen Berges ca. 260 m über NN; sie trägt bereits Oligocän. Es unterliegt wohl keinem Zweifel, daß alle diese Hochflächen, die heute noch nicht stark zerschnitten sind, ursprünglich ein großes zusammenhängendes Plateau bildeten; da aber auf dem Langen Berge oligocäne Kiese die Hochebene überdecken, so wird man in der Oberfläche des gesamten Plateaus eine präoligocäne Peneplain zu sehen haben. Nordwestlich von Tauhardt steigt die Plateaufläche des Buntsandsteins noch erheblich an und erreicht in den südöstlichen Teilen der Schrecke Höhen von über 360 m.

An die Hochflächen der Finne grenzt im Südwesten das tief erodierte Keupergebiet, als dessen beide Brennpunkte wir Buttstädt und Kölleda bezeichnen können. Es ist ein Hügelland mit langgestreckten Rücken, die nur selten Höhen von 260 m erreichen, meist aber erheblich darunter bleiben. An der Grenze dieses tief erodierten Keupergebietes und der Buntsandsteinhochfläche der Finne aber liegt der schmale, steilgestellte Muschelkalkzug, der von der Sachsenburger Pforte bis über Eckartsberga hinaus zu verfolgen ist.

Es ist nun selbstverständlich, daß dieser Muschelkalkzug, der das tiefgelegene Keupergelände nach NO abschließt, durch Erosion mannigfaltig zerstückelt und erniedrigt worden ist. An einzelnen Stellen aber erreichen auch heute noch die Muschelkalkhöhen die der Buntsandsteinplateaus, d. h. die der präoligocänen Peneplain. So haben die höchsten Erhebungen zwischen dem Burgberg bei Eckartsberga und Burgholzhausen 290 bis 300 m Meereshöhe, d. h. sie liegen in dem Niveau der Buntsandsteinfläche von Tauhardt. Nordwestlich von Burgholzhausen, wo die Sandsteinflächen ihre größte Meereshöhe erreichen, übersteigen auch die Spitzen des Muschelkalkrückens 300 m, sie erreichen sogar am Kinselsberge bei Burgwenden 380 m, während die entsprechende Höhe im Buntsandsteingebiet nur etwas über 360 m liegt.

Aus allen diesen Beobachtungen läßt sich ungezwungen wohl nur der eine Schluß ableiten: daß die Buntsandsteinplateaus und der Muschelkalkzug der Finne, Schrecke und Schmücke ursprünglich eine zusammenhängende

Tafel bildeten, deren Oberfläche eine alte, präoligocäne Landoberfläche darstellt.

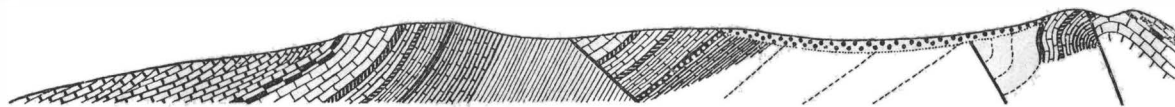
Diese Tafel hat durch postoligocäne Krustenbewegungen ihre heutigen Höhenlage und ihre Schiefstellung erhalten. Wären die zahlreichen Flexuren, Überschiebungen und Verwerfungen der Finne-Störungszone erst in postoligocäner Zeit aufgetreten, so hätten sie die Tafel in der mannigfaltigsten Weise zerstückeln müssen. Sie hätten Stufen, Absätze, Furchen und Höhenzüge hervorrufen müssen, die heute noch ebenso oder noch besser sichtbar wären, wie die präoligocäne Peneplain. Allein davon ist nichts zu sehen. Selbst sehr bedeutende Verwerfungen treten an der Oberfläche gar nicht hervor. HENKEL, dem wir so viele schöne Beobachtungen über den Störungszug der Finne verdanken, sagt¹⁾ selbst bei Beschreibung einer Dislokation, die sämtliche Glieder des Muschelkalks an Buntsandstein stoßen läßt: „Sehr zu beachten ist, daß diese Spalte, an der eine vertikale Verschiebung von mindestens 200 m stattgefunden hat, nicht die geringste direkte Spur an der Oberfläche mehr erkennen läßt.“ Ebenso zeigen HENKELS Profile 2 und 3, daß die höchst bedeutende Verwerfung an der Kahre bei Eckartsberga, die Mittleren Muschelkalk neben Röt, Oberen Wellenkalk neben Mittleren Buntsandstein lagert, in der Landschaft gar nicht hervortritt (vgl. Figur 16). Wenn in der Störungszone der Finne ein unruhiges Relief entstanden ist, so ist es niemals direkt durch tektonische Bewegungen, sondern ganz ausschließlich durch die verschiedene Widerstandsfähigkeit der Gesteine hervorgerufen worden. Schwer angreifbare Gesteine wie der Untere Muschelkalk, treten in Gestalt von Rücken und Kuppen heraus, leicht verwitternde, wie Unterer und Oberer Buntsandstein bilden Vertiefungen. Dies aber geschieht ohne jede Rücksicht darauf, ob die betreffenden Gesteine in Horsten oder in Gräben anstehen. SCHÜTZES²⁾ Bemerkung, daß „die speziellere Gliederung des Geländes in Berg und Tal in dem Störungsgebiet allüberall durch die Verwerfungen bedingt wird“, ist zweifellos unrichtig und wird am besten durch seine eigenen Profile selbst widerlegt. So treten in seinem Profil 8, Schmiedehäuser Chaussee-Steinberg, (kopiert in Figur 16) hintereinander drei Verwerfungen auf, die auch nicht die geringste Gliederung der tischebenen Hochfläche hervorzubringen vermögen.

¹⁾ L. HENKEL: Beiträge zur Geologie des nordöstlichen Thüringens. Beil. z. Jahresber. d. Kgl. Landesschule Pforta. Naumburg 1903, S. 18.

²⁾ E. SCHÜTZE: Tektonische Störungen der triad. Schichten bei Eckartsberga usw. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1898, S. 98.

SW

NO



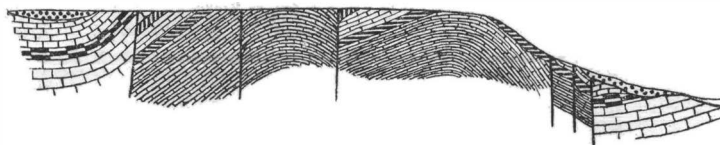
Maßstab der Länge und Höhe 1:7500.

Fig. 16.

Profil durch die Störungszone der Finne bei Eckartsberga
(nach HENKEL).

SSW

NNO



(Maßstab 1:18750.)

Figur 17.

Profil Schmiedehäuser Chaussee-Steinberg bei Camburg, nach SCHÜTZE.

Zeichenerklärung zu Fig. 15—17.

 Unterer Buntsandstein	 Unterer Wellenkalk	 Terebratelkalk	 Trochitenkalk
 Mittlerer Buntsandstein	 Oolithbänke	 Schaumkalk	 Nodosenkalk
 Oberer Buntsandstein	 Oberer Wellenkalk	 Mittlerer Muschelkalk	 Diluvium und Alluvium

Im Profil 3 lagert nördlich vom Burgberg Mittlerer Buntsandstein, südlich von ihm Lettenkohle in annähernd gleicher Höhe, obgleich ihre tektonische Wertigkeit nach SCHÜTZKE sehr verschieden ist.

Wir gelangen also zu dem Ergebnisse: Auch in den Höhenzügen, die das Thüringer Zentralbecken zwischen Saale und Unstrut nach Nordosten abgrenzen, ist eine präoligocäne Landoberfläche deutlich wahrnehmbar. Die zahlreichen und teilweise sehr intensiven Störungen der Finne-Zone dislozieren die Peneplain nicht, sondern werden von dieser abgeschnitten, sie müssen demnach weit vor der Oligocänzeit angelegt worden sein. Wenn Finne, Schmücke und Schrecke heute als Höhenzüge hervortreten, so verdanken sie das teils der Hebung der präoligocänen Peneplain im ganzen, teils der postoligocänen Erosion. Am schärfsten tritt der Muschelkalkzug der Hainleite und der Schmücke dort hervor, wo, wie in der Nachbarschaft der Sachsenburger Pforte, Keuper südlich, Buntsandstein nördlich von ihm am stärksten weggeführt worden sind.

Nach Überschreitung der Saale setzt sich die Störungzone der Finne in zwei Mulden fort, wie insbesondere K. WALTHER¹⁾ gezeigt hat. Bei Rockau, Mertendorf und Poppendorf überlagert Oligocän gleichmäßig die eingeebnete Oberfläche der einen Mulde; nahe beieinander liegt es auf sämtlichen Muschelkalk-Horizonten von Unterem Wellenkalk bis zu den Nodosen-Schichten. Schon K. WALTHER hat daraus den selbstverständlichen Schluß gezogen, daß die Störungen alt- oder voroligocänes Alter haben müssen. Nach unserer Auffassung trennt sie ein langer Zeitraum vom Oligocän, denn die von ihnen hervorgerufenen Verbiegungen der Erdoberfläche mußten bereits ausgeglichen sein, als sich das Oligocän abgelagerte.

Die nördliche der beiden Schichtmulden geht südöstlich von Thierschneck wieder in eine Verwerfung über, die besonders bei Gösen sehr deutlich zu erkennen ist. Auch hier überdeckt das Oligocän, worauf speziell eine Fußnote in K. WALTHERS Arbeit hinweist, die beiden an der Verwerfungskluft liegenden Gesteine, die Dislokation erweist sich also als präoligocän.

In dem Buntsandsteingebiet südöstlich von Eisenberg ist die Störungzone bisher noch nicht nachgewiesen worden. Nach freundlichen Mitteilungen von Herrn Professor KOLESCH-Jena

¹⁾ K. WALTHER: Geologische Beobachtungen in der Gegend von Jena. N. Jahrb. f. Min. Beilage-Band 21, 1905, S. 63 ff.

kann aber die Verwerfung Gösen-Eisenberg mit Sicherheit bis zu der sog. Alten Straße verfolgt werden, die Weißenborn mit Seifartsdorf verbindet.

Ich möchte weiter das Auftreten des Zechsteins bei Töppeln, die Verwerfung im Buntsandstein bei Scheiben-Grobsdorf, schließlich auch die ausgedehnte Versenkung von Buntsandstein in alte Schiefer in der Nachbarschaft von Niebra und Berga mit der Störungszone der Finne in Verbindung setzen. Letztere aber weist auf die isolierte Muschelkalk-Scholle vom Ida-Waldhause bei Greiz hin, und in ihr dürfte wohl die allerletzte erkennbare Äußerung der Finnestörung zu erblicken sein. Darin, daß sich ihr WNW-Streichen allmählich in NW- und schließlich in N-Streichen abändert, darf man wohl eine Beeinflussung durch die ostthüringische Monoklinale erkennen. Im ganzen Verlaufe dieser langen Störungszone deutet nichts auf starke postoligocäne Dislokationen hin. Hingegen lassen die Beziehungen zu oligocänen Sedimenten und zur präoligocänen Abtragungsebene an vielen Stellen deutlich erkennen, daß die Hauptdislokationsperiode dem Oligocän weit vorausgegangen ist.

Die Störungszone der Finne gehört (in weiterem Sinne) (vgl. auch S. 378) dem Südwestflügel einer gewaltigen weitgespannten präoligocänen Antiklinale an. Den Kern der Antiklinale bildet im nordwestlichen Teile der Störungszone der Harz. Östlich von Sondershausen aber tritt im Kyffhäuser ein zweiter Antiklinalkern auf, der sich nach Südosten bis zu den permischen Hügeln von Bottendorf verfolgen läßt. Zwischen Kyffhäuser und Harz aber liegt eine verhältnismäßig schmale präoligocäne Mulde, deren Verlauf etwa die Goldene Aue bezeichnet. Wir kommen auf den Zusammenhang zwischen den dislozierten Triaszügen am Nordostrande des Thüringer Zentralbeckens und dem Harz, bzw. dem Kyffhäuser später noch einmal im einzelnen zurück, wenden uns aber jetzt zunächst der Störungszone von Saalfeld-Blankenburg und ihrer Fortsetzung nach WNW zu.

c) Die Störungszone Eichenberg-Gotha-Arnstadt-Saalfeld.

Von allen Dislokationszonen, die Thüringen durchqueren, ist dies die längste und für unsere Betrachtungen insofern recht wichtig, als sie in einem Teile ihres Verlaufes als Rand-

spalte des Thüringer Waldes auftritt, zum größten Teile aber das Thüringer Becken durchzieht.

Wir haben bereits früher festgestellt, wie die ostthüringische Monoklinale bei Saalfeld ohne Bruch in diese Störungszone umlenkt; da aber jene unzweifelhaft präoligocän ist, so muß es auch diese, wenigstens auf der Strecke Saalfeld-Blankenburg, sein. (Es soll hier vorausgeschickt werden, daß die präoligocäne Dislokationszone sehr viel später auch von postoligocänen Krustenbewegungen benutzt worden ist, die den Thüringer Wald über das Triasvorland emporhoben.)

Das Vorhandensein einer kräftigen präoligocänen Störung in der Zone Saalfeld-Blankenburg kann man übrigens auch auf anderem Wege noch ableiten. Nördlich von Saalfeld bildet hauptsächlich Muschelkalk den Untergrund der präoligocänen Peneplain, während südlich von der Zone Blankenburg-Saalfeld die, heute allerdings nur in geringen Resten erhaltene, Peneplain bereits das Schiefergebirge anschneidet. Rekonstruiert man die Sachlage, wie sie bei Beginn der Oligocänzeit bestand, so sieht man, daß nördlich und südlich von dem heutigen Unterlaufe der Schwarza sehr verschiedenalterige Gesteine an die Erdoberfläche traten. Dies aber ist nur denkbar, wenn an ihrer Grenze weit vor dem Oligocän eine gewaltige Störung verlief, infolge deren das Schiefergebirge im Süden schon frühzeitig von seinem Sedimentmantel befreit wurde.

In dem ausgedehnten Buntsandsteingebiete des Paulinzeller Forstes ist die Saalfeld-Blankenburger Störung bisher noch nicht verfolgt worden; sie wird erst wieder deutlich sichtbar, wo sie südöstlich von Gösselborn das Muschelkalkgebiet betritt. Man kann die Dislokation von Gösselborn als eine durch zahlreiche Brüche komplizierte Flexur ansehen, an der der Nordostflügel abgesunken ist. Jedoch macht sich diese Bewegung in der Landschaft gar nicht mehr bemerkbar. Im Gegenteil, der abgesunkene Muschelkalk erhebt sich heute hoch über das Buntsandsteingelände. Die ganze Scenerie ist lediglich ein Werk der Erosion, die härteren Gesteine bilden die Höhen, die weicheren die Tiefen, ohne daß irgend eine Beziehung zu ihrer ursprünglichen, durch die Tektonik bedingten Lage zu erkennen ist¹⁾. (Fig. 18.)

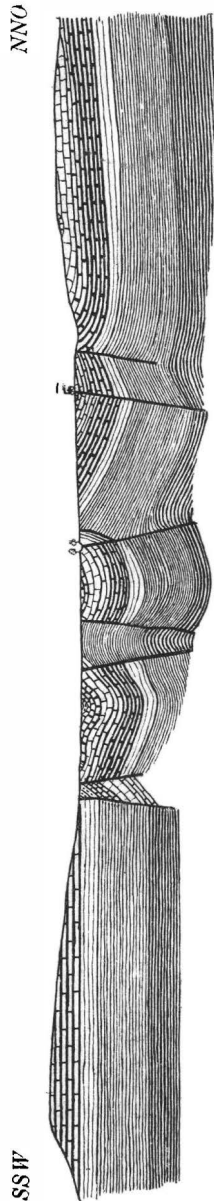
Noch viel deutlicher tritt die völlige Unabhängigkeit des heutigen Reliefs dem Gebirgsbau im weiteren Verlaufe der

¹⁾ Schon ZIMMERMANN hält im Jahre 1892 das präoligocäne Alter der Störungen auf Blatt Stadt Ilm für wahrscheinlich. Erläuterung zu Blatt Stadt Ilm d. geol. Spezialkarte v. Preußen, S. 57.

Störungszone hervor. Der Kalkberg und die anderen Muschelkalkhöhen bei Haarhausen liegen in einer Antiklinale, die Wachsenburg und der Rohberg in einer Synklinale; in beiden Fällen ragen diese Höhen über das benachbarte Gebiet flachgelagerter Keupermergel hervor, die Gesteine der Synklinale sogar noch stärker als die der Antiklinale. An dem Bau des Seeberges bei Gotha beteiligen sich ebenfalls, in edler Unparteilichkeit, antiklinal gestellter Muschelkalk und synklinal gelagertes Rät, wobei wiederum die Synklinalgesteine ein höheres Niveau einnehmen als die antiklinalen.

Ich werde später an dem besonders klaren Falle der Leuchtenburg bei Kahla den Beweis erbringen, daß diese Unabhängigkeit des heutigen Reliefs von der Tektonik, die in vielen Fällen direkt zu einer Umkehrung des ursprünglichen Reliefs führt, nur dann eintreten kann, wenn die Erdoberfläche durch das Stadium einer Peneplain hindurchgegangen ist.

Nordwestlich von Gotha nähert man sich bereits wieder der Peneplain des Hainichs. Wie nicht anders zu erwarten, machen sich hier die Dislokationen an der Erdoberfläche morphologisch nicht mehr bemerkbar.



Maßstab ca. 37 500 in Länge und Höhe.

Fig. 18.

Profil durch die Saalfeld-Arnstadter Störungszone auf Blatt Stadt Ilm zwischen Singerberg und Silberberg (nach ZIMMERMANN, Erl. zu Bl. Ilmenau.) Zeichenerklärung wie in Figur 16.

der Erdoberfläche morphologisch nicht mehr bemerkbar. Schon in dem flachen Krahn-

berg bei Gotha treten weder die synklynal noch die antiklynal gestellten Partien in der Landschaft hervor.

Es hat keinen Zweck, die Störungszone weiter bis ins Leinetal zu verfolgen; schon das hier Gesagte genügt wohl, um zu beweisen, daß die Störungen in der Hauptsache weit vor der Oligocänezeit erfolgten, wenn auch postoligocäne Bewegungen, besonders im südöstlichen Teile der Dislokationszone, den älteren gefolgt sind.

d) Die nördlichen Randspalten des nordwestlichen Thüringer Waldes.

Völlige Analoga zu der Störungszone Eichenberg-Saalfeld stellen die übrigen nördlichen Randspalten des Thüringer Waldes dar. Sie grenzen, wie diese, eine Zeitlang den Thüringer Wald gegen sein Triasvorland ab und ziehen dann, geradlinig verlaufend, mehr oder minder weit in das Triasgebiet hinein. In dieser Art kann man mindestens 4 einander ablösende Dislokationen nachweisen, die von Amt Gehren-Langewiesen, die von Friedrichsanfang-Ohrdruf-Waltershausen, die von Friedrichroda-Tabarz und schließlich jene komplizierte¹⁾ Störungszone, die westlich von Thal beginnend über Eisenach nach Creuzburg und Netra streicht.

Weder von einer alten Landoberfläche noch von oligocänen Sedimenten hat sich im Gebiete dieser Störungen etwas erhalten. Daß auf diesen Bruchlinien postoligocäne Bewegungen stattfanden, geht aus ihrer Funktion als Randspalten des Thüringer Waldes hervor. Darauf aber, daß ihnen bereits präoligocäne Bewegungen vorausgingen, deutet die völlige Analogie mit der Störungszone Saalfeld-Eichenberg hin. Auf ein hohes Alter der Störungslinien läßt aber auch die Umkehrung des ursprünglichen Reliefs schließen, wie sie an manchen Stellen im Triasgebiete wahrzunehmen ist. So erhebt sich an der Gräfenhain-Waltershauser Verwerfung der abgesunkene Muschelkalk stellenweise ziemlich hoch über den stehen gebliebenen Buntsandstein.

e) Die südlichen Randspalten des Thüringer Waldes.

Was für die Störungen am Nordrande des nordwestlichen Thüringer Waldes wahrscheinlich ist, dürfte aber auch für seine

¹⁾ E. NAUMANN: Über Gebirgsstörungen am Nordwestende des Thüringer Waldes. Jahrb. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanst. 1905, S. 680.

südwestlichen Randstörungen Gültigkeit besitzen. Daß insbesondere die lange Verwerfungskluft, die von der Stockheimer Perminsel bis über Suhl hinaus verläuft, schon einmal in präoligocäner Zeit angelegt worden war, unterliegt wohl keinem Zweifel. Diese Dislokation läßt in ihrem südöstlichsten Teile Culm an Buntsandstein treten. Da sich aber im Culmgebiet die präoligocäne Penepplain ausgezeichnet erhalten hat, so muß hier Trias schon sehr frühzeitig abgetragen worden sein. Die heutige Randspalte trennte also schon weit vor dem Oligocän hochgelegenes Gebiet im Nordosten, von dem bis zur präoligocänen Penepplain sehr viel abgetragen wurde, von tiefergelegenen im Südwesten, das viel weniger durch die Erosion angegriffen wurde.

Wenn sich aber diese lange Bruchlinie als bereits weit vor dem Oligocän angelegt erweist, so ist dies für die in ihrer nordwestlichen Verlängerung liegenden übrigen Spalten am Südwestrande des Thüringer Waldes zum mindesten äußerst wahrscheinlich.

Nach dieser Auffassung hat also nicht nur das Thüringer Schiefergebirge, sondern auch der aus Rotliegend-Gesteinen bestehende Nordwestteil des Thüringer Waldes bereits lange vor dem Oligocän einmal als Gebirge bestanden.

f) Die Störungen im Triasgebiet südwestlich vom Thüringer Walde.

A. Die Dislokationen von Hessles-Näherstille und vom Kleinen Dolmar.

Den mittleren Teilen des Thüringer Waldes im Südwesten vorgelagert sind die merkwürdigen, von BÜCKING¹⁾ so genau beschriebenen Störungen von Hessles-Näherstille und vom Kleinen Dolmar. Es handelt sich hier nicht um Verwerfungen, sondern um Überschiebungen. Zechstein ist in das Niveau des Buntsandsteins hinaufgepreßt worden, im Liegenden der Dislokationskluft wurde aber an vielen Stellen Muschelkalk in ein tieferes Niveau hinabgedrückt. Also, wenn man sich so ausdrücken darf, gleichzeitig Überschiebung und Unterschiebung.

¹⁾ H. BÜCKING: Gebirgsstörungen und Erosionserscheinungen südwestlich vom Thüringer Walde. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt 1880, S. 60. — Gebirgsstörungen südwestlich vom Thüringer Wald. Ebenda, 1884, S. 546.

Diese höchst interessanten Dislokationen liegen in tief erodiertem Buntsandsteingebiet. Von einer präoligocänen Peneplain oder von oligocänen Sedimenten ist in ihrer Nachbarschaft nichts erhalten geblieben.

Aber das heutige Relief der Störungszonen scheint darauf hinzudeuten, daß sie im wesentlichen schon vor dem Oligocän bestanden haben. Nicht durch die tektonische Wertigkeit, sondern nur durch die verschiedene Widerstandsfähigkeit gegen die zerstörenden Kräfte wird die heutige Höhenlage der verschiedenen, in der Dislokation aneinanderstoßenden Gesteine bestimmt. Die härteren Gesteine des Zechsteins und Muschelkalks ragen über die weicheren des Unteren und Oberen Buntsandsteins empor.

Allerdings läßt die heutige Form der Oberfläche in diesem Falle keinen ganz bestimmten Schluß auf die präoligocäne Anlage der Dislokationen zu, da es sich hier augenscheinlich nicht um eine Umkehrung eines uralten Reliefs handelt. Daß aber auch dieser Zug von Dislokationen nicht erst im Tertiär entstanden ist, macht abgesehen von allem anderen ein Vergleich mit den Thüringerwald-Spalten und mit den weiter südwestlich gelegenen, besonders den Störungen der Marisfelder Mulde, zum mindesten sehr wahrscheinlich.

B. Die Marisfelder Mulde und die Störungen des Hahnberges.

Dort, wo in größerer Entfernung vom Thüringer Walde Basalt und oligocäne Schotter die alte Peneplain überdecken, gewinnen wir wieder festeren Boden.

Von großer Bedeutung sind besonders die Verhältnisse am Großen Dolmar. Den obersten Teil des aussichtreichen Berges bildet eine Basaltmasse von birnenförmigem Umriß, die Triasgesteinen von sehr verschiedenem Alter auflagert¹⁾.

Der südwestliche, breitere Teil des Stromes liegt auf Unterem, an zwei Stellen auf Mittlerem Keuper, die nordöstliche, verschälerte Partie der Reihe nach auf sämtlichen Triashorizonten vom Oberen Muschelkalk bis zum Röt. Um diese Auflagerung eines nicht sehr ausgedehnten Restes einer

¹⁾ Die eigentümliche Form des Großen Dolmars läßt BÜCKING und FRANTZEN (Erläut. Bl. Wasungen, S. 36) vermuten, daß der Basalt nicht ausschließlich den Rest einer Decke darstellt, sondern zum Teil auch als Ausfüllung einer Spalte zu betrachten ist. Die Frage dürfte im Augenblicke kaum zu entscheiden sein. Doch wird man für eine Spalte kaum eine größere Breite als 20, höchstens 50 m annehmen dürfen. Danach wäre aber auch der verschälerte Nordostteil der Basaltmasse der Hauptsache nach als Deckenrest zu bezeichnen.

Basaltdecke auf so verschiedenen Gesteinen zu verstehen, muß man annehmen, daß die Trias schon lange vor dem Erguß des Basaltes steilgestellt worden war; da aber die Unterfläche des Basaltes ziemlich eben ist, müßten die dislozierten Schichten auch wieder eingeebnet worden sein. Wenn nun dem Basalte des Großen Dolmars, wie es wahrscheinlich ist, altmiocänes Alter zukommt, so wird man kaum fehlgehen, wenn man die Steilstellung seiner Triasunterlage als präoligocän ansieht.

Nun beginnt aber am Großen Dolmar die Marisfelder Mulde, die Basaltdecke überlagert das Zentrum und den nordöstlichen Flügel der hier noch ziemlich einfachen Synklinale. Wenn man also die Mulde unter dem Dolmar-Basalt im wesentlichen als präoligocän ansieht, so wird man diesen Schluß auch auf die so äußerst kompliziert gebaute Marisfelder Mulde übertragen dürfen. Dieser Auffassung scheint allerdings die oft betonte Beobachtung zu widersprechen, daß die tektonische Mulde auch heute noch als sehr deutliche orographische Mulde in der Landschaft zu erkennen ist. Dies könnte vielleicht darin seinen Grund haben, daß in dem am stärksten dislozierten Teile der Marisfelder Mulde postoligocäne Erdbewegungen den präoligocänen gefolgt sind. (Am Großen Dolmar haben gleichgerichtete vor- und nachbasaltische Krustenbewegungen nicht stattgefunden; im Gegenteil, der die Muldenmitte überlagernde Basalt liegt mit seiner Unterkante genau 100 höher als der von ihr am weitesten entfernte.) Zum allergrößten Teile aber dürfte die heutige orographische Muldenform der Marisfelder Mulde davon herrühren, daß infolge von präoligocänen Krustenbewegungen sich in ihrer Mitte leicht zerstörbare Gesteine erhielten, die in postoligocäner Zeit zum größten Teile entfernt wurden.

Daß die Verhältnisse am Großen Dolmar auf eine präoligocäne Störungsperiode von erheblicher Bedeutung und eine ihr folgende Denudation hinweisen, hat übrigens schon im Jahre 1873 EMMRICH¹⁾ klar erkannt; auch die hier stets betonte Auffassung, daß (vielfach) „Hebungen und Senkungen der tertiären Zeit den alten präoligocänen Störungslinien folgten“, hat EMMRICH schon in jener Arbeit ausgesprochen.

Vielleicht noch interessanter und instruktiver als am Großen Dolmar liegen die Verhältnisse am Hahnberg bei Oberkatz. Es ist dies eine etwa in Nord-Süd-Richtung langgestreckte, unregelmäßig zerlappte Basaltmasse, die teils einer

¹⁾ EMMRICH: Geologische Skizze der Umgegend von Meiningen II. Meiningener Realschulprogramm 1873, S. 8 u. 9.

dünnen Lage von Oligocänschottern, teils verschiedenen Trias-horizonten vom Oberen Muschelkalk bis zum Mittleren Keuper aufruht. Die Triasschichten an der Basis des Hahnberg-Basaltes bilden eine Mulde, die schon in präoligocäner Zeit angelegt und eingebnet worden war, wie die Auflagerung der Oligocänschotter zweifellos erkennen läßt. Auch die von BÜCKING gezeichneten Profile¹⁾ (vergl. Fig. 19) lassen diese präoligocäne Mulde deutlich erkennen, zugleich zeigen sie aber

W

O












Maßstab in Höhe und Länge 1 : 37 500.

Fig. 19.

Profil durch das Ritterholz und den Hahnberg (nach BÜCKING).

Zeichenerklärung:

	Oberer Buntsandstein		Unterer Keuper
	Wellenkalk		Mittlerer Keuper
	Mittlerer Muschelkalk		Oligocän
	Trochitenkalk		Basalt
	Nodosenkalk		

(Zum Basalt gehört auch die nicht signierte diskordant aufgelagerte Gesteinspartie in der Mitte des Profils.)

auch, daß sich an der gleichen Stelle vor Bildung der Basaldecke eine zweite, sehr viel schwächere Einmuldung vollzog, von der auch die Oligocän-Schotter betroffen worden sind.

Im Osten wie im Westen wird die Hahnberg-Mulde von langgestreckten, ebenfalls Nord-Süd streichenden, sehr bedeutenden Verwerfungen begleitet, von denen die östliche das gesamte Meßtischblatt Oberkatz durchzieht. Die Sprunghöhe an beiden Störungen ist so bedeutend, daß Mittlerer Keuper an der östlichen stellenweise an Unteren Muschelkalk, an der westlichen sogar an Röt angrenzt.

Sind nun diese Verwerfungen, ebenso wie die von ihnen eingefasste Mulde, im wesentlichen als präoligocän zu deuten? Dafür spricht m. E. sehr lebhaft die Landschaftsform. Wäre der, geologisch gesprochen, sehr tiefe Hahnberg-Graben postoligocän, so müßte er sich wie der Rheintalgraben in der Landschaft sehr deutlich bemerkbar machen. Dies ist jedoch

¹⁾ Erläuterungen zu Blatt Oberkatz der geol. Spezialk. von Preußen, 1889. Profil 2.

keineswegs der Fall. Die abgesunkene und die beiden stehengebliebenen Schollen liegen, orographisch gesprochen, in demselben Niveau. Sehr deutlich zeigt das Kartenbild und besonders auch BÜCKINGS Profil, wie die gewaltige Westverwerfung von der präbasaltischen (und im wesentlichen auch präoligocänen) Landoberfläche glatt abgeschnitten wird. Das ist aber natürlich nur dann möglich, wenn die Dislokation und die ihr folgende Denudation dem Erguß der Basalte weit vorausgegangen.

Was der Parallelismus der Hahnberg-Mulde mit ihren beiden Randverwerfungen und analoge Fälle aus anderen Gebieten Mitteldeutschlands von vornherein vermuten ließen, findet also hier seine Bestätigung: Nämlich daß die Dislokationen des Hahnberges sämtlich gleichalterig sind und im wesentlichen in eine präoligocäne Periode versetzt werden müssen.

g) Die Leuchtenburg-Störung und das Tannrodaer Gewölbe. Umkehrung des Reliefs.

Nachdem wir festgestellt haben, daß auch südwestlich vom Thüringer Walde ein Teil der Störungen im wesentlichen in eine präoligocäne Periode fällt, ein anderer aber neben einer präoligocänen auch eine postoligocäne Phase besitzt, kehren wir in das Thüringer Becken zurück.

Von den zahlreichen, hier auftretenden Störungslinien sind die wichtigeren bereits besprochen worden, von den weniger bedeutenden sollen nur noch zwei besondere Erwähnung finden, weil wir an sie Betrachtungen allgemeiner Natur anknüpfen dürfen. Es sind dies der Leuchtenburg-Graben und die Aufsattelung von Tannroda.

In beiden Fällen läßt ein Vergleich der heutigen morphologischen Verhältnisse mit denen, wie sie ursprünglich durch die Störungen hervorgerufen sein müssen, eine Umkehrung des orographischen Reliefs wahrnehmen. In der Leuchtenburg-Störung ist „der geotektonische Graben zum orographischen Horst geworden“, wie sich E. NAUMANN¹⁾ kurz und treffend ausdrückt; der Sattel von Tannroda ist aber zu einem „Aufbruchskessel“ umgestaltet worden, der rings von steilen Muschelkalkabstürzen überhöht wird.

¹⁾ E. NAUMANN: Tekton. Störungen der triad. Schichten in der Umgebung von Kahla. Inaug.-Diss. Berlin 1898. (Jahrb. K. Preuß. Geol. Landesanst. für 1897.)

Der Tannrodaer Sattel und die Leuchtenburg-Störung bilden nach NAUMANN eine genetische Einheit und sind daher als gleichalterig aufzufassen. Der Graben der Leuchtenburg ist die Sattelspalte, die das Gewölbe von Tannroda auf dessen Nordostflanke begleitet.

Leuchtenburg-Graben wie Tannrodaer Gewölbe werden von REGEL und NAUMANN als zweifellos tertiäre Bildungen angesehen; die Erfahrungen an anderen Störungslinien dürfen uns hiergegen mißtrauisch machen, und wir werden sehen, wie tatsächlich für beide Dislokationen ein präoligocänes Alter sich als unabweisbar herausstellt. Legen wir uns nun die Frage vor, ob sich ein orographisches Relief auch dann umkehren kann, wenn der Gang der Denudation nie wesentlich unterbrochen oder modifiziert worden ist, oder ob eine so gestaltete Landschaft stets durch das Stadium einer Penepplain hindurchgegangen sein muß.

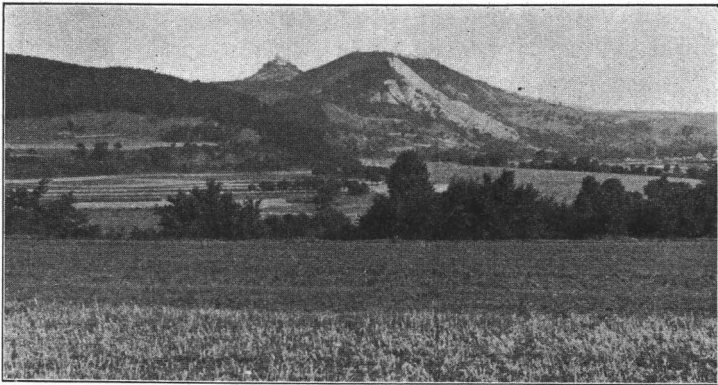
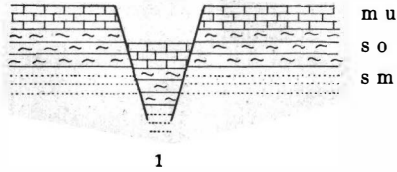


Fig. 20.

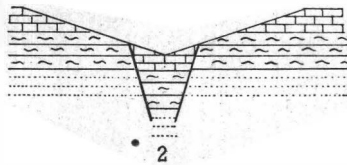
Die Leuchtenburg und der Dohlenstein bei Kahla, von NW her gesehen.

Am leichtesten werden wir der Lösung dieser Frage näherkommen, wenn wir die wahrscheinlichen Schicksale der Leuchtenburg-Region verfolgen (vgl. Fig. 21, 1—4). Hier bildete sich in einer Zeit, in der rings in der Nachbarschaft noch mindestens Unterer Muschelkalk vorhanden war, ein tektonischer Graben. Höchst wahrscheinlich wurde er zunächst von einem Flusse durchströmt, in der ersten Zeit war daher wohl die Abtragung im Graben intensiver als an seinen Rändern, und sie wurde wohl noch dadurch begünstigt, daß die Gesteine bei der Bildung des

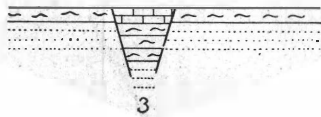


Leuchtenburg-Graben, erstes Stadium. Dem tektonischen Graben entspricht der orographische, in der Grabentiefe wie an seinen Rändern steht Unterer Muschelkalk an.

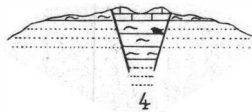
s m Mittlerer Buntsandstein. s o Oberer Buntsandstein. m u Unterer Muschelkalk.



Leuchtenburg-Graben, zweites Stadium. Der Graben vertieft und erweitert sich durch Flußerosion.



Leuchtenburg-Graben, drittes Stadium. Der Graben und seine Umgebung wird zur Peneplain abgetragen, deren Untergrund teils Oberer Buntsandstein, teils Unterer Wellenkalk bilden.



Leuchtenburg-Graben, heutiges Stadium. Die Peneplain wird gehoben und erneuter Erosion ausgesetzt, die nur noch die Zerstörbarkeit der Gesteine, nicht mehr den früheren tektonischen Wert berücksichtigt.

Fig. 21.

schmalen Grabens stark zerklüftet und zertrümmert worden waren. Im Laufe der Zeit mußte aber, eine konstante Lage der Erosionsbasis vorausgesetzt, das Einschnneiden auf der Sohle des Grabens auf-

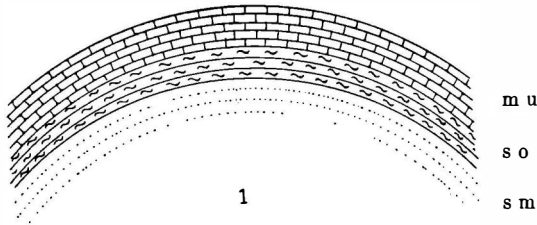
hören, es schnitten sich nur noch die Seitenbäche ein, und der Hauptfluß arbeitete nunmehr ausschließlich an der Verbreiterung seines Bettes. Schließlich entstand eine Peneplain, deren Untergrund im Bereiche des ehemaligen Grabens harter Muschelkalk, außerhalb der Grabenspalten aber weicherer Buntsandstein bildete. Nun erfolgte (im Oligocän und später) eine Hebung der gesamten Peneplain, und damit waren die Flüsse in Stand gesetzt, von neuem sich einzuschneiden. Jetzt aber ging naturgemäß dieser Prozeß rascher in dem weniger widerstandsfähigen Buntsandstein als in dem schwerer erodierbaren Muschelkalk vor sich. Auf diese Weise wurde aus dem ursprünglichen Graben ein Höhenzug.

Notwendig erscheint dabei, daß das ursprüngliche Flußsystem ganz ausgeschaltet wurde und sich an dessen Stelle ein neues bildete. Daß eine gänzliche Umgestaltung der Erosion ohne das Zwischenstadium einer Peneplain vor sich ging, erscheint nur in einem Falle denkbar: wenn die Nachbargesteine des Grabens bereits ursprünglich weicher waren als die im Graben selbst. Dann konnten Nachbarflüsse den Fluß des Grabens allmählich „rauben“ und die Erosion in ihm lahmlegen.

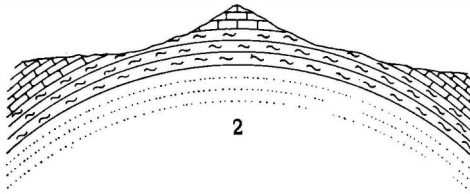
Allein diese Annahme dürfen wir wohl nur in Ausnahmefällen machen, und jedenfalls ist sie beim Leuchtenburg-Graben unstatthaft. Zweifellos stand unmittelbar nach dem Einsinken des Leuchtenburg-Grabens dasselbe Gestein in ihm wie in seiner näheren Umgebung an.

Den analogen Vorgang kann man erkennen, wenn man das Schicksal einer Aufwölbung bis zur Umkehrung ihres Reliefs verfolgt (vgl. Fig. 22, 1—4). Von dem durch eine Krustenbewegung neuentstandenen Berge werden allenthalben die Gewässer abfließen. Dadurch wird der Berg allmählich abgetragen werden, gleichzeitig wird sich aber auch das Gefäll der Flüsse verringern. Nichts aber wird sie veranlassen, rückläufig zu werden, vorausgesetzt, daß nicht eine neue, der ersten entgegengesetzte Krustenbewegung eintritt. Schließlich wird der ehemalige Berg bis auf geringe Spuren abgetragen sein, gleichzeitig wird sich aber auch die Erosionskraft des fließenden Wassers auf ein Minimum reduziert haben. Das Stadium der Peneplain ist somit erreicht. Folgt dann Hebung und Verjüngung, so kann aus dem ursprünglichen Sattel eine orographische Mulde werden, wenn die Kernschichten des Sattels, die bei seiner Abtragung zutage traten, weicher sind als die benachbarten Gesteine.

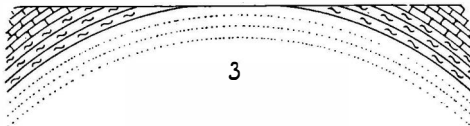
Eine Umkehrung des morphologischen Reliefs wird im allgemeinen, wenn nicht neue Dislokationen den normalen Gang



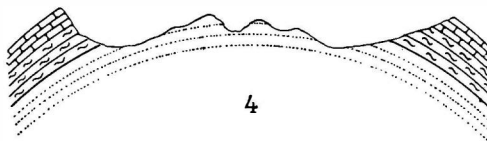
Tannrodaer Gewölbe, erstes Stadium. Das tektonische Gewölbe tritt auch in der Landschaft als Berg hervor.
s m Mittlerer Buntsandstein. s o Oberer Buntsandstein. m u Unterer Muschelkalk.



Tannrodaer Gewölbe, zweites Stadium. Das Gewölbe wird allmählich abgetragen.



Tannrodaer Gewölbe, drittes Stadium. Das Gewölbe ist zur Peneplain abgetragen worden, deren Untergrund Mittlerer und Oberer Buntsandstein sowie Unterer Muschelkalk bilden.



Tannrodaer Gewölbe, viertes Stadium. Die Peneplain ist gehoben worden, die erneute Erosion verfährt mit den Gesteinen nur entsprechend ihrer Zerstörbarkeit, ohne Rücksicht auf ihren früheren tektonischen Wert.

Fig. 22.

der Ereignisse stören, nur dann eintreten können, wenn die Landschaft durch das Zwischenstadium einer Peneplain hindurchgegangen ist. Man wird also annehmen dürfen, daß die Störungen des Leuchtenburg-Grabens und des Tannrodaer Sattels präoligocän sind, und daß die durch sie ursprünglich hervorgerufenen Effekte erst vollständig, bis zur Bildung einer Peneplain, verwischt werden mußten, ehe das heutige Relief angelegt werden konnte.

h) Die Entwicklungsgeschichte des Thüringer Zentralbeckens.

Eine Umkehrung des morphologischen Reliefs auf dem im letzten Kapitel geschilderten Wege kann nur dann erfolgen, wenn die Gesteine, welche die Denudation freilegt, im Sattelnern weicher, im Muldeninneren aber härter sind als die Nachbargesteine. Ist jedoch das Gestein im Inneren einer Mulde weniger widerstandsfähig als an ihren Rändern, so entsteht nach Bildung der Peneplain und bei eintretender Verjüngung an der Stelle der alten tektonischen eine neue orographische Mulde, die allein aus der Erosion hervorgegangen ist. Das schönste Beispiel einer solchen orographischen Mulde, die im Gebiete einer alten tektonischen, bis zur Peneplain abgeschliffenen auftritt, bietet das Thüringer Zentralbecken.

Das Thüringer Zentralbecken ist eine Depression von ungefähr trapezförmigem Umriß, deren Eckpunkte die Orte Erfurt, Langensalza, Sachsenburg und Buttstädt bezeichnen. Nur in den Flußniederungen entwickeln sich ausgedehnte Ebenen, im übrigen ist auch das Zentralbecken ein von langgestreckten, meist WNW streichenden Rücken durchzogenes Hügelland, dessen Oberfläche aber im Durchschnitt etwa 100 bis 200 Meter tiefer liegt, als im übrigen Thüringer Hügellande.

Nach der bisherigen Auffassung ist das Thüringer Zentralbecken eine Mulde, die sich gleichzeitig mit der Aufwölbung des Thüringer Waldes und des Harzes im Tertiär bildete. Im Inneren der Mulde erhielten sich relativ junge Gesteine, besonders Keuper, während diese im übrigen Thüringer Hügellande durch jungtertiäre und quartäre Denudation abgetragen wurden.

Es wird mir schwer, diese Vorstellung, die auf den ersten Blick so plausibel erscheint und die uns allen so vertraut ge-

worden ist, zu bekämpfen. Allein ich muß es tun, weil sie sich im Widerspruche mit vielen, völlig eindeutigen Tatsachen befindet, und weil ich glaube, sie durch eine bessere, wenngleich kompliziertere ersetzen zu können. Ich nehme allerdings auch an, daß dem Thüringer Zentralbecken ursprünglich eine Mulde zugrunde liegt; aber sie entstand weit vor dem Oligocän und war zweifellos im Oligocän schon zu einer Penneplain eingeebnet worden. Oligocäne und postoligocäne Krustebewegungen haben die ursprüngliche Muldenform nicht wiederhergestellt, das Thüringer Zentralbecken verdankt seine heutige Gestalt lediglich der Erosion, die in weicheren Schichten intensiver arbeitete als in härteren.

Diese Auffassung stützt sich auf folgende Punkte. Die Form der ursprünglichen Mulde läßt sich am deutlichsten an ihren aus Muschelkalk bestehenden Rändern erkennen. Der Muschelkalk der Ilm-Platte im Südosten, der Finne, Schmücke und Hainleite im Nordosten, des Hainichs im Nordwesten, schließlich auch die Muschelkalkzüge am Nordostrand des Thüringer Waldes, sie alle zeigen ein Einfallen gegen das Zentrum des Thüringer Zentralbeckens hin.

Nun aber hat sich an den Muschelkalkrändern teilweise noch die präoligocäne Landoberfläche erhalten. Sie schneidet die Schichtung schief durch und beweist, daß die Aufrichtung im Muschelkalkgebiet rings um das Zentralbecken schon lange vor dem Oligocän erfolgt sein muß. Noch eindringlicher ist die Sprache, welche die auf aufgerichtetem Muschelkalk diskordant gelagerten Oligocänreste führen, wie wir sie besonders in der Ilm-Platte, aber auch in der Schmücke antreffen. Die Thüringer Zentralmulde erweist sich also wegen der Lagerungsverhältnisse an ihren Rändern als zweifellos präoligocän. Zugleich sehen wir aber auch, daß in den Randgebieten die Abtragung des Keupers weit vor dem Oligocän erfolgt war. Schon vor dem Oligocän war jedoch auch die ursprüngliche Gestalt der Mulde verschwunden und hatte einer wenig gegliederten Penneplain Platz gemacht.

Nun wäre es ja sehr wohl denkbar, daß an der Stelle der alten präoligocänen Mulde eine neue sich im Tertiär bildete, ebenso wie die heutigen „Horste“ sich an den Stellen erheben, an denen schon präoligocäne Gebirge bestanden hatten.

Für eine solche posthume Einmuldung des Thüringer Zentralbeckens fehlt uns jedoch jegliche Andeutung. Weder im Mulden-Innen noch an deren Rändern (vielleicht mit Ausnahme des Unstrutdurchbruches bei Sachsenburg) können wir Beobachtungen machen, die uns eine solche Krusten-

bewegung anzeigen. Vielmehr sprechen besonders die Flußläufe gegen derartige tektonische Bewegungen.

Auf den ersten Blick mag diese Behauptung sonderbar erscheinen, denn wir sehen, wie allenthalben heute die Gewässer dem Zentralbecken zuströmen, in dem sich ein großer Teil der auf das Thüringer Hügelland fallenden Niederschläge schließlich sammelt. Allein die heutigen hydrographischen Verhältnisse des Thüringer Zentralbeckens sind zum größten Teil recht neu und wurden erst in der Postglazialzeit angelegt. In einem weiteren Kapitel werde ich auszuführen haben, daß die Flüsse des Thüringer Hügellandes in der Präglazialzeit wahrscheinlich nicht dem Inneren des Zentralbeckens zufließen, sondern einander parallel nach NNO strömten und sich erst jenseits der Hainleite—Schmücke—Finne miteinander vereinigten. Die hydrographischen und orographischen Verhältnisse des heutigen Thüringer Zentralbeckens sind modern und im wesentlichen ein Werk der im Keupergebiete rasch fortschreitenden Erosion.

i) Bottendorfer Höhe und Thüringer Grenzplatte in ihren Beziehungen zur Finne.

Wie so viele Dislokationen in Thüringen, so entwickelt sich auch die Finne-Störung aus einer Flexur, die sich dort, wo die Faltungs-Intensität am größten war, durch das Auftreten von Verwerfungen und selbst von Überschiebungen komplizierte. Wir dürfen nun wohl diese Flexur in der eigentlichen Finne dem steilgestellten Südwestflügel eines sehr breiten Sattels zurechnen, dessen Kern die Perm-Insel bei Bottendorf, dessen Nordostflügel aber die nach NO und O fallenden Triasschichten der sog. Thüringer Grenzplatte oder des Plateaus von Querfurt bilden.

Wenn nun die Finne-Störung weit vor dem Oligocän eintrat, wenn sogar die von ihr verursachten morphologischen Effekte schon zu Beginn der Oligocänzeit völlig verwischt worden waren, so muß natürlich auch der gesamte Sattel das gleiche Schicksal gehabt haben; d. h. er wurde sehr frühzeitig angelegt und bis zum Oligocän bereits zu einer fast ebenen Fläche abgeschliffen.

Daß dies in der Tat der Fall war, geht aus dem Bilde der geologischen Karte sehr klar hervor. Der nach NO und O einfallende Muschelkalk zwischen Querfurt und Freiburg bildet eine weit ausgedehnte, nahezu ebene Fläche, auf der sich besonders in der Nähe von Querfurt noch Oligocän er-

halten hat. Der Buntsandsteinzug des nordöstlichen Sattelschenkels, der besonders in der Gegend von Ziegelroda sehr breit ist, zeigt wie gewöhnlich den Charakter der Hochfläche nicht mehr so deutlich, weil die postoligocäne Erosion hier viel größere Arbeit geleistet hat als im Muschelkalk-Gebiet. Immerhin finden wir auf den Blättern Querfurt und Ziegelroda auch im Buntsandstein in einer Meereshöhe von 250 bis über 290 m sehr ansehnliche Verflachungen, die wohl nur als Überreste einer präoligocänen Landoberfläche gedeutet werden können.

Aber auch der Dyas-Kern dieses weitgespannten Sattels war zu Beginn der Oligocänzeit schon entblößt. Zu dieser Annahme zwingt uns ein Rest von Oligocän, der bei Schönerwerda NW von Bottendorf in unmittelbarer Nachbarschaft des Zechsteins liegt.

Auffallend ist übrigens die tiefe Lage dieses Oligocän-Fetzens an der Bottendorfer Höhe; er findet sich nämlich nur in 130 m Meereshöhe, während die präoligocäne Landoberfläche im Buntsandsteingebiet von Ziegelroda durchschnittlich in 270 m, in der Grenzplatte in 225 m Meereshöhe liegt. Man ist hier wohl zur Annahme von ziemlich starken postoligocänen Krustenbewegungen gezwungen, durch die der Sattelkern gegenüber dem NO-Schenkel um mindestens 140 m versenkt wurde. Oder, was dasselbe bedeuten will, der Sattelkern nahm an der postoligocänen Hebung der Schenkel nur in untergeordnetem Maße teil. Postoligocäne Dislokationen in noch viel größerem Umfange werden wir alsbald noch am Kyffhäuser zu beobachten haben.

k) Der Kyffhäuser.

Der Kyffhäuser ist als direkte, tektonische Fortsetzung des Bottendorfer Sattelkernes zu betrachten. Nur war die Auffaltung im Kyffhäuser intensiver; während in der Bottendorfer Höhe Zechstein vorherrscht und Rotliegendes nur in einer ziemlich kleinen Partie ansteht, wird die Bergmasse des Kyffhäusers in der Hauptmasse von Rotliegendem gebildet, und an ihrer Nordseite tritt sogar noch kristallines Grundgebirge zutage.

Ebenso wie im Bottendorfer Sattel wurde auch im Kyffhäuser die Dyas schon weit vor dem Eintritt der Oligocänperiode entblößt. An den westlichen und südlichen Abhängen des Kyffhäusers bis zu einer Meereshöhe von 260 m, rund 100 m über der Helme-Aue, finden wir allenthalben Fetzen von Oligocän; meist liegen sie auf Zechstein oder Unterem Buntsandstein, in einem Falle aber auch auf Rotliegendem. In

etwas größerer Entfernung vom Kyffhäuser aber trifft man Oligocän regelmäßig auf Unterem Buntsandstein an. Wir dürfen aus diesen Beobachtungen den sicheren Schluß ziehen, daß die Aufsattelung und Abtragung des Kyffhäuser-Gewölbes im wesentlichen schon in präoligocäne Zeit fällt.

Daß gerade im Kyffhäuser-Gebiete auch recht erhebliche postoligocäne Dislokationen vorgekommen sind, läßt die sehr verschiedene Höhenlage der einzelnen Oligocänpartien erkennen; wir kommen auf diese besonders für die Bildungsgeschichte der Goldenen Aue wichtigen Verhältnisse in einem späteren Kapitel ausführlicher zurück.

Das präoligocäne Alter des Kyffhäuser-Gewölbes läßt sich übrigens nicht allein aus der Lage des Oligocäns ableiten; auch der morphologische Befund deutet darauf hin. Wir treffen auf der Höhe des Kyffhäusers bei durchschnittlich 450 bis 470 m nicht ganz unerhebliche Verflachungen an, die wohl als Reste einer alten, präoligocänen Peneplain gedeutet werden müssen.

1) Der Harz.

Über die Vorgeschichte des Harzes haben die Anschauungen wiederholt und innerhalb weiter Grenzen geschwankt. Frühzeitig hat man allerdings erkannt, daß das vorherrschende NO-Streichen der altpaläozoischen Harzschichten auf einen Faltungsvorgang zurückzuführen ist, der unmittelbar nach Ablagerung des Untercarbons eintrat. Man war sich auch bald darüber klar, daß der Harz seinen heutigen Umriß einer zweiten, jüngeren Faltung verdankt, die Sättel mit NW- bis WNW-Streichen schuf. Ebenso unterlag es keinem Zweifel, daß gleichzeitig mit der jüngeren Faltung die Gangspalten auf-rissen, die sich teilweise mit Erzen füllten. In welche Periode aber die jüngere, hercynische Faltung und die Gänge eigentlich zu setzen sind, darüber haben sich die beteiligten Forscher auch heute noch nicht ganz einigen können.

„In betreff des Alters der Oberharzer Erzgänge war die frühere Auffassung die¹⁾, daß ihre Entstehung unmittelbar der obercarbonischen Gebirgsfaltung folgte. Den beiden bedeutendsten Harzgeologen v. GRODDECK und LOSSEN galt es als ausgemacht, daß die Gänge nicht in den am westlichen Harzrande angelagerten Zechstein hineinsetzten, ihre Bildung also zur Permzeit im großen und ganzen beendet war.“

¹⁾ B. BAUMGÄRTEL: Oberharzer Gangbilder. Leipzig 1907.

Zu einer ganz anderen Auffassung ist v. KOENEN gelangt; schon im Jahre 1883¹⁾ betont er: „Die von LOSSEN so anschaulich geschilderten Vorgänge bei Bildung und Heraushebung des Harzes haben demnach in verschiedenen, durch große Zeiträume von einander getrennten Epochen stattgefunden.“ Und 10 Jahre²⁾ später faßt er seine langjährigen Untersuchungen im Westen und Südwesten des Harzes in den Sätzen zusammen: „Die Gangspalten des Oberharzes sind erst am Ende der Miocänzeit entstanden“ und: „Es scheint, als sei eine größere Heraushebung des Harzes erst in spät-tertiärer Zeit erfolgt.“

v. KOENEN stützt seine Anschauung auf zwei Momente: Nämlich einmal darauf, daß die Gangspalten des Oberharzes an einigen Stellen bis in den Zechstein und in das Mesozoicum hinein sich verfolgen lassen. Das jugendliche Alter des Harzes in seiner heutigen Form aber geht nach ihm aus der Beobachtung hervor, daß „Harzgerölle in allen mesozoischen Schichten über dem Rotliegenden und in den unter- und mittel-tertiären Ablagerungen am Harzrande ganz oder so gut wie ganz fehlen.“

Eine vermittelnde Stellung zwischen den so entgegengesetzten Ansichten v. KOENENS auf der einen, v. GRODECKS und LOSSENS auf der andern Seite nimmt KLOCKMANN³⁾ ein. „Das erste Aufreißen der Gangspalten hat nicht lange nach der allgemeinen Faltung stattgefunden und dürfte zeitlich wie genetisch in Zusammenhang zu bringen sein mit der Umfaltung der im niederländischen Sinne streichenden Schichten in die hercynische Richtung und mit dem Aufpressen des Brockengranits. Doch bezeichnet das nur den Beginn und das Intensitätsmaximum.“ — In späterer Zeit wurden die Gangspalten wiederholt neu aufgerissen und füllten sich mit verschiedenen Mineralien. Während in der ersten, präpermischen Periode der Gangfüllung besonders Quarz und Kalkspat ausgeschieden wurden, wurde im Zechstein wesentlich Schwerspat, in einer noch weit jüngeren Zeit Spateisen und Strontianit zugeführt.

„Für die jüngeren Schichten der Trias, des Jura und der Kreide scheint der Harz eine Insel dargestellt zu haben, denn

¹⁾ v. KOENEN: Über geologische Verhältnisse, welche mit der Emporhebung des Harzes in Verbindung stehen. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanstalt 1883, S. 190.

²⁾ Ders.: Über die Dislokationen westlich und südwestlich vom Harz usw. Ebenda 1893, S. 79 u. 81.

³⁾ F. KLOCKMANN: Übersicht über die Geologie des nordwestlichen Oberharzes. Diese Zeitschrift 45, 1893, S. 253.

ihre Verbreitung liegt ausnahmslos außerhalb der Randspalten. Gegen Ende der Kreidezeit, vor Ablagerung der Quadratenkreide des Sudmerberges, begann dann von neuem ein Absinken des Harzvorlandes, das während des jüngeren Tertiärs seinen Höhepunkt erreichte und bis in die Gegenwart fortzudauern scheint.“

Sehen wir nun zu, zu welcher Anschauung uns die Verfolgung der präoligocänen Landoberfläche und der tektonische Zusammenhang des Harzes mit den Triasschichten am Nordrande des Thüringer Beckens führen werden.

Zuerst werden wir uns mit dem Alter der Oberharzer Gänge zu beschäftigen haben. Daß diese nicht erst im Jungtertiär angelegt worden sind, ja auch nicht einmal posthumen Krustenbewegungen von erheblichem Umfange gedient haben, scheint mir aus den Oberflächenverhältnissen der Oberharzer Plateaus mit Sicherheit hervorzugehen. Im allgemeinen machen sich die Gänge an der Oberfläche nicht bemerkbar. „Die durch die Verwerfungsspalten geschaffenen Höhenunterschiede sind im Laufe der Zeit ausgeglichen oder nur dem Kundigen noch erkennbar geblieben,“ so schreibt KLOCKMANN¹⁾. Die Hochfläche um Clausthal wird also nicht durch die Gänge verworfen, sondern schneidet diese glatt ab. Daraus geht aber mit Sicherheit hervor, daß die Bildung der Hochfläche derjenigen der Gänge im wesentlichen gefolgt sein muß.

Nun läßt sich jedoch die Oberharzer Hochfläche, wie in einem früheren Kapitel gezeigt worden ist, mit der des Unterharzes zu einer morphologischen Einheit verbinden. Verfolgen wir aber das Plateau des Unterharzes nach Osten, so sehen wir es schließlich unter oligocäne Sedimente tauchen. Es stellen also die Hochflächen des Unterharzes und damit auch die des Oberharzes Teile einer präoligocänen Landoberfläche dar. Daraus aber ergibt sich der Schluß, daß die Oberharzer Gänge präoligocän sein müssen.

(Nur wo Gesteine von sehr verschiedener petrographischer Beschaffenheit aneinanderstoßen, wie im Bockswiese-Schulenberg-Gangzuge Unterdevon und Culm, macht sich die Verwerfungsspalte auch in der Landschaft klar erkennbar. Allein wir dürfen annehmen, daß die landschaftlichen Gegensätze aus einer weit entlegenen Periode stammen, und daß schon vor dem Oligocän das Gebiet des Kahleberg-Sandsteins als Bergland die damalige Tiefebene um Clausthal überragte.)

¹⁾ a. a. O., S. 276.

Wenn nun die Oberharzer Gänge somit sich als wesentlich präoligocän erweisen, so dürfen wir weiter fragen: In welcher Zeit wurden sie zuerst angelegt und in welcher Zeit wieder aufgerissen? Denn die Struktur der Gänge macht ein wiederholtes Aufreißen und eine wiederholte Füllung mit Gangmineralien zweifellos.

Wenn wir diese Frage beantworten wollen, müssen wir zunächst feststellen, ob ein direkter, ununterbrochener Zusammenhang zwischen Gangspalten des Oberharzes und Verwerfungen des Triasgebietes westlich vom Harz, wie ihn v. KOENEN wenigstens für den Lautenthaler und Spiegelthaler Zug annimmt, sich in Wirklichkeit feststellen läßt. Das Kartenbild der Blätter Seesen und Osterode scheint gegen diese Annahme zu sprechen. Die Gangspalten des Oberharzes werden im allgemeinen von den N—S streichenden Verwerfungen abgeschnitten, die im Gefolge des Sösetal-Grabens am Westfuße des Harzes auftreten. Aber auch dort, wo dieser N—S-Graben sich vom Harzrande entfernt, lassen sich die Oberharzer Gangspalten nicht in das Flözgebirge hinein verfolgen. Von den zahlreichen Verwerfungen, die auf Blatt Osterode das Kerngebirge des Harzes durchsetzen, verwirft auch nicht eine einzige den Zechsteinzug Osterode-Badenhausen. Nirgends treffen wir in dem Triasgebiete westlich vom Harz ein Bild, das dem dichtgedrängten Spaltennetze des Oberharzes vergleichbar wäre. Dabei darf man wohl annehmen, daß im Culmgebiete des Oberharzes wegen der petrographischen Gleichförmigkeit und wegen Waldbedeckung im allgemeinen (von bergbaulichen Aufschlüssen abgesehen) die Verwerfungen schwerer zu erkennen sind als im Triasgebiete. Es mögen daher im Triasvorland alle größeren Dislokationen eingetragen sein, während im Kerngebirge wahrscheinlich nicht die ganze Menge der vorhandenen kartiert werden konnte. Ich glaube, daß die Kartenblätter Seesen und Osterode einem unbefangenen Beobachter nur den einen Schluß möglich machen: daß die große Mehrzahl der Kerngebirgsspalten nicht in das Triasgebiet hinein verläuft. Es scheinen übrigens auch E. KAISER und L. SIEGERT dieser Auffassung zuzuneigen, wenn sie schreiben¹⁾: „Es läßt sich nicht nachweisen, ob nicht etliche der als hercynisch ge deuteten Störungen im alten Gebirge älter sind als im mesozoischen Vorlande.“

¹⁾ E. KAISER und L. SIEGERT: Beiträge zur Stratigraphie des Perms und zur Tektonik am westlichen Harzrande. Jahrb. Pr. Geol. L.-A. 1905, S. 365.

Selbst wenn aber sämtliche Gänge des Harzer Kerngebirges sich in das Triasvorland hinein verfolgen ließen, so wäre dies für das Alter der Oberharzer Erzgänge noch keineswegs entscheidend; es wäre durchaus voreilig, daraus schon mit v. KOENEN den Schluß zu ziehen, daß die Gangspalten des Oberharzes erst am Ende der Miocän-Zeit entstanden sind. Denn die Oberharzer Gangspalten sind bekanntlich wiederholt aufgerissen worden; es wäre daher denkbar, sogar wahrscheinlich, daß die Spaltenbildung im Triasvorland einem dritten oder vierten Aufreißen einer Kerngebirgsspalte entspricht, daß aber die erste Bildung und Erzfüllung der Kerngebirgsspalte in eine sehr viel frühere Periode fällt. Diese Möglichkeit faßt auch BEUSHAUSEN ins Auge, indem er in seiner prächtigen Monographie des nördlichen Oberharzes sagt¹⁾: „Ob in der Tertiärzeit das erste Aufreißen der WNW—OSO gerichteten Verwerfungsspalten im Harze stattfand, oder ob es sich nur um ein Wiederaufreißen von in alter Zeit vorgebildeten Bruchlinien handelt, wird erst nach weiterem Fortschreiten der Neukartierung des gesamten Gebirges sicher zu entscheiden sein.“

Ein anderes Moment aber kommt der von mir vertretenen Auffassung zu Hilfe. Die Füllung der Spalten mit Erzen und Gangmineralien scheint dafür zu sprechen, daß es sich im Mesozoicum und vielleicht auch noch im Tertiär höchstens um ein Wiederaufreißen alter Kerngebirgsspalten, nicht aber um deren erste Bildung und Mineralfüllung handeln kann.

Hier muß zunächst die eigentümliche Tatsache betont werden, daß die Gangspalten fast nur im Kerngebirge erzführend sind; im Zechstein werden sie meist zu tauben, vorwiegend Schwerspatgängen, und auf den Verwerfungsklüften des Mesozoicums haben sich in der Mehrzahl der Fälle Mineralien überhaupt nicht abgesetzt. Es ist dies um so eigentümlicher, als gerade die Zechsteinkalke und Dolomite große Neigung zu metasomatischen Prozessen verraten, auch der Muschelkalk für solche wohl ein sehr geeignetes Feld abgeben würde. Die so verschiedene Mineralführung der Verwerfungsklüfte in den verschiedenalterigen Gesteinen deutet aber entschieden gegen eine gleichzeitige Entstehung der Dislokationen. Das Natürliche ist doch wohl, hier anzunehmen: 1. daß vor Ablagerung des Zechsteins die Spalten des Kerngebirges sich bildeten und sich mit

¹⁾ L. BEUSHAUSEN: Das Devon des nördlichen Oberharzes. Abh. Pr. Geol. L.-A., N. F. 30, Berlin 1900, S. 244.

Erzen füllten; 2. daß nach Bildung des Zechsteins die alten Spalten wieder aufrissen und nun auch den Zechstein dislozierten; hier wie dort setzte sich in den Spalten hauptsächlich Schwerspat ab; 3. daß erst sehr viel später, aber noch vor dem Oligocän, Verwerfungen das Triasland durchzogen und wohl auch noch einmal die alten Harzspalten teilweise öffneten. Vielleicht fällt in diese Zeit die Ausscheidung von Spateisen und Strontianit, während im Triasgebiete Gangmineralien sich kaum bildeten.

Die hier ausgesprochene Ansicht deckt sich in wesentlichen Punkten mit der, die schon KLOCKMANN im Jahre 1893 geäußert hat.

Diese Schlüsse finden eine weitere Stütze in den folgenden Betrachtungen. Die Bildung von Erzgängen steht doch wohl zweifellos mit dem Auftreten von Mineralquellen, Solfataren, Fumarolen usw. im Zusammenhange, d. h. mit all den Erscheinungen, die eine vulkanische Tätigkeit zu begleiten oder ihr zu folgen pflegen. Man wird also vermuten dürfen, daß auch im Harze die Erzbildung in eine der beiden großen Vulkanperioden fällt, die Mitteldeutschland betroffen haben: in die tertiäre oder in die jungcarbonisch-permische.

Nun stehen weder im Harze noch in dessen näherer Umgebung tertiäre Eruptivgesteine an, auch sind heiße Mineralquellen dort nicht bekannt. Dies scheint aber sehr energisch gegen eine tertiäre Füllung der Verwerfungsspalten zu sprechen. Selbst wenn aber auch der Harz im Tertiär der Schauplatz der wildesten Eruptionen gewesen wäre, so könnte ihr Zusammenhang mit der Erzführung immer noch als recht fraglich gelten. Denn die Vulkantätigkeit im Tertiär hat leider, ganz anders als in Nordamerika, in Deutschland keine erhebliche Erzablagerung mit sich geführt. In Anbetracht dessen wird man wohl lieber den Vulkanismus des Jungpaläozoicums als den des Tertiärs mit den Erzgängen des Harzes in Verbindung zu setzen haben.

Mit dem Alter der Erzgänge steht eine andere Frage im Zusammenhang: ob der Harz bereits im Mesozoicum in Umrissen, die denen des heutigen Gebirges entsprechen, vorhanden gewesen ist, oder ob er seine jetzige Form erst vom Miocän ab erhalten hat. Für eine sehr jugendliche Entstehung des heutigen Harzes ist besonders v. KOENEN eingetreten. Er weist speziell darauf hin, daß Bruchstücke von paläozoischen Harzgesteinen im allgemeinen weder in mesozoischen noch in alttertiären Ablagerungen gefunden werden. Wir werden sehen, daß sich diese Behauptung heute in ihrem vollen Umfange nicht mehr aufrecht erhalten läßt.

Man muß allerdings annehmen, daß während der marinen Perioden in Trias und Jura auch das Harzgebiet vom Meere bedeckt war. Kein marines Sediment des älteren und mittleren Mesozoicums zeigt in der Nachbarschaft des Harzes ausgesprochenen Litoralcharakter oder enthält Bestandteile, die aus dem Kerngebirge des Harzes herrühren könnten. In den Schluß der Juraperiode fallen Krustenbewegungen von recht erheblicher Intensität, die neuerdings von STILLE, GRUPE, MESTWERDT, MENZEL u. a. in Nordwestdeutschland verfolgt worden sind. Auch das Harzvorland ist damals sehr stark in Mitleidenschaft gezogen; wir können das am besten wahrnehmen, wenn wir die Unterkante des Neocoms verfolgen. Wir finden es am nördlichen Harzrande sehr verschiedenalterigen Gesteinen, vom Keuper bis zum Kimmeridge, auflagern. Im allgemeinen liegt das Neocom auf desto älteren Gesteinen, je mehr man sich von NW her dem Unterharze nähert. Dies legt aber den Schluß nahe, daß auch das Harzgebiet von den jungjurassischen Dislokationen betroffen worden ist und schon damals einen großen Teil seiner mesozoischen Gesteinsdecke eingebüßt hat. Ob allerdings schon am Beginn der Unteren Kreide das Kerngebirge des Harzes entblößt war, ist nicht nachzuweisen. Die Untere Kreide des Harzvorlandes enthält nur wenige gröbere Bestandteile, und meines Wissens deuten diese nicht auf einen Ursprung aus dem Paläozoicum des Harzes hin.

Anders liegen aber die Verhältnisse in der Oberen Kreide. Wir dürfen heute mit völliger Sicherheit annehmen, daß durch Dislokationen, die in das Untersenon fallen, bereits das Harzer Kerngebirge entblößt und der Denudation ausgesetzt worden ist. Diese Tatsache ist bereits JASCHE und EWALD¹⁾ bekannt gewesen, und letzterer hat daraufhin dem Harze ein senones Alter zugeschrieben. In neuerer Zeit hat der zu früh verstorbene BRANDES²⁾ mit Nachdruck auf sie hingewiesen und die älteren Angaben um einige neuere, von höchstem Interesse bereichert. Nach ihm beweisen die Trümmergesteine der Heimburg- und Ilsenburg-Schichten, daß zur Zeit ihrer Bildung schon recht verschiedene Horizonte des alten Harzkernes freigelegt sein mußten, und daß ihre Entblößung während des Untersenons periodisch fortschritt.

¹⁾ J. EWALD: Die Lagerung der Oberen-Kreide-Bildungen am Nordrande des Harzes. Monatsber. d. Akad. d. Wissensch., Berlin 1863, S. 674.

²⁾ G. BRANDES: Einige Bemerkungen über Trümmergesteine im mittl. u. ob. Untersenon d. Aufrichtungszone d. nördl. Harzrandes. Diese Zeitschr. 54, 1902, Prot., S. 19.

BRANDES kann sich allerdings von der älteren Auffassung nicht ganz frei machen, nach der das Kerngebirge des Harzes auch im Tertiär noch von mesozoischen Schichten bedeckt gewesen ist. Er schließt daher jeden Flußtransport für die Harzgerölle aus und gelangt zu der nach meinem Gefühl recht gezwungenen Vorstellung, daß die Brandung des Untersenon- Meeres nur ganz lokal einzelne frühzeitig freigelegte Teile des Harzer Kerngebirges bearbeitete.

Die neuen Aufnahmen¹⁾ der Preußischen Geologischen Landesanstalt machen es mehr als wahrscheinlich, daß die Steilstellung der mesozoischen Schichten in der Aufrichtungszone am Nordfuß des Harzes bereits vor Ablagerung der Ilsenburggesteine, d. h. in der Frühzeit des Untersenons erfolgte. Mit diesen höchst bedeutenden Dislokationen, die jedenfalls alle späteren weitaus an Intensität übertroffen haben, folgten aber im eigentlichen Harzgebiete Denudationen von größerem Umfange. „Durch²⁾ tief einschneidende Erosion oder auch schon flächenhafte Denudation war das Harzkerngebirge bereits sicher stellenweise bloßgelegt, da die Trümmerkalke des Senonmergels ecken- und kantengerundete hercynce Gesteine massenhaft enthalten.“

Es sprechen also gute Gründe dafür, daß der Harz als Gebirge bereits in der Oberen Kreide gewissermaßen präformiert worden ist. Es ist sehr wahrscheinlich, daß die Grenzen des unternen Harzes denen des heutigen ungefähr entsprachen, daß aber seine Höhe die des jetzigen Gebirges vielleicht ganz erheblich übertraf.

Noch nicht ganz geklärt erscheint die Frage, welche Rolle der Harz im Oligocän gespielt hat. v. KOENEN bemerkt, daß in den oligocänen Sedimenten rings um den Harz nur sehr wenig Harzgesteine vertreten seien. Dies spricht aber nicht unbedingt gegen ihre Herkunft aus dem Harze; auch die Oligocän-Schotter, die sicher aus dem Thüringer Schiefergebirge stammen, enthalten von dessen Gesteinen nur sehr wenige Typen; in der Hauptsache bestehen sie aus Gangquarzen, Kieselschiefer sind selten, Quarzite noch viel seltener; alle übrigen Gesteine aber, die in bunter Mannigfaltigkeit das Thüringer Schiefergebirge zusammensetzen, fehlen vollständig.

Es ist aber sehr wohl denkbar, daß in der Tat die Oligocänsschichten rings um den Harz wenig bis gar kein Material

¹⁾ Besonders Blatt Harzburg, aufgenommen von ERDMANNSDÖRFFER, KOCH und SCHRÖDER, 1908.

²⁾ SCHRÖDER: Erläuterung zu Blatt Harzburg, S. 162.

aus dem Harzer Paläozoicum führen. Es wäre aber verfehlt, daraus sofort mit v. KOENEN zu schließen, daß das Kerngebirge des Harzes zur Zeit des Oligocäns überhaupt noch nicht entblößt war. Denn abgesehen von morphologischen Momenten widersprechen dieser Auffassung die obercretaceischen Trümmergesteine am nördlichen Harzrande.

Man kann sich vielmehr vorstellen, daß das Harzer Kerngebirge zwar im Oligocän bereits freilag, aber nicht zum Abtragungs-, sondern zum Akkumulationsgebiete gehörte. War das der Fall, so konnten sich oligocäne Sedimente, deren Ursprung im südöstlichen Thüringen oder im Vogtlande zu suchen war, in der Nachbarschaft des Harzes, sogar direkt auf seinen Kerngebirgsschichten absetzen. Es wäre von großem Interesse, das Oligocän von Elbingerode auf seinen Ursprung, in Rücksicht auf diese Frage, zu prüfen.

War aber das Harzgebiet noch zur Zeit des Unteroligocäns Tiefland, so entsprachen sich die tektonischen Bewegungen im Harze und im Thüringer Schiefergebirge zeitlich nicht. Zweifellos erfuhr das Thüringer Schiefergebirge zu Beginn des Oligocäns eine Hebung, denn es schüttelte seinen Verwitterungsschutt, der sich in endlos langen Zeiten an seiner Oberfläche angehäuft hatte, auf das Tiefland ab. Gehörte aber der Harz im Unteroligocän noch zum Akkumulationsgebiete, das vom Thüringer Schiefergebirge fluviatile Sedimente empfing, so war er natürlich von den altoligocänen Krustenbewegungen noch nicht mitergriffen worden. Die Aufrichtung des Harzes in seiner heutigen Form begann also später als die des Thüringer Schiefergebirges. Wir hätten also hier ein „Wandern“ der Gebirgsbildung nach Norden vor uns, wie es ähnlich H. STILLE¹⁾ für die Egge und den Osning ins Auge faßt. Ebenso scheint übrigens auch in den karbonischen Hochgebirgen die Aufrichtung von Süden nach Nordengewandert zu sein. Dafür, daß im Harze postoligocäne, vielleicht miocäne Dislokationen unter den moderneren die Hauptrolle gespielt haben, könnte übrigens auch die sehr verschiedene Höhenlage des Oligocäns in der Goldenen Aue und im Kyffhäuser sprechen.

Zusammenfassend darf ich bemerken, daß ich auf etwas anderem Wege als STILLE zu dem gleichen Resultate wie er gelangt bin; ich bin durchaus seiner Meinung, wenn er sagt, daß „die ganze jungtertiäre Heraushebung des Harzes

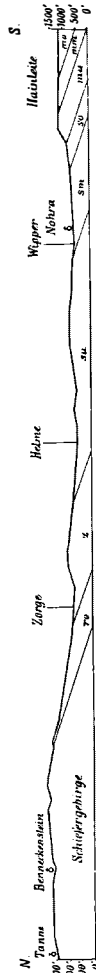
¹⁾ H. STILLE: Das Alter der Deutschen Mittelgebirge. Zentralbl. f. Mineral. usw. 1909, S. 283.

nur der Nachklang einer viel bedeutenderen älteren Heraushebung ist“. Was aber hier für den Harz angenommen werden kann, gilt ebenso für Kyffhäuser und Bottendorfer Höhe. Diese drei Inseln älteren Gebirges dürfen wir als Kerne von Antiklinalen auffassen, die schon vor dem Oligocän bestanden haben, zum ersten Male vielleicht sogar in jungjurassischer Zeit angelegt worden sind.

Nun erscheint uns aber auch der langgestreckte Triaszug Hainleite-Schmücke-Finne, der das Thüringer Becken nach Norden abschließt, in einem anderen Lichte. Er ist nämlich nichts anderes als der südwestliche Schenkel dieser frühzeitig angelegten Antiklinalen.

Daß die Hainleite zu dem südwestlichen Sedimentmantel des Harzes gehört, ist besonders westlich von Sondershausen klar. (Vgl. Fig. 23.) Mit dem gleichen Streichen und Fallen folgen einander ohne jede Unterbrechung die Flözgebirgsschichten vom Rotliegenden bei Ilfeld bis zum Muschelkalk der Hainleite und sogar bis zum Keuper des oberen Helbetales. Nach Südosten zu kompliziert sich das Bild durch das Auftreten eines neuen Antiklinalkernes, Kyffhäuser-Bottendorfer Höhe, und durch die breiten Talauen nördlich und südlich vom Kyffhäuser, die nicht neue Erosionsgebilde sind. Der östliche Teil der Hainleite und weiter im Osten Schmücke und Finne fungieren nun als Südwestschenkel des Gewölbes, das im Kyffhäuser und der Bottendorfer Höhe seinen Kern besitzt.

Kann man aber für die Gewölbekerne, wie dies geschehen, präoligocänes Alter nachweisen, so gilt dies natürlich auch für



Maßstab: 1 : 300 000 Überhöhung ungefähr 3fach.

Fig. 23.

Profil von Tanne im Unterharz nach der Hainleite.

Zeichenerklärung:

ro Rotliegendes, z Zechstein, su Unterer Buntsandstein, sm Mittlerer Buntsandstein, so Oberer Buntsandstein, mu Unterer Muschelkalk, mm Mittlerer Muschelkalk, mo Oberer Muschelkalk.

die Schenkel. Damit ist aber, ganz unabhängig von den früheren Erörterungen, das im wesentlichen präoligocäne Alter der Finnestörung noch einmal bewiesen.

7. Genauere Altersbestimmung der präoligocänen Störungen in Thüringen.

Man wird sich in Thüringen im allgemeinen damit begnügen müssen, die Störungen, die älter sind als die Peneplain, als präoligocän zusammenzufassen. Genauere Altersbestimmungen wären nur dann möglich, wenn Kreide und Eocän auf Thüringer Boden vertreten wären. Leider fehlen jedoch Untere Kreide und sicher bestimmbares Eocän völlig, die Obere Kreide ist aber auf einzelne kleine Fetzen im Ohmgebirge beschränkt.

Ich möchte aber trotzdem annehmen, daß man auch in Thüringen es mit mehr als einer präoligocänen Dislokationsperiode zutun hat. Es ist sehr unwahrscheinlich, daß die in Nordwestdeutschland nachgewiesenen Störungen verschiedenen Alters nur auf die Gebiete beschränkt blieben, in denen sich Untere und Obere Kreide erhielt. Daß dieser Analogieschluß nicht ganz verfehlt ist, läßt sich an einer Stelle in Thüringen glücklicherweise auch direkt beweisen, nämlich im Ohmgebirge; hier machen die Lagerungsverhältnisse der Oberen Kreide das Vorhandensein von mindestens zwei präoligocänen Störungszeiten zweifellos.

Es überschreitet den Rahmen meiner Arbeit, die für die Altersbestimmung präoligocäner Dislokationen so wichtigen Arbeiten STILLES und seiner Kollegen im einzelnen zu referieren. Ich darf mich hier damit begnügen, die Titel der wichtigsten Veröffentlichungen¹⁾ aufzuführen und eine ganz kurze Übersicht über den Stand der Frage zu geben.

1. H. STILLE: Über präcretaceische Schichtenverschiebungen im älteren Mesozoicum des Eggegebirges. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. 23., 1902, S. 296—322.
2. Derselbe: Bericht über die Exkursion am Egge-Gebirge am 14. u. 15. August 1902. Diese Zeitschr. 54, 1902, S. 151—156.
3. Derselbe: Zur Kenntnis der Kreidegräben östlich der Egge. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. 25, 1904, S. 580—585.
4. Derselbe: Über Strandverschiebungen im hannoverschen Oberen Jura. Diese Zeitschr. 57, 1905, S. 515—534.

¹⁾ Die auf den Harz und seine Umgebung sich beziehenden Schriften die das gleiche Thema behandeln, sind bereits auf S. 369 angeführt worden.

5. Derselbe: Muschelkalkgerölle im Serpult des nördlichen Teutoburger Waldes. Ebenda, S. 168—169.
6. Derselbe: Spätjurassische und tertiäre Dislokationen in Westfalen. Ebenda, S. 432—433.
7. Derselbe: Zur Kenntnis der Dislokationen, Schichtenabtragungen und Transgressionen im jüngsten Jura und in der Kreide Westfalens. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. 26, 1905, S. 103—125.
8. A. v. KOENEN: Über das Verhalten und das Alter der Störungen in der Umgebung der Sackberge und des Leinetales bei Alfeld und Elze. Nachr. Preuß. Ges. d. Wissensch., Göttingen, Math.-physik. Kl. 1907, S. 1—9.
9. A. MESTWERTD: Über Störungen am Falkenhagener Liasgraben v. KOENEN-Festschrift 1907, S. 221—230.
10. H. MENZEL: Tertiär und Tektonik im Norden von Hildesheim. Ebenda, S. 175—188.
11. H. STILLE: Exkursion in den südöstlichen Deister. 1. Jahresber. d. Niedersächs. Geol. Ver. 1908, S. 19—21.
12. Derselbe: Erläut. zu Bl. Peckelsheim d. Preuß. Geol. Spezialkarte, 1908.
13. O. GRUPE: Präoligocäne und jungmiocäne Dislokationen und tertiäre Transgressionen im Solling und seinem nördlichen Vorlande. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. 29, 1908, S. 612—644.
14. E. HAARMANN: Die geologischen Verhältnisse des Piesberg-Sattels bei Osnabrück. Inaug.-Diss., Berlin 1908.
15. H. STILLE: Das Alter der Deutschen Mittelgebirge. Zentralbl. f. Mineral. 1909, S. 270—286.
16. O. GRUPE: Über die Zechsteinformation und ihre Salzlager im Untergrunde des hannoverschen Eichsfeldes usw. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1909, S. 185—205.

Die Ergebnisse aller dieser Arbeiten werden (in STILLES letzter Veröffentlichung¹⁾) zusammengefaßt. Er spricht darin die Ansicht aus, „daß der Bau der nordwestdeutschen Gebirge durch einen mehrfachen Prozeß der Gebirgsbildung zu erklären sei,“ und daß man, ganz abgesehen von den jungpaläozoischen Faltungen, mit mindestens 4 Hauptphasen zu rechnen habe.

Diese sind nach STILLE:

1. Die jungjurassische (präcretaceische), nachgewiesen im holländisch-westfälischen Grenzgebiete, am Egge-Gebirge und im Hannoverschen.

2. Die vor- bzw. frühsenone, die zur Heraushebung (des paläozoischen Kernes des Harzes führte, in die auch der erste Anfang der Osning-Faltung fallen dürfte, und die die faciiellen Verhältnisse der Granulaten-Kreide im Münsterlande erklärt.

3. Die alttertiäre (voroligocäne). In sie fällt der Hauptteil der Osning-Faltung. Sie hat nach STILLE besondere Bedeutung für den Aufbau der Mittelgebirge.

4. Die jung- oder postmiocäne.

¹⁾ Nr. 15, S. 274.

Widerspruch haben die Anschauungen STILLES, trotzdem sie vieles ganz Neue und Unerwartete brachten, meines Wissens bisher nur von einer¹⁾ Seite gefunden, nämlich von der des jüngst verstorbenen Marburger Geologen TH. LORENZ. Wo STILLE Transgressionen über vorher disloziertem und denudiertem Untergrund erkennt, will er Überschiebungen sehen; die als jungjurassisch gedeuteten Störungen sind nach ihm tertiär. Nach LORENZ gibt es in den deutschen Mittelgebirgen überhaupt nur zwei Störungsperioden, die carbonische und die tertiäre. Also die alte Auffassung, die noch vor einem Jahrzehnt die weitaus herrschende war.

Das Fundament, auf das LORENZ seine weitgehenden Schlüsse aufbaut, ist völlig unzureichend²⁾. So behauptet er, nur ganz lokal könnte die ungleichartige Unterlage der Unterkreide den Gedanken an jungjurassische Störungen nahelegen. „Etwas weiter östlich (von der Egge) im Hils und im nördlichen Vorland des Harzes, überall finden wir die Kreide völlig konkordant auf Jura liegen.“ Ein Blick auf die EWALDSche Karte der Provinz Sachsen hätte den Verfasser dieser Zeilen von der völligen Unrichtigkeit seiner Behauptung überzeugen können. Eine besondere Ironie des Schicksals ist es aber, daß die Dislokationen, die der Alpengeologe LORENZ an der Basis der Kreide annimmt und als Überschiebungen deutet, gar keine Überschiebungen sind. Bei einer Überschiebung müßte das Hangende an der Dislokationsspalte älter sein als das Liegende; hier wäre aber gerade das Umgekehrte der Fall. LORENZS Überschiebungen könnten also allerhöchstens Verwerfungen auf sehr flachen Klüften sein. Unter diesen Umständen mutet es etwas sonderbar an, wenn er schreibt: „Da das klassische Gebiet für diese Art der Tektonik in den Alpen liegt, so ist es selbstverständlich, daß das Auge des in Norddeutschland arbeitenden Geologen noch nicht auf diese Erscheinungen eingestellt ist.“

Wir werden demnach mit STILLE u. a. an drei sehr erheblichen präoligocänen Störungsperioden (abgesehen von der carbonischen) festhalten dürfen, die den Boden von Nordwestdeutschland betroffen haben.

Aber auch im Süden des von uns betrachteten Gebietes hat man schon auf präcnomane Dislokationen hingewiesen, und

¹⁾ TH. LORENZ: Über den Gebirgsbau Mitteld Deutschlands. Ber. d. Vers. d. Niederrhein. Geol. Ver. 1907, S. 24.

²⁾ Vgl. hier auch H. STILLE, Zentralbl. f. Mineral. 1909, S. 270.

zwar erheblich früher als in Nordwestdeutschland. „Bereits¹⁾ C. W. VON GÜMBEL berichtet im „Frankenjura“ S. 604 von großartigen Spalten präcenomanen Alters („zwischen der Entstehung der Solenhofener Schichten und des Grünsandsteins von Regensburg“), die parallel mit dem alten Urgebirgsrande des Bayrischen Waldes, d. h. also in hercynischer Richtung verlaufen.“ POMPECKJ²⁾ hat diese Angaben später in der Regensburger Gegend bestätigt und erweitert, und neuerdings glaubt HERMANN³⁾ feststellen zu können, daß diese präcenomanen Störungen ebenso wie in Nordwestdeutschland präcretaceisch sind.

Wenn wir also nördlich, nordwestlich und südlich von Thüringen jungjurassische Dislokationen von großer Bedeutung wahrnehmen, so dürfen wir mit ziemlich großer Wahrscheinlichkeit damit rechnen, daß auch in Thüringen selbst ein großer Teil der präoligocänen Störungen tatsächlich der jüngsten Jurazeit zufällt.

Daß aber, wenigstens im nördlichen Thüringen, mindestens zwei präoligocäne Störungsperioden anzunehmen sind, zeigen Beobachtungen an den Kreideschollen des Ohmgebirges.

Bekanntlich haben sich auf den Höhen des Ohmgebirges zwischen Stadt Worbis und Kloster Gerode einige Fetzen von Cenoman erhalten; es handelt sich um drei größere, in der Richtung NO bis NNO langgestreckte Streifen, deren mittlerer an seiner Südseite von zwei kleinen isolierten Flecken begleitet ist.

Der breiteste dieser Streifen nimmt den oberen Teil des Sachsentaales NNO von Stadt Worbis ein und reicht bis in die Mitte des Dorfes Kalthohmfeld. NNW von seinem Nordende, also nicht in seiner Verlängerung, beginnt ein zweiter, schmälerer Streifen, an dessen Ostabhänge das Dorf Holungen liegt. Seinem Südende sind am Holunger Knick und am Schwarzenberg zwei kleine Tourtia-Flecke vorgelagert. In seiner unmittelbaren Verlängerung beginnt am Georgsplatz ein drittes ganz schmales Vorkommen von Cenoman, das am Ostfuße des Winkelberges sein Ende findet.

Die beiden nördlichen Streifen liegen hauptsächlich auf Mittlerem Muschelkalk, der Fetzen von Kalthohmfeld auf sämt-

¹⁾ R. HERMANN: Die östliche Randverwerfung des Fränkischen Jura. Diese Zeitschr. Bd. 60, 1908, S. 47.

²⁾ J. F. POMPECKJ: Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Regenstein. Geognost. Jahresh. XV, 1901.

³⁾ a. a. O., S. 62.

lichen Triashorizonten vom Unteren Keuper bis zum obersten Wellenkalk, der kleine Flecken am Schwarzenberg aber sogar auf Unterem Wellenkalk und der Oolithbank β . Es treten also sehr verschiedene Niveaus der Trias mit dem Cenoman in Berührung; dies nötigt aber zu dem Schlusse, daß die altmesozoischen Gesteine bereits vor Ablagerung des Cenomans starke Störungen erlitten haben mußten.

Nun scheint aber die nicht allzuweit entfernte Oberjura-Tafel des Kahleberges südlich von Gandersheim darauf hinzuweisen, daß auch in der Gegend des heutigen Ohmgebirges noch Oberer Jura zur Ablagerung gelangt ist. Der präcenomanen Dislokationsperiode folgte also im Ohmgebirge eine Denudation von sehr bedeutendem Umfange, die den gesamten Jura und den größten Teil des Keupers abtrug. Dies aber gibt uns wohl das Recht, zwischen der Dislokation der mesozoischen Schichten und der Ablagerung des Cenomans für diese Denudation einen größeren Zeitraum zu reservieren und die präcenomane Störungsperiode im Ohmgebiet in den obersten Jura zu versetzen.

Wie das Streichen dieser alten Dislokationen im Ohmgebirge verlief, läßt sich mit völliger Sicherheit nicht mehr entscheiden; doch möchte ich vermuten, daß es hercynisch war oder wenigstens von der NW-Richtung nicht stark abwich. Diese ältere Streichrichtung wird maskiert von einer jüngeren, nordöstlichen bis nordnordöstlichen; infolge von Mulden- und Grabenbildung mit diesem Streichen hat sich das Cenoman und seine Unterlage von Muschelkalk und Lettenkohle mitten im Buntsandsteingebiete erhalten. Ich glaube nun den Nachweis führen zu können, daß auch diese postcenomane Störungsperiode des Ohmgebirges noch präoligocän ist.

Das Gebirge hat besonders in der Gegend von Kaltohmfeld ziemlich ausgesprochenen Plateaucharakter; nun wird man aber nach Lage der Dinge diese Hochfläche kaum anders deuten können denn als präoligocäne Landoberfläche. Diese Auffassung findet ihre Bestätigung, wenn wir die Beziehungen des Ohmgebirges zu seiner Nachbarschaft prüfen. Das Ohmgebirge, die Bleicheröder Berge und die zahlreichen Muschelkalk-Kopjes in ihrer Umgebung (Hasenburg, Hubenberg, Haarburg, Ellerburg und Iberg) sind wohl als Zeugenberge aufzufassen, die durch die Wipper und ihre Zuflüsse von der geschlossenen Muschelkalkplatte des Düns und der Hainleite losgetrennt worden sind. Nun sind diese Hochflächen schon früher mit guten Gründen als ein Teil der präoligocänen Penepplain angesehen worden, man muß also diese Auffassung auch auf die Zeugenberge über-

tragen, soweit ihre Oberfläche, wie teilweise im Ohmgebirge, noch den Charakter einer Hochfläche besitzt.

Wahrscheinlich fällt die zweite (postcenomane) Störungsperiode im Ohmgebirge in das Senon, da sich zwischen sie und die Bildung der Peneplain wiederum eine Denudationszeit von geraumer Dauer einschalten muß.

Auch eine dritte, der Bildung der oligocänen Schotter unmittelbar vorausgehende Störungszeit wird man für Thüringen anzunehmen haben; ohne sie hätten die Oligocängerolle nicht von den Höhen des Thüringer Waldes bis in die Leipziger Bucht verfrachtet werden können.

Es finden sich also Anzeichen dafür, daß sämtliche drei Störungsperioden, die in Nordwestdeutschland mit Hilfe der Kreide zwischen dem Oberen Jura und dem Oligocän nachgewiesen werden konnten, auch den Boden Thüringens betroffen haben. Im einzelnen wird es aber fast überall unmöglich sein, die Wirkungen dieser drei Dislokationszeiten auseinanderzuhalten; wir werden sie daher nach wie vor als präoligocäne Störungen bezeichnen müssen, mit der *reservatio mentalis*, daß sich vielfach mehrere aufeinanderfolgende Störungen addiert haben, um die heute sichtbare Wirkung hervorzubringen.

8. Postoligocäne Dislokationen.

Postoligocäne Krustenbewegungen dürften in Thüringen im allgemeinen leicht zu erkennen sein.

Wir gehen wohl am besten von der Anschauung aus, daß zu Beginn der Oligocänzeit der Boden Thüringens eine schwach wellige Tiefebene darstellte; nur im Harzgebiete und vielleicht auch im Thüringer Schiefergebirge waren noch größere Höhen vorhanden. Wenn heute Thüringen und der Harz ein ganz anderes Bild bieten, so ist dies im wesentlichen ein Werk postoligocäner Störungen und der sich anschließenden Erosionsvorgänge.

Von Osten ausgehend bemerken wir, daß das Erzgebirge in Gestalt einer schiefen Ebene aufsteigt, die sich allmählich nach Nordwesten, gegen die Leipziger Bucht hin, senkt. Die schiefe Ebene des Erzgebirges, in deren Anlage wir das Wiederaufleben einer uralten, NO streichenden Dislokationsrichtung erblicken dürfen, geht etwa von der Linie Glauchau-Asch ab in eine andere schiefe Ebene über, deren Abfall im allgemeinen nach NO gerichtet ist, deren Streichen also nunmehr hercynische Richtung verfolgt. Dieser Richtung entspricht

im ostthüringisch-fränkischen Schiefergebirge weder die Streichrichtung des Altpaläozoicums noch die der ostthüringischen Monoklinale. Es streichen allerdings einige z. T. recht bedeutende Brüche in hercynischer Richtung durch das Schiefergebirge; allein sie sind möglicherweise uralt und scheinen im Tertiär keine wesentliche Wiederbelebung erfahren zu haben. Ein hercynisch streichender, im Mesozoicum angelegter Randbruch fehlt jedenfalls dem Schiefergebirge bis zur Gegend von Saalfeld; es konnte also die tertiäre Dislokationsphase auch keine Reaktivierung eines schon bestehenden Bruches hervorrufen, und deswegen dacht sich das ostthüringische Schiefergebirge bis zum Meridian von Saalfeld ganz allmählich, wie das Erzgebirge, zur Leipziger Bucht ab.

Ganz anders wie auf der Nordseite liegen die Dinge auf der Südseite des Schiefergebirges; hier fand die neue Dislokationsrichtung einen gewaltigen, schon in der Präoligocänzeit angelegten Bruch von hercynischer Richtung vor, an dem sich eine starke Verschiebung der Peneplain vollzog; deswegen heute eine allmähliche Abdachung des Schiefergebirges nach der Leipziger Bucht zu, aber ein steiles Abfallen gegen das fränkische Triasgebiet.

Dasselbe kann man beobachten, wo die hercynische Dislokationsrichtung am NW-Rande des Thüringer Waldes auf präoligocäne Brüche der gleichen Richtung trifft wie bei Saalfeld. Auch hier leben die alten Störungslinien wieder auf, und in der schiefen Ebene bildet sich, anscheinend plötzlich, eine Flexur heraus. Die hercynischen Randbrüche des Thüringer Waldes entsprechen alten präoligocänen Dislokationen, die durch postoligocäne, ebenfalls hercynisch streichende Krustenbewegungen reaktiviert worden sind.

Während der nordwestliche Teil des Thüringer Waldes beiderseitig von erheblichen postoligocänen Randbrüchen eingefaßt wird, scheint das Triasland zwischen ihm und dem Harze im wesentlichen den Charakter der schiefen Ebene beibehalten zu haben. Doch liegt ihr tiefster Teil augenscheinlich nicht in der Mitte des Triaslandes, sondern unmittelbar am Südrande des Harzes. Ebenso wie der Thüringer Wald stiegen auch Harz und Kyffhäuser durch Reaktivierung präoligocäner Spalten empor.

Einen Teil der Tiefenlinie, gegen die sich die Thüringer schiefe Ebene abdachte, bezeichnet die Goldene Aue; man könnte sie für ein reines Erosionsgebilde halten, wenn nicht die abnorm tiefe Lage des Oligocäns in ihr (zwischen 400

und 500' Meereshöhe) den Beweis lieferte, daß sie ein Gebiet postoligocäner relativer Senkung bedeutet¹⁾. Der Kyffhäuser spaltet die Senkungszone in zwei Teile; wir können sagen, daß die postoligocäne Antiklinale des Kyffhäusers von zwei postoligocänen Synklinalen, im Norden und Süden, begleitet wird. Daß diese Auffassung auch für die breite Depression südlich vom Kyffhäuser richtig ist, zeigt die relativ sehr tiefe Lage des Oligocäns in der Nachbarschaft von Frankenhäusen. Nach Südosten läßt sich die postoligocäne Synklinale der Goldenen Aue bis mindestens zum Unstrut-Durchbruch bei Memleben verfolgen; auch im Gebiete der Bottendorfer Höhe lagert das Oligocän auffallend tief (noch etwas unter 400'); man darf also wohl annehmen, daß hier der Kern einer präoligocänen Antiklinale in postoligocäner Zeit eingesunken ist. Auch nach WNW läßt sich die Tiefenlinie der Goldenen Aue wohl weiterverfolgen; ich möchte annehmen, daß das untere Oder- und Rhume-Tal tektonisch durch eine postoligocäne Einmündung vorgezeichnet ist, welche die geradlinige Fortsetzung der Goldenen Aue bildet.

Wie weit im Thüringer Becken selbst kleinere postoligocäne Dislokationen die schiefe Ebene noch weiter gegliedert haben, wird sich nur in seinen Randgebieten noch mit einiger Sicherheit entscheiden lassen. Auf kleine Sättel und Mulden deutet wohl die ungleiche Höhenlage benachbarter Oligocänfetzen auf vielen Kartenblättern hin. Von besonderer Bedeutung für die Hydrographie dürfte aber die relativ tiefe Lage des Oligocäns auf der Schmücke sein. Auch dort, wo einzelne Höhenzüge über das Niveau der Peneplain sich zu erheben scheinen, wie der Ettersberg und die Riechheimer Höhe, darf man wohl postoligocäne Aufsattelungen vermuten. Doch müssen alle Einzelheiten in dieser Frage künftigen Spezialuntersuchungen vorbehalten bleiben.

Man wird im allgemeinen sagen dürfen, daß die postoligocänen Dislokationen präoligocänen Störungslinien gefolgt sind, aber wesentlich nur dort, wo auch diese hercynisches Streichen besaßen. Präoligocäne Störungen von nicht hercynischer Richtung scheinen im allgemeinen nur dort reaktiviert worden zu sein, wo sie schmale Verbindungsstücke zwischen hercynischen Dislokationslinien darstellen. Hierhin gehören wohl die NO bis NNO

¹⁾ Vielleicht spielt hier auch die Auslaugung von Zechsteinsalzen unter den breiten Talmulden eine Rolle. Vgl. FULDA: Zeitschr. f. prakt. Geologie 1909, S. 25.

streichenden Teile der Thüringer-Wald-Brüche, die das bajonettförmige Zurückspringen des Gebirges bedingen.

Die postoligocänen Störungen sind wohl ebenso wie die präoligocänen sicher nicht auf eine einzige Periode beschränkt gewesen. Wieviel von ihnen aber auf die einzelnen Stufen des Tertiärs und auf das Quartär entfällt, wird sich im allgemeinen kaum entscheiden lassen. Auch die nicht unbedeutenden Krustenbewegungen, die der Ablagerung der Oligocän-schotter unmittelbar voraufgingen, wird man von den jüngeren wohl kaum mit Sicherheit zu trennen vermögen.

Wenn den präoligocänen Dislokationen vielfach postoligocäne an der gleichen Spalte gefolgt sind, wenn die heutigen Gebirge also früher in ähnlicher Gestalt schon einmal (oder noch öfter) bestanden haben, so liegt der Gedanke nahe, die älteren und jüngeren Störungen bezüglich ihrer Intensität miteinander zu vergleichen.

JOH. WALTHER berechnet die Gesteinsdecke von der Dyas bis zum Lias, die einst das Thüringer Schiefergebirge bedeckte, auf ungefähr 1500 m. Wenn Schichten von dieser Mächtigkeit, nach unserer Auffassung in der Zeit zwischen Oberstem Jura und Oligocän, abgetragen worden sind, bis schließlich das Meeresniveau wieder nahezu erreicht wurde, so muß die Erdoberfläche gegen den Meeresspiegel um mindestens 1500 m relativ gehoben worden sein. Wahrscheinlich ist aber der Betrag der bis zum Oligocän abgetragenen Schichten im Thüringer Schiefergebirge weit höher. Nichts hindert uns anzunehmen, daß auch noch Dogger und Malm hier abgesetzt wurden. Außerdem aber ist nach unserer Auffassung die heutige Hochfläche nicht die alte Auflagerungsebene des Rotliegenden oder Zechsteins. Die Peneplain schnitt vielmehr mehr oder minder tief in die paläozoischen Schiefer ein; zu der Decke von jüngeren Sedimenten, die weggeführt wurden, addiert sich also noch ein aliquoter Teil der Schieferunterlage. Es ist also durchaus möglich, daß im Schiefergebirge nicht 1500, sondern 3000 m Gestein und darüber vor dem Oligocän abgetragen wurden.

Nun hat wohl die Oberfläche der Peneplain im Schiefergebirge seit dem Oligocän nirgends über 1000 m hoch gelegen; dieser Betrag stellt also die Maximal-Summe der postoligocänen Krustenbewegungen dar. Die Summe der präoligocänen Bewegungen überstieg also die der postoligocänen im Thüringer Schiefergebirge, — und das gleiche gilt wohl für den Harz — um mindestens das Doppelte bis Dreifache. Man darf daher der Anschauung von STILLE und GRUPE beitreten,

nach der die präoligocänen Dislokationen die postoligocänen an Intensität weitaus übertrafen.

Im allgemeinen dürften seit dem Ausgang der Juraperiode die Ereignisse in Thüringen sich in derselben Art und Weise abgespielt haben wie in Nordwestdeutschland. Nur waren wohl in Thüringen die präoligocänen Dislokationen noch intensiver, die ihnen folgenden Denudationen daher auch umfangreicher. Eine Notwendigkeit, Teile von Nord- und das nördliche Nordwestdeutschland als „saxonische Scholle“ von den deutschen Mittelgebirgen abzutrennen, wie TORNQUIST¹⁾ es vorschlägt, scheint mir nicht zu bestehen.

9. Die Beziehungen zwischen dem Flußnetz und der präoligocänen Peneplain.²⁾

Es braucht nicht besonders betont zu werden, daß Krustenbewegungen und Flußnetz in engem Zusammenhang miteinander stehen. Die erste Anlage eines Flußsystems wird wohl immer durch die Tektonik bedingt; man muß dabei nicht gleich an Verwerfungen denken, auch die Schiefstellung einer Schichtplatte, welche die Flüsse zwingt, die Richtung der stärksten Böschung einzuschlagen, gehört zu den tektonischen Vorgängen.

Die ersten Flußsysteme (von den jungpaläozoischen bis triadischen abgesehen) wurden bereits zur Zeit des obersten Jura angelegt, als Mittel-Deutschland aus dem Meere emporstieg und sein Boden von starken Dislokationen getroffen wurde. Von den Flüssen, die in jener Zeit entstanden und das Festland schließlich bis zur präoligocänen Peneplain erniedrigten, wissen wir leider so gut wie nichts. Die „Thüringer Mulde“ muß damals ein Becken in tektonischem wie in orographischem Sinne gewesen sein, dessen Mitte die Gewässer von dem Ur-Thüringer Walde, der Ostthüringischen Monoklinale und ihrem nordwestlichen Gegenflügel, vielleicht sogar auch vom Harze her zuströmten.

¹⁾ A. TORNQUIST: Die Feststellung des baltisch-russischen Schildes usw. Schrift. d. physik.-ökonom. Ges. Königsberg i. Pr. 1908.

²⁾ Die noch ganz strittige Frage, ob die präglaziale Gera in die Ilm geflossen ist, soll hier nicht erörtert werden. Ich persönlich neige der Ansicht von Wüstr zu, der dies für unwahrscheinlich hält. Auch mit der Ableitung der Orla, die schon auf S. 312 erwähnt wurde, will ich mich hier nicht beschäftigen; augenscheinlich liegen ihr rein lokale Momente zugrunde, die aber wohl noch nicht genügend aufgeklärt sind.

Nach welcher Richtung der präoligocäne Fluß, dessen Gewässer sich im Thüringer Becken sammelten, in jenen Zeiten abgeflossen ist, läßt sich kaum mehr feststellen. Vielleicht floß er, den Harz nach Osten umgehend, in der Gegend von Halberstadt in die Bucht des Unterkreide-Meeress. Die neocomen Sande, die im östlichen Teile des subhercynen Kreidebeckens auftreten und weiter im Westen durch das kalkige Hilskonglomerat ersetzt werden, können recht wohl von einem solchen Flusse ins Meer gespült worden sein.

Von dem Thüringer Becken des Spät-Mesozoicums und Alttertiärs ausgehend, erniedrigten sich durch rückwärts einschneidende Erosion auch seine rändlichen Gebirge, bis schließlich alles zu einer schwach welligen Tiefebene abgetragen war, über die sich nur wenige Höhen erhoben. Zuerst verwischten sich die ursprünglich scharf eingeschnittenen Flußläufe natürlich im Gebiete des Beckens; in den Randgebirgen erhielten sie sich vielleicht bis zu einem gewissen Grade auch noch während des Stadiums der Penepain. Wie ich bereits auf Seite 321 ausgeführt habe, glaube ich auf den Höhen des Frankenwaldes noch Überreste solcher greisenhafter, präoligocäner Flußtäler erkennen zu können.

Zu Beginn der Oligocänzeit begannen die Krustenbewegungen, welche die heutigen Terrainverhältnisse schufen; durch diese muß das präoligocäne Flußsystem, soweit man von einem solchen noch sprechen konnte, eine mehr oder minder starke Umgestaltung erfahren haben. In Thüringen bildete sich eine nach NNO fallende schiefe Ebene, die im Osten allmählich zu den Höhen des Thüringer Schiefergebirges anstieg, während sie im Westen vom Thüringer Walde durch eine Flexur oder Verwerfung getrennt wurde. Die Flüsse mußten natürlich der stärksten Neigung der schiefen Ebene folgen, d. h. nach NNO abfließen. Diese Richtung halten heute noch die Unstrut von Sömmerda bis Artern, die Gera, die Ilm abwärts bis fast nach Weimar, die Saale von Rudolstadt, die Elster von Krossen abwärts inne. Nicht aber folgen ihr der Oberlauf der Saale, Unstrut und Elster, der Unterlauf der Ilm und in ihrer ganzen Länge die Hörsel und Nesse. Diese Abweichungen von dem normalen NNO-Verlaufe sind nicht einheitlich zu erklären; teils sind die abweichend verlaufenden Flußstrecken älter, teils jünger als die NNO-Strecken.

Am auffälligsten läßt die Saale das Umbiegen aus einer Richtung in die andere erkennen. Von der Quelle bis über Saalfeld hinaus besitzt sie im allgemeinen WNW, — d. h. hercynische Richtung, um zwischen Schwarzta und Rudolstadt

plötzlich in die NNO-Richtung überzugehen, die sie nun bis Weisßenfels ohne erhebliche Abweichungen beibehält.

Ich möchte annehmen, daß die Saale in ihrem Oberlaufe noch an ein altes präoligocänes Tal gebunden war, daß sie nicht verlassen konnte, auch als sich die Abdachungsverhältnisse wesentlich änderten. Der Oberlauf der Saale scheint einem Flusse angehört zu haben, der dem Innern einer präoligocänen Thüringer Mulde direkt zuströmte. In den tieferen Teilen des östlichen Thüringens, die bis zum Oligocän vollständig zu einer Tiefebene abgeschliffen waren, mußten nun nach Bildung der schiefen Ebene die Gewässer der NNO-Abdachung folgen; in den höheren Teilen, die noch nicht so vollständig eingebnet waren, konnte hingegen die präoligocäne Flußrichtung nicht verlassen werden. Es scheint also hier der merkwürdige Fall vorzuliegen, daß der Oberlauf eines Flusses älter ist als sein Unterlauf.

Noch komplizierter liegen die Verhältnisse für die Elster. Ihr Unterlauf von Krossen bis Leipzig ist nach NNO gerichtet und daher wohl postoligocän, der oberste Teil ihres Oberlaufes von den Quellen abwärts bis Oberweischnitz verläuft hercynisch, ist also wohl präoligocän; zwischen beiden Flußstrecken liegt aber ein sehr langes Stück des Laufes, in dem die Elster ohne wesentliche Abweichung von Süden nach Norden fließt. Dürfen wir annehmen, daß dem Elstertale auf dieser Strecke ein intermediäres Alter zukommt?

Gehen wir nun zu den hydrographischen Verhältnissen im eigentlichen Thüringer Becken über. Wäre die Mulde, deren Mitte Keuperausfüllt, erst im Tertiär angelegt worden, so hätten die Flüsse von allen Seiten her in radialer Richtung dem tiefsten Punkte der Mulde zuströmen müssen. Die Ilm beweist aufs deutlichste, daß dies auch heute noch nicht der Fall ist. Hingegen scheint die Unstrut mit ihren Nebenflüssen bis zu einem gewissen Grade ein derartiges radiales Flußsystem darzustellen. Alte Schotterzüge und verlassene Flußbetten aber beweisen uns, daß die heutigen Abflußverhältnisse im Thüringer Becken ganz moderner Entstehung sind und wesentlich erst nach der Glazialzeit angelegt wurden. Soweit wie wir die präglazialen und tertiären Flüsse verfolgen können, flossen sie einander parallel in Nordnordostrichtung und vereinigten sich größtenteils erst jenseits des Muschelkalkzuges Hainleite-Schmücke-Finne in der Südharzer Tiefenlinie. Dies aber ist nur denkbar, wenn das heutige Thüringer Becken im

Tertiär eine nach NNO sich abdachende schiefe Ebene bildete, deren Untergrund allerdings Gesteine von sehr verschiedener Widerstandsfähigkeit zusammensetzten. Erst durch ungleich rasche Erosion in den Gesteinen dieser schiefen Platte entstand die heutige Beckenform, und im Zusammenhang damit fanden umfangreiche Flußverlegungen statt.

Am längsten bekannt sind die Flußverlegungen im Gebiete der Unstrut; schon HEINR. CREDNER¹⁾ hat vor 67 Jahren auf einige von ihnen hingewiesen. Es ist zweifellos, daß die Quellflüsse der präglazialen Unstrut nicht im Hainich, sondern im Thüringer Walde zu suchen sind. Zwei präglaziale Schotterzüge, die wesentlich Thüringer-Wald-Material führen, lassen sich mit dem alten Unstrutlaufe in Verbindung setzen: der Tonna-Griefstädter und der Erfurt-Weißenseer Zug. Der erstere ist wohl auf eine Ur-Unstrut zu beziehen, deren Quellgebiet, wie ZIMMERMANN²⁾ wahrscheinlich mit Recht vermutet, dem der heutigen Apfelstedt entspricht; der letztere stellt aber höchstwahrscheinlich Ablagerungen einer Ur-Gera dar.

E. E. SCHMID³⁾ nahm an, daß die Sachsenlücke, durch welche die heutige Unstrut das Thüringer Becken verläßt, zur Zeit, als jene Schotterzüge sich bildeten, noch nicht geöffnet war. Die Gewässer der Unstrut strömten nach seiner Auffassung mit denen der Ilm vereinigt durch die Sulzaer Talenge. Zeitweilig aber war das Thüringer Zentralbecken von einem See erfüllt.

Diese Anschauungen dürfen heute bereits als in allen Punkten widerlegt gelten. Daß im Thüringer Zentralbecken jemals ein See von größerer Ausdehnung bestanden hat, ist mehr als unwahrscheinlich; der Ilmlauf durch die Sulzaer Enge hat sich heute [als ganz jung erwiesen, hingegen dürfte dem Unstrut-Durchbruch bei Sachsenburg ein hohes Alter zukommen.

Daß die Unstrut der Hauptfluß des Thüringer Beckens geworden ist, und daß die Sachsenburger Pforte die tiefste Durchbrechung des nördlichen Muschelkalkzuges darstellt, ist kein Zufall, sondern beruht wenigstens zum Teil auf tektonischen

¹⁾ HEINR. CREDNER: Übersicht d. geognost. Verhältn. Thüringens und d. Harzes, Gotha 1843, S. 32.

²⁾ E. ZIMMERMANN: Über die in der Gliederung zum Ausdruck gelangende bisherige Kenntnis vom thüringischen Diluvium. Diese Zeitschr. 51, 1899, S. 11.

³⁾ E. E. SCHMID: Die hydrographischen Verhältnisse Thüringens und ihre Entwicklung. Mitt. Geogr. Ges. Jena I, 1882, S. 55.

Momenten. Wir sahen schon früher, daß die Oligocänschotter auf der Schmücke, wenige Kilometer östlich von dem Unstrutdurchbruch, eine auffallend geringe Meereshöhe einnehmen. Dies deutet auf eine lokale, postoligocäne Einsenkung der schiefen Ebene an dieser Stelle hin. Wenig nördlich von der Sachsenburger Pforte aber schufen andere tertiäre Krustenbewegungen die tiefe Mulde der Goldenen Aue. Als drittes günstiges Moment kommt hinzu, daß der Muschelkalk, der noch in der Hainleite ziemlich flach gelagert war, an der Sachsenburger Pforte sich steil aufrichtet, daß sein Ausstreichen sich also dementsprechend verschmälert und daher leichter von einem Flusse zu durchbrechen ist. Ein Fluß, der durch die Gegend der Sachsenburger Pforte strömte, fand also von vornherein äußerst günstige Bedingungen zum Einschneiden vor; erstens, weil seine Erosionsbasis in der Goldenen Aue sehr tief lag, zweitens weil er teilweise eine tektonische Mulde benutzen konnte und drittens, weil der Zug der widerstandsfähigen Muschelkalkgesteine schmal und vielleicht durch Dislokationen zerrüttet war. Aus diesen Verhältnissen läßt es sich verstehen, daß die Sachsenburger Pforte bereits sehr frühzeitig angelegt und daß die Unstrut zum Hauptflusse des Thüringer Beckens wurde, der fast alle übrigen gleichzeitig geborenen Gefährten unter sein Joch zwang.

(Über den Unstrutlauf jenseits der Sachsenburger Pforte brauche ich mich um so weniger zu äußern, als gerade hier sehr eingehende neuere¹⁾ Arbeiten vorliegen. Ich möchte nur betonen, daß die weitverbreitete²⁾ Ansicht, die Unstrut wäre über das Gebiet der Mansfelder Seen und durch das Salzke-Tal weitergeflossen, meines Wissens durch keinerlei Tatsachematerial³⁾ gestützt wird. Es ist vielmehr im höchsten Grade wahrscheinlich, daß die Unstrut stets die tektonische Mulde Artern-Wiehe benutzte und stets oberhalb von Halle in die Saale mündete.)

Wenn unsere Vorstellung von einer nach Nordnordost geneigten schiefen Ebene richtig ist, so müssen zahlreiche Flüsse parallel mit der Ur-Unstrut das heutige „Thüringer Zentralbecken“ durchströmt haben. Sehen wir nun, ob wir Reste

¹⁾ Vgl. E. Wüst: Untersuchungen über das Pliocän und das älteste Pleistocän Thüringens. Abhandl. naturf. Ges. Halle 23, 1900, S. 21 ff. — Derselbe: Beiträge z. Kenntnis d. Flußnetzes Thüringens. Mitt. d. Ver. f. Erdk. Halle, 1900.

²⁾ Näheres in REGEL, Thüringen I, S. 306.

³⁾ Vgl. E. Wüst: Flußnetz Thüringens, S. 17.

solcher NNO gerichteten Flußläufe, die jetzt außer Funktion gesetzt sind, auffinden können.

E. KAISER und E. NAUMANN¹⁾ haben bei der Aufnahme der Blätter Langula und Langensalza 550'—750' hoch liegende Schotter gefunden, die westlich von Groß-Welsbach nur Triasmaterial enthalten, weiter im Osten aber auch Thüringer-Wald- und nordische Geschiebe führen.

Westlich von der Unstrut aber fanden sich „vereinzelte Geschiebe, die dem jetzigen Niederschlagsgebiete der Unstrut fremd sind. Es sind Geschiebe aus Thüringerwald-Material wie von nordischen Gesteinen. „Von den aufgesammelten Geschieben aus Thüringer-Wald-Material lassen sich die meisten nach der Ansicht des Herrn Prof. SCHEIBE zurückführen auf den Nordostabhang des nordwestlichen Teiles des Thüringer Waldes. Besonders wichtig ist das Auftreten des Porphyrs vom Heiligenstein bei Ruhla in scharf abgeschliffenen Geschieben bei Oberdorla und Mülverstedt, welches auf eine eigenartige Ausbildung des Flußnetzes in präglazialer Zeit im nordwestlichen Thüringen hinweist.“

Um das Auftreten von Thüringer-Wald-Material in den Schottern nördlich und östlich, in vereinzelten Geschieben südlich und westlich von der Unstrut erklären zu können, sehen sich die Verfasser zu folgenden Annahmen gezwungen:

1. Die Thüringer-Wald-Gerölle stammen aus dem weiter östlich vorbeistreichenden, präglazialen Tonn-Griefstedter Schotterzuge.

2. Da die Thüringer-Wald-Gerölle zum Teil aus den nordwestlichsten Gebieten des Thüringer Waldes stammen, muß der Tonna-Griefstedter Flußlauf „wohl weitere Zuflüsse gehabt haben aus südwestlicher und westlicher Richtung, wahrscheinlich unter Umgehung der Hörsselberge und Benutzung des Nessel-Tales in West-Ost-Richtung.“

3. Die Thüringer-Wald-Gerölle müssen vom Eise oder von Schmelzwasserbächen aus dem Tonna-Griefstedter Zuge in ihre jetzige Lage gebracht worden sein.

4. Da die fraglichen Schotter auf den Blättern Langula und Langensalza im allgemeinen höher liegen als die im präglazialen Tonna-Griefstedter Zuge, so muß man erhebliche postglaziale Krustenbewegungen annehmen.

Die Verfasser haben also eine ganze Reihe von Voraussetzungen nötig, um das Auftreten von Thüringer-Wald-Geschieben

¹⁾ E. KAISER und E. NAUMANN: ZUR Kenntnis der Trias und des Diluviums im nordwestlichen Thüringen. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. 1902, S. 647.

bei Langensalza zu erklären, und nicht alle ihre Annahmen erscheinen sehr plausibel. So will es mich nicht recht wahrscheinlich dünken, daß der nordwestlichste Teil des Thüringer Waldes von dem Tonna-Griefstedter Flußlaufe entwässert worden ist. Übrigens müßte eine Untersuchung der in diesen Schottern enthaltenen Gesteine zeigen, ob man mit dieser Möglichkeit rechnen darf. Dann wäre es immerhin auffallend, wenn das nordische Inlandeis dicht an seiner Südgrenze noch die Kraft gehabt hätte, den Tonna-Griefstedter Schotterzug in so großem Maßstabe zu zerstören. Schließlich aber wird man auch gegen so erhebliche postglaziale Krustenbewegungen mißtrauisch sein dürfen, wie sie die bisherige Erklärungsweise verlangt.

Diesen Schwierigkeiten entgeht man aber, wenn man annimmt, daß das Thüringer-Wald-Material auf den Blättern Langula und Langensalza nicht aus dem Tonna-Griefstedter Schotterzuge stammt, sondern von einem im nordwestlichsten Thüringer-Walde entspringenden und über die Gegend von Langensalza nach Nordnordosten strömenden Flusse abgesetzt worden ist.

Schotterreste, die das frühere Vorhandensein eines solchen Flußlaufes beweisen könnten, sind allerdings bisher weder auf dem Hainich noch auf den Höhen der Haartberge gefunden worden. Man muß jedoch im Auge behalten, daß es sich um meistens dicht bewaldete und wenig aufgeschlossene Gebiete handelt, und daß das Vorhandensein solcher Schotter daher keineswegs ausgeschlossen erscheint.

Hingegen scheint nordnordöstlich von Langensalza vieles für einen solchen Flußlauf zu sprechen. Schon KAISER und NAUMANN bemerken, daß die „nordwest-südöstliche Anordnung der Schotter an einen der Unstrut parallelen alten Flußlauf denken läßt“, verwerfen aber dann diese Idee in Rücksicht auf die Stromrichtung des nordischen Inlandeises. Ich glaube aber, daß man ganz unabhängig von den Schotterlagern einen solchen Fluß annehmen muß, um die eigentümlichen Terrainverhältnisse bei Sondershausen erklären zu können.

Unmittelbar bei Sondershausen wird der Muschelkalkzug der Hainleite von einem breiten und tiefen Erosionstale, dem Geschling, durchsetzt. Eisenbahn und Straße benutzen diesen Durchbruch, der einen bequemen Zugang zum Zentralbecken darstellt. Heute fließt in ihm nur ein ganz unbedeutender Bach zur Wipper, der unmöglich dies tiefe Tal ausgefurcht haben kann, auch wenn wir uns seine Wassermenge vervielfacht

denken. Es muß ein großer, von SSW nach NNO fließender Strom gewesen sein, der sich hier in den Muschelkalk eingrub, der aber seither in andere Bahnen gelenkt worden ist. Thüringer-Wald-Gerölle sind allerdings meines Wissens in der Nachbarschaft des Geschlings noch nicht gefunden worden; aber man hat m. E. guten Grund, nach ihnen zu suchen. Zieht man nun vom Geschling eine Gerade in SSW-Richtung, so trifft sie die Schotterzüge bei Langensalza und den Thüringer Wald in der Gegend von Ruhla; ein in dieser Richtung strömender, der Unstrut ungefähr paralleler Fluß könnte also sehr wohl die Thüringer-Wald-Gerölle der Langensalzaer Gegend herbeigeführt und die Hainleite im Geschling durchbrochen haben.

Ein sehr hübsches Gegenstück zum Geschling stellt das Schneidtal südlich von Hachelbich dar. Es ist dies ein enges, tiefes, fast schluchtartiges Tal, das sich in Süd-Nord-Richtung in das Plateau der Hainleite eingegraben hat. Heutigen Tages liegt das Schneidtal fast gänzlich trocken; ein von Süden her, aus dem Keupergebiete zuströmender Wasserlauf ist nicht mehr vorhanden, der einzige Wasserfaden, der in das Schneidtal einmündet, der Schneidgraben, hat westöstlichen Verlauf, seine Richtung steht also zu der des Schneidgrabens senkrecht. Es ist klar, daß auch das Schneidtal durch einen ziemlich kräftigen, von Süd nach Nord fließenden Bach ausgewaschen sein muß, dessen Gewässer aber seither eine andere Abflußrichtung gefunden haben.

Das Geschling und der Schneidgraben können heutigen Tages von keiner erheblichen Wassermenge mehr durchströmt werden, weil die Helbe den Südrand der Hainleite begleitet und die Niederschläge der Gegend um Ebeleben-Greußen zur Unstrut ableitet. Die Flüsse, welche die tiefen Durchbruchstäler der Hainleite auserodierte, konnten also nur vorhanden sein, als die Helbe noch nicht ihren heutigen Lauf hatte. Nun wird aber auch die Ableitung dieser Flüsse und die Trockenlegung der Durchbruchstäler klar, und wir erkennen in beiden ein Werk der Unstrut.

Die Unstrut, der Fluß des Schneidgrabens und der des Geschlings flossen ursprünglich einander parallel über den Muschelkalkzug am Nordrande des Thüringer Zentralbeckens, aber sie schnitten sich in recht ungleichem Tempo in diesen ein. Die Unstrut war von vornherein im Vorteil, da ihr der Durchbruch an der Sachsenburger Pforte durch postoligocäne Senkungen erleichtert worden war. Außerdem war hier, wegen der steilen Schichtstellung im Muschelkalk, nur ein schmaler

Riegel zu durchbrechen, während die weiter im Westen strömenden Flüsse eine viel schwerere Erosionsarbeit zu leisten hatten. Dementsprechend vertiefte sich der Lauf der Unstrut rasch, der der beiden anderen Flüsse hingegen viel langsamer. So konnte es denn nicht ausbleiben, daß sich die beiden linksseitigen Nebenflüsse der Unstrut, die Helbe und der heutige Oberlauf der Unstrut, rapide in die weichen Keupermergel ein gruben, schließlich die beiden höher gelegenen Flußläufe erreichten und ihre Gewässer zur Unstrut ablenkten. Es ist dies wohl einer der schönsten Fälle von Flußablenkung, die man sich denken kann. Gleichzeitig erklärt es sich aber auch ohne Zuhilfenahme von Krustenbewegungen, daß im Unstrutgebiete die präglazialen Schotter tiefer liegen, als die glazialen des Geschlingflusses. Die Ableitung dieses Wasserlaufes muß natürlich in die Postglazialzeit fallen, die des Schneidgraben-Flusses erfolgte etwas früher.

In der gleichen Weise lassen sich nun auch östlich von der Unstrut höchst eigentümliche morphologische Verhältnisse erklären. Der schmale Buntsandsteinzug, der den Muschelkalkkamm der Schmücke im Norden begleitet, wird von ziemlich tiefen Tälern, Borntal, Weingartental u. a. durchfurcht, in denen heute kein oder nur ein äußerst unbedeutender Bach fließt.

Die Tiefe und Breite dieser Täler steht in keinerlei Verhältnis zu ihrer Länge, die kaum mehr als 1 km beträgt; es ist augenscheinlich, daß die heutigen Täler nur Teilstücke sein können, deren Verlängerung südlich von der Schmücke gesucht werden muß. Von dort her konnte aber natürlich Wasser über die Schmücke nur zu einer Zeit fließen, als das Keupergebiet südlich von ihr noch höher lag als ihr Muschelkalkkamm. Diese Bäche waren übrigens nicht sehr wasserreich, denn nur die bedeutendsten unter ihnen, wie der, der in dem Tale von Harras nach NNO floß, gruben sich auch in den Muschelkalk der Schmücke ein. Es liegt nun auf der Hand, daß solche Bäche mit geringem Erosionsvermögen, die daher ihr Bett nicht stark vertiefen konnten, in der Nähe der rasch sich einschneidenden Unstrut aufs höchste gefährdet sein mußten. Die Wasserrisse die südlich von der Sachsenburger Pforte mit starkem Gefälle in die Unstrut mündeten, gruben sich rasch in der Streichrichtung in die weichen Keuperschichten ein und raubten nacheinander den die Schmücke überfließenden Bächen ihr Quellgebiet und ihren Oberlauf.

Man kann sagen, daß die Unstrut im ganzen heutigen Thüringer Zentralbecken die vorher selb-

ständigen und parallel miteinander nach NNO gerichteten Wasserläufe vernichtete.

In allen Fällen gruben sich die Nebenflüsse der Unstrut, die im Streichen der Keuperschichten und natürlich in deren weichsten Zonen flossen, in rascherem Tempo ein als die alten NNO-Flüsse, die nicht nur den Keuper quer zu seinem Streichen zu durchschneiden hatten, sondern auch in ihrem Unterlaufe eine harte Muschelkalkbarriere vorfanden.

Während aber die Unstrut im Thüringer Zentralbecken ihr Flußsystem ausdehnte, indem sie die schwächeren Altersgenossen überwältigte, erlitt sie selbst durch das gleiche räuberische Verhalten zwei schwere Verluste. Im Osten mußte sie die Ilm an die Saale abgeben, im Westen aber brach die Werra in ihr Gebiet ein und verlegte die Wasserscheide zwischen Weser und Elbe bis vor die Tore von Erfurt.

Im Laufe des letzten Jahrzehntes ist durch die rastlose Arbeit von P. MICHAEL¹⁾, WÜST, NAUMANN und PICARD, denen sich ZIMMERMANN mit einer schönen Beobachtung anschloß, unzweifelhaft festgestellt worden, daß die Ilm in präglazialer Zeit bei Rastenberg über die Finne geflossen ist, und daß ihr heutiger Unterlauf erst im jüngeren Quartär angelegt wurde.

Aus der Beobachtung, daß die tiefste Stelle der Finne die präglazialen Schotter bei Rastenberg um ca. 30 m überragt, haben P. MICHAEL und HENKEL den Schluß abgeleitet, daß die Finne noch erhebliche Dislokationen während der jüngeren Quartärzeit durchgemacht hat. Nun haben meine voraufgehenden Ausführungen gezeigt, daß die Finne-Störungen im allgemeinen weit vor der Oligocänperiode eintraten. Es könnte sich daher höchstens um ein Wiederaufleben alter Dislokationslinien handeln; aber auch dieses kann nicht von großer Bedeutung sein und hat wahrscheinlich die Verlegung des Ilmlaufes nicht verursacht. Es ist aber denkbar²⁾, daß überhaupt keine weitere Aufwölbung

¹⁾ P. MICHAEL: Die Gerölle- und Geschiebevorkommnisse in der Umgegend von Weimar. Progr. Realgymn. Weimar 1896. Ders.: Der alte Ilmlauf von Süßenborn nach Rastenberg a. d. Finne. Diese Zeitschr., Bd. 51, 1899, S. 178. Ders.: Der alte Ilmlauf von Rastenberg über die Finne. Ebenda S. 1. Ders.: Beitr. z. Kenntn. d. eiszeitl. Ablager. i. d. Umgeb. v. Weimar. Progr. Realgymn. Weimar 1908. — WÜST: Pliocän u. Pleistocän Thüringens, 1900 S. 109 ff. — NAUMANN u. PICARD: Ablager. d. Ilm u. Saale vor d. erst. Vereisung Thüringens. Jahrb. Preuß. Geol. L.-A., 1907, S. 141. Dieselben: Weitere Mittel. über d. diluviale Flußnetz in Thüringen. Ebd. 1908, S. 566. — ZIMMERMANN: Begehung d. Eisenbahnstr. Korbetha-Deuben. Ebd. 1898, S. 165.

²⁾ NAUMANN u. PICARD: Jahrb. Pr. Geol. L.-A., 1908, S. 571.

der Finne stattgefunden hat, und daß das Finneplateau an der kritischen Stelle seine jetzige Höhe zum Teil glazialen und postglazialen Aufschüttungen verdankt. Wenigstens zeigen die Höhenziffern der oberen und unteren Präglazialschotter, die NAUMANN und PICARD angeben, nirgends eine Verbiegung oder gar Rückläufigkeit der Terrassen an.

So möchte ich denn annehmen, daß die Verlegung des Ilmlaufes im wesentlichen auf dem gleichen Wege erfolgte wie die der NNO-Flüsse im Thüringer Becken.

Wir müssen von der Voraussetzung ausgehen, daß die Saale sich schneller einschnitt als die Ilm; darauf deuten u. a. auch die ungleichen Abstände hin, welche die korrespondierenden Terrassen in beiden Flußgebieten voneinander trennen. So trifft man im Ilmgebiete in der Gegend von Obmannstedt die obere Präglazialterrasse bei ca. 250 m, die Interglazialterrasse bei 190 m an; im Saalegebiet hat die obere Präglazialterrasse etwa bei Dornburg die Meereshöhe von 250 m, während die Interglazialterrasse hier nur noch ca. 150 m Höhe besitzt. In der gleichen Zeit, in der die Saale ihr Bett um 100 m vertiefte, schnitt sich also die Ilm nur um 60 m ein.

Wahrscheinlich ist dieses verschiedene Tempo der Erosion nicht dadurch zu erklären, daß in dem einen Falle weichere, im anderen härtere Schichten durchsägt wurden. Im Gegenteil, gerade die Saale mußte eine mächtige Erosionsarbeit in hartem Muschelkalk verrichten, während die Ilm auf einzelnen Strecken Keupergräben benutzen konnte. Wenn trotzdem die Saale ihr Bett rascher vertiefte, so lag das wohl an ihrer größeren Wassermenge. Diese aber dürfte hauptsächlich darauf zurückzuführen sein, daß die Saale aus dem Tertiär ein abnorm großes Einzugsgebiet erbt, das sich bis zum Fichtelgebirge erstreckte, während das Quellgebiet der Ilm wegen der Schmalheit des nordwestlichen Thüringer Waldes sich nicht sehr weit ausdehnen konnte.

Eine sich tiefer eingrabende Saale mußte aber für die nicht sehr weit in höherem Niveau fließende Ilm eine stets wachsende Gefahr bedeuten. Schließlich brach an der schwächsten Stelle, dort wo in der Sulzaer Dislokationszone der Keuper bis nahe an die Saale reicht, einer ihrer Nebenflüsse ins Ilmgebiet ein und leitete ihren Unterlauf durch die präoligocäne Keupermulde von Apolda ins Saale-Bett ab. Nicht jugendliche Krustenbewegungen in der tektonischen Mulde Apolda-Sulza, sondern lediglich das Vorhandensein von leicht zerstörbaren Keuperschichten in dieser präoligocänen Störungszone zusammen mit dem rascheren Ein-

schneiden der Saale haben die Ableitung der Ilm verursacht¹⁾.

Genau dasselbe fand im Südwesten des Thüringer Beckens statt. Auch die Werra schnitt sich dank ihrer größeren Wassermenge rascher ein als die westlichen Parallel- bzw. Nebenflüsse der Unstrut. (Es kommt wohl in erster Linie der von uns angenommene Wasserlauf durch das Geschling in Betracht.) An einer schwachen Stelle, nämlich dort, wo am Rande des Thüringer Waldes leicht zerstörbarer Zechstein und Unterer Buntsandstein zutage tritt, und wo etwas weiter nördlich ein Lias-Keupergraben ins Muschelkalkgebiet eingesenkt ist, brach ein Nebenfluß der Werra, die Hörsel, ins Stromgebiet der Unstrut ein. Die Gewässer des nordwestlichsten Thüringer Waldes östlich bis zur Apfelstedt, die vorher dem Stromgebiet der Unstrut angehörten, wurden dadurch zur Werra abgelenkt und die Wasserscheide Weser-Elbe mitten ins Thüringer Becken verlegt. Der durch das Geschling abströmende Thüringer-Wald-Fluß hatte ein ganz besonders trauriges Schicksal, seinen Oberlauf raubte die Werra vermittelst der Hörsel, den Unterlauf die Unstrut durch Vermittelung der Helbe.

Werfen wir nun einen Blick auf die Werra selbst und damit auf das Triasgebiet südwestlich vom Thüringer Walde.

Wir dürfen mit H. PRÖSCHOLDT²⁾ von der Beobachtung ausgehen, daß Schotter; die Thüringer-Wald-Material enthalten, an der Geba und am Hahnberg von Basaltdecken überlagert werden. In vorbasaltischer Zeit kann also ein der heutigen Werra entsprechender Flußlauf nicht vorhanden gewesen sein; auch auf der Strecke zwischen Meiningen und Salzungen müssen die Gewässer des Thüringer Waldes ihren Abfluß nach Südwesten gefunden haben, wie heute noch die Itz und alle übrigen Bäche südöstlich von Eisfeld.

Die Verlegung der Abflußrichtung von SW nach NW kann dreierlei Gründe haben. Erstens wäre es denkbar, daß durch Krustenbewegungen, d. h. durch eine Einmündung im Gebiete der heutigen Werra, in den bisherigen Flußbetten das Gefälle sich umkehrte, und daß die Gewässer gezwungen waren, sich einen neuen Ausweg nach NW zu bahnen. Zweitens besteht

¹⁾ Durch die Ableitung der Ilm in die Saale wurden auch die übrigen Flüsse außer Betrieb gesetzt, die in NNO-Richtung die Finne zwischen Rastenbergr und Stadt Sulza überströmten. Sehr wohl erhaltene Erosionstäler dieser Flüsse, die jetzt nur von höchst unbedeutenden, nach Süden abströmenden Bächen benutzt werden, finden wir bei Eckartsberga und Burgholzhausen.

²⁾ H. PRÖSCHOLDT: Der Thüringer Wald. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde. Stuttgart 1891, S. 369.

die Möglichkeit, daß die in der Rhön emporquellenden Basalte den SW gerichteten Flüssen den Weg verlegten. Drittens könnte man aber auch annehmen, daß ein stärker erodierender Fluß oder Nebenfluß von NW nach SO im Gebiete der heutigen Werra vordrang und die alten SW fließenden Bäche des Thüringer Waldes nacheinander in sein Bett zwang.

PRÖSCHOLDT faßt in erster Linie einen Zusammenhang zwischen dem heutigen Werralauf und tektonischen Vorgängen ins Auge. Er glaubt, daß die Gewässer des Thüringer Waldes überall dort quer zur Längsrichtung des Gebirges abfließen, wo das Vorland wie im Thüringer Becken und im Grabfeld stark gesenkt wurde. „Je tiefer die Umgebung des Gebirges gesunken ist, desto stärker muß der Zug der Gewässer von der Höhe desselben in das Vorland sein, und unter diesen Umständen kann es geschehen, daß jene auch die Falten und Verwerfungen überwinden konnten, die in dem absinkenden Gebiete infolge hercynischen Druckes sich selbst langsam und unmerklich herausbildeten.“ Weiter sagt er aber in bezug auf die Werra: „Sind unsere Vorstellungen von dem Zusammenhang zwischen den geologischen Vorgängen und den hydrographischen Verhältnissen richtig, so folgt aus ihnen bezüglich des Werratales sogleich der Schluß, daß dasselbe in einem Gebiet liegen muß, in dem der Senkungsprozeß des fränkischen Vorlandes zur Ruhe gekommen ist, oder, mit anderen Worten gesagt, in dem die durch die Senkungen erzielte Abdachung ihre Endschaft erreicht hat. In der Tat hören mit dem Werratal die hercynischen Schichtenstörungen südwestlich vom Thüringer Walde auf, nicht eine setzt über die Werra hinüber.“

Dieser Auffassung PRÖSCHOLDTS kann ich nicht folgen. Die hercynischen Schichtenstörungen im Vorland zu beiden Seiten des Thüringer Waldes sind im wesentlichen präoligocän, und ihre morphologischen Wirkungen waren bereits verwischt, als sich das oligocäne Flußsystem anlegte. Erst durch ungleich starke Erosion in Gesteinen verschiedener Widerstandsfähigkeit machen sich die hercynischen Störungen in neuerer Zeit auf indirektem Wege noch bemerkbar. Daß aber die Abdachung im Werragebiete ursprünglich die gleiche war wie im Grabfeld, beweisen die präbasaltischen nach SW strömenden Flüsse, deren Schotter auf der Geba und dem Hahnberg sich finden. Doch ist die tektonische Hypothese nicht ganz von der Hand zu weisen; wahrscheinlich handelte es sich aber nicht um Einsenkungen im heutigen Werragebiet, sondern um Hebungen in der Rhön, wo heute die präoligocäne Landoberfläche abnorm hoch, bis zu 850 m über dem Meeresspiegel liegt.

Daneben glaube ich eine andere Möglichkeit ins Auge fassen zu müssen, die PRÖSCHOLDT verwirft, nämlich die, daß die Basaltmassen der Rhön den Abflüssen des nordwestlichen Thüringer Waldes den Weg verlegt haben.

PRÖSCHOLDT sagt hierzu: „Es liegt kein Anlaß zu der Vermutung vor, daß die Hohe Rhön Anteil an der Richtung der Werra gehabt hat; denn die Basaltdecken sind durch die Werra selbst zersägt worden, und an und für sich ist schwer einzusehen, wie so weit ausgedehnte und gleichmäßig verlaufende Basaltmassen Flüssen eine bestimmt ausgesprochene Richtung vorschreiben können.“

PRÖSCHOLDTS Einwände wären durchaus berechtigt, wenn eine einheitliche, überall gleichmäßige Basaltlage Rhön und Werragebiet überdeckt hätte; dies war aber wohl sicher nicht der Fall. Man darf vielmehr annehmen, daß die Basaltmassen in der Rhön ungleich gewaltiger waren als im Werragebiet; letzteres lag an der Peripherie des Vulkangebietes, dessen Zentrum die Hohe Rhön darstellt. So möchte ich denn im Gegensatze zu PRÖSCHOLDT annehmen, daß nicht nur tektonische Vorgänge, sondern auch die Eruptivmassen der Rhön es waren, die die Gewässer des Thüringer Waldes zwangen, aus der NO—SW- in die SO—NW-Richtung abzuschwenken.

Was weiter geschah, läßt sich nunmehr leicht verstehen. Während die Bäche auf der SW-Seite des Thüringer Waldes früher als dünne Wasserfäden parallel nebeneinander geflossen waren, vereinigten sie sich nun zu einem einheitlichen Flußlaufe mit bedeutender Wassermenge und entsprechender Erosionskraft. Zu den Wassermengen, die aus dem Thüringer Walde kamen, addierten sich außerdem jetzt noch jene, die aus der regenreichen Rhön nach Nordosten abflossen. Daß ein solcher Fluß seinen Nachbarn gefährlich werden mußte und danach strebte, sie sich tributpflichtig zu machen, liegt auf der Hand. Tatsächlich hat auch PRÖSCHOLDT¹⁾ schon vor längerer Zeit das räuberische Vorgehen der Werra in ihrem Oberlaufe geschildert. So stellt er sehr anschaulich dar, wie die Werra die Itz anzapft und ihren Oberlauf sich aneignet. Auch die Schleuse ist wohl von der Werra überwältigt worden. 3 km südlich von Reurieth im Werratale liegen 70 m über dem heutigen Wasserspiegel Schotter, die aber nicht der Werra, sondern der Schleuse zugehören. PRÖSCHOLDT glaubt nun, aus ihnen den Schluß ableiten zu können, daß der jetzige Hauptfluß, die Werra, früher der

¹⁾ H. PRÖSCHOLDT: Über Talbildung im oberen Werragebiet. Jahrb. Preuß. Geol. L.-A. 1889, S. 1.

Nebenfluß war, und daß umgekehrt die Schleuse den damaligen Hauptfluß darstellte. Es ist mir nicht ganz klar geworden, wie er sich diesen Vorgang vorstellt und in Zusammenhang mit den Schottern von Reurieth bringt. Ich möchte vielmehr annehmen, daß die Schleuse früher ganz unabhängig von der Werra über Reurieth nach SW floß und erst nach Bildung jener Schotterterrasse von der rascher erodierenden Werra angezapft wurde.

Schließlich möchte ich auch annehmen, daß die Hasel in der gleichen Weise von der Werra abgelenkt worden ist. Das heutige Tal der Hasel setzt sich über ihre Einmündung bei Einhausen hinaus nahezu geradlinig in der tiefen Talfurche fort, welche Straße und Bahnstrecke von Ritschenhausen nach Rentwertshausen benutzen. Heute wird dieses Tal nur von dem höchst unbedeutenden und kurzen Bibrabache durchströmt, dem wir seine Ausarbeitung und besonders die Bildung des steilwandigen Muschelkalk-Defilés von Rentwertshausen unmöglich zutrauen können. Alles deutet darauf hin, daß die Hasel in diesem Tale nach Süden geflossen ist, und daß erst in jüngerer Zeit durch die rascher erodierende Werra ihr Lauf bei Einhausen unterbrochen wurde.¹⁾

In einem Seitentale des Bibrabaches sind bei Jüchsen die *Mastodon*-Reste gefunden worden, die JOH. WALTHER²⁾ beschreibt. Leider stehen die wahrscheinlich pliocänen *Mastodon*-Sande in keiner Beziehung weder zu alten Haselterrassen noch zu Ablagerungen der Werra. Sie können also die interessante Frage nicht entscheiden, zu welcher Zeit die hier angenommene Anzapfung der Hasel durch die Werra erfolgte. —

Viel mehr weiß man über das Alter der Flußverlegungen im Thüringer Becken. Noch zur Zeit der Bildung einer unteren Präglazialterrasse ist die Ilm über die Finne geflossen. Der präglaziale, aber doch wohl noch quartäre Tonna-Griefstedter Schotterzug konnte sich nur zu einer Zeit bilden, in der Nesse und Hörsel ihren heutigen Oberlauf noch nicht besaßen. Wenn aber die Schotter nördlich von Langensalza einem Thüringer-Wald-Flusse angehören, der im Geschling die Hainleite durchbrach, so muß dieser noch nach der Eiszeit bestanden haben, da sich Trias-, Thüringer-Wald- und Glazialgeschiebe in ihnen mengen.

¹⁾ Auf einen von Nord nach Süd fließenden Wasserlauf deuten Buntsandstein- und Muschelkalkgerölle, die PRÖSCHOLDT (diese Zeitschr. 1882, **34**, S. 676) im Keupergebiet von Rentwertshausen fand. Im übrigen weicht seine Deutung der Verhältnisse sehr von der unserigen ab.

²⁾ JOH. WALTHER: Über *Mastodon* im Werragebiet. Jahrb. Preuß. Geol. L.-A., 1900, S. 212.

Es gewinnt den Anschein, als ob die Flüsse des Thüringer Beckens im wesentlichen noch bis zum Eindringen des Inlandeises die NNO-Richtung besaßen, die sie infolge der Schiefstellung der präoligocänen Peneplain einnehmen mußten. Die großen Flußverlegungen im Thüringer Becken scheinen aus der Zeit der thüringischen Vereisung (II. Eiszeit) oder aus einer ihr unmittelbar folgenden Periode zu stammen. Dies könnte zu dem Gedanken verleiten, dem Eindringen des nordischen Inlandeises einen Teil der Schuld an den Flußverlegungen beizumessen. Allein die beobachteten Tatsachen scheinen diese Idee nicht zu unterstützen. Ein gegen den Nordrand der deutschen Mittelgebirge vordringendes Inlandeis mußte in den mitteldeutschen Flüssen Stauwirkungen, also eine Abschwächung der Erosion hervorrufen. Was wir aber von jüngeren Flußverlegungen wahrnehmen, beruht auf einer Verstärkung der Erosion in den Gebieten der Unstrut, Saale und Werra. Ein direkter Zusammenhang zwischen der Umgestaltung des Thüringer Flußnetzes und dem Eindringen des nordischen Inlandeises kann daher nicht angenommen werden. Es scheint überhaupt, als ob das Vordringen des Inlandeises ins Thüringer Becken keine erkennbaren Veränderungen im Thüringer Flußnetze hervorgerufen hätte. Ob man daraus schon mit HENKEL¹⁾ den Schluß ziehen muß, daß die Thüringer Flüsse unter dem Eise nach Norden strömten, ist eine andere Frage, auf die ich mich hier nicht näher einlassen kann.

Besteht so kein direkter Zusammenhang zwischen dem Vordringen des Inlandeises und den Flußverlegungen, so wird man doch wohl annehmen müssen, daß Klimaänderungen, die als Ursache oder Folge der I. Eiszeit auftraten, bei der Umgestaltung des Thüringer Flußnetzes eine sehr wesentliche Rolle gespielt haben. Man wird als wahrscheinlich ansehen müssen, daß in der Zeit der II. Vereisung auch in Thüringen das Klima kälter und niederschlagsreicher war als zuvor. Waren aber die Niederschläge vermehrt, so wurde dadurch auch die Erosionskraft der Flüsse gesteigert (wenigstens so lange, als das Inlandeis keine Stauwirkung ausüben konnte). Durch die Erniedrigung der Temperaturen wurde aber auch ein Teil der Vegetationsdecke, welche im Tertiär und in der Präglazialzeit die Gehänge gegen Abspülung schützte, abgetragen und dadurch den Flüssen die Erosionsarbeit erleichtert. Es ist sehr wahrscheinlich, daß die Thüringer Flüsse das Maximum ihrer Erosions-

¹⁾ L. HENKEL: Zur Frage der Abflußverhältnisse Mittelddeutschlands während der Eiszeit. Globus 94, 1909, Nr. 1.

tätigkeit unmittelbar vor und nach dem Eindringen des II. Inlandeises in Deutschland erreichten. Unter diesen Gesichtspunkten erscheint ein indirekter Zusammenhang zwischen der Umgestaltung des Thüringer Flußnetzes und der II. Vereisung recht einleuchtend.

Zusammenfassung.

Man hatte bisher ziemlich allgemein angenommen, daß die Erhebung des Thüringer Waldes und Harzes sowie die Bildung des Thüringer Beckens ausschließlich in die Tertiärzeit fallen. Daran anschließend galten die Störungen, welche die älteren Gebirgskerne begrenzen, und die, welche die Triasgebiete Thüringens durchziehen, als tertiär. Durch diese relativ jungen Krustenbewegungen wurden umfangreiche Denudationen hervorgerufen, die im östlichen Thüringer Walde und Harze das alte gefaltete Schiefergebirge, im westlichen Thüringer Walde hauptsächlich Rotliegendes freilegten. Bei der Abtragung der Flözgebirgsdecke trat im östlichen Thüringer Walde und im Harz die uralte permische Abrasionsfläche zutage; sie ist identisch mit der heutigen mehr oder weniger ebenen Oberfläche der Schiefergebirge, die diesen den Charakter eines Hochplateaus aufdrückt.

Diese bisherige Auffassung glaube ich durch eine andere ersetzen zu müssen. Ich möchte annehmen, daß der größere Teil der thüringischen Dislokationen in die Zeit vor Ablagerung des Oligocäns fällt, und daß nur an einigen Spalten sich auch postoligocäne Verschiebungen vollzogen, deren Sprunghöhe aber die der präoligocänen nirgends erreicht. Beobachtungen in den Nachbargebieten und die Lagerung des Cenomans im Ohmgebirge machen es wahrscheinlich, daß die präoligocänen Krustenbewegungen sich großenteils schon am Ende der Juraperiode vollzogen, daß aber in der Oberen Kreide oder im Eocän eine zweite Dislokationsperiode folgte.

Die präoligocänen Krustenbewegungen verursachten Gesteinsabtragungen größten Maßstabs. So wurde Thüringen bis zur Oligocänzeit zu einer Peneplain abgeschliffen, deren Untergrund Gesteine sehr verschiedenen Alters bildeten. Schon vor dem Oligocän traten Schiefer im östlichen Thüringer Walde und Harz, Buntsandstein und Muschelkalk an den Rändern, Keuper im Innern des Thüringer Beckens zutage. Die Hochfläche, welche sich oft sehr gut im Schiefergebirge, in größeren Partien aber auch im Triasgebiet erhalten hat, ist nichts

anderes als die präoligocäne. Infolge von postoligocänen Störungen, die teilweise den alten präoligocänen Bruchlinien folgten, hoben sich Thüringer Wald, Harz und Kyffhäuser in ihrer heutigen Gestalt heraus. Das Thüringer Triasgebiet zwischen den beiden „Horsten“ bildete zunächst eine schiefe Ebene, deren tiefster Teil dem Harze stark genähert lag. Auf dieser schiefen Fläche flossen ursprünglich die Gewässer einander parallel nach NNO. Dadurch, daß besonders in postglazialer Zeit die Erosion in den weichen Keupermergeln rascher arbeitete als im Buntsandstein und Muschelkalk, fanden zahlreiche Flußverlegungen statt. Gleichzeitig wurden die härteren Gesteinskomplexe im Keupergebiet als Höhenzüge herauspräpariert.



Übersichtskarte
der präoligozänen Landoberfläche, der wichtigsten Dislokationen und der präglazialen Flussläufe in Thüringen.