

Die saxonische Tektonik Unterfrankens und ihre Einwirkung auf die Morphologie und Flußgeschichte des Mains

Von
Alfred Kirchner

Mit 17 Abbildungen und 1 Schichtlagerungskarte

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung	2
A. Die Schichtlagerungskarte	2—5
Entstehung der vorliegenden Karte	2—3
Genauigkeit der vorliegenden Karte	3—4
Bezugshorizonte	4
Angrenzende Schichtlagerungskarten	4—5
B. Darstellung der tektonischen Verhältnisse	5—26
I. Überblick über die Schichtlagerung	5
II. Sättel und Mulden	5—9
1. Der fränkische Schild	5—6
2. Erzgebirgische Elemente im Westen der Karte	6
3. Das Gebiet des Maindreiecks	6—8
4. Rhön- und Saalegebiet	8—9
III. Deutung der tektonischen Verhältnisse	9—24
1. Die Begriffsbestimmung STILLE's für die saxonische Tektonik	9—10
2. Die Tektonik Unterfrankens als „Rahmenfaltung“	10—12
3. Allgemeine Betrachtungen über Faltung und Bruchfaltung des untersuchten Gebietes	12—24
a) Die Größenordnung der tektonischen Elemente	12
b) Die tangentielle Einengung e	12—14
c) Die Rolle der Verwerfungen	14—16
d) Schichtmächtigkeit und Dilatation d	16—19
e) Eine einfache Formel für e	19—20
f) Die räumliche Kompensation der Faltung	20—23
g) Laminares Gleiten und Abteilungs tektonik	23—24
IV. Zusammenfassung über die Tektonik	24—26
C. Die morphologischen Verhältnisse	26—44
I. Die Großgliederung der Landschaft	26
II. Die Tektonik und ihre Einwirkung auf die Landoberfläche	26—28
III. Rekonstruktion der Geschichte des fränkischen Teiles des Schichtstufenlandes	28—44
1. Geschichte des Stufenlandes im älteren Tertiär	28—29
2. Die Auflagerungsfläche der Basalte	29—31
3. Die nachobermiozäne Ausgestaltung der Landschaft	32—39
a) Die en-bloc-Hebung	32
b) Schiefstellung	32—33
c) Ausbildung und Neuorientierung des Flußnetzes und Ausbildung der Landoberflächen zwischen Ober-Miozän und Alt-Pliozän	33—37
d) Die Ausgestaltung des fränkischen Teiles des Schichtstufenlandes im Jung-Pliozän und im Diluvium im allgemeinen	37—39
4. Das Alter der Spezialtektonik	39—42
5. Diluviale und alluviale Abtragung im Zusammenhang mit der Spezialtektonik	42—44
6. Zeittafel	44
D. Rückblick	44—45
Zusammenfassung	45—46
Angeführte Schriften	47—48

Einleitung

Über die Tektonik Unterfrankens ist in den letzten Jahren ziemlich viel bekannt geworden: so vor allem durch die Geländeaufnahmen der Bayerischen Geologischen Landesuntersuchung, dann durch die Arbeiten von K. HUMMEL (1929) über die Rhön, A. WELTE's über das nördliche Franken (1931), die ältere Arbeit von N. KREBS (1919) und H. THÜRACH (1900). K. LEUCHS hat 1929 den Begriff der saxonischen Tektonik in der engeren Begriffsbestimmung der „Rahmenfaltung“ auf dieses Gebiet angewendet.

Um eine genauere Darstellung der Lagerungsverhältnisse geben zu können, habe ich eine Streichkurvenkarte Unterfrankens und der angrenzenden Gebiete angefertigt. An Hand der daraus gewonnenen Ergebnisse versuchte ich nach Möglichkeit diese Tektonik zu deuten und die Anwendbarkeit der Begriffsbestimmung H. STILLE's für die saxo-nische Tektonik auf das Untersuchungsgebiet zu überprüfen. Mittels der Karte stellte ich auch das Verhältnis der Oberflächengestaltung zur Lagerung dar und versuchte daraus Schlüsse über die morphologische Geschichte dieses Gebietes zu erhalten. So konnte ich vor allem feststellen, daß tektonische Bewegungen und die Ausbildung der Landoberflächen im Gebiete des fränkischen Stufenlandes zeitlich getrennte Ereignisse sind. Auf Grund der Einwirkung tektonischer Vorgänge auf die Morphologie war es mir ferner möglich, diese Ereignisse im einzelnen zeitlich einzustufen.

A. Die Schichtlagerungskarte.

Entstehung der vorliegenden Karte. — Schichtlagerungskarten mittels Schichtstreichkurven wurden in der letzten Zeit so viele veröffentlicht, daß ich nicht weiter darauf einzugehen brauche, wie eine solche Karte gewonnen wird und was sie darstellt.

Die vorliegende Karte umfaßt zum größten Teil noch unkartierte Gegenden. Außer dem Gebiet im Norden, wo allein Karten 1:25 000 der Bayer. Geol. Landesuntersuchung vorliegen, wurden sie mit dem Dosen-Höhenmesser aufgenommen. An geologischen Karten benutzte ich die Karten 1:100 000 Würzburg-West und Uffenheim der Bayer. Geol. Landesuntersuchung und die neue Geologische Übersichtskarte von Württemberg von WEPFER, Blatt 2, Stuttgart, 1929.

Ich bin dem Bayer. Oberbergamt für die Erlaubnis, einige Aufnahmeblätter zu noch unveröffentlichten Karten einsehen zu dürfen, ferner für die Aufnahme meiner Arbeit in die „Abhandlungen der Geologischen Landesuntersuchung“ zu großem Dank verpflichtet.

Im Gebiet der unteren Tauber waren einige Blätter 1:25 000 der Badischen Geol. Landesanstalt bereits abgeschlossen oder standen vor dem Abschluß, als ich mit meiner Karte fertig war. Die Ergebnisse

dieser Karten — außer den Blättern Wertheim und Nassig — wurden nicht mehr verwendet, da in den betreffenden Erläuterungen die entsprechenden Lagerungsskizzen veröffentlicht werden.¹⁾

Bei der Herstellung von Schichtstreichkurven im unkartierten Gelände habe ich folgende Arbeitsweise als die praktischste erprobt: man fertigt sich für jedes zu bearbeitende Gelände eine Mächtigkeitstabelle der darin vorkommenden Schichten an. Es lassen sich dann für jede Höhenlinie (Isohypse) des untersuchten Horizontes, die in dem Gebiet zu erwarten ist, die Höhen aller übrigen vorkommenden Horizonte ausrechnen und in Tabellen eintragen. Wird dann im Gelände irgend ein Horizont eingemessen, so läßt sich seine Höhenbezeichnung zu den beiden nächsten Isohypsen unmittelbar aus der Tabelle entnehmen; die gesuchten Isohypsen werden bald festgestellt werden können, wenn man im Fallen und Steigen weitergeht. Auf diese Art und Weise ergibt sich vor allem im geologisch unkartierten oder ohne Höhengschichten kartierten Gelände eine bessere und schnellere Übersicht über die Lagerungsverhältnisse, als wenn erst nachträglich die im Gelände gemessenen Höhenpunkte ausgewertet werden.

Genauigkeit der vorliegenden Karte. — Eine vollkommen genaue Darstellung der Schichtlagerung durch Streichkurven kann überhaupt nicht erreicht werden, schon weil man Bewegungen sekundärer Natur, Hangrutsche, Verstürzungen usw. nach Möglichkeit auszuschalten versucht, und dabei von seinem eigenen Urteil abhängig ist. Die beobachtbare Punktdichte ist außerdem nie so eng, daß alle Lagerungsformen kartographisch genau dargestellt werden könnten. Durch Berücksichtigung jeder kleinen Verwerfung usw. leidet außerdem die Übersichtlichkeit der Karte sehr, was wieder ihre Auswertung behindert. Die Genauigkeit, die sich durch eingehende Erfassung aller kleinen Störungen erreichen läßt, ist überdies nur scheinbar, denn ebensoviele, wahrscheinlich aber noch viel mehr kleine Störungen des allgemeinen Streichens lassen sich nach der Beschaffenheit des Geländes unmöglich erkennen. Man ist dann schließlich versucht, die Rolle der Verwerfungen aus der Karte zu deuten, will schließlich sogar aus ihrer Verteilung Schlüsse ziehen, obwohl in Wirklichkeit nur ein kleiner Teil davon überhaupt dargestellt und erkannt wurde. Etwas anders sind die Verhältnisse, wenn die Streichkurven auf guten Spezialblättern gezogen werden können.

Die Streichlinien in allzu kurzen Abständen hintereinanderzulegen, hat ebenfalls nicht viel Wert. Denn der Fehler, den man unvermeidbarerweise beim Interpolieren, der Bestimmung der Schichtenmächtigkeiten über dem Bezugshorizont usw. macht, nähert sich umsomehr dem Abstand der Linien, je enger man diese legt. So täuschen solche

¹⁾ Inzwischen ist Blatt Tauberbischofsheim erschienen (Nr. 9) (Freiburg i. B. 1933).

Karten häufig eine Genauigkeit vor, die überhaupt nicht zu erreichen ist. Um die Tektonik eines größeren Gebietes übersichtlich darzustellen, ist also ein weiterer Linienabstand, etwa 50:50 m, vollkommen ausreichend. Er ist für das vorliegende Gebiet umsomehr ausreichend, weil ja Spezialkarten noch zum größten Teil fehlen, und weil hier wegen der starken Lößbedeckung auch eine genaue Karte oft wenig Aufschluß geben kann.

Bezugshorizonte. — Die vorliegende Schichtlagerungskarte ist bezogen auf die Grenze Unterer — Mittlerer Muschelkalk bzw. auf die Obere Schaumkalk-Bank.¹⁾ Doch könnten andere Horizonte wegen der im Arbeitsgebiet verhältnismäßig wenig wechselnden Mächtigkeit der Schichtenstöße auf Grund folgender Tabelle annähernd eingesetzt werden:

Blasensandstein-Obergrenze	+ 320 bis 330 m
Lehrberg-Schichten	+ 290 bis 300 m
Schilfsandstein-Obergrenze	+ 270 bis 260 m
<i>Corbula-Acroodus</i> -Bank	+ 220 bis 230 m
Bleiglanz-Bank	+ 170 bis 180 m
Grenzdolomit	+ 150 bis 160 m
Muschelkalk—Lettenkeuper-Grenze	+ 120 bis 140 m
Grenze Mittlerer Muschelkalk—Oberer Muschelkalk	+ 30 bis 50 m
Schaumkalk-Oberbank	0 m
Grenze Buntsandstein—Muschelkalk	— 90 m
Grenze Röt-Tone—Plattensandstein	— 150 m
Grenze Mittlerer Buntsandstein—Oberer Buntsandstein (Felszone)	— 190 m

Im Keuper-Gebiet wurden immer die tiefsten erreichbaren Schichten gemessen, um den Fehler, der sich durch schwankende Mächtigkeiten einstellt, möglichst herabzudrücken. Die Höhenlage der obersten Schichten, z. B. des Blasensandsteins, stimmt also nicht immer mit den aus den Streichkurven zu erwartenden Höhen überein.

Im südöstlichen Gebiet der Karte herrscht die Muschelkalk—Lettenkeuperfläche vor; die hier wichtigsten Vergleichszahlen sind:

- + 120 bis 140 m Muschelkalk—Lettenkeuper-Grenze
- + 150 bis 160 m Grenzdolomit.

Abweichende Schichtmächtigkeiten wurden bei Anfertigung der Karte nach Möglichkeit berücksichtigt.

Angrenzende Schichtlagerungskarten. — Des besseren Zusammenhanges wegen habe ich im südlichsten Teil meiner Karte einen Teil der Ergebnisse LANDER'S (1930) mit dargestellt und zwar habe ich aus den von 10:10 m gezogenen Linien die entsprechenden Linien 50:50 ausgewählt. Dadurch kommt vor allem das Gebiet des „Frän-

¹⁾ Da die Karte ursprünglich nur für das westliche Gebiet gedacht war, wurde nicht wie üblich, die Muschelkalk—Lettenkeuper-Grenze benutzt.

kischen Schildes“ Gg. WAGNER's geschlossen zum Ausdruck. Der Anteil LANDER's ist durch eine strichpunktierte Linie auf der Karte angegeben.

Im Süden und Südwesten schließen an meine Karte die verschiedenen Schichtlagerungskarten an, die Gg. WAGNER in seinen „Jungen Krustenbewegungen“ (1929) gegeben hat; im Norden schließt sich die Karte HUMMEL's von Rhön und Vogelsberg (1929) an, gegen Osten eine Karte von P. DORN (1933).

B. Darstellung der tektonischen Verhältnisse.

I. Überblick über die Schichtlagerung.

Die Streichkurven deuten im Westen, Süden und Norden eine Umrandung des Gebietes im Maindreieck durch Hochgebiete an. Im Westen erscheint noch der Steilabfall von Spessart und Rhön auf der Karte, den Süden nimmt der „Fränkische Schild“ als Hochgebiet ein, im Norden streicht N. von Schweinfurt der Kissingen-Haßfurter Sattel gegen die Rhön zu. Dazwischen liegt, etwa von Würzburg an ostwärts, eine unruhige Beckenzone, die ihre tiefste Lage in der Gegend des Mains zwischen Schweinfurt und Kitzingen erreicht. Gegen Osten schließt sich wieder ein schwacher Anstieg an, nach dem endgültig (nicht mehr auf der Karte enthalten) ein mehr gleichmäßiges Fallen gegen SO. folgt.

Das Generalstreichen ist nordöstlich oder nordnordöstlich; nur im Süden (Fränkischer Schild!) und Nordosten (Kissingen-Haßfurter Sattel) ist es sichtlich unterbrochen. Die Karte zeigt aber deutlich, daß die Schichtlagerung im unterfränkischen Gebiet sehr unruhig ist. Dies wird durch eine große Zahl von Sattel- und Muldenachsen verursacht, die im einzelnen geschildert werden sollen.

II. Sättel und Mulden.

1. Der Fränkische Schild.

Den südlichen Teil der Karte nimmt der Fränkische Schild Gg. WAGNER's ein. Es läßt sich an ihm auf Grund der Schichtlagerungskarte eine Gliederung feststellen, die auf eine Vergitterung erzgebirgischer und herzynischer Elemente hinweist.

Ein erzgebirgischer, sehr breiter und flacher Sattel zieht aus der Gegend von Gailenkirchen über Schmalfelden (S. von Schrozberg) nördlich von Rothenburg o. d. T. vorbei, biegt bei Uffenheim in die rheinische Richtung um, um bis Haßfurt zu ziehen. In der Nähe von Uffenheim bis zum Eintritt in den Steigerwald entspricht er dem „Uffenheimer Sattel“ M. SCHUSTER's, die Fortsetzung könnte passend vielleicht Steigerwald-Sattel genannt werden, wenn man nicht den ganzen Zug lieber als Gailenkirchen-Haßfurter Sattelzug bezeichnen will.¹⁾

¹⁾ Wenn es sich nur um das Gebiet des Fränkischen Schildes handelt, möchte ich den Namen „Uffenheimer Sattel“ beibehalten.

Südlich von diesem Sattel liegt die Fränkische Furche Gg. WAGNER's, deren Verlauf LANDER (1931) beschrieben hat. Sie gabelt sich in ihrem Verlauf in zwei Äste, deren nördlicher mit dem Uffenheimer Sattel gleich verläuft.

Der Gailenkirchen-Uffenheimer Teil des genannten Sattels wird von einem ebenso bedeutenden herzynischen gequert, dessen Achse ungefähr Crailsheim-Blaufelden-Boxberg verläuft. Die Einengung, die die erzgebirgische Bauland-Mulde (Gg. WAGNER) dort erleidet, wo diese Achse sie quert, läßt eine Verlängerung dieser Achse in der Richtung Walldürn-Miltenberg vermuten. Dem südwestlichen Abfall dieses Sattels schließt sich der Lauf von Kocher und Jagst eng an, dem nordöstlichen der Lauf der Tauber.

Dieser Crailsheim-Boxberger Sattel wird nun wieder von mehreren erzgebirgischen Achsen gequert. So ist zunächst die dem Gailenkirchen-Haßfurter Sattel (gegen NW.) von Künzelsau über Weikersheim nach Ochsenfurt ziehende Mulde, die „Weikersheimer Mulde“, zu nennen, deren Einwirkung bis Kitzingen zu verspüren ist. Zwischen Eberstal, Mergentheim, Harthausen-Bütthart folgt der kleinere Mergentheimer Sattel [nach K. LEUCHS (1929) „Krautheim-Mergentheimer Sattel], dann wieder eine Mulde, die von Windischbuch gegen Unter-Balbach und Wittighausen zieht (die Unter-Balbacher Mulde), und endlich nochmals ein Sattel, der sich von Widdern über Boxberg nach Königshofen an der Tauber erstreckt (Königshofener Sattel). Er wurde bereits von DEECKE (1918) erkannt, reicht aber nicht bis Eibelstadt, wie LEUCHS (1929) will.

2. Erzgebirgische Elemente im Westen der Karte.

An den Fränkischen Schild, genauer an den Königshofener Sattel, schließt sich in erzgebirgischer Richtung, aber schon mehr selbständig, die Bauland-Mulde (Gg. WAGNER) an, die von Schlierstadt gegen Tauberbischofsheim zieht, wo sie ihr Tiefstes erreicht. Gegen Nordosten klingt sie dann rasch aus.

Viel weiter gegen Nordosten reicht der Thüngersheimer Sattel, der sehr deutlich bis Arnstein an der Wern, immerhin gut merkbar aber bis Maibach NW. von Schweinfurt zu verfolgen ist [KLUGHARDT (1915)]. Er ist recht schmal (8 km), dafür aber ziemlich hoch (rd. 150 m). Ihm schließt sich gegen Nordwesten die ebenfalls erzgebirgische Zellinger Mulde (KLUGHARDT) an, die von der unteren Tauber (Reicholzheim) über Zellingen a. M. bis Schwebenried gut zu verfolgen ist. Ihm äußersten Nordwesten folgt dann gegen den Kartenrand der erzgebirgische Abfall des Spessarts.

3. Das Gebiet des Maindreiecks.

Das zwischen Spessart, Tauber und Steigerwald gelegene Stück der Mainlandschaft ist im ganzen sehr flach. Im östlichen Teil schließt

sich an den Steigerwald-Sattel die Kitzinger Mulde [THÜRACH (1900)] an. Im großen streicht sie rheinisch, es laufen in ihr aber auch die erzgebirgische Weikersheimer Mulde (S. 6) und eine herzynische Mulde (Ippesheim-Kitzinger Mulde) zusammen. Die Kitzinger Mulde wird etwas eingeengt durch den von Iphofen über Mainbernheim nach Kitzingen und Würzburg ziehenden Verwerfungszug.

Gegen Norden schließt sich die breite Schweinfurt-Hammelnburg-Schlüchterner Mulde [HUMMEL (1929), WELTE (1931)] in herzynischem Streichen an. Sie ist von der Kitzinger Mulde durch den Verwerfungs- und Horst-Zug getrennt, der von Ober-Volkach über Gai bach nach dem Bahnhof Ebleben zieht (SCHUSTER's „Volkacher Sattel“). Die Schweinfurter Mulde wird noch verstärkt durch die von Kitzingen heraufziehende Einmuldung und durch die von Würzburg gegen Norden ziehende Bergtheimer Mulde.

Gegen Norden wird die Schweinfurter Mulde durch den herzynischen Kissingen-Haßfurter Sattelzug abgelöst (HUMMEL, WELTE).

Der Raum, der vom Mairdreieck eingenommen wird, läßt außer den schon besprochenen größeren Elementen noch ein ganzes Gewirr kleinerer Verbiegungen erkennen, deren Zuordnung zu irgendwelchen Achsen nicht immer restlos gelingt.

Der Thüngersheimer Sattel wird S. der Tauber im Südosten von der Bauland-Mulde begleitet, von Waldbrunn ab dagegen von der Zeller Mulde. Der Zusammenhang der beiden ist aber nicht unmittelbar, ihre Achsen gehen nicht ineinander über. An die Zeller Mulde schließt sich gegen Süden der Gerchsheimer Sattel [LEUCHS (1929)] an, der gegen die Tauber zu wiederum nicht in den Königshofener Sattel übergeht, wie zu erwarten wäre (entgegen LEUCHS). Ausläufer des Königshofener Sattels reichen bestenfalls bis Krensheim. An der Tauber ist augenscheinlich eine tektonische Grenzlinie zwischen zwei ähnlichen erzgebirgischen Faltungsbildern, die im Streichen nicht ineinander übergehen. Das zeigt sich auch noch an der Unter-Balbacher Mulde: sie zieht zwar anscheinend nach Vilchband-Wittighausen gegen Giebelstadt weiter, aber es treffen dort mehrere Tiefenlinien zusammen, ohne eigentlich eine nennenswerte Einmuldung zustande zu bringen. So scheint vor allem von Gelchsheim über Giebelstadt nach Heidingsfeld eine Muldenachse zu ziehen, die dann dort über den Main geht und sich mit der rheinischen Kürnach-Eblebener Muldenachse berührt, die der Bergtheimer Mulde angehört.¹⁾ Zwischen Heidingsfeld, Goßmannsdorf a. M., Westheim, Biebelried, Euerfeld und Rottendorf liegt ein allein stehendes tektonisches Hochgebiet, das verschiedenen tektonischen Achsen seine Entstehung verdankt. Es ist einmal eine steil herzynische, die von Geislingen über Tüchelhausen dem Maintal entlang gegen Würzburg

¹⁾ M. SCHUSTER (1928). Meines Erachtens gehört aber der Keuper von Ebleben der rheinischen Bergtheimer Mulde an!

zieht, und mit der westlich ein Verwerfungszug in gleicher Richtung läuft, dem auch der Nikolaus-Berg (Frankenwarte) bei Würzburg seine eigentliche tektonische Höhe verdankt (F.-W. der Karte). Eine normalherzynische Achse läuft außerdem von Kaltensondheim nach Randersacker, und eine rheinische, die besonders nördlich des Kitzingen-Würzburger Störungszuges zum Ausdruck kommt, etwa von Hof Gießhügel über Bahnhof Seligenstadt nach Püssenheim-Eisenheim. Sie schneidet sich dort mit einer anderen herzynischen Sattelachse, die von Nordheim her über den Main kommt. Der eigentliche Gaibach-Eßlebener Verwerfungszug liegt nur randlich zu dem durch beide Sattelachsen erzeugten Hochgebiet. Die rheinische, von Kürnach gegen Nord-Nordosten ziehende Muldenachse der Bergtheimer Mulde geht durch Werneck nach Euerbach, Ebenhausen und läßt sich über die Ebenhausener Brüche bis Arnshausen verfolgen. Der steile Abfall des Thüngersheimer Sattels gegen das Schweinfurter Becken in dieser Gegend wird dadurch erklärt, daß sich dieser hier mit der Bergtheimer Mulde spitzwinklig schneidet.

Gerade das Gebiet innerhalb des Maindreiecks ist wegen der fast vollkommen geschlossenen Lößlehmdecke und der fehlenden Kartierung sehr schwer zu bearbeiten. Es ist daher auch möglich, daß eine spätere Begehung des Gebietes etwas anders geartete Ergebnisse zeitigen wird. Aber die Flachheit und Unregelmäßigkeit dieses Gebietes, die mit den häufigen Bruchbildungen in einem gewissen Zusammenhang zu stehen scheint, kann auch jetzt schon mit Sicherheit als das Ausschlaggebende an diesem Gebiet angegeben werden.

4. Rhön- und Saalegebiet.

Im Gebiet der fränkischen Saale stellt sich eine verwickelte Bruchtektonik ein, die das Erkennen der Lagerungsform sehr erschwert. Verhältnismäßig einfach ist das Gebiet des Blattes Ebenhausen (S. von Kissingen) gelagert. Sieht man von der schmalen Störungszone (Eltmann-Kissinger Störungszug) ab, so steigen die Schichten allmählich nach Nordosten gegen den Kissingen-Haßfurter Sattel an. Im Westen des Blattes bricht das — längs der Saale von Hammelburg bis Euerdorf — ost-westliche Streichen der Schichten an dem Kissinger Verwerfungszug ab, um von einem rein nord-südlichen Streichen abgelöst zu werden. Ich sehe in der Lagerungsform auf Blatt Ebenhausen einen Vorstoß der Bergtheimer Mulde, die von Würzburg bis fast gegen Bad Kissingen reicht, gegen den Kissingen-Haßfurter Sattel.

Die Verwerfungszone auf Blatt Kissingen wurde nicht im einzelnen dargestellt, weil sich das bei diesem Maßstab nicht übersichtlich ermöglichen läßt. Der Kissinger Sattel erscheint jenseits einer Linie Kissingen-Münnerstadt etwas weniger auffallend, als südöstlich dieser Linie. Er ist im ganzen auch etwas weniger breit, aber er bleibt ungefähr so hoch wie zwischen Haßfurt und Bad Kissingen. Nur läßt das steile

Ansteigen der Sattelachse gegen die Rhön hin — gegen den „Unterfränkischen Hauptsattel“ SCHUSTER's — den Sattel auf der Streichkurvenkarte etwas weniger ansehnlich erscheinen.

Das Gebiet zwischen Saale und Rhön N. von Bad Kissingen habe ich nicht mehr mit bearbeitet. Die Bruchtektonik wird hier immer verwickelter, genaue geologische Karten liegen noch nicht vor, und die starke Waldbedeckung des Gebietes erschwert den Überblick. Es wäre hier eine langwierige eingehende Untersuchung nötig gewesen. Soviel erscheint aber sicher, daß dieser Raum wieder eine flachere Lagerung besitzt, als der steile Anstieg von Bad Kissingen her und der steile Abfall der Rhön gegen Südosten vermuten läßt. Dies wird schon aus dem weiten Auseinanderweichen der 500 m-Linie (bei Bad Kissingen) und der 600 m-Linie (SO. der Rhön) wahrscheinlich. — Die geologische Aufnahme von Blatt Neustadt a. d. Saale [SCHUSTER (1933)] hat gezeigt, daß Einsturztektonik zu Seiten des Saale- und Streu-Tales durch Auslaugung des Zechstein-Salzes die tektonische Bildung noch verwickelter macht.

Die Rhön ist gerade noch in ihrem Südwesteck mit dargestellt worden (im übrigen vergleiche HUMMEL 1929). Das herzynische Gesamtstreichen des dargestellten Stückes erklärt sich daraus, daß hier die Schweinfurt-Schlüchterner Mulde die Rhön-Aufwölbung überquert. Senkrecht zu dieser breiten Mulde lassen sich kleinere erzgebirgische Achsen feststellen: der Gräfendorfer Sattel, der in die Hohe Rhön hineinzieht, die Schondra-Mulde und der Brückenauer Sattel.

III. Deutung der tektonischen Verhältnisse.

1. Die Begriffsbestimmung STILLE's für die saxonische Tektonik.

STILLE (1910) gibt als Merkmale der saxonischen Tektonik an:

1. Daß sie im wesentlichen eine Bruchfaltung ist;
2. Daß sie durch den Gegensatz zwischen kristallinem Rahmen und gerahmten Feldern bestimmt ist;
3. Daß ein Zusammenhang besteht zwischen der Absenkungstiefe der gerahmten Felder innerhalb der kristallinen Rahmen und der Stärke der tektonischen Beanspruchung.

Nach STILLE erscheint also die saxonische Tektonik Mitteldeutschlands als Rahmenfaltung. Die saxonische Tektonik ist dabei selbst erklärt als die nachtriadische Tektonik des außeralpinen Europas. Die Abhängigkeit der Faltungstärke von der Tiefgründigkeit (= Absenkungstiefe)¹⁾ der einzelnen Schollen erklärt STILLE so, daß mit jeder Annäherung an den Erdmittelpunkt eine tangential Verkürzung stattfinden müsse, die dann im Verhältnis der Absenkung zunimmt. Es wird im nachfolgenden zu untersuchen sein, ob die angegebenen Regeln, die

¹⁾ STILLE erklärt die verschiedene Tiefgründigkeit von Gebieten eben durch verschiedene Absenkungstiefen!

K. LEUCHS (1929) auch auf das Untersuchungsgebiet angewendet hat, auf die saxonische Tektonik Unterfrankens zutreffen.

2. Die Tektonik Unterfrankens als „Rahmenfaltung“.

K. LEUCHS hat 1929 auf das fränkische Triasbecken den Begriff der Rahmenfaltung, so wie er von STILLE (1910) gegeben war, anzuwenden versucht. Er ging dabei vom Gleichverlauf der erzgebirgisch gerichteten Faltung im Westen des Gebietes mit dem kristallinen Rahmen Spessart-Thüringerwald-Achse und Vindelizischer Rücken aus, und stellte weiterhin für den Westen des Gebietes einen Einfluß fest der rheinischen Richtung auf die Bruchbildung des östlichen Odenwaldes, und für den Osten einen Einfluß des herzynisch gerichteten Rahmens auf die Bruchbildung des östlichen Gebietes. Er folgert daraus: „Es ist demnach das fränkische Triasbecken ein gerahmtes Feld mit Rahmenfaltung, seine Tektonik ist abhängig von Lage und Bewegungsvorgängen des Rahmens.“

Was die Entstehung dieser Rahmenfaltung anbetrifft, so nimmt LEUCHS an, daß eine rein passive Abbildung von Bewegungen des varistischen Untergrundes sehr unwahrscheinlich sei. Die Bewegbarkeitsunterschiede zwischen Grund- und Deckgebirge seien dafür zu groß. Er nimmt als wahrscheinlichste Ursache eine saxonische, verschieden starke Hochbewegung der einzelnen Rahmenteile und der gerahmten Felder an. Dabei seien die Gesteine des Beckens als gegenüber dem Rahmen zurückbleibende Zone seitlich zusammengepreßt worden.

Erzgebirgische Richtung nehmen von den genannten Sätteln und Mulden die in der folgenden Tabelle links angeführten ein.

Daneben ist aber auch eine Reihe deutlich rheinisch gerichteter Elemente, und zwar Faltungen (nicht nur Bruch- und Klufbildungen), festzustellen (Tabelle Mitte).

Herzynische Sättel und Mulden (nicht nur Brüche), reichen im untersuchten Gebiet des fränkischen Triasbeckens sehr weit nach Osten (Tabelle rechts).

Erzgebirgische Richtung	Rheinische Richtung	Herzynische Richtung
Spessart-Mulde	Bergtheimer Mulde	Kissingen-Haßfurter Sattel
Zellinger Mulde	Rottendorfer Sattel	(N.davon: Grabfeld-Mulde,
Thüngersheimer Sattel	Kitzinger Mulde	Bibraer Sattel usw., siehe
Zeller Mulde	Steigerwald-Sattel	A. WELTE 1931)
Bauland-Mulde	Gräfendorfer Sattel	Schweinfurt-Schlüchterner
Gerchsheimer Sattel	Brückenauer Sattel (Rhön-	Mulde
Königshofener Sattel	achse)	Volkacher Sattel
Unteralbacher Mulde		Gaibach-Eßlebener Horstzug
Mergentheimer Sattel		Ippesheim-Kitzinger Mulde
Weikersheimer Mulde		Crailsheim-Boxberger Sattel
Gailenkirchen-Uffenheimer Sattel		

Als schwäbisch im Sinne PHILIPP's (1930) (ostnordöstlich) könnte die fränkische Furche und die südwestliche Hauptachse des Gailenkirchen-Uffenheimer Sattelzuges betrachtet werden.

In Unterfranken zeigt sich also eine deutliche Vergitterung der Faltungsrichtungen. Hervorzuheben wäre vor allem das Vorkommen bedeutender rheinischer Faltungsachsen in einem schon ziemlich großen Abstand vom Rheintal-Graben, der überdies als „kristalliner Rahmen“ auch kaum bewertet werden dürfte. LEUCHS hat das Schwanken der Richtungen der erzgebirgisch ziehenden Achsen durch den Hinweis zu erklären versucht, daß ja auch im varistischen Gebirge die Faltungsrichtungen keineswegs unveränderlich waren. Diese Erklärung genügt aber meines Erachtens nicht, um das Vorkommen rheinischer Achsen zu deuten, denn die erzgebirgisch und rheinisch gerichteten Elemente liegen einmal ziemlich nahe beieinander, und zudem kann eine deutliche Überschneidung des erzgebirgischen Thüngersheimer Sattels mit der rheinischen Bergtheimer Mulde im Gebiet der herzynischen Schweinfurt-Schlüchtern Mulde festgestellt werden. Man muß also den einzelnen Faltungsrichtungen des Untersuchungsgebietes Selbständigkeit zusprechen.

Ich glaube deshalb, daß eine Abhängigkeit der Faltung im gerahmten Feld von der Lage und Richtung der Rahmen nicht überall und immer bestehen muß.

Eine Abhängigkeit der Faltung des gerahmten Feldes von Bewegungen im Rahmen der Zeit nach scheint dagegen vorhanden zu sein. Für die erzgebirgischen und rheinischen Achsen im Westen des Untersuchungsgebietes fällt die Zeit der Entstehung mit jungen Bewegungen der Randwulste des Rheintal-Grabens, besonders mit dem Aufsteigen von Odenwald, Spessart und Rhön zusammen (siehe S. 41). Für die herzynischen Rahmen sind vormiozäne Bewegungen anzunehmen, und ein gleiches Alter läßt sich auch für die herzynische Faltung in Franken nachweisen.

Es soll hier nicht untersucht werden, wie dieser zeitliche Zusammenhang ursächlich zu deuten wäre. Denn es müßte dabei das ganze süd-deutsche Trias—Jura-Becken in den Bereich der Untersuchung gezogen werden, was über den Zweck der vorliegenden Arbeit hinausgeht. Die bisher übliche Erklärung, daß in den gegenüber den Rahmen zurückbleibenden Gebieten eine seitliche Pressung eintreten müsse, kann nur im Sinn der Kontraktion verstanden werden. Es läßt sich aber zum mindesten für die erzgebirgische und rheinische Faltung Unterfrankens nachweisen, daß sie während en-bloc-Hebungen stattgefunden haben. An eine eigentliche Kontraktionswirkung läßt sich deshalb nicht recht denken. Zudem scheinen Zerrungsformen im ganzen saxonischen Gebiet sehr häufig zu sein. Es scheint mir also die mechanische Deutung der saxonischen Faltung, wie sie von STILLE (1910) gegeben

und von LEUCHS (1929) auf das fränkische Triasbecken angewendet wurde, aus verschiedenen Gründen nicht vollkommen zu genügen.

3. Allgemeine Betrachtungen über die Faltung und Bruchfaltung des untersuchten Gebietes.

Sämtliche saxonischen Faltungen in Unterfranken sind sehr flach und Brüche spielen bei ihnen eine geringere Rolle als bei der stärkeren Faltung Mitteldeutschlands. Deshalb mag es hier leichter möglich sein als dort, allgemeine Gesetzmäßigkeiten aufzudecken, die vielleicht auch einiges Licht auf die Entstehungsweise dieser Sättel und Mulden und der sie begleitenden Brüche werfen.

a) Die Größenordnung der tektonischen Elemente. — Wenn man das Verhältnis zwischen der Breite einer Aufsattelung bzw. Einmuldung und der erreichten senkrechten Höhe betrachtet, bekommt man für das Untersuchungsgebiet etwa folgende Werte:

Rhön-Sattel	30 km breit, 400 m hoch — 1:75
Thüngersheimer-Sattel	8 km breit, 150 m hoch — 1:53
Kissingen-Haßfurter Sattel	15 km breit, 150 m hoch — 1:100
Uffenheimer Sattel	20 km breit, 100 m hoch — 1:200
Bauland-Mulde	10 km breit, 100 m tief — 1:100

Die meisten Sättel und Mulden bleiben sogar unter diesem Wert. Berechnet man die tangentielle Einengung, die diesen Faltungsformen entspricht, so ergeben sich erstaunlich kleine Werte:

Rhön-Sattel	11,0 m
Thüngersheimer Sattel	5,62 m
Kissingen-Haßfurter Sattel	3,0 m
Uffenheimer Sattel	1,0 m
Bauland-Mulde	2,0 m

Ein über die ganze Schichtlagerungskarte von Lohr über den Steigerwald-Sattel gelegtes Profil ergäbe bei 70 km Länge etwa 16—17 m tangentielle Einengung, ein Profil Stadtlauringen-Hall (Kocher) etwa 11 m.

Die Kleinheit dieser Beträge ist so auffallend, daß der Betrachtung der tangentialen Einengungen ein etwas größerer Raum gewidmet werden soll.

b) Die tangentielle Einengung e. — Da man selten symmetrische Sättel und Mulden untersuchen kann, sondern meist wegen der Verwerfungen nur einseitig geneigte Stücke, so gelten in den folgenden Formeln die Buchstabenzeichen immer nur für solche einseitige Stücke. Für symmetrische Sättel und Mulden wird das Doppelte des Formelwertes für einseitige Stücke eingesetzt.

Ich führe für diesen Abschnitt folgende Buchstabenzeichen ein (Abb. 1):

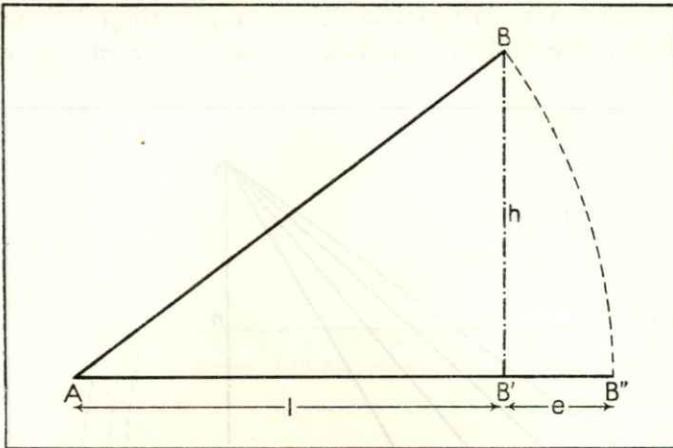


Abb. 1

Wird das Rindenstück AB'' um den Betrag h seitlich aufgerichtet, so ergibt sich eine tangentiale Verkürzung $= e$.

l = der horizontale Abstand zweier Punkte A und $B = AB'$;

h = ihr tektonischer Höhenunterschied;

e = die Einengung, die durch die Schiefstellung des zwischen A und B gelegenen Stückes erreicht worden ist.

Im untersuchten Gebiet sind alle Sättel sehr flach. Es spielt daher die Krümmung bei ihrer Berechnung nur eine geringe Rolle, so daß sich mit guter Annäherung die tangentiale Einengung aus dem Satz des PYTHAGORAS errechnen läßt:

$$e = \sqrt{l^2 + h^2} - l \dots \dots \dots 1$$

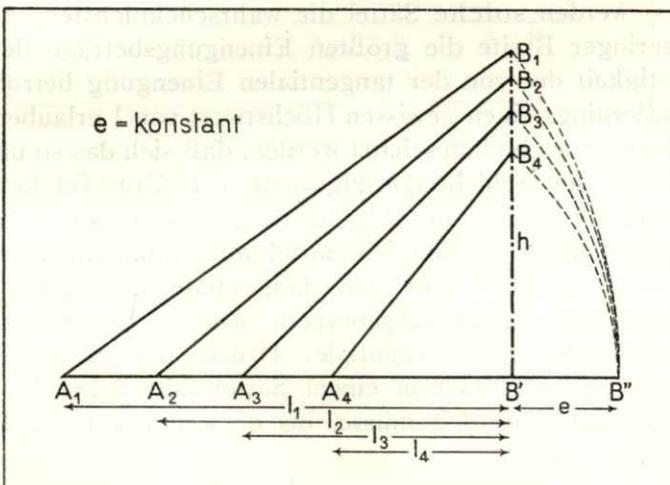


Abb. 2

Werden verschieden lange Rindenstücke von der gleichen Einengung betroffen, so wird der Betrag der tektonischen Verstellung um so größer, je länger das Stück ist.

Daraus ergibt sich, daß gleiche Einengungsbeträge bei zunehmender Länge l zunehmende Höhen h bewirken, wie Abb. 2 und 4 zeigen.

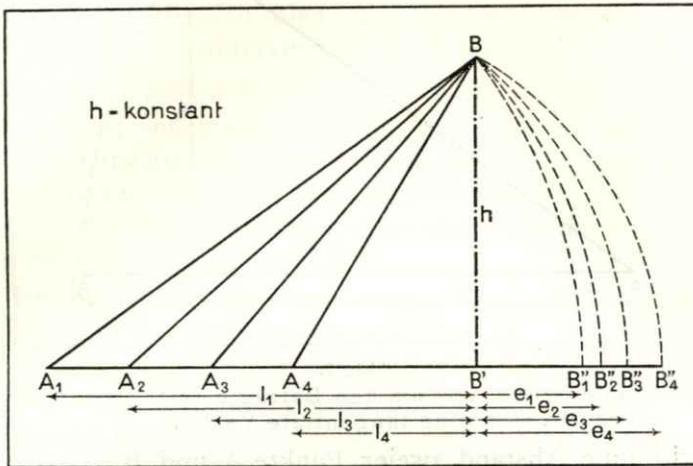


Abb. 3

Die tangentiale Einengung, die zu einer tektonischen Schiefstellung geführt hat, ist um so geringer, je größer die Länge des schiefgestellten Stückes ist.

Aus dieser Formel folgt umgekehrt, daß die Einengungsbeträge, die einen konstanten Wert von h liefern, mit zunehmender Länge abnehmen (Abb. 3 und 5).

Bei gleicher tangentialer Einengung sind also verschieden hohe und breite Sättel möglich. Nach dem Grundsatz des kleinsten Aufwandes (= Zwanges) werden solche Sättel die wahrscheinlichsten sein, die bei möglichst geringer Breite die größten Einengungsbeträge liefern.

Die Festigkeit der von der tangentialen Einengung betroffenen Gesteine wird allerdings einen gewissen Höchstwert von l erlauben; sie darf aber doch nicht so hoch eingeschätzt werden, daß sich das so unterschiedliche Faltenbild der Schichtlagerungskarte von Unterfranken dadurch erklären ließe. Faltungen aus Abscheerungsdecken, wie z. B. die des Schweizer Juras, haben tatsächlich Sättel mit vollkommen senkrechten Flanken. Das zeigt, daß hier eine tangentiale Einengung auf dem kleinsten möglichen Raum aufgebraucht worden ist. So meint auch O. AMPFERER (1906), daß tangentialer Druck, der eine Schichtplatte beträfe, zuerst ganz randlich in einem Sattel mit senkrecht stehenden Flügeln aufgebraucht werden müsse, bis er weiter auf die Platte einwirken könne.

c) Die Rolle der Verwerfungen. — Verwerfungen unterbrechen den Zusammenhang einer Schichtplatte, so daß die einzelnen Bruchstücke \pm die Möglichkeit haben, selbständige Bewegungen auszuführen. Die Teilschollen können sich dabei so legen, daß eine tangentiale Einengung

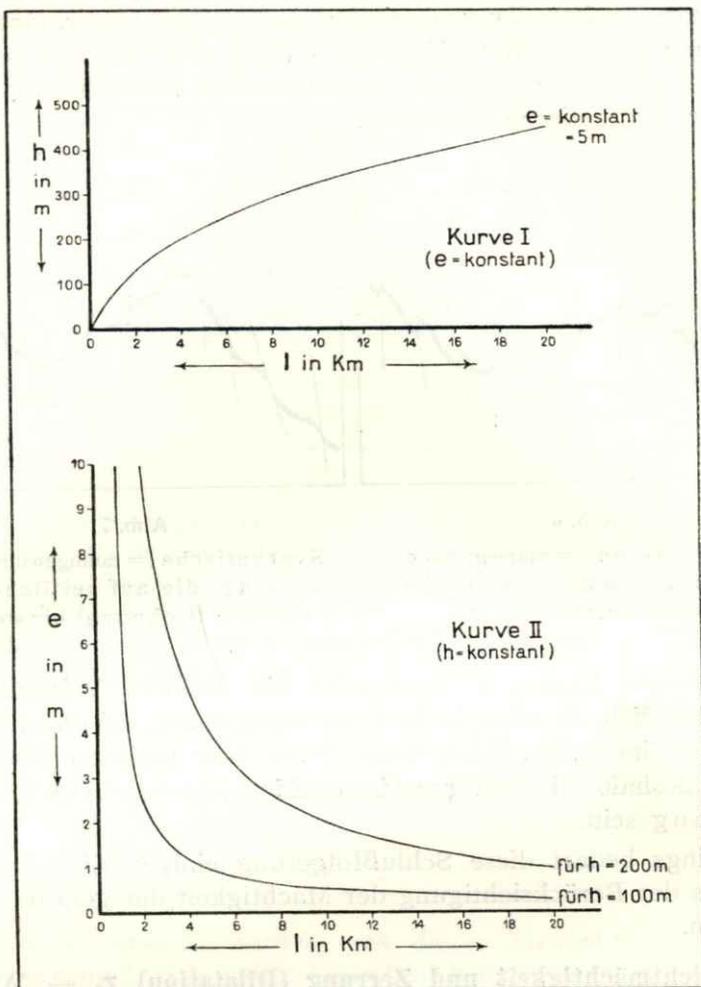


Abb. 4 (oben) und 5 (unten)

Abb. 4: Bei gleicher tangentialer Einengung wächst die tektonische Verstellung (=h) mit der Länge des von der Einengung betroffenen Stückes.

Abb. 5: Bei gleicher tektonischer Verstellung fällt die tangentiale Einengung mit zunehmender Länge des schiefgestellten Stückes.

ohne starke Höhenverstellung (also mit geringem äußeren Effekt) ausgeglichen wird [antithetische Lagerung nach CLOOS (1928), Abb. 6] oder auch so, daß eine Zerrung ausgeglichen wird (synthetische Lagerung oder Kippschollenbewegung! Abb. 7).

Die Formen der synthetischen und antithetischen Lagerung im einzelnen wurden schon im Schrifttum besprochen [CLOOS (1928) u. s. f., LOTZE (1931)], so daß ich darauf nicht weiter einzugehen brauche.

Sättel und Mulden mit synthetischer Lagerung sind im saxo-nischen Faltingsgebiet sehr häufig. Für Unterfranken geht dies z. B.

auch aus den Profilen der geologischen Karten der Bayer. Geol. Landesuntersuchung hervor; für Mitteldeutschland gibt es das angegebene Schrifttum an. Auch das Muster der saxonischen Bruchfaltung bei STILLE (1910) zeigt synthetische Lagerung.

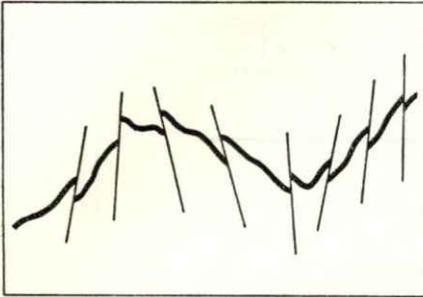


Abb. 6

Antithetische (= raumsparende) Lagerung, die durch seitlichen Druck entstanden ist.

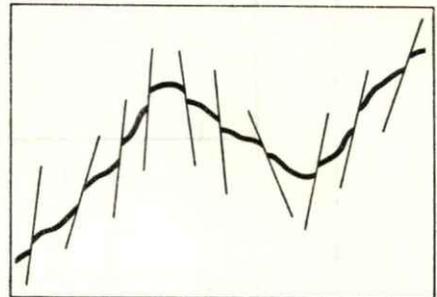


Abb. 7

Synthetische (= raumgewinnende) Lagerung, die auf seitliche Ausweitung (Dehnung) hinweist.

Synthetische Lagerung verstärkt die äußere Wirkung einer Faltung, nämlich die tektonische Höhenverstellung, bei gleichbleibender tangentialer Einengung. Nach dem Gesetz vom kleinsten Zwang kann also auch deshalb die tangentiale Einengung nicht Ursache der Faltung sein.

Allerdings bedarf diese Schlußfolgerung einiger Einschränkungen, die sich aus der Berücksichtigung der Mächtigkeit der gefalteten Schichten ergeben.

d) Schichtmächtigkeit und Zerrung (Dilatation) z. — Wenn eine Schicht von bestimmter Mächtigkeit sattel- und muldenförmig gelagert ist, so muß am Sattelscheitel Zerrung, in der Muldenmitte Pressung auftreten. Eine Biegefaltung (LOTZE), bei der unterhalb einer neutralen Faser die gegenteilige Beanspruchung auftritt, scheint mir unwahrscheinlich. Durch den Zusammenschub in der Muldenmitte werden die gegen oben liegenden Teile des Schichtpaketes laminar gegen den Sattelfirst zu gedrückt, so daß die Zerrung im Sattelscheitel wenigstens teilweise aufgehoben wird.

Die Größe der Dilatation z im Sattelscheitel läßt sich berechnen unter der Annahme, daß das Schichtpaket vollkommene Möglichkeit eines seitlichen Ausweichs besitzt. Man erhält dann die größtmögliche Zerrung, die allerdings in der Natur kaum zu finden sein wird.

Ich betrachte wiederum ein einseitiges Stück. z muß also für symmetrische Sättel und Mulden (wo z Pressung bedeutet) verdoppelt werden.

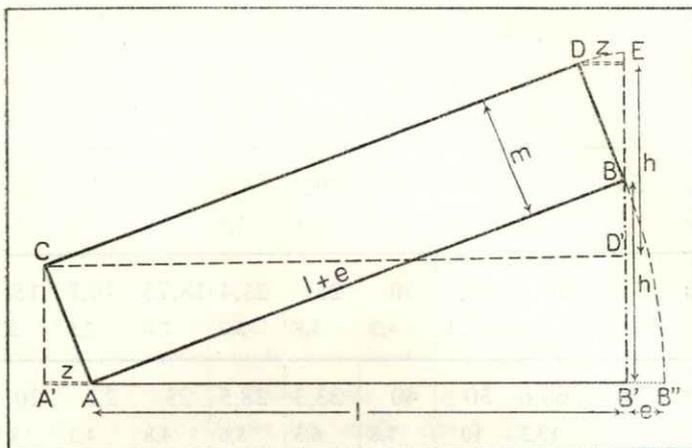


Abb. 8

Konstruktion des Betrages der Zerrung z , die am First eines Schichtpaketes mit bestimmter Mächtigkeit, bei einer bestimmten Länge und bestimmten Betrag der Schiefstellung auftreten muß.

Aus den geometrischen Beziehungen von Abb. 8 (m = Mächtigkeit des Schichtpaketes) ergibt sich:

$$z : m = h : (l + e); \quad (l + e) = \sqrt{l^2 - h^2}.$$

Da $l + e$ ja nur verschwindend größer ist als l , kann man setzen:

$$z = \frac{m \cdot h}{l} \dots \dots \dots 2$$

Es könnte versucht werden, aus dieser Formel m zu berechnen, wenn die Zerrung (z) in einem Sattelfirst bekannt ist. l ist aber schlecht zuverlässig zu bestimmen und ihm ist in der Formel ein viel zu großer Einfluß auf die Bestimmung von m eingeräumt.

$$m = \frac{z \cdot l}{h}$$

Zerrungsbeträge, die sich in einer Falte durch synthetische Lagerung anzeigen, kann man dadurch berechnen, daß man den Wert e für die ganze Falte (ohne Berücksichtigung der Verwerfungen) und für die einzelnen Stücke miteinander vergleicht. Beim Durchrechnen eines Profiles aus dem Untersuchungsgebiete ergibt sich, daß die ohnehin geringe Einengung durch Zerrung in den Sätteln meist noch verringert wird. Nun ist aber die Dilatation überhaupt bedeutend größer (wenigstens z max.), als die Einengung.

Berechnet man z für $m = 1000$ m, wobei l und h veränderlich sind, so erhält man:

h ↓	1 → 2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	km
in m 100	50 2,5	25 1,2	16,6 0,8	12,5 0,6	10 0,5	8,3 0,4	7,1 0,4	6,2 0,35	5,5 0,3	5 0,25	$z \sim 20 \cdot e$
200	100 10	50 5	33,3 3,3	25 2,5	20 2	16,6 1,6	14,2 1,4	12,4 1,2	11 1,1	10 1	$z \sim 10 \cdot e$
300	150 20	75 10,8	50 7	37,7 5,5	30 4,3	25 3,8	21,4 3,2	18,75 2,8	16,7 2,5	15 2,3	$z \sim 6,6 \cdot e$
400	200 40	100 20	66,6 13,3	50 10	40 7,8	33,3 6,5	28,5 5,6	25 4,8	22 4,3	20 4,1	$z \sim 5 \cdot e$

(Die kleinen Zahlen bedeuten e für die gleichen Verhältnisse.)

Das heißt also:

Bei $m = 1000$ m ist im Mittel

$$h = 100 \text{ m} \quad z \sim 20e$$

$$h = 200 \text{ m} \quad z \sim 10e$$

$$h = 300 \text{ m} \quad z \sim 6,6e$$

$$h = 400 \text{ m} \quad z \sim 5e.$$

Dadurch ergibt sich der überraschende Zusammenhang, daß bei gleichbleibender Schichtmächtigkeit die Zerrung bei gleicher Höhe h immer ein wenigstens annähernd gleiches Vielfaches von e ist, ganz unabhängig von dem Wert l . Dies läßt sich folgendermaßen begründen:

Aus der Formel 1 folgt:

$$\begin{aligned}
 l &= \sqrt{l^2 + h^2} - e \\
 l + e &= \sqrt{l^2 + h^2} \\
 l^2 + 2le + e^2 &= l^2 + h^2 \\
 2le &= h^2 - e^2 \\
 l &= \frac{h^2 - e^2}{2e} \dots \dots \dots 3
 \end{aligned}$$

Aus der Formel 2 für z ist zu errechnen:

$$l = \frac{mh}{z} \dots \dots \dots (2)$$

Durch Eliminierung von l ergibt sich:

$$\frac{mh}{z} = \frac{h^2 - e^2}{2e} \text{ oder}$$

$$2emh = zh^2 - ze^2;$$

da e^2 gegenüber h^2 bei den gegebenen Fällen immer noch sehr klein ist: $2emh = zh^2$

$$z = \frac{2emh}{h^2} = \frac{2em}{h};$$

dieses Verhältnis kann auch so angegeben werden:

$$z : e = 2m : h \quad 4$$

Daraus erklärt sich die in der letzten Tabelle gefundene Gesetzmäßigkeit. Allgemein gefaßt ergibt sich:

Die Zerrung an den Sattelfirsten ist immer ein Vielfaches der Einengung, durch die man sich den Sattel entstanden denken kann. Sie übertrifft die Einengung umsomehr, je größer die Schichtmächtigkeit und je kleiner die Sattelhöhe ist (siehe die folgende Tabelle).

bei h ↓	m → 500	1000	1500	2000 m	
in m					
50	20	40	60	80	× e
100	10	20	30	40	× e
200	5	10	15	20	× e
300	3,3	6,6	9,9	13,3	× e
400	2,5	5	7,5	10	× e

Die Folgerungen daraus bleiben sich gleich, ob die Sättel durch tangentialen Druck oder durch Aufpressen von der Unterlage her entstanden sind:

1. Mit steigender Schichtmächtigkeit bei Faltungen nehmen die an der Erdoberfläche auftretenden Zerrungen und Pressungen und damit auch die Häufigkeit von Sprüngen zu (siehe DEECKE 1918). Auch das Gesetz der mit der Absenkungstiefe steigenden Faltungsintensität (STILLE) kann vielleicht so erklärt werden ohne Zuhilfenahme von Vorstellungen aus der Kontraktionstheorie.
2. Zerrformen an Sätteln im Deckgebirge müssen nicht als Anzeichen dafür gewertet werden, daß ihre Entstehung durch tangentialen Druck ausgeschlossen wäre. Sie müssen vielmehr wegen der Mächtigkeit des bewegten Deckgebirges immer erwartet werden.

e) **Eine einfache Formel für e.** — Aus der Formel 4 für z läßt sich eine einfache und bequeme Annäherungsformel für e berechnen, wenn ihr die andere Näherungsformel (2) für z gegenüber gestellt wird:

$$z = \frac{2me}{h} \quad 4$$

$$z = \frac{mh}{l} \quad 2$$

Eliminiert man z , so folgt:

$$e = \frac{h^2}{2l} \dots \dots \dots 5$$

Somit: Die Einengung eines Sattels oder einer Mulde ist gleich dem Quadrat der Höhe, geteilt durch die Breite des Sattels oder der Mulde ($l = \frac{1}{2}$ Breite!). Der Fehler beträgt gegenüber der genaueren Formel 1 beim Thüingersheimer Sattel z. B. 0,08 m. Diese bequeme Formel erlaubt eine rasche Vorstellung über die Größenordnung der Einengung irgend einer Faltungsform. Lagerungsstörungen können diesen Wert allerdings beträchtlich ändern.

f) Die räumliche Kompensation der Faltung. — Wird eine Schichttafel durch tangentialen Druck von ihrer Unterlage abgescheert und aufgefaltet, so müssen ursprünglich an ihrer Basis Hohlräume entstehen. Diese müssen irgendwie ausgefüllt werden: durch Zusammenstauchen der Schichten, Abbröckelung von der Decke, vielleicht auch durch Eindringen von Gesteinsmassen aus benachbarten Mulden. Wichtig ist die Feststellung der Größe dieser Hohlräume.

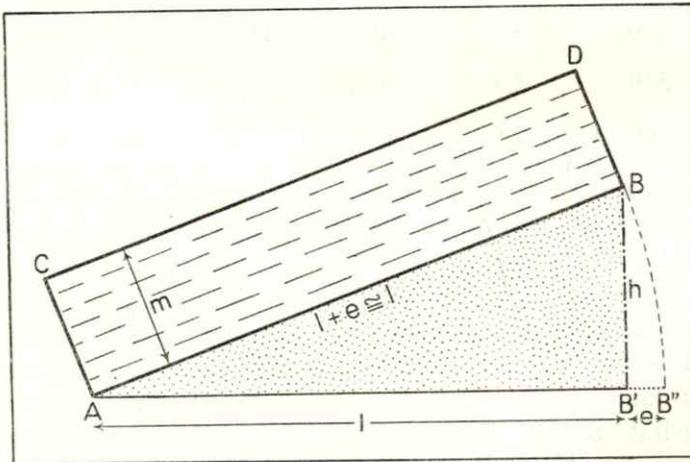


Abb. 9

Konstruktion des Hohlräume, der durch Abscheerung eines Schichtpaketes infolge von Schiefstellung entsteht, und seines Verhältnisses zur Mächtigkeit dieses Schichtpaketes.

Im Folgenden werden nur die Flächen der Querschnitte betrachtet, da sie sich wie die Rauminhalte verhalten (bei gleicher Tiefe, siehe Abb. 9). Der Querschnitt des bewegten Schichtpaketes wäre dann $l \cdot m$ [eigentlich $(l + e) \cdot m$], derjenige des entstehenden Hohlräume $\frac{1}{2} l \cdot h$. Beide Querschnitte verhalten sich wie $\frac{1}{2} l h : l m$.

$$\frac{\text{Querschnitt der Schicht}}{\text{Entstehender Hohlraum}} = \frac{2m}{h} \dots \dots \dots 6$$

Einige Werte folgen in der Tabelle:

m →	500	1000	1500	2000 m
h ↓				
400 m	1,125	5	7,5	10
300 m	3,3	6,6	10	13,3
200 m	5	10	15	20
100 m	10	20	30	40

Der Querschnitt des bewegten Schichtpaketes und seine Masse würde also z. B. bei $m = 1000$ m, $h = 100$ m nur 20mal größer sein als der zu erwartende Hohlraum.

Die Auffüllung des durch die Aufsattelung bedingten Hohlraumes ist um so leichter, je größer die Mächtigkeit der gefalteten Schicht und je geringer die Höhe des Sattels ist. Da auch die wahre Größe des auszufüllenden Raumes mit der wachsenden Sattelgröße im Verhältnis wächst, ergibt sich bei $e = \text{konst.}$ das Optimum, also der Sattel mit dem kleinstmöglichen äußeren Effekt und dem kleinstmöglichen auszufüllenden Raum, wieder bei den niedrigen, schmalen Sätteln mit steiler Schichtstellung.

Bezüglich des Verhältnisses von $l : m$ sind drei Fälle möglich: $l > m$, $l = m$ und $l < m$.

Diese drei Fälle sind durch die Abb. 10, 11 und 12 angedeutet.

$l > m$ verlangt freitragende Gewölbe. Da solche die Festigkeit der Gesteine übersteigen, sind sie unwahrscheinlich, und $l > m$ dürfte kaum vorkommen.

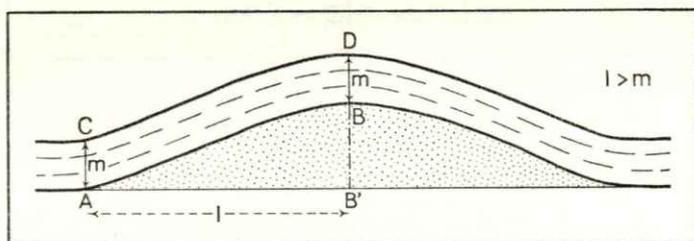


Abb. 10

Größenverhältnis der Schichtmächtigkeit zum Faltenhohlraum für den Fall $l > m$.

$l = m$ bezeichnet einen optimalen Fall, wie er in Abscherungsdecken vorkommen kann. Im fränkischen Schichtstufenland fehlen aber solche Faltenformen.

Bei der saxonischen Faltung scheint also der Fall $l < m$ stattzuhaben, d. h. die Mächtigkeit der gefalteten Schicht ist größer als die Breite der

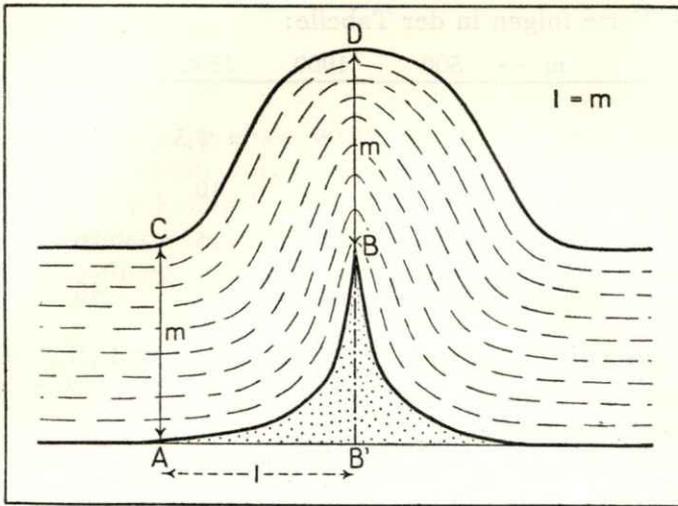


Abb. 11
Größenverhältnis der Schichtmächtigkeit
zum Faltungshohlraum für den Fall $l = m$.

Faltungsformen. Nimmt man bedeutende Entstehungstiefen für die Breitung an, so macht auch das Problem der Raumerfüllung wegen der steigenden Plastizität, und des besseren Verhältnisses $2m:h$ weniger Schwierigkeit.

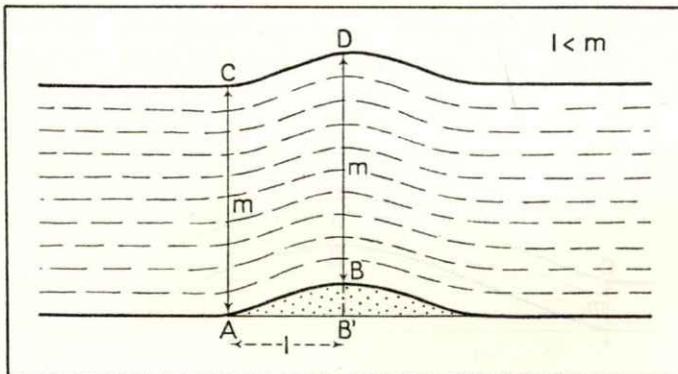


Abb. 12
Größenverhältnis der Schichtmächtigkeit
zum Faltungshohlraum für den Fall $l < m$.

Aus der Betrachtung über die räumliche Kompensation der Faltung ergibt sich:

1. Daß auch aus diesen Gründen die saxonische Tektonik des fränkischen Triasbeckens keine Abscheerungstektonik ist;
2. daß der Entstehungsherd der Tektonik in größerer Tiefe gesucht werden muß.

Die Anschauungen SALOMON - CALVI's (1925) über „magmatische Hebung“ sind infolgedessen der von der Kontraktionstheorie gegebenen Erklärung vorzuziehen.

g) Laminares Gleiten und Abteilungstektonik. — Laminares Gleiten bei Faltungsvorgängen wurde schon oben deswegen gefordert, weil die seitlichen Ausweichmöglichkeiten für die Schichtpakete äußerst gering sind. In den Mulden sind im Verhältnis der bewegten Mächtigkeit Stauungen zu erwarten. Diese Pressung nimmt nach oben zu. Da nun wagrechte Bewegungsbahnen durch die Schichtung vorgezeichnet sind, werden übereinander liegende Schichten gegen die Sattelfirste zu laminar verschoben werden. Dadurch wird der größte Teil der durch die Faltung in den Sattelfirsten zu erwartenden Zerrung wieder beseitigt. Dieser Vorgang bleibt bestehen, gleichgültig ob die Entstehung der Faltung durch tangentialen Druck oder als passive Nachbildung von Bewegungen des Untergrundes oder sonstwie erklärt wird. Er ergibt sich allein aus der Veränderung der räumlichen Lage von Schichtpaketen.

Durch laminares Gleiten wird die Abteilungstektonik (disharmonische Tektonik, Stockwerkstektonik), die im Schichtstufenland und auch sonst im Deckgebirge häufig ist, hinreichend gut erklärt. Nur die laminare Beweglichkeit gestattet es den Schichten verschieden zu reagieren, d. h. verschieden große Beträge seitlicher Einengung oder gleichgroße Beträge in verschiedener Lagerungsform zu zeigen.

So kommen in den mächtigen, dünnschieferigen Mergeln und Tonen des Bunten Keupers viele Zerrungen und Stauchungen, die im spröderen Muschelkalkvorland irgendwie durch raumgewinnende oder raumsparende (d. h. synthetische oder antithetische) Bruchtektonik zum Ausgleich kommen, zu diesem Ausgleich einfach durch Zusammenschieben oder Ausdünnen innerhalb dieser leicht verschiebbaren Schichten. So kann verhältnismäßig einfach die Erscheinung erklärt werden, daß auf die Keuperstufe zulaufende Gebirgsstörungen dort nur noch sehr geschwächt oder gar nicht mehr aufzufinden sind (siehe auch DEECKE, Geologie von Baden, Bd. III, Morphologie).

Tangentialer Druck, über größere Räume hin fortgepflanzt, läßt solche oft recht feinen Unterschiede der „Disharmonischen Tektonik“ nicht so gut verstehen als das laminares Gleiten, das durch die Formänderung der Sedimentdecke bei passivem Nachgeben über einem sich bewegenden Untergrund entsteht. Dieses laminares Gleiten arbeitet dann auch mit viel mehr im einzelnen verteilten Ansatzpunkten der wirkenden Kräfte. Außerdem weist gerade die Leichtigkeit, mit der solche verschiedenartige Reaktionen eintreten, darauf hin, daß ein tangentialer Druck, der randlich eine Scholle angreift, schon sehr bald am Rande des Schichtpaketes aufgebraucht ist. Fortpflanzung von Druck über große Räume setzt Starrheit voraus, und gerade die disharmonische Tektonik zeigt, daß die Starrheit dem Deckgebirge wenigstens fehlt.

Als Hauptergebnis dieser Betrachtungen ergibt sich die wichtige Folgerung, daß man bei der Tektonik des Deckgebirges nicht die gleichen Bewegungsvorgänge wie beim Grundgebirge voraussetzen soll. Zerrung im Untergrund muß im Deckgebirge nicht unbedingt Zerrung hervorbringen, und Zusammenschub im Deckgebirge kann auch einmal durch Zerrung im Untergrund bedingt sein. Die Schichtmächtigkeit des Deckgebirges ist im wahrsten Sinne ein „ausschlaggebender“ Faktor. Sie vermehrt die seitlichen Komponenten bei Faltungen — Dilatation und Pressung — im Maßstab ihrer Größe. Die mangelnde seitliche Bewegungsfreiheit bringt im Deckgebirge eine „freiere“, kleinerräumige und viel schwerer zu entwirrende Tektonik hervor, als das unterlagernde Grundgebirge sie zeigt. So stimme ich auch ganz O. M. REIS zu, wenn er sagt, die sichtbare Tektonik Unterfrankens greife nicht tief, sondern Bewegungen der Tiefe seien durch oberflächliche und mehr selbständige Bewegungen ausgeglichen (Erl. Bl. Kissingen 1914, S. 31 und 33).

IV. Zusammenfassung über die Tektonik.

1. Die Auswertung der Streichkurvenkarte läßt eine große Zahl von Sätteln und Mulden erkennen, deren Achsen in einer Kartenskizze (Abb. 13) niedergelegt sind.

2. Die Anwendung des Begriffs der „Rahmenfaltung“ gelingt im großen und ganzen, nur ist es nicht gut möglich, die rheinisch gerichteten Achsen einem bestimmten kristallinen Rahmen zuzuordnen. Zeitliche Abhängigkeiten zwischen Bewegungen in den Rahmen und gleichgerichteten im gerahmten Feld scheinen zu bestehen. Daraus aber Folgerungen über den ursächlichen Zusammenhang, besonders im Sinne der Kontraktionstheorie, zu ziehen, erweist sich als unmöglich.

3. Zur Erklärung der Breitsättel und -mulden des untersuchten Gebietes durch tangentialen Druck genügen kleinste tangentielle Einengungen.

Nach dem Grundsatz von der kleinsten Wirkung ist aus den geometrischen Beziehungen zwischen Höhe, Breite und tangentialer Einengung einer Faltungsform zu erwarten, daß möglichst schmale und steile, dafür aber weniger hohe Faltungsformen benachbart zum angreifenden Druck entstehen. Da Faltungsformen mit sehr verschiedener Höhe und Breite die gleiche tangentiale Einengung zeigen, kann diese nicht ursächlich zu ihrer Bildung geführt haben.

4. Verwerfungen können viel größere Beträge seitlicher Einengung mit viel kleinerem äußeren Effekt auf viel kleinerem Raum verbrauchen. Auch das macht es wahrscheinlich, daß die Faltungsformen zum mindesten nicht durch einen nahe der Erdoberfläche fortgepflanzten Druck entstanden sind.

Da die (elastische) Beanspruchung beim Biegen um ein Vielfaches die Druckfestigkeit der Schichtplatten übersteigt, sind Breitsättel und

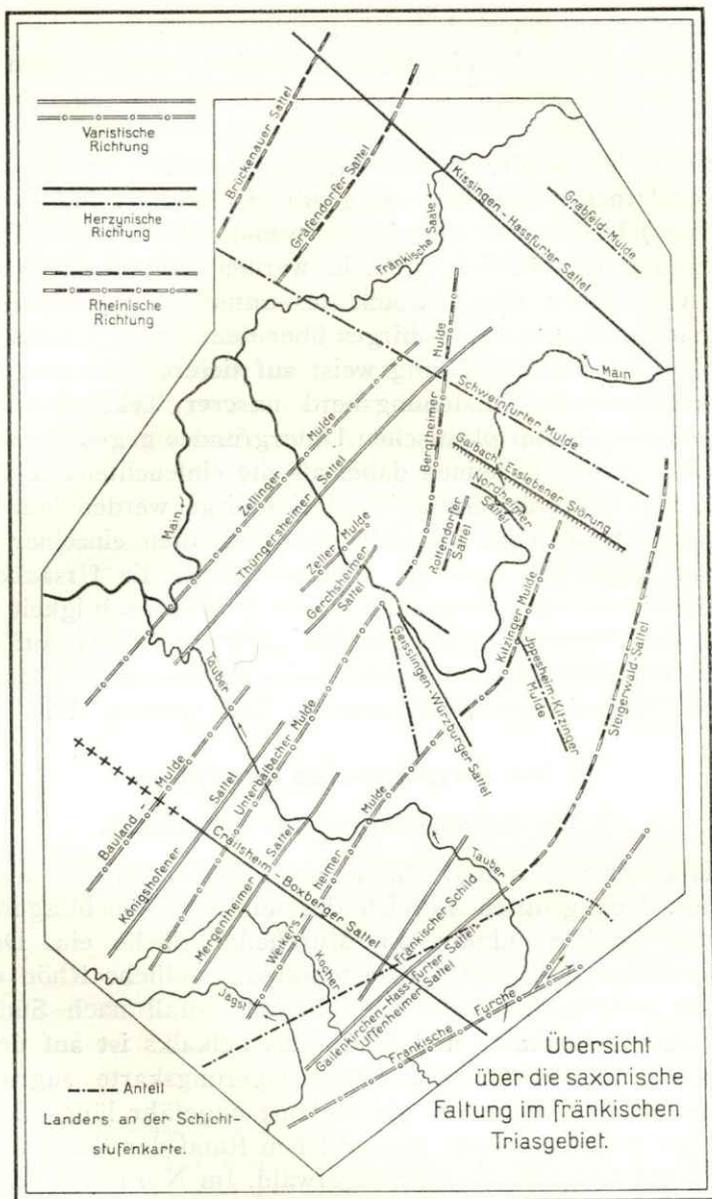


Abb. 13

Übersichtskärtchen der erzgebirgischen, herzynischen und rheinischen Sattel- und Muldenachsen des Untersuchungsgebietes.

-mulden im Deckgebirge nur durch passive Bewegung über dem Untergrund zu erklären; diese Verbiegungen müssen so tief entstehen, daß die Fließzone praktisch erreicht ist.

5. Wegen der Dicke der Sedimenttafel sind Zerrungen und Pressungen bei Veränderung der Lagerungsform zu erwarten. Diese Zer-

rungen und Pressungen sind dabei merklich größer als der Betrag der Einengung, der durch Verbiegung erreicht ist. Das Auftreten von Zerrformen in den Sätteln spricht also nicht unbedingt gegen tangentialen Druck.

6. Durch die Auffaltung von Sätteln entstehen — wenn diese durch tangentialen Druck geschieht — so große Hohlräume, daß — wegen der Festigkeitsverhältnisse der Gesteine — weder ihr Entstehen selbst, noch ihre Ausfüllung verständlich gemacht werden kann. Ganz und gar unmöglich ist es daher, die Tektonik des untersuchten Gebietes als Abscheerungstektonik des Deckgebirges über dem Untergrund zu erklären. Das Problem der Raumerfüllung weist auf tiefere Schichten mit plastischem Verhalten als Entstehungsherd unserer Tektonik hin. Aktive Bewegungen des säkular-plastischen Untergrundes gegen die überlagernden Gesteinsmassen erscheinen dabei als die einleuchtendste Ursache.

7. Durch Lageveränderung im Deckgebirge werden laminare Gleitungsvorgänge verursacht. Verschiedenes Verhalten einzelner Schichten oder Bänke gegen das laminare Gleiten scheint die Ursache der Abteilungs- und Zerrtektonik zu sein. Neben den durch Schichtmächtigkeit bedingten Zerrungen und Pressungen arbeitet das laminare Gleiten auf eine Selbständigkeit der Formen der Deckgebirgstektonik gegenüber den verursachenden tektonischen Vorgängen im Grundgebirge hin.

C. Die morphologischen Verhältnisse.

I. Die Großgliederung der Landschaft.

Unterfranken gehört zum fränkischen Teil des süddeutschen Schichtstufenlandes. Den größten Bereich des auf der Schichtlagerungskarte dargestellten Gebietes nimmt die Muschelkalkfläche ein. Dem Buntsandstein gehören noch der Spessart und die südliche Rhön mit ihrem steilen, dem Schichtfallen gleichgerichteten Abfall nach Südosten an. Die Stufe des Wellenkalks und Hauptmuschelkalks ist auf der Höhenkarte 100:100 m, die ich der Schichtlagerungskarte zugrundegelegt habe, nicht mehr zu erkennen; sie verläuft ungefähr längs der Streichkurve für 300 m Schaumkalk. Am östlichen Rand der Karte beginnt der Steilanstieg der Keuperstufe im Steigerwald. Im Nordosten schließt sich in dem ausgesparten Eck die Keuper-Stufe der Haßberge an.

II. Die Tektonik und ihre Auswirkung auf die Landoberfläche.

Die große Übereinstimmung zwischen den tektonischen Verbiegungen und gleichlaufenden Verbiegungen der Landoberfläche fällt bei Betrachtung der Streichkurvenkarte ohne weiteres auf. Es zeichnen sich im Bereich des Maindreiecks besonders deutlich ab: Thüingersheimer und Gerschheimer Sattel, Rottendorfer und Volkacher Sattel, Kitzinger und Schweinfurter Mulde, und nördlich dieser der Kissingen-Haßfurter Sattel.

Der Tatsache, daß in dem Raum zwischen Kitzingen und Schweinfurt die Muschelkalktafel ihre niedrigste tektonische Höhenlage einnimmt, entspricht die geringe morphologische Höhe dieses Gebietes, die im gesamten dargestellten Gebiet der Muschelkalkplatte nicht ihresgleichen hat. Schon KREBS (1919) hat in den „Morphologischen Problemen“ auf diese Übereinstimmungen aufmerksam gemacht, und seine Karte der unzertalten Muschelkalkfläche zeigt sie sogar deutlicher als diese etwas grobe Höhenschichtenkarte.

Das Ansteigen der Muschelkalkfläche gegen Süden fällt wieder mit dem Ansteigen der Schichten gegen den Fränkischen Schild zusammen. Deutlich ist die Aufbiegung der Landoberfläche nur an den Hall-Haßfurter Sattel geknüpft, während der Crailsheim-Boxberger Sattel, nordwestlich desselben, morphologisch kaum zur Auswirkung kommt.

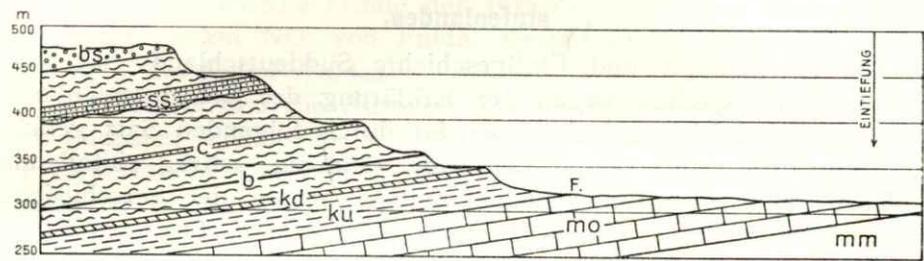


Abb. 14

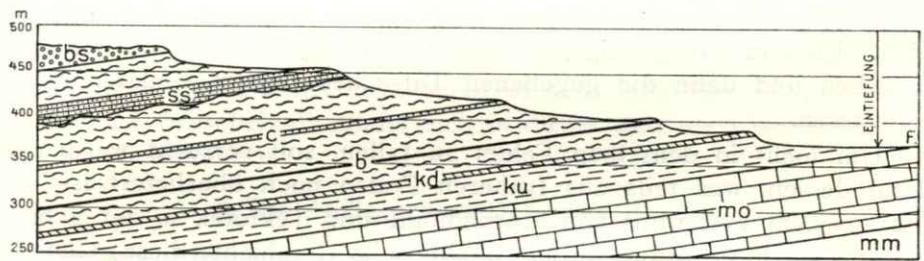


Abb. 15

Erklärung zu den Abbildungen 14 und 15.

Die beiden Abbildungen zeigen, daß bei gleichen Schichtmächtigkeiten, gleicher Schiefstellung, gleicher Höhenlage der obersten Abtragungsfläche und gleicher Flußeintiefung, aber verschieden hoher Lage des Fußpunktes (F) der Keuper-Stufe:

1. die Eintiefung verschiedene stratigraphische Horizonte erreicht;
2. die Einzelstufen verschieden weit auseinander gezogen sind.

bs = Blasensandstein; — ss = Schilfsandstein; — c = Corbula-Acroodus-Bank; — b = Bleiglanz-Bank; — mo = Hauptmuschelkalk; mm = Mittlerer Muschelkalk; F = Fußpunkt der Keuper-Stufe.

Die Keuper-Stufe ist von dieser Aufwölbung mitbetroffen, ihr Fuß liegt auf dem Fränkischen Schild 150 m höher als in dem Gebiet

zwischen Kitzingen und Schweinfurt. Ihre höchste morphologische Höhe erreicht die Keuper-Stufe aber auch hier mit etwa 500 m im Blasensandstein. Es folgt daraus, daß hier auf dem Fränkischen Schild die Stufe viel weiter auseinandergezogen ist, indem die einzelnen Bänke breite Terrassen bilden. Auch die Auflösung durch Flüsse ist hier viel größer. Die gleiche senkrechte Eintiefung von etwa 150 m im Gebiet der Wasserscheide, die im Steigerwald bis auf den Schilfsandstein reicht, reicht auf dem Fränkischen Schild bereits bis auf die Muschelkalkplatte (siehe Abb. 13 und 14). Dadurch erklärt sich auch die Aischpforte bei Windsheim und vielleicht auch die nachobermiozäne Umkehr des Mains bei Haßfurt (Kissingen-Haßfurter Sattel!).

III. Rekonstruktion der Geschichte des fränkischen Teiles des Schichtstufenlandes.

Die Morphologie und Flußgeschichte Süddeutschlands hat schon immer Schwierigkeiten wegen der Erklärung des Schichtstufenlandes geboten. Das Schichtstufenland scheint durch folgenden Satz geklärt: In einem Gebiet mit verschiedenen widerständigen, schräg einfallenden Schichten muß sich ein Schichtstufenland wegen der verschiedenen Widerständigkeit und des einseitigen Fallens bilden. Trotzdem ist das Problem, nämlich das Alter der einzelnen Flächen, die tektonischen Bewegungen und die Entwicklung des Entwässerungsnetzes auf eine anschauliche Formel zu bringen, noch immer ungelöst. Man war vielleicht bisher zu sehr geneigt, erst eine Erklärung des Schichtstufenlandes zu geben und dann die gegebenen Tatsachen diesem Gedankengerüst anzupassen.

Um nicht in denselben Fehler zu fallen, soll versucht werden, an Hand dessen, was teils aus früheren Zeiten noch überliefert ist, teils sich aus dem Verhältnis von Morphologie und Tektonik in der Schichtlagerungskarte ausprägt, die morphologische Geschichte dieses Gebietes, ohne Eingehen auf eine der Theorien des Schichtstufenlandes, zu entwickeln.

1. Geschichte des Schichtstufenlandes im Älteren Tertiär.

Die jüngsten im jetzigen Gebiet des Schichtstufenlandes abgelagerten Schichten sind die des Oberen Jura. In größeren Abständen vom heutigen Jura-Rand läßt sich allerdings nur Lias und Dogger mit Sicherheit nachweisen; es ist also durchaus möglich, daß Malm in dem hier untersuchten Gebiet ursprünglich schon immer gefehlt hat (ROLL, 1928). Gegen Ende der Jura-Zeit war ganz Süddeutschland — über den Rhein hinweg — und auch das Gebiet der Wetterau noch mit Schichten des Unteren und Mittleren Juras bedeckt. Diese Decke lag flach und nur wenig über den Meeresspiegel erhoben.

Der Beginn einer Schichtaufwölbung, von der das Schichtstufenland seinen Ausgang genommen hat, fällt in die Kreide-Zeit. Es ist dies die Aufwölbung im Gebiet des jetzigen Mainzer Beckens und der Wetterau. Für die tertiären Bewegungen in diesem Gebiet und die damit verbundenen Abtragungsvorgänge ist es bezeichnend, daß anscheinend nie größere Höhen über dem Meeresspiegel erreicht wurden. Wir finden immer wieder, daß eine ausgedehnte marine, brackische oder limnische Sedimentation über die schief abgeschnittenen Schichtköpfe weg stattfindet.

Die Geschichte des Schichtstufenlandes im Älteren Tertiär entnehme ich aus K. HUMMEL (1929):

In der Entstehungszeit der schmalen „hessischen Gräben“, die zwischen Ende des Juras und Eozän, vermutlich aber in die Jungkimmerische Phase (Ende der Jura-Zeit) fällt, lag Lias noch bei Lautenbach 30 km NO. von Fulda, Keuper und Muschelkalk reichen noch bis S. des Keller-Waldes.

Im Eozän sind die Ausbisse der einzelnen Schichten schon weit nach Südosten verschoben: bei Messel (NO. von Darmstadt) lag bereits der vorpermische Untergrund frei, nordwestlich des Vogels-Berges war bereits der Buntsandstein entblößt. Das Hochgebiet lag also im Gebiet des jetzigen nördlichen Rheintalgrabens.

Im Mittel-Oligozän ist im südlichen Mainzer Becken bereits das ganze Mesozoikum abgetragen; der Buntsandsteinrand liegt bei Weinheim und Darmstadt und verläuft über Seligenstadt und Hanau bis nach Gießen. Die Wetterau ist seit dieser Zeit Senkungsfeld, so daß eine weitere Entblößung nicht mehr eintritt, und Buntsandstein noch erhalten ist. Muschelkalk findet sich in dieser Zeit noch bei Eckardroth SW. von Schlüchtern.

2. Die Auflagerungsfläche der Basalte.

HUMMEL (1929) gibt eine Karte über den Verlauf der einzelnen Schichtausbisse zur Zeit der Basaltausbrüche in der Rhön für diese und für die Wetterau. Er zieht aus dieser Karte den wichtigen Schluß, daß die herzynische Faltung, die aus dem östlichen Vorland der Rhön kommt und durch diese hindurch geht, um diese Zeit schon bestand. Ich habe nun diese Karte etwas ergänzt, so daß sie vielleicht eine Vorstellung über den Verlauf der Schichtträger im Ober-Miozän für ganz Süddeutschland geben kann (Abb. 16). Die äußersten Vorposten von Jura (Lias) liegen am Großen Gleich-Berg bei Römhild. — Wegen der nachbasaltischen Abtragung darf man wohl annehmen, daß damals auch noch Dogger dort anstand. Lias reichte weiterhin bis zur Linie Hofheim—Königshofen [WELTE (1931), OSTERMAYER (1902)]. Der nächste Hinweis auf Jura findet sich erst wieder am Basalt des Katzenbuckels, dessen Alter nach RÜGER (1933) mindestens in das Paleocän, wahrscheinlich in

noch frühere Zeit fällt. Ich habe darum den Jura-Rand (nicht Malm-Rand!) zwischen Katzenbuckel und dem Jura des Kraichgaus auf Abb. 16 durchgezogen. Die Kraichgau-Senke wird in ihrer jetzigen Form für verhältnismäßig jung gehalten, besonders deswegen, weil kein größerer Fluß durch sie gegen das Schichtstufenland vorstößt. Wenn aber der

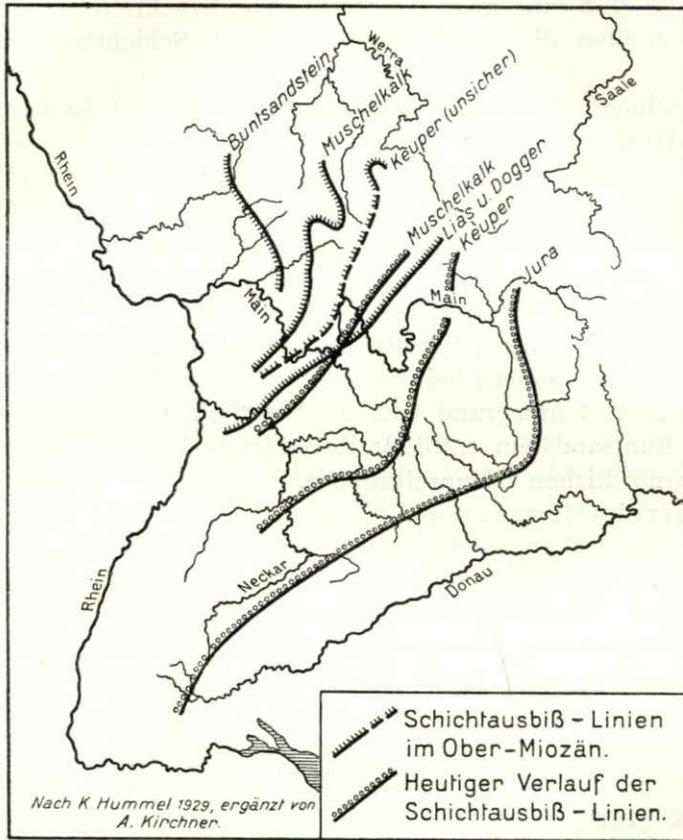


Abb. 16

Kärtchen der Schichtausbißlinien von Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper und Jura für das Obermiozän und die Jetztzeit.

Kraichgau jung ist, dann kann auch die Jura-Stufe (wenigstens des Lias' und Doggers sich noch nicht lang von hier entfernt haben. Sonst wäre das Vorkommen von Jura in der Kraichgau-Senke unverständlich. Für die Wellenkalk-Stufe ergibt sich ein Anhaltspunkt bei Orb, wo im Basalt des Beilsteins noch Wellenkalk gefunden wurde. Für die Keuper-Stufe besitzen wir zwischen der Rhön und dem Kraichgau gar keine Anhaltspunkte; aber man kann sie mit einiger Wahrscheinlichkeit den übrigen Stufen gleichlaufend ziehen.

Aus den hier gegebenen Überlegungen läßt sich folgern, daß seit dem Ober-Miozän das Zurückweichen der Stufen recht beträchtlich war. Besonders für das untersuchte Gebiet nehme ich an, daß eine miozäne Entblößung der Muschelkalk-Tafel in dem ganzen Raum, den sie heute einnimmt, äußerst unwahrscheinlich ist. Ich schließe aber aus diesen Tatsachen nicht, daß damals das gesamte Schichtstufenland eine Schiefstellung wie heute besaß, oder gar noch eine größere (wegen des schnellen Zurückweichens der Stufen im Zeitraum zwischen Ober-Miozän und Pliozän), wie es Gg. WAGNER einmal vermutet hat (1922).

HUMMEL (1929) nimmt für das Gebiet von Wetterau und Rhön an, daß die obermiozäne Landschaft recht flach gewesen sei und sich nur wenig über den Meeresspiegel erhoben habe (wegen der fortdauernden Sedimentation, des Einflusses der Basaltaufschüttungen auf die Ausbildung des Gewässernetzes usw.). Es ist auch weiter südlich, für das Gebiet von Spessart und Odenwald, nicht anzunehmen, daß die Verhältnisse dort anders gewesen wären, etwa, daß sich die vier Schicht-ränder in der ganzen Höhe, die sie heute einnehmen, hintereinander auf so kleinem Raum aufgebaut hätten. Sie hätten doch in den sicher sehr langen Zeiträumen auch des Jüngeren Tertiärs längst abgetragen sein müssen.

Das Hinterland der Jura-Platte — die jetzt noch in der Fränkischen und Schwäbischen Alb erhaltenen Teile — lag damals ebenfalls noch wenig über dem Meeresspiegel. Auf die Schwäbische Alb reichte damals noch das Miozän-Meer teilweise hinauf und auch für den südlichen Teil der Fränkischen Alb war die Küste nicht weit entfernt. Es fand auf der ganzen Jura-Platte eine konsequente Südostentwässerung zum miozänen Meer statt, die sich teilweise — auf der Fränkischen Alb — Täler schuf, die schon fast bis zur heutigen Tiefe eingesenkt waren. Es ist anzunehmen, daß diese konsequente Entwässerung sehr weit gegen Westen reichte, weil sie im fränkischen Teil des Schichtstufenlandes sich heute noch über die ganze Fläche der Keuper₇-Stufe erstreckt [RECK (1912)].

Die Eintiefung der Flüsse im Miozän bis fast auf ihre heutige Höhenlage macht es wahrscheinlich, daß gegen Westen die Jura-Tafel im einzelnen schon zerschnitten und etwas aufgelöst war.

Für das Ober-Miozän ergibt sich also für das süddeutsche Stufenland:

Eine flächenhafte Abtragung der schiefgestellten Schichten des Deckgebirges fand nur im Gebiet der Wetterau, der Rhön, des Spessarts und kristallinen Odenwalds statt und war vermutlich mit einer ziemlich weitgehenden Einebnung (Rhön, Wetterau) und einer Entwässerung nach Westen (Rhön, siehe HUMMEL 1929, Main, siehe KINKELIN 1892) verbunden. Im übrigen Teil lag in ziemlich flacher Lagerung die zum Teil schon aufgelöste Jura-Decke mit einer konsequenten, nach SO. gerichteten Entwässerung.

3. Die nachobermiozäne Ausgestaltung der Landschaft.

Auf die nachobermiozäne Ausgestaltung des Schichtstufenlandes haben verschiedene Vorgänge Einfluß gehabt, deren Bedeutung und zeitliche Stellung nun untersucht werden soll. Es sind dies:

1. en-bloc-Hebungen des Gesamtgebietes;
2. Schiefstellungen;
3. Abtragung bzw. Ausbildung der heutigen Landoberflächen;
4. Ausbildung und Neuorientierung des Gewässernetzes.

Dazu kommt dann noch die Spezialtektonik, die Entstehung der einzelnen Sättel und Mulden, deren Alter ich bis jetzt nur aus der Wirkung, die sie auf das morphologische Geschehen ausübten, ersehen kann.

a) Die en-bloc-Hebung. — Eine einheitliche Hebung des Gesamtgebietes trat nach dem Ober-Miozän ein. Damalige Sedimente sind beträchtlich über den Meeresspiegel gehoben, die marine Sedimentation setzt überdies in weiten Gebieten Europas fast vollständig aus, dafür findet eine beträchtliche Abtragung statt.

Im Alt-Pliozän fand in ganz Mitteldeutschland, und, wie noch nachgewiesen werden soll, auch im Untersuchungsgebiet eine weitgehende Abtragung statt. Für den Spessart hat H. SCHREPPER (1924) eine solche nachgewiesen, für die Rhön: K. HUMMEL (1929), für Thüringen: B. v. FREYBERG (1923), für den Frankenwald: A. WURM (1932).

Im Diluvium ist eine weitere Hebung eingetreten. Dies wird durch das Einschneiden der Flüsse in die altploziänen, im ganzen flachen Landoberflächen angezeigt. Ich setze somit eine Gesamthebung:

1. zwischen Ober-Miozän und Alt-Pliozän;
2. zwischen Alt-Pliozän und Jetztzeit.

Da allerdings im Mittel-Diluvium unsere Flüsse schon fast ihre jetzige Höhenlage erreicht haben dürften, ist auch möglich, daß die Hebung nur bis zum Mittel-Diluvium angedauert hat.

b) Schiefstellung. — Die erste Schiefstellung der mesozoischen Schichten in Süddeutschland trat im Gebiet der Wetterau und des nördlichen Mainzer Beckens in der Kreide-Zeit und im Älteren Tertiär ein. Sie führte bis zum Ober-Miozän zur Ausbildung einer Landschaft, in der die Ausbißlinien der einzelnen Schichten wie im Schichtstufenland umlaufendes Streichen zeigten. Die angenommene Verbreitung der im einzelnen vielleicht schon aufgelösten Jura-Decke (Abb. 16) macht es wahrscheinlich, daß zu jener Zeit der größte Teil der Schichttafel nur eine sehr geringe Neigung hatte. Der Hauptbetrag der Schiefstellung ist also nachobermiozän! Von dieser Schiefstellung muß die Hebung von Spessart, Rhön, Odenwald, Schwarzwald und Schwäbischem Jura wohl unterschieden werden, da sie ein anderes Alter besitzt. Wegen der Ausbildung von Verebnungen im Alt-Pliozän — deren Bedeutung

noch erwiesen werden soll — und dem Verhältnis zur jungpliozänen Hebung von Spessart und Rhön ist anzunehmen, daß die erste größere Schiefstellung des gesamten Schichtstufenlandes mit der nachobermiozänen-voraltplozänen Gesamthebung zeitlich, und damit wahrscheinlich auch ursächlich, zusammenfällt.

Eine im gesamten Schichtstufenland weit verbreitete Erscheinung ist die, daß die Oberflächen der einzelnen Stufen gegen die nächsthöhere Stufe zu auch morphologisch einfallen, wodurch sich dann alle möglichen Schwierigkeiten mit der Entwässerung ergeben. Es tritt Versumpfung ein, womöglich durch artesisch austretendes Wasser, Aufschüttung statt Ausräumung und ähnliches, wie es Gg. WAGNER (1929) beschrieben hat. Ich führe das ebenso wie der genannte Verfasser auf jüngere Bewegungen zurück. Wären die Verhältnisse schon ursprünglich so gewesen, hätte keine Abtragung bis zu diesem Betrage stattgefunden. Nun läßt sich seit dem Plozän (Ober-Plozän) außer in Spessart, Odenwald und Rhön keine merkliche Abtragung und kein merkliches Zurückweichen der Stufenränder mehr feststellen. Da aber seit dem Ober-Miozän beträchtliche Mächtigkeiten abgetragen wurden — Katzenbuckel 550 m, Beilstein bei Orb 225 m, Umgebung des Gleichen 300 m, im übrigen immerhin wenigstens 200 m [siehe auch WELTE (1931)], so muß dies zwischen Ober-Miozän und Ober-Plozän, also im Alt-Plozän geschehen sein. Die neuerliche Schiefstellung der zu dieser Zeit ausgebildeten Flächen führte dann zu den bereits geschilderten Folgen (Versumpfung usw.). Ihr Alter ist jünger als Alt-Plozän, sie dauert vielleicht im Diluvium an.

Es fallen also Schiefstellungen

1. zwischen Ober-Miozän und Alt-Plozän und
2. zwischen Alt-Plozän und jetzt (?).

Die beiden Gesamthebungen fallen demnach zeitlich mit den Schiefstellungen zusammen. Das läßt vermuten, daß die Gesamthebungen im Bereich unseres süddeutschen Schichtstufenlandes mit einer Schiefstellung verbunden war.

c) Ausbildung und Neuorientierung des Flußnetzes und Ausbildung der Landoberflächen zwischen Ober-Miozän und Alt-Plozän. — Wo noch Flächen aus dem Ober-Miozän oder solche noch höheren Alters in Süddeutschland erhalten sind, zeigen sie eine Südost-Entwässerung. Dabei war im Ober-Miozän im Osten des Gebietes eine linienhafte Eintiefung bis in den Keuper schon erreicht gewesen. Das gleiche ist für die damals von Jura noch bedeckte Fläche wahrscheinlich. Tieften sich die Flüsse bis auf die tonigen Schichten des Lias' oder des Bunten Keupers ein, so erfolgte natürlich eine starke seitliche Erosion. Die schnelle Abtragung der Jura-Decke über so große Räume seit dem Ober-Miozän wäre demnach so zu verstehen, daß nicht eine geschlossene Stufe wegen der ursprünglich vorhandenen Schichtneigung zurückwich, sondern daß diese

Schichten bei der damals eintretenden Gesamthebung und Schiefstellung wegen ihrer flächenhaften Zerschneidung rasch über große Flächen abgetragen werden konnten. So wird es auch nicht allzu schwierig sein, die Forderungen zu vereinigen, daß 1. ein Zurückweichen der jetzt bestehenden Stufenränder seit dem Ober-Miozän nicht mehr eingetreten sein solle [L. KRUMBECK (1927)], 2. daß wegen der Verbreitung des Juras in der Basaltauflagerungsfläche ein schnelles Zurückweichen gefordert werden muß.

Heute verläuft die Wasserscheide zwischen der nach Südosten und der nach Westen gerichteten Entwässerung im fränkischen Teil des Stufenlandes größtenteils auf der Stirn der Keuper-Stufe oder ganz in ihrer Nähe (Abb. 17). Nur die nachmiozäne Umkehr des Mains hat

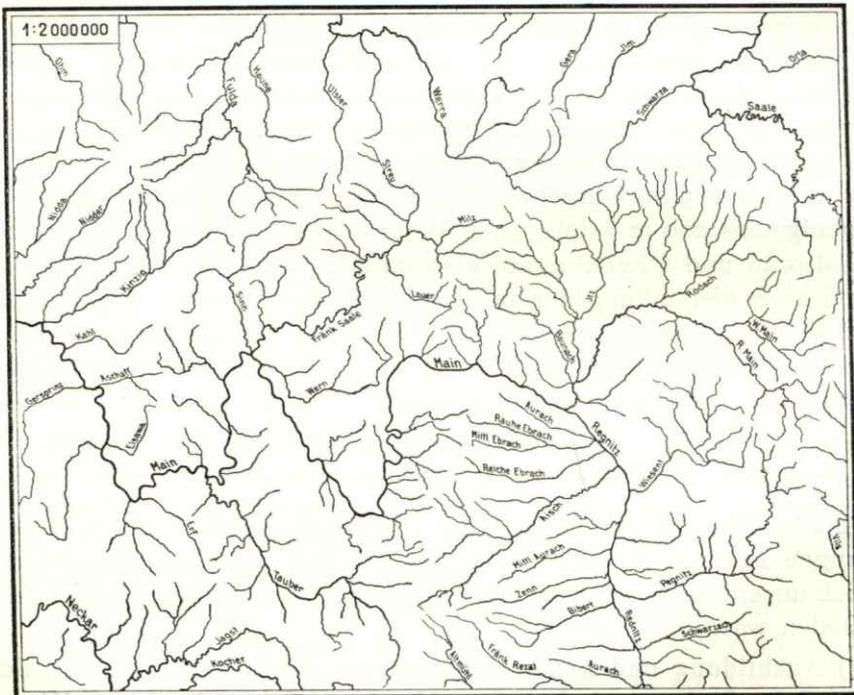


Abb. 17

Kärtchen des Entwässerungsnetzes in Franken.

Es zeigt eine radiale Entwässerung des Vogelberges, der Rhön und auch des Spessarts, eine Entwässerung mit sehr ausgeprägter Unsymmetrie im Gebiet der Muschelkalkplatte, und im Keupergebiet eine symmetrische, hauptsächlich süd-östlich gerichtete Entwässerung.

die Wasserscheide ein großes Stück gegen Osten verschoben, die Nebenflüsse aus dem Keuper laufen aber trotzdem noch alle zuerst nach Osten (siehe auch H. RECK 1912). Es ist also auf der Oberfläche der Keuper-Stufe noch das miozäne, vielleicht auch noch ein älteres Entwässerungs-

netz erhalten geblieben [RECK (1912!)], ebenso wie innerhalb der Jura-Fläche. Das deutet darauf hin, daß die vollständige Entblößung der Oberfläche des Keuper-Gebietes noch in die Zeit fällt, wo nach dem Ober-Miozän eine Schiefstellung und Allgemeinhebung eintrat, also in das Alt-Pliozän. Die Fläche ist dabei gesteinskundlich bedingt durch die Erhaltungsfähigkeit der Keuper-Schichten gegenüber dem linienhaften Einschneiden der Flüsse.

Es ist übrigens darauf hinzuweisen, daß die voraltpliozäne Landschaft noch nicht die heutige Höhenlage über dem Meer besaß.

Wo in der Rhön, Wetterau und im Spessart Muschelkalk und Buntsandstein schon im Tertiär entblößt waren, zeigten sie eine Entwässerung nach Westen. So ist es für die Rhön von HUMMEL (1928), für den Spessart von F. KINKELIN (1892) gezeigt worden. Auf der unterfränkischen Muschelkalkplatte ist dies auch jetzt so. Nur die Umkehr des Mains hat das Flußgebiet des Rheins weit in den Keuper hineingetrieben. Das Gebiet der Muschelkalktafel zeichnet sich außerdem durch eine sehr unsymmetrische Entwässerung aus. Ich halte diese Unsymmetrie für ursprünglich. Denn die Muschelkalkfläche ist ja erst seit dem Alt-Pliozän im heutigen Maße entblößt, und auch das Flußsystem ist nicht älter. Die Unsymmetrie ist derart, daß immer ein tiefer gelegener Fluß oder Flußarm seine Seitenäste bis dicht an die Talkante eines höheren Flusses oder Flußstückes entsendet. Sämtliche größere Entwässerungsadern sind also stark einseitig gebaut, und es läßt sich außer der genannten Gesetzmäßigkeit weder eine solche im Sinne des v. BAER'schen Gesetzes oder eine solche im Sinne irgend einer Himmelsrichtung feststellen (eine solche zeigen nur die Talformen kleinerer Bäche). Wäre außerdem eine solche regionale Gesetzmäßigkeit vorhanden, dann müßte ja auch die höher gelegene Keuper-Fläche sie zeigen. GG. WAGNER, der allerdings die Richtung dieser Unsymmetrie nicht näher bestimmt, gibt jüngere Krustenbewegung dafür als Ursache an (WAGNER 1929). In Unterfranken ist die Richtung dieser Unsymmetrie gerade umgekehrt, als man aus der Richtung der jungen Krustenbewegung erwarten sollte. Da die junge Krustenbewegung bei uns in einer Kippung gegen Osten besteht, müßten die nach Osten laufenden Bäche und Fließchen stärkeres Gefälle erhalten und ihr Einzugsgebiet weiter ausdehnen. Da es sich aber entgegengesetzt verhält — die nach Westen laufenden Bäche sind die längeren — kann ich in dieser Unsymmetrie nur die Wirkung einer schrittweisen Entwicklung des ganzen Entwässerungssystems auf der Muschelkalkplatte von Westen her sehen. Sie müßte dann für das Gebiet der heute freiliegenden Muschelkalkplatte mit der nachobermiozänen en-bloc-Hebung begonnen haben und wäre im Alt-Pliozän im wesentlichen vollendet gewesen. Damals fiel die morphologische Oberfläche der Buntsandstein- und Muschelkalkstufe anscheinend noch nicht gegen Osten ein, sondern hatte ein natürliches morphologisches (nicht tek-

tonisches!) Gefälle gegen Westen. Die Flüsse wären also antecedent zur heutigen Schichtneigung. Demnach wäre zu erwarten, daß die Oberfläche der Keuper-Stufe heute nach der Kippung eine noch stärkere Neigung gegen Osten erhielt, während die erst nach Westen geneigte Muschelkalkfläche nur schwächer nach Osten geneigt ist. Das Verhältnis ist tatsächlich 1:3 (genauere Zahlen folgen S. 38).

Es ist also das Zurückweichen des Keuper- und Muschelkalkrandes gleichzeitig mit einem Vorstoßen des nach Westen gerichteten Entwässerungssystems nach Osten eingetreten. Ob man sich dabei dieses Zurückweichen als ein linienhaftes — längs eines Stufenrandes oder über eine große Fläche gleichzeitig erfolgend vorzustellen hat, ist schwer zu entscheiden. Für ein linienhaftes Zurückweichen der Keuper-Stufe in Franken spricht die Tatsache, daß jetzt noch die Wasserscheide mit dem Stufenrand zusammenfällt und dieser ziemlich gerade und geschlossen ist; für ein mehr flächenhaftes Zurückweichen im württembergischen Teil des Stufenlandes würde sprechen, daß dort das Flußsystem nicht mehr die Regelmäßigkeit des fränkischen Gebietes zeigt, sondern gleichmäßig über Keuper und Muschelkalk weggeht, allerdings z. T. ebenfalls durch Umkehrungen verursacht. Dann erscheint die Stufe dort auch weniger geschlossen. Doch gehört diese Frage nicht unmittelbar zum behandelten Gebiet und ist für die Altersdeutung unserer Flächen auch weniger wichtig.

Die Tatsache, daß vom Gebiet des Mainzer Beckens eine Entwässerung gegen das Schichtenfallen nach Osten zu vorgriff und im Buntsandstein und Muschelkalk gegen die Schichtneigung gerichtete Flächen (die natürlich im einzelnen dem Grundsatz der Strukturflächen entsprechen haben werden) schuf, hängt offensichtlich eng mit der Geschichte dieses Gebietes zusammen und fällt daher aus dem Rahmen dieser Untersuchung. Es ist nur soviel von Wichtigkeit zu wissen,

1. daß die sämtlichen Landoberflächen im Tertiär bis herauf ins Alt-Pliozän sehr wenig über dem Meeresspiegel lagen; daß tektonische Verstellungen anscheinend im Entstehen meist wieder morphologisch ausgeglichen wurden, wie z. B. das Verhältnis zwischen dem Zurückweichen der Stufenränder in der Wetterau, ferner die, trotz der Schichtneigung gegen Osten, immer wieder auftretenden Gefälle gegen Westen und die fortwährende tertiäre Sedimentation in diesem Gebiet zeigen;
2. daß seit dem Älteren Tertiär in diesem Gebiet bereits eine Reliefumkehr vorhanden war, so stark, daß dieses tektonisch gehobene Gebiet morphologisch zur Ausgangsbasis einer immer weiter nach allen Seiten fortschreitenden Entwässerung wurde.

Es ist m. E. unwahrscheinlich, daß miozäne Flüsse im Gebiet der heutigen Muschelkalkplatte bereits den Keuper durchsägt gehabt hätten,

beim weiteren Einschneiden dann im Muschelkalk festgelegt worden wären, so daß in dem heutigen Entwässerungsnetz solche ältere Stücke noch vorhanden wären. Es gibt keine Schotter, die dafür sprechen, und die Höhenlage der Täler im Keuper spricht gleichfalls dagegen.

Doch ist die Umkehr des Mains (und ebenso die von Kocher und Jagst) sicher nicht einfach zu erklären. Sie wird ähnlich zu deuten sein wie die Aisch-Pforte bei Windsheim (siehe S. 27 und Abb. 14 und 15).

Zusammenfassend läßt sich also sagen, daß zwischen Ober-Miozän und Alt-Plozän im fränkischen Teil des Stufenlandes

1. eine Allgemeinhebung eintrat, die mit einer geringen Schiefstellung mit nach Südosten geneigtem Gefälle verbunden war;
2. daß infolgedessen die konsequente Entwässerung auf der Jura-Platte, die z. T. sich schon bis auf den Keuper eingetieft hatte, im gehobenen Westen stark ausräumend wirken konnte; so wurde die Keuper-Fläche durch Zusammenschmelzen der auf den Wasserscheiden erhaltenen Reste von Jura vollständig entblößt, und die Jura-Stufe in ihrer heutigen Lage da festgelegt, wo wegen der tieferen Lage eine weitere Abtragung nicht mehr eintreten konnte;
3. daß im Westen des Gebietes die Abtragung von Keuper und Muschelkalk rasche Fortschritte machte im Zusammenhang mit der Ausbildung eines neuen, von Westen her vordringenden Entwässerungsnetzes. In die gleiche Zeit dürfte auch die Umkehr des Mains fallen;
4. daß sich im Alt-Plozän eine noch tief gelegene Landschaft ergibt, deren Neigung auf der Muschelkalk- und Buntsandstein-Fläche gegen Westen, auf der Keuper- und Jura-Fläche gegen Osten geht;
5. in dieser altplozänen Landschaft lagen die Stufenränder der Jura- und Keuper-Stufe ungefähr da, wo sie auch heute noch liegen. Da eine genügende Schiefstellung der Schichten und eine die Erosion belebende Allgemeinhebung bereits eingetreten waren, ist anzunehmen, daß die Schichtränder zumeist bereits als Schichtstufen ausgebildet waren.

d) Die Ausgestaltung des fränkischen Stufenlandes im Jung-Plozän und Diluvium im allgemeinen. — Es ist schon im Vorhergehenden eine neuerliche Allgemeinhebung und Schiefstellung für das Plozän und Diluvium gefordert worden und zwar auf Grund rein morphologischen Tatsachenmaterials. Wenn nun die Auswirkung dieser Bewegung auf die plozäne Stufenlandschaft beschrieben wird, so liegt kein *circulus vitiosus* vor. Es soll nur gezeigt werden, wie sich der morphologische Befund auf Grund diesen Tatsachenmaterials am besten erklären läßt.

Seit dem Alt-Plozän ist eine merkliche Tieferlegung unserer Flüsse, wenigstens im westlichen Teil des Stufenlandes eingetreten. Plozän, soweit es in diesem Gebiet erhalten ist, weist immer auf ziemlich geringes Gefälle und auf geringe Eintiefung hin. Dagegen scheint die diluviale

Eintiefung unserer Flüsse wenigstens im Großen schon im ältesten Diluvium vor sich gegangen zu sein; die *Primigenius*-Terrasse reicht am Main fast überall bis unter den heutigen Flußspiegel hinab, in der Würzburger Gegend liegen unter diesen Schotterauffüllungen noch z. T. mächtige Tone, über deren Alter man noch recht wenig sagen kann; bei Randersacker wurde von mir im Liegenden der Schotter der (bisher als *Primigenius*-Terrasse gedeuteten) Terrasse der Zahn eines *Rhinozerus etruscus* gefunden, was auf altdiluviales Alter deuten würde (A. WURM 1933).¹⁾

Die Erscheinung, daß auch die Oberfläche der Muschelkalk-Fläche gegen Osten einfällt, wurde schon oben durch eine nachaltpliozäne Schiefstellung erklärt. Es sollen im Nachstehenden einige Zahlen über dieses Einfallen gegeben werden.

Keuper:

Zabelstein—Birkach	190 m auf 30 km
Stollberg—Herrnsdorf	170 m auf 34 km
Katzen-Berg—Aisch	170 m auf 34 km
Schwan-Berg—Forchheim	170 m auf 35 km.

Dabei liegen allerdings die westlichen Ausgangspunkte auf dem Steigerwald-Sattel. Geht man aber so weit gegen Osten, daß dessen Auswirkungen nicht mehr zu verspüren sind, so bekommt man immerhin nur um 50—70 m geringere Werte.

Im Muschelkalk ist der Vergleich nicht ganz einfach, weil wir eine späterhin noch vielfach verbogene Fläche vor uns haben. Günstige (d. h. die höchsten) Werte bekommt man etwa für:

Muschelkalk:

Ansbach bis Rothenfels—Rödelsee	70 m auf 50 km
Hammelburg—Gerolzhofen	20 m auf 42 km
Gambach—Wiesentheid	50 m auf 45 km.

Geht man weiter nach Süden, so bekommt man sogar ein Ansteigen gegen Osten, wegen des Einflusses des Uffenheimer Sattels.

Diese Zahlen zeigen deutlich, daß ein morphologisches Gefälle der Muschelkalkplatte gegen Westen für das Alt-Pliozän durchaus wahrscheinlich ist und das heutige morphologische Bild durch die neuerliche Neigung nach Osten erklärt werden kann. Für die Keuper-Fläche bleibt, auch wenn die Muschelkalk-Fläche gegen Westen geneigt war, immer noch ein genügendes Gefälle gegen Osten.

¹⁾ Die ganze Terrassenfrage ist in dieser Arbeit nicht ausführlich behandelt. Es wurde zwar mit der Bearbeitung begonnen: in deren Verlauf konnte aber eine schon ziemlich große Menge von Wirbeltierresten an verschiedenen Orten gefunden werden und weitere Funde sind für die nächsten Jahre noch mit Sicherheit zu erwarten. Es soll daher die Bearbeitung dieser Funde und der ganzen Frage noch solange hinausgeschoben werden, bis ein hinreichendes palaeontologisches Beweismaterial vorliegt.

Für das Jung-Pliozän und Diluvium ergibt sich also für den fränkischen Teil des Schichtstufenlandes:

1. wiederum eine Allgemeinhebung und Schiefstellung mit nach Osten geneigtem Gefälle;
2. infolgedessen ein besonders im Westen eintretendes energisches Einschneiden der Flüsse, soweit sie dem West-Entwässerungssystem angehören;
3. eine Neigung der im Alt-Pliozän ausgebildeten Stufenflächen gegen Osten, so daß vor den Schichtstufen häufig Versumpfung, Auffüllung usw. eintritt und zum mindesten die Abtragung stark vermindert ist;
4. ein wesentliches Zurückweichen der Stufenränder tritt nicht mehr ein.

Dabei ist allerdings die Spezialtektonik, die gerade um diese Zeit größere Wichtigkeit gewinnt, nicht berücksichtigt.

4. Das Alter der Spezialtektonik.

Als Spezialtektonik soll hier alles zusammengefaßt werden, was außer der eigentlichen Schichtneigung gegen Osten (Südosten) eine Verbiegung und Verwerfung des Deckgebirges bewirkte.

Es sind dies einmal die bedeutenderen Hebungen von Spessart und Rhön, dann die weniger auffälligen, bei der Schilderung des Inhaltes der Streichkurvenkarte aufgezählten Sättel, Mulden und Verwerfungszüge. Alle diese Gebilde sind nachmitteljurassisch, wie aus Analogie mit Gebieten, wo Jura und Kreide noch in größerer Ausdehnung vorhanden sind, vermutet werden darf. In sich sind sie aber von sehr unterschiedlichem Alter.

Die Hebung der Rhön fällt nach HUMMEL (1929) in die Zeit nach dem Alt-Pliozän, also vermutlich ins Jung-Pliozän bzw. in die Wende Pliozän — Diluvium. Das Gleiche hat schon SCHREFFER (1924) für den Spessart ausgesprochen. Dort liegt Pliozän über ausgeglichenen Verwerfungen. Die Hebung fällt zwischen eine altpliozäne Einebnung und das Diluvium, da sämtliche Terrassen nicht mehr verbogen sind (SCHREFFER). Die Geschichte der westlichen Randbrüche ergibt ebenfalls ein gleiches Alter für die Aufwölbung.

Auch rein morphologische Befunde würden für ein solches Alter sprechen. Im Spessart und der Rhön sind die Landoberflächen am meisten verbogen. Es ist anzunehmen, daß sie bei ihrer Ausbildung eine ähnliche Neigung und Lage wie im übrigen Schichtstufenland besessen haben müssen. Die Ausbildung der Landoberflächen und die Verbiegungen derselben fallen zwischen Ende des Ober-Miozäns und Diluviums, so daß sich altpliozänes Alter für die Einebnung, jungpliozänes bis diluviales für die Aufwölbung ergäben. Beide Vorgänge stehen dabei in guter Übereinstimmung zum benachbarten Mitteldeutsch-

land. Im Spessart ist dann die pliozäne Landschaft durch starke Zerschneidung im Diluvium zu einer Rundkuppenlandschaft [SCHREFFER (1924)] ausgestaltet worden, ist also eigentlich nur in der „Gipfelflur“ annähernd erhalten. In der Rhön liegt die altpliozäne Landschaft über den Basalten der Hohen Rhön, wo sie sich wegen deren Verwitterungswiderständigkeit hat erhalten können. Mit der „Gebirgsfußebene“, die nach KREBS (1919) in einer mittleren Höhenlage in die Rhön eingreift und die noch etwas mitgehoben worden sein soll, wird man sehr vorsichtig umgehen müssen. Ich kenne innerhalb der mir bekannten und auf der Streichkurvenkarte dargestellten Teile der Rhön nur Strukturflächen, die allerdings zum Teil sehr deutlich ausgebildet sind. Es sind zumeist die Röt- und Felssandsteinflächen des Buntsandsteins.

Von den herzynischen Sätteln im nördlichen Franken hat HUMMEL ein vormiozänes Alter nachgewiesen und ein kimmerisches vermutet. Auch A. WELTE (1931) weist darauf hin, daß im Bibraer Sattel bereits im Pliozän Reliefumkehr eingetreten ist, da dieses in der ausgeräumten Sattellachse liege. M. SCHUSTER (1933) weist dem „Splittergürtel“ von Heustreu, einer herzynischen Bruchzone, ebenfalls vorbasaltisches Alter zu. Es ist aber auch diluviale Bewegung für den Kissingen-Schweinfurter Sattel und die Schweinfurter Mulde nachweisbar: in der Schweinfurter Mulde an der starken Schotterlage unter der Flußsohle (18 m!), am Kissingen-Haßfurter Sattel nach WELTE durch die Verstellung ältester Schotter. Eine jüngere Bewegung ist aber auch schon deshalb zu erwarten, weil die Landoberfläche mit diesen Elementen gleichlaufend verbogen ist, wie es schon die Höhenschichten 100:100 m erkennen lassen.

Als größeres herzynisches Element ist nur noch der Crailsheim-Boxberger Sattel erwähnenswert. In ihm tritt, wie schon geschildert wurde, eine eigene, merkliche Verbiegung der Landoberfläche kaum ein; er ist im größten Teil morphologisch ausgeglichen. Wo größere Aufbiegungen der Landoberfläche vorhanden sind, sind sie deutlich dem Gailenkirchen-Haßfurter Sattel zugeordnet (Uffenheimer Sattel), der jenen herzynischen Sattel im Gebiet des fränkischen Schildes schneidet. Die Keuper-Stufe zeigt sich nun in ihrem Verlauf als ein wertvolles Hilfsmittel, das verschiedene Alter herzynischer, erzgebirgischer und rheinischer Faltung zu unterscheiden. Die Stufe weicht zwar vor dem Kissingen-Haßfurter Sattel, der nachgewiesenermaßen älter als diese Lage der Stufe ist, in weitem Bogen zurück. Nach HUMMEL (1928) ist der Sattel bereits in der Auflagerungsfläche des Basaltes zu erkennen. Sie weicht auch um den Crailsheim-Boxberger Sattel im Verlauf Rothenburg—Crailsheim—Hall a. Kocher zurück. Die Stufe kümmert sich dagegen nicht um die rheinische Kitzinger Mulde und nicht um den Gailenkirchen-Haßfurter Sattel. Wenn überhaupt die Lage des Stufenrandes durch tektonische Verhältnisse bedingt ist (siehe M. FRANK 1919) (und das ist doch die allgemeine Annahme), dann müßte die Keuper-Stufe

weit gegen Würzburg in der Kitzinger Mulde und auf dem fränkischen Schild noch weiter gegen Osten ausbiegen, wenn alle diese Elemente gleich alt wären. Die Höhenlage des Fußes der Keuper-Stufe schwankt tatsächlich in so weiten Grenzen — Iphofen 250 m, Rothenburg 400 m —, daß nur eine junge Verbiegung nach der Ausbildung des Stufenrandes dazu den Anlaß gegeben haben kann, umso mehr, als an anderen Orten das Zurückweichen der Stufe um ältere Sättel festgestellt werden kann. Es muß also der Crailsheim-Boxberger Sattel vor der Ausbildung des Stufenrandes im Alt-Pliozän, der Uffenheimer Sattel und der Kitzingen-Schweinfurter-Muldenzug nach seiner Ausbildung entstanden sein. Ich komme also zu einem voraltpliozänen Alter des Crailsheim-Boxberger Sattels und zu einem nachaltpliozänen, also jungpliozänen bis diluvialen Alter des Gailenkirchen-Haßfurter Sattelzuges, der in Mittelfranken den Hauptteil des Fränkischen Schildes bildet.

So ist es vielleicht auch zu verstehen, daß dieser Sattel von Kocher, Jagst und Tauber geschnitten wird, während sich alle drei Flüsse eng an den Crailsheim-Boxberger Sattel anschließen und keiner ihn durchschneidet.

Es muß nun versucht werden, die übrigen tektonischen Elemente in dieses Bild einzupassen. Die fränkische Furche ist wegen ihres dem Uffenheimer Sattel gleichen Verlaufs und ihrer morphologischen Wirksamkeit (Gg. WAGNER, 1929, S. 284) vermutlich auch jungpliozän-diluvial.

Die erzgebirgischen und rheinischen Elemente — Zellinger Mulde, Thüngersheimer Sattel, Zeller Mulde, Bergtheimer Mulde, Gerchsheimer Sattel — wären gleicherweise wieder in die Zeit nach dem Ober-Pliozän bis zum Diluvium zu stellen. Hier muß allerdings bemerkt werden, daß es auch Hinweise auf ein etwas höheres Alter dieser Elemente gibt.

Schon KREBS hat darauf aufmerksam gemacht, daß der Thüngersheimer Sattel und alle die anderen Sättel und Mulden noch die Oberfläche der Muschelkalkfläche verbiegen, aber doch nur mit einem Teil ihres Aufwölbungsbetrages. Er schloß daraus, die Faltung müsse zum Teil die Ausbildung der Fläche noch miterlebt haben; sie hätte also, da er seine Landoberfläche ebenfalls ins Alt-Pliozän stellt, schon in diesem begonnen.

Besser zeigt uns diese Verhältnisse noch die Bergtheimer Mulde. Hier liegt noch heute innerhalb des Maindreiecks ein schmaler Streifen von Buntem Keuper, der allerdings nur in seinen untersten Schichten erhalten ist. Es muß also eine Einmuldung schon zum Teil bestanden haben, als die Landoberfläche ausgebildet wurde. Es liegt nichts näher, als die Entstehung dieser erzgebirgischen und rheinischen Falten in die Hebungszeit zwischen Ober-Miozän und Alt-Pliozän zu stellen, und anzunehmen, daß dann diese kleineren Sättel und Mulden, die auch tektonisch gar nicht so sehr hervortreten, bei der zweiten nachaltpliozänen Hebungsphase nur noch posthum etwas mitbewegt worden wären.

Die Rhön und der Spessart zeigen, im Gegensatz zu den übrigen Flächen westwärts der Keuper-Stufe eine recht symmetrische Entwässerung. Es ist immerhin möglich, daß dies ebenfalls durch eine schon geringe Aufwölbung der Spessart-Rhönachse in voraltplozäner Zeit verursacht ist.

Es ergibt sich also für die Spezialtektonik: 1. Kimmerische Faltung der herzynischen Falten im Nordosten mit diluvialen, posthumen Bewegungen, 2. für die erzgebirgische und rheinische Faltung dagegen eine erste Anlage in der Attischen Phase STILLE's (zwischen Ober-Miozän und Alt-Plozän), während die hauptsächliche Aufwölbung wenigstens der größeren Elemente — Spessart, Rhön, Gailenkirchen-Haßfurter Sattel, Kitzingen-Schweinfurter Muldenzug usw. —, erst in der Wallachischen Phase STILLE's (zwischen Alt-Plozän und Diluvium) stattgefunden hätte. Die kleineren Elemente hätten sich demnach schon in der ersten Phase ziemlich erschöpft, während gerade die breiteren Elemente dort erst ihre hauptsächliche Auffaltung erlebten.

5. Diluviale und alluviale Abtragung im Zusammenhang mit der Spezialtektonik.

Eine fröhildiluviale Allgemeinhebung von etwa 200 m darf als ziemlich sicher angenommen werden. Aus ihr erklärt sich die diluviale Eintiefung der zum Rhein hin entwässernden Flüsse. Bewegungen im Mainzer Becken und in der Oberrheinischen Tiefebene sind allerdings auch dafür verantwortlich zu machen.

Die Deutung und Alterstellung der Terrassen ist noch immer ein ungelöstes Problem. Im nördlichen Saale-Gebiet liegen pliozäne Terrassen tiefer als sicher altdiluviale [WELTE (1931)]. Das Plozän von Wernfeld liegt unmittelbar vor der Wellenkalk-Stufe sehr ausgesetzt auf einem Talsporn zwischen Main und Wern etwa 100 m über der Talsohle [SCHLAGINTWEIT (1919)]. Die Terrassen mit *Elephas primigenius* reichen am Main fast überall in die Talsohle, häufig bis unter die Flußsohle; bei Randersacker fand sich nun in gleicher Höhenlage ein *Rhinoceros etruscus* (altdiluvial) [WURM (1933)]. Wenn dann die Terrassen des Maines schon so alt sind, wie sind dann die höheren Terrassen zu deuten?

Die Mainterrassen bis herauf zur 100 m-Terrasse sollen ohne Verbiegung durch den Spessart hindurchgehen [SCHREFFER (1924)]. Eine Kippung bzw. Aufwölbung des Spessarts ist also nach SCHREFFER im Diluvium nicht mehr eingetreten. Für den Odenwald wird diluviale Hebung z. T. angenommen [GG. WAGNER (1929)]. WELTE 1931 nimmt sie auch für die Rhön an. Eine diluviale Bewegung ist nicht unwahrscheinlich, wenn sich auch jetzt noch wenig Beweise dafür beibringen lassen.

Die Heraushebung von Spessart und Rhön seit dem Alt-Plozän ist so groß, daß sie eine verstärkte Abtragung und Ausfurchung gegenüber dem Hinterland bedingt hat. So ist die Ausgestaltung des Spessarts, die

Zertalung und Abtragung innerhalb der Rhön ins Jung-Pliozän und Diluvium zu setzen. Wir hätten also die jüngsten Flächen im Stufenland in den gegen Westen aufgebogenen Rändern Odenwald-Spessart-Rhön, nämlich im wesentlichen diluviale bzw. jungpliozäne. An diese schließen sich dann die altpliozänen Stufenflächen des Muschelkalkes und Keupers an, daran die obermiozänen oder noch älteren Flächen vor und in der Jura-Stufe.

Diluviale Bewegungen zeigen sich ferner im Haßfurt-Kissinger Sattel und in der nördlich von ihm gelegenen Grabfeld-Mulde [WELTE (1931)], der Schweinfurter Mulde [CHR. KITTLER (1917)], ferner bei Marktbreit, wo ebenfalls noch eine starke Aufschotterung (14 m) unter der Flußsohle festgestellt wurden. Marktbreit liegt in dem von Weikersheim gegen Kitzingen ziehenden Muldenzug. Keine diluviale Bewegung ließ sich am Thüngersheimer Sattel feststellen.

Eine bemerkenswerte Tatsache, die geeignet ist, etwas Licht auf die nachdiluvialen Abtragungsvorgänge zu werfen, ist die Verbreitung der geschlossenen Löß-Decke, die etwa mit dem Raum der Muldenzone im östlichen Maindreieck zusammenfällt. Diese Löß-Decke erstreckt sich vom Steigerwaldrand den Nordabfall des Fränkischen Schildes entlang bis etwa gegen Röttingen und Mergentheim, dann nordwärts den Ostrand des Thüngersheimer Sattels entlang bis zur Schweinfurter Mulde und schließlich südlich des Kissingen-Haßfurter Sattels wieder bis zum Steigerwald-Rand. Das hier umrissene Gebiet ist tektonisch wie morphologisch ein ausgesprochenes Tiefebenegebiet und stellt die tiefste Einmuldung der Muschelkalkplatte vor. Löß wurde natürlich flächenhaft auch auf der ganzen übrigen Muschelkalkplatte abgelagert, nur wurde er dort seit dem Diluvium z. T. wieder abgetragen. In den jungen Gebieten Rhön, Spessart und Odenwald fehlt er so gut wie völlig, ebenso auf der flachgeneigten Keuper-Tafel. Nur vor der Jura-Stufe ist er wieder erhalten (Einfluß der Kippung!). Die Verbreitung des Lösses auf der Muschelkalk-Tafel kann man vielleicht zur Festlegung der unterschiedlichen Abtragungsgeschwindigkeit verwenden. Die Geschlossenheit der Löß-Decke beruht darauf, daß hier die flächenhafte Abtragung so gut wie völlig ruht. Die im Alt-Pliozän entstandene Oberfläche ist gekippt und überdies eingesenkt worden und wurde so dem Einfluß der Abtragung entzogen.

Das gibt vielleicht auch einen Fingerzeig über die „fossile Natur“ der Tälchen dieses Gebietes, auf die schon SALOMON (1919) hingewiesen hat. Sie ist so zu erklären, daß eine begonnene Eintiefung unterbrochen wurde, als tektonische Ereignisse sie weiterhin unmöglich machten. Die Verkarstung des Muschelkalkgebietes spielt natürlich dabei eine große Rolle. Daß dann Talknicke usw. mit widerständigen Horizonten zusammenfallen, spricht sicher nicht gegen diese Anschauung.

Eine gewisse diluviale Abtragung muß also, nach den Erfahrungen

über nachdiluviale Abtragung, auch für das Gebiet der altpliozänen Stufenflächen angenommen werden. Sie wird — wie die nachdiluviale — an tektonischen Hebungsgebieten etwas stärker sein als in Senkungsgebieten, aber nirgends (außer in den aufsteigenden Randgebirgen) nennenswerte Beträge erreicht haben.

6. Zeittafel.

Diluvium:	Eintiefung der Täler, z. T. Aufschüttung, Abtragung in der Rhön, Spessart und Odenwald. Innerdiluviale Bewegungen: Schweinfurter Mulde, Kitzinger Mulde, Kissinger Sattel; Spessart, Rhön, Odenwald (?).
Wallachische Phase:	Jüngere en-bloc-Hebung und Schiefstellung; Aufwölbung von Spessart und Rhön und der erzgebirgischen Achsen im Westen Unterfrankens, besonders des Gailenkirchen-Haßfurter Sattels. Schiefstellung der im Alt-Plioziän gebildeten Landoberflächen.
Jung-Plioziän:	Keine größeren Abtragungsbeträge mehr außer in den westlichen Randgebirgen. Keine wesentliche Zurückverlegung der Schichtstufenränder.
Alt-Plioziän:	Tektonische Ruhe. Starke flächenhafte Abtragung, Fortschreiten der nach Westen gerichteten Entwässerung gegen Osten auf der sich entblößenden Muschelkalkfläche, Festlegung der Stufenränder.
Attische Phase:	Ältere en-bloc-Hebung und Schiefstellung, ältere Bewegungen der erzgebirgischen Achsen (auch der rheinischen) im Westen Unterfrankens; Hauptbewegung besonders der kleineren Achsen (Thüingersheimer Sattel, Bergheimer Mulde usw.).
Ober-Mioziän:	Ausbildung einer Landoberfläche in dem Gebiet von Wetterau und Rhön, die die vormiozänen Bewegungen ausgleicht. Eintiefung der nach Südosten laufenden Flüsse auf der Jura-Platte, die dabei z. T. schon aufgelöst wird. Malm fehlte wahrscheinlich schon anfänglich.
Vor-Obermioziän:	Verschiedene Bewegungen im Bereich von Wetterau, Rhön und Mainzer Becken, die zur Anlage des Schichtstufenlandes führen. Abtragung wechselt in diesem Gebiet fortwährend mit Sedimentation.
Kimmerische Phase (?):	Auffaltung der herzynischen Sättel und Mulden.

D. Rückblick.

Bei der Betrachtung der saxonischen Tektonik Unterfrankens und ihrer Auswirkung auf die Morphologie und die Flußgeschichte des Mains

habe ich mich hauptsächlich an den in der Schichtlagerungskarte niedergelegten Stoff gehalten.

Bei der Auswertung der tektonischen Verhältnisse baute ich die bisher schon z. T. gemachten geometrischen Betrachtungen aus, um eine bessere Vorstellung über unsere Deckgebirgstektonik geben zu können. Ich glaube, daß vor allem der Gedanke, die Erscheinungen unserer Deckgebirgstektonik nur als sekundäre Nebenformen einer vom varistischen Grundgebirge oder von einem noch tieferen tektonischen Stockwerk ausgehenden Tektonik zu betrachten, fruchtbar werden kann. Auch das Verhältnis der Deckgebirgsmächtigkeit zum Grad tektonischer Beanspruchung kann vielleicht so befriedigender als auf Grund von Vorstellungen der Kontraktionstheorie erklärt werden. Das Wesen der Bruchfaltung erscheint mir durch diese Betrachtungen ebenfalls besser erklärt als durch eine durch Faltung erreichte „Starrheit“ (= Sprödigkeit) des Grundgebirges.

Bei der Betrachtung des Einflusses der Tektonik auf die Morphologie mußte die morphologische Geschichte des untersuchten Gebietes wiederhergestellt werden, um Vorgänge vor und nach der Ausbildung der Stufenränder, der Stufenflächen, und die Geschichte des Gewässernetzes befriedigend einreihen zu können. Auf die eigentliche Theorie des Schichtstufenlandes bin ich dabei nicht eingegangen. Es ist mir natürlich ferngelegen, alte Penepplain-Theorien wieder aufleben zu lassen. Ich glaube aber, daß im Lauf der geologischen Entwicklung doch verschiedene Vorgänge so sehr verschiedene Geschwindigkeiten haben, daß man wohl einzelne Vorgänge — Abtragung, Ausbildung von Flächen, Flußerosion, tektonische Bewegungen, einzelnen Zeitabschnitten zuordnen kann. Und nur so kann ich den gegebenen Stoff befriedigend erklären. Ich glaube, daß die Beweisführung in dem Abschnitt über die morphologischen Verhältnisse sich auch auf das ganze Schichtstufenland ohne allzugroße Schwierigkeit ausdehnen läßt.

Zusammenfassung:

Es wurde eine Streichkurvenkarte von Unterfranken, hauptsächlich auf Grund von Aneroid-Messungen im Gelände, aufgenommen. Die Auswertung derselben ergibt eine große Anzahl von erzgebirgischen, herzynischen und auch rheinischen Sattel- und Muldenachsen. Bei kleineren tektonischen Einheiten ist jedoch die Zuordnung zu solchen Achsen nicht ohne weiteres sicher.

Richtung, Häufigkeit, Bau und Ausmaße dieser Sättel und Mulden gaben Veranlassung, die Begriffsbestimmungen STILLE's (1910) für die saxonische Tektonik und ihre Anwendung durch LEUCHS (1929) auf das Untersuchungsgebiet zu überprüfen. Es zeigte sich dabei, daß in der äußeren Erscheinung eine Übereinstimmung vorliegt. Die ursächliche Erklärung durch kontraktionsähnliche Vorgänge kann dagegen nicht be-

friedigen. Es läßt sich vielmehr durch die geometrische Auswertung der Breiten und Höhen der Faltungsformen, ferner der von der Faltung betroffenen Schichtmächtigkeiten und der durch Abscheerung entstehenden Hohlräume zeigen, daß eine tangentiale Einengung nicht die Ursache der saxonischen Faltung Unterfrankens sein kann, und daß überdies eine Abscheerung des Deckgebirges über dem Grundgebirge kaum denkbar ist. Trotzdem neigen die Schichten des Deckgebirges wegen des besonderen Einflusses, den ihre Mächtigkeit auf ihre verschiedenen Lagerungsformen besitzt, zu einer gewissen Selbständigkeit in der Abbildung der Bewegungen des Untergrundes.

In der Oberflächengestaltung Unterfrankens lassen sich die Sättel und Mulden recht gut wiedererkennen. Der vermutliche Verlauf der Schichtausbißlinien im Ober-Miozän, die Entwicklung des Flußnetzes und der Landoberflächen, die verschieden große Übereinstimmung von tektonischem Bau und morphologischer Abbildung wird am besten durch folgende Annahmen erklärt: Die Ausbildung der heutigen Oberflächen ist erst nach dem Ober-Miozän erfolgt, ebenso die Ausbildung des nach Westen gerichteten Flußnetzes der Unterfränkischen Muschelkalkplatte. Die Hebungen, Faltungen und Schiefstellungen können zeitlich festgelegt werden auf eine vorobermiozäne Phase, ferner auf die Attische und Wallachische Phase STILLE's. Auch im Diluvium müssen noch Bewegungs- und Abtragungsvorgänge, besonders auf dem Unterfränkischen Hauptsattel M. SCHUSTER's (Spessart und Rhön) angenommen werden.

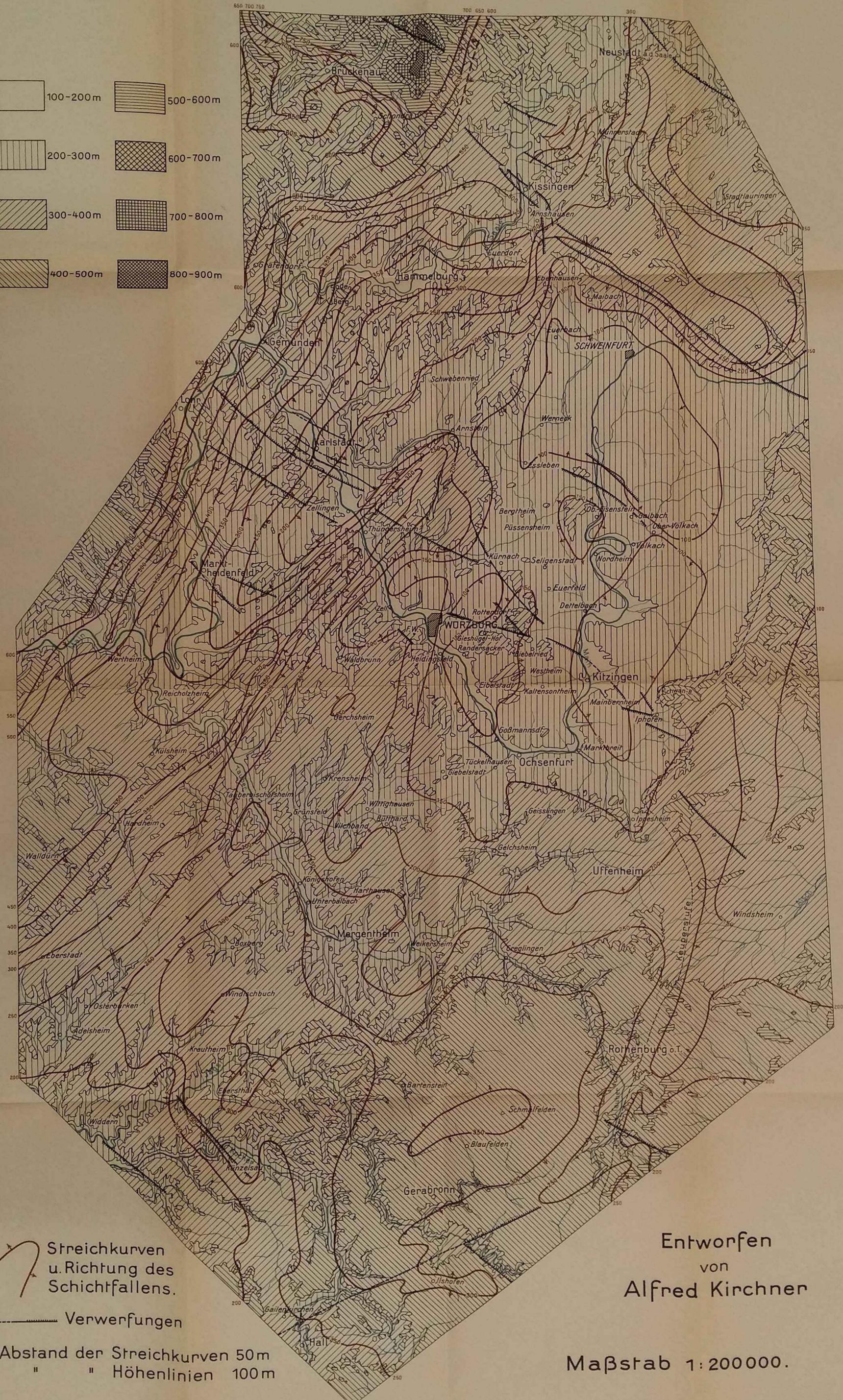
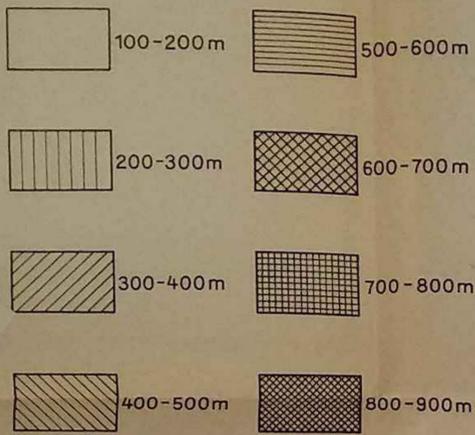
Angeführte Schriften.

- AMPFERER, O.: Über das Bewegungsbild von Faltungsgebirgen. Wien 1906.
- BRILL, R.: Paläogeographische Untersuchungen über das Pliozän im Oberrheingebiet. Diss. Heidelberg 1923.
- BÜCKING, H.: Über vor- und nachbasaltische Dislokationen und die vorbasaltische Landoberfläche in der Rhön. — Z. deutsch. geol. Ges., *64*, Berlin 1912.
- CHRISTA, E.: Zum Problem der Stufenlandschaft. — C. f. Min. usw., Stuttgart 1924. — Der Schwanberg im Steigerwald. München 1925.
- CLOOS, H.: Über antithetische Bewegungen. — Geol. Rundsch., *19*, Berlin 1928.
- DEECKE, W.: Morphologie von Baden. Geologie von Baden III. Berlin 1918.
- DORN, P.: Über den tektonischen Bau des ostfränkischen-oberpfälzischen Deckgebirges. — Geol. Rundsch., *23a*, Festschrift WILHELM SALOMON-CALVI, Berlin 1933.
- FRANK, M.: Zur Tektonik der Keuperrandstufe im mittleren Württemberg. — N. Jb. f. Min. usw., Bl.-Bd. *67*, Abt. B, Stuttgart 1931.
- FREYBERG, B. VON: Die tertiären Landoberflächen in Thüringen. — Fortschr. d. Geol. u. Pal., *8*, H. 24, Berlin 1929.
- GÖPPERT, G.: Geologische Untersuchung der Vorbergzone zwischen Brühl und Aschern in Baden. — Ber. d. naturf. Ges. Freiburg i. Br., *28*, H. 2, Freiburg.
- GRADMANN, R.: Das Schichtstufenland. — Zeitschr. Ges. f. Erdkunde Berlin, Berlin 1919.
- HUMMEL, K.: Die tektonische Entwicklung eines Schollengebirgslandes. Vogelsberg und Rhön. — Fortschr. d. Geol. u. Pal., *8*, H. 2, Berlin 1929.
- KINKELIN, F.: Der Pliozänsee des Rhein- und Maintals und die ehemaligen Mainläufe. — Ber. d. Senkenb. naturf. Ges., Frankfurt 1889.
- KITTLER, CHR.: Zur Entstehungsgeschichte der Mainlandschaft um Schweinfurt. — Jahrb. Kgl. Realschule Schweinfurt 1916/17.
- KLUGHARDT, A.: Die Lagerungsverhältnisse des Buntsandsteins und der übrigen Triasschichten bei Thüngersheim. Diss. Würzburg 1915.
- KREBS, N.: Morphologische Probleme in Unterfranken. — Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1919.
- KRUMBECK, L.: Zur Kenntnis der alten Schotter des nordbayerischen Deckgebirges. — Geol.-pal. Abh., N. F., *15*, Jena 1927.
- LANDER, A.: Tektonische Untersuchungen im nordöstlichen Württemberg und Mittelfranken. — N. Jb. f. Min. usw., Bl.-Bd. *64*, Abt. B, Stuttgart 1930.
- LEHMANN, O.: Urgeschichte des Rezat-Altmühltales. — Zeitschr. Ges. f. Erdkunde Berlin, Berlin 1914.
- LEUCHS, K.: Rahmenfaltung im fränkischen Triasbecken. — C. f. Min. usw., Abt. B, Stuttgart 1929. — Abhängigkeit junger Tektonik von variscischer im Spessart und fränkischen Triasbecken. — Geol. Rundsch., *22*, Berlin 1931.
- LOTZE, F.: Über Zerrungsformen. — Geol. Rundsch., *22*, Berlin 1931.
- MEYER, H.: Klimazonen der Verwitterung und ihre Bedeutung für die jüngere geologische Geschichte Deutschlands. — Geol. Rundsch., *7*, Berlin 1916.
- OSTERMAYER, A.: Beiträge zur Kenntnis der Basalte des Haßgaues. Diss. Erlangen 1902.
- PHILIPP, H.: Das ONO-System in Deutschland und seine Stellung innerhalb des saxonschen Bewegungsbildes. Versuch einer tektonischen Analyse. — Abh. d. Heidelb. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl., *17*, Berlin 1930.
- RECK, H.: Die morphologische Entwicklung des Schichtstufenlandes im Lichte der DAVIS'schen Zyklentheorie. — Z. deutsch. geol. Ges., *64*, Berlin 1912.
- REIS, O. M. & SCHUSTER, M.: Blatt Würzburg-West der Geognostischen Karte von Bayern 1:100 000, mit Erläuterungen von O. M. REIS, München 1928.
- ROLL, A.: Die Stratigraphie des oberen Malm im Lauchergebiet (Schwäb. Alb) als Unterlage für tektonische Untersuchungen. — Abh. Preuß. Geol. L.-A., N. F., H. 135.

- RÜGER, L.: Paläomorphologische Probleme aus dem Odenwald und das Alter der Katzenbuckeleruption. — C. f. Min. usw., Abt. B, S. 542—552, Stuttgart 1933.
- SALOMON, W.: Die Bedeutung des Pliozäns für die Morphologie Südwestdeutschlands. — Sitzungsber. Heidelb. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. A, Berlin 1919.
- Intensitäten alluvialer und diluvialer Vorgänge. — Sitzungsber. Heidelb. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. A, Berlin 1924.
- Magmatische Hebung. — Sitzungsber. Heidelb. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl., Berlin 1925.
- SCHLAGINTWEIT, O.: Über ein vom Main geköpftes Tal bei Gambach. — Sitzungsber. phys.-med. Ges. Würzburg, Würzburg 1914.
- SCHEU, E.: Zur Morphologie des schwäbisch-fränkischen Stufenlandes. — Forsch. z. deutsch. Landes- u. Volkskunde, 18, Stuttgart 1909.
- SCHREFFER, H.: Das Maintal zwischen Spessart und Odenwald. — Forsch. z. deutsch. Landes- u. Volkskunde, 23, Stuttgart 1924.
- SCHUSTER, M.: Aufbau und Geschichte der Landschaft um den mittleren Main. — Fränkische Heimat, H. 2, Nürnberg 1925.
- Abriß der Geologie von Bayern r. d. Rh., Bd. VI, München 1928.
- Blatt Uffenheim der Geognostischen Karte von Bayern 1:100 000. Mit Erläuterungen. München 1926.
- Blatt Neustadt a. d. Saale der Geologischen Karte von Bayern 1:25 000. Mit Erläuterungen. München 1933.
- STILLE, H.: Die mitteldeutsche Rahmenfaltung. — Jb. d. Niedersächs. Geol. Ver., Hannover 1910.
- Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin 1928.
- Über einige Faltungsprobleme. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., Berlin 1931.
- THÜRACH, H.: Über die mögliche Verbreitung von Steinsalzlagern im nördlichen Bayern. — Geogn. Jh., 13, München 1900.
- THORWARTH, F.: Das Maindreieck. Würzburg 1924.
- WAGNER, GG.: Die Landschaftsformen im württembergischen Franken. — Erdgesch. u. landesk. Abh. a. Franken u. Schwaben, Bd. I, Öhringen 1919.
- Berg und Tal im Triasland von Franken und Schwaben. Öhringen 1922.
- Aus der Geschichte der Altmühl. Nürnberg 1923.
- Über das Zurückweichen der Stufenränder in Schwaben und Franken. — Jahrb. u. Mitt. d. oberrh. geol. Ver., Stuttgart 1924.
- Morphologische Grundfragen im süddeutschen Schichtstufenland. — Z. deutsch. geol. Ges., 79, Berlin 1927.
- Junge Krustenbewegungen im Landschaftsbilde Süddeutschlands. Öhringen 1929.
- WELTE, A.: Morphologische Studien in Nordfranken. Ein Beitrag zur Entwicklungsgeschichte des Flußsystems der fränkischen Saale. — Mitt. d. Geogr. Ges. Würzburg, 5/6, Würzburg 1931.
- WURM, A.: Geologie von Bayern I. Bd. Handbuch der Geologie und Bodenschätze Deutschlands, Berlin 1925.
- Zur Paläogeographie der süddeutschen Scholle. — C. f. Min. usw., Stuttgart 1929.
- Morphologisch-tektonische Untersuchungen im Fichtelgebirge und Oberpfälzer Wald. — N. Jb. f. Min. usw., Bl.-Bd. 69, Abt. B, Stuttgart 1932.
- Zur Morphogenese von Südostdeutschland. — Geol. Rundsch., 23a, Festschrift WILHELM SALOMON-CALVI, Berlin 1933.

SCHICHTLAGERUNGSKARTE VON UNTERFRANKEN

Bezogen auf die Grenze: Unteren-Mittlerer Muschelkalk.



Streichkurven u. Richtung des Schichtfallens.

Verwerfungen

Abstand der Streichkurven 50m
 " " Höhenlinien 100m

Entworfen von
 Alfred Kirchner

Maßstab 1:200000.