

Zur Frage der isostatischen Kompensation der Gebirge und der Randsenken.

Von F. KOSMAT (Leipzig).

In diesem Jahre hat R. SCHWINNER¹⁾ zwei Arbeiten veröffentlicht, die sich mit dem Problem der Reduktion von Schwere-messungen und mit der geologischen Verwertung von letzteren be-fassen. Er kommt in einigen wichtigen Dingen, vor allem in der Randsenken-Frage, zu wesentlich anderen Anschauungen als ich. In Anbetracht der tektonischen Folgerungen erscheint es mir nötig, einige für meine Auffassung entscheidende Punkte auch an dieser Stelle hervorzuheben, obwohl ich mich zufällig bereits zu Beginn dieses Jahres knapp vor Erscheinen von SCHWINNERS erstem Aufsatz ziemlich ausführlich geäußert habe. Hinsichtlich der Kartenbeilagen muß ich auf diese Arbeit²⁾ verweisen.

SCHWINNER stellt seiner ersterwähnten Arbeit in der Zeitschrift für Geophysik folgende Leitsätze voran: „Die Anomalien $g_0 - \gamma_0$, die man nach der BOUGUERSchen Reduktion erhält, sind für die geologische Diskussion ohne Wert, sie gehen in unebenem Terrain fast nur ein Negativ der Oberfläche, zudem stark durch Randstörungen gefälscht. Nötig ist die isostatische Reduktion, die aber nicht mechanisch durchgeführt werden darf, sondern unter Ägide der Geologie, das ist der Annahme, daß die tektonisch wohl definierten Schollen jede für sich im Gleichgewicht schwimmen. Schollen, die unterbelastet und daher im Steigen sind, zeigen negative isostatische Anomalie, über-belastet sinkende positive. Dies wird auch bei Berechnung von Normalschwere und Ausgleichstiefe zu berücksichtigen sein.“

Man muß vor weiterer Erörterung vorerst daran erinnern, was die BOUGUERSche Reduktionsmethode ergibt. Sie bietet eine von hypothetischen Rechnungsvoraussetzungen freie Darstellung der Schwereverteilung auf einer ideellen Erdoberfläche, die durch Fort-

¹⁾ R. SCHWINNER, Zur Verwertung der Schwerestörungen in der tektonischen Geologie. Zeitschr. f. Geophysik. Heft 4, Braunschweig 1926. — Zur isostatischen Kompensation der Randsenken der Kettengebirge. Geolog. Rundschau, Bd. XVII, Heft 4, S. 260—274. Berlin 1926.

²⁾ F. KOSMAT, Tektonische Bemerkungen zum Isostasieproblem. Berichte der math.-phys. Kl. der Sächs. Akad. d. Wiss., Bd. LXXVIII, Sitz. v. 11. Jan. 1926, S. 1—17, mit 2 Kartentafeln. Leipzig 1926.

schaffung der über Meeresniveau aufragenden Erhebungsmassen ver ebenet ist. Die BOUGUERSchen Anomalien geben uns somit eine Abbildung der intrageoidalen Massenstörungen. Sie sagen uns zunächst nicht, ob diese Massenstörungen durch isostatische Kompensation des Reliefs verursacht sind oder nicht, ob sie ihren Sitz senkrecht unter dem Ort der Schwereanomalie haben oder nicht und ob sie seicht oder tief liegen. Hier muß erst die orographische und geologische Interpretation eintreten.

Um eine Kritik der Geltungsweite des an erster Stelle genannten isostatischen Prinzips zu ermöglichen, muß man vorerst solche Regionen der Erdrinde auswählen, in denen das Relief geringfügig ist, so daß es als Ursache der örtlichen Schwereunterschiede praktisch außer Betracht bleibt. Ferner sollen diese Regionen so liegen, daß äußere Einflüsse, vor allem von Seite der großen Massenstörung am Kontinentalrande, für örtliche Unterschiede nicht mehr maßgebend sind. Damit werden in solchen Gebieten erschwerende unbekannte Faktoren ausgeschaltet. Darauf beruht z. B. der unleugbar hohe theoretische Wert der Schwereanomalien im flachen nördlichen Deutschland, im östlichen Fennoskandia, in Rußland u. a. ähnlichen Regionen. Weitere wertvolle Kriterien geben uns Beobachtungsreihen nach Art der Karpathenprofile, die uns aus der gravimetrisch negativen galizischen Ebene quer durch die Karpathen in die gravimetrisch positive ungarische Ebene führen. Auch hier kann das Relief unmöglich die Ursache der beobachteten Schwereunterschiede der beiden Ebenen sein.

Wir haben so eine wichtige Gruppe von Schwerstörungen vor uns, die mit der isostatischen Kompensation des Reliefs nichts zu tun haben können, wo also die isostatische Rechenmethode im Einzelnen für Vergleiche unanwendbar ist. Hier kommen praktisch nur die absoluten und die BOUGUERSchen Schwerewerte in Frage.

Ferner sind in vielen Teilen der Erdoberfläche, sowohl in den Faltegebirgen, wie im mitteleuropäischen Schollengebiet, die Beziehungen zwischen den BOUGUERSchen Schwereanomalien und der tektonischen Charakteristik der betreffenden Teile der Rinde derart offenkundig, daß die Tiefenlage der Massenstörungen — worüber die Anomaliezahlen keinen unmittelbaren Aufschluß gaben —, mit Hilfe der Geologie in zufriedenstellender Weise auf die oberen Teile der Erdrinde eingengt werden kann.

Die hier nur angedeuteten Beispiele zeigen zur Genüge, daß der Wert der BOUGUERSchen Reduktionsmethode feststeht und daß die durch sie gewonnenen Anomalien ein wichtiges Beobachtungsmaterial für Zwecke der tektonischen Geologie geliefert haben. Kritiklos anwendbar und für alle Fälle in gleicher Weise geeignet ist keine gravimetrische Reduktionsart — am wenigsten die eine Zeit lang als einzig richtig betrachtete isostatische Methode.

Ich muß auch der Meinung widersprechen, daß die BOUGUERSche Methode in unebenem Terrain fast nur „ein ungefähres Negativ der Oberfläche“ ergibt. Es gibt bestimmte und sehr verbreitete tektonische Typen von Gebirgen, in denen gerade das Gegenteil zutrifft. In meinen Arbeiten habe ich auf die deutschen Horste, auf die Bornholmschwelle, auf den Ural u. a. hingewiesen, in denen statt des erwarteten Massendefizits sogar ein Massenüberschuß erscheint¹⁾. Weitere Beispiele aus verschiedenen Erdteilen könnten leicht genannt werden. Solche Fälle stehen in Kontrast zum normalen Typus der Kettengebirge, den SCHWINNER offenbar bei seinem zu weit gefaßten Ausspruch im-Auge hatte.

Nachdem wir so viele prinzipielle Isostasieabweichungen kennen, muß man zum Ergebnis kommen, daß jene Reduktionsmethoden, die volle Isostasie bereits zur Voraussetzung der Rechnung machen, nur mit Vorsicht anzuwenden sind, da sie in gewissen Fällen eine entschiedene Verschlechterung der Beobachtungswerte mit sich bringen.

Es wird oft als Beweis für die Richtigkeit der rein isostatischen Rechenmethode hervorgehoben, daß bei ihrer Anwendung die übrigbleibenden Schwereanomalien wesentlich kleiner werden als die absoluten und die BOUGUERSchen Werte. Ich glaube, daß hier oft eine Selbsttäuschung unterläuft. Nehmen wir als Beispiel ein Gebiet (vgl. große Teile Deutschlands), in dem die Gebirge überschwer, die Tiefländer überleicht seien, so daß nur für die Gesamtregion, nicht aber für die einzelnen Reliefteile Kompensation bestehe. Die rein isostatische Reduktion (nach HAYFORD) setzt in diesem Falle für die Gebirge zu große unterirdische Massendefizite ein; es werden demgemäß die Rechenwerte für das umgebende Tiefland zu sehr nach der positiven Seite korrigiert. Umgekehrt wird bei Unterschätzung der Defizitwerte im Tiefland die Korrektur für die Gebirgswerte nach der negativen Seite verschoben. Damit erhält man oft das Bild einer angenäherten Ausgeglichenheit, d. h. man hat die wirklich bestehenden Schwereanomalien rechnerisch verwischt.

Mir scheint es, daß dies in ziemlich vielen Gebieten geschah. Es fällt auf, daß z. B. auf einer Karte der isostatisch reduzierten Schwereanomalien von Mitteleuropa eine merkwürdige Ausgeglichenheit zu beobachten ist und daß fast alle tektonischen Beziehungen, die auf der BOUGUERSchen Karte²⁾ scharf heraustreten (auch bei mäßigem orographischen Relief), nun fast verschwunden sind. Dies

¹⁾ Vgl. dazu die BOUGUERSche Schwerekarte in meiner Arbeit: Die Beziehungen zwischen Schwereanomalien und Bau der Erdrinde. Geolog. Rundschau 1921, S. 175.

²⁾ Vgl. die Karte in der Geol. Rundschau 1921, S. 175 und in der Arbeit: Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde, Abh. d. math.-phys. Kl. der Sachs. Akad. d. Wiss., XXXVIII, 2. Leipzig, Hirzel, 1921.

ist gerade kein gutes Zeichen für die Richtigkeit der Voraussetzungen eines schematischen Isostasieprinzips.

Man sollte, wie SCHWINNER und gleichzeitig ich (Berichte der Sächs. Akad., math.-phys. Kl. vom 10. Jan. 1926, S. 6) vorschlugen, den Versuch machen, mit den Rechenmethoden der isostatischen Reduktion, aber unter Berücksichtigung offenkundiger, geologisch motivierter Isostasieabweichungen zahlenmäßig näher an die Erfassung der horizontalen Massenverteilung heranzukommen. Zu diesem Zwecke ist die rechnerisch günstige, jedoch geologisch unmögliche PRATTsche Vorstellung vom Wesen der Isostasie¹⁾ zu ersetzen durch die AIRYSche Theorie (Schwimmen der festen Kruste auf einer „flüssigen“, bzw. plastischen Magmaunterlage). Hinsichtlich der Notwendigkeit, die AIRYSche Theorie auch rechnerisch auszuwerten und den Begriff der HAYFORDSchen Ausgleichtiefe durch den der Krustendicke zu ersetzen, bin ich mit HEISKANEN und SCHWINNER einig. Ich bin überzeugt, daß dann die Vorstellung von einer bloß regionalen Isostasie und einer teilweisen Lastübertragung auf die Nachbarschaft überschwerer Krustenpartien von selbst die mit der PRATTschen Theorie eng verbundene Idee der strengen Lokalisostasie verdrängen wird.

SCHWINNER denkt, daß man überlastete, also positiv anomale Krustenpartien an ihrer sinkenden Tendenz erkennen wird, während unterbelastete Partien sich durch steigende Tendenz verraten werden. Das würde natürlich ein gutes Hilfsmittel für die gravimetrische Einschätzung der einzelnen geologischen Regionen bedeuten. Ich bin dagegen der Ansicht, daß die tektonischen Kräfte sehr oft einen Strich durch diese Rechnung machen.

Durch orogenetische Vorgänge werden Krustenpartien in einem Ausmaß gehoben, daß die lokale isostatische Einstellung nicht Schritt zu halten vermag, also örtliche Überschwere besteht. Andererseits werden benachbarte Gebiete passiv hinabgedrückt, ohne dem ihrer negativen Anomalie entsprechenden Auftrieb folgen zu können. Wir sehen z. B., daß im außeralpinen Deutschland, das wegen seines geringen Reliefs besonders klare Verhältnisse bietet, die Regionen unternormaler Schwere des nördlichen Flachlandes eine ausgesprochene, durch die Mächtigkeit des Diluviums und Alluviums, sowie durch die Küstengestaltung gekennzeichnete Senkungstendenz²⁾ haben.

¹⁾ PRATT stellt sich die Gebirge als weniger verdichtete Teile der Erdrinde vor, so daß eine Proportionalität zwischen Höhe des Gebirges und Grad der Verdichtung bestehen müßte. Wohl aus diesem Grunde können sich die Anhänger der PRATTschen Theorie so wenig mit dem Gedanken einer Lastübertragung befreunden.

²⁾ O. VON LINSTOW, Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland. Abh. d. preuß. geol. Landesanst., N. F., H. 87, S. 114 ff. Berlin 1922.

Andererseits haben sich überschwere Horste noch in junger Zeit beträchtlich gehoben, wie wir am Verhalten gewisser Einebnungs- und Terrassenflächen erkennen können. Die Isostasie kann hier nur für die regionale Summierung der teils überschweren, teils überleichten Gebiete gelten; sie sagt uns nichts über die relative Bewegungstendenz der Einheiten.

Eine weitere Schwierigkeit, die dem angestrebten Ziel einer naturgetreuen Darstellung der unterirdischen Massenordnung sehr hinderlich sein wird, liegt in der Notwendigkeit, theoretische Vorstellungen über Dicke der Erdrinde und ihr spezifisches Gewicht sowie das ihrer schwereren Unterlage in die Rechnung einzusetzen. Die Hauptbedeutung der isostatischen Rechenmethode wird für den Geologen in der Erzielung von Grenzwerten liegen, die bei einer Erörterung der Probleme immer wichtig sind.

Das Rohmaterial, wie es die absoluten (FAYESchen) und die BOUGUERSchen Schwereanomalien bieten, wird immer seine Vorzüge als erste Basis der qualitativen Diskussion behalten. Innerhalb einer Region, deren Reliefzüge nicht im einzelnen, sondern in ihrer Summe kompensiert sind — wo also annähernd gleiche Krustendicke herrscht —, werden die genannten einfachen Reduktionsmethoden ein treffenderes Bild der relativen Schwerewerte geben als die isostatischen Berechnungen¹⁾.

Hinsichtlich der Natur der Randsenken kommt SCHWINNER zu einer besonderen Auffassung. Auf Grund der NIETHAMMERSchen²⁾ isostatischen Reduktion der schweizerischen Schweremessungen folgert er allgemein, daß die Randsenken Überschwere haben und als „Kraftzentren aktiver Senkung“ zu betrachten seien. Er schließt weiter: „Man erkennt daran, daß das eigentliche aktive Element (d. i. bei der Kettengebirgsbildung) die Randsenken sind, deren Überschwere den nach abwärts gehenden Massentransport der Verschluckungszone (Zyklone) in Gang bringt.“

Diese auf ein sehr kleines Gebiet gestützte Ansicht bedeutet das Gegenteil von dem, was von mir ebenso wie von anderen Geologen, aber auch von einigen Geodäten auf Grund einer Reihe von Schwereprofilen sowie der tektonischen und stratigraphischen Beziehungen zwischen Randsenke und Gebirge gefolgert wurde. Man muß sich daher fragen, welcher Art die Unterlagen sind.

Der große gravimetrische Kontrast der Randsenken mit ihren vorwiegend übergroßen Massendefiziten (im BOUGUERSchen Sinne)

¹⁾ Diese Meinung vertritt auch ANSEL gegen SCHWINNER in der Arbeit: Schollengleichgewicht und Schwerestörungen. Zeitschr. f. Geophysik, II. Bd., Heft 6, Braunschweig 1926.

²⁾ TH. NIETHAMMER, Die Schwerebestimmungen der Schweizerischen geodätischen Kommission und ihre Ergebnisse. Verhandl. d. Schweizerischen naturforsch. Gesellschaft. Schaffhausen 1921.

gegenüber den Innensenken mit ihren ebenso auffallenden unterirdischen Massenüberschüssen muß nach meiner Ansicht einer der wichtigsten Fixpunkte bleiben, wenn man nicht von rein theoretischen Rechnungsmöglichkeiten hin und her geworfen werden soll. Der erwähnte Kontrast gehört zu jenen, die sich nicht wegrechnen lassen, da sich ja der störende Einfluß des Gebirges nach beiden Seiten in gleicher Weise fühlbar machen muß und daher der beobachtete prinzipielle Unterschied zu den Merkmalen der betreffenden Senken gehören muß.

Bezeichnenderweise sind auch auf HEISKANENS Karte der nach HAYFORDS Methode berechneten Schwereanomalien von Europa die Randsenken größtenteils unkompensiert oder höchstens kompensiert geblieben — nirgends zeigen sie einen gravimetrischen Charakter, der sie als Gebiete der Überschwere erscheinen ließe. Ich verweise auf die meiner Arbeit in den Berichten der math. phys. Kl. d. Sächs. Akad. 1926, S. 18 beigegebene Reproduktion der isostatisch reduzierten Schwerekarte von HEISKANEN. Auf dieser weist z. B. das südliche Außengebiet des Atlas Werte von -55 und -77 Einheiten Defizit gegenüber der HAYFORDSschen isostatischen Forderung auf. Im Karpathenvorland finden wir Anomalien von -25 und -46 , an der Donaumündung -35 , im Vorland der Krim -20 bis -81 , nördlich des Kaukasus eine lange Minuszone, in der bei Baku der ganz ungewöhnliche Wert -142 auftritt. Gleichzeitig weisen auf der gleichen Karte die tyrrhenische und pannonische Innensenke sowie die meisten Kettengebirge, mit scheinbarer Ausnahme der Alpen¹⁾, stark positive Abweichungen von der Isostasie auf. Da HEISKANEN in Tabellen eine Reihe von Rechnungsvarianten durchgeführt hat, kann man sich überzeugen, daß unter keiner plausiblen Voraussetzung die Randsenken in ihrem Verhältnis zur Nachbarschaft den Charakter von „Kraftzentren aktiver Senkung“ erhalten.

Die geringe positive Anisostasie, die NIETHAMMERS Karte im Schweizer Molasseland aufweist (im Mittel $+20$ Einheiten auf Grund der älteren HELMERTSchen Formel), verliert sich übrigens bei Umrechnung auf die neue Schwereformel. Darauf lege ich aber viel weniger Gewicht als auf die relative Wertverteilung. Ein Blick auf NIETHAMMERS Karte zeigt, daß seine Schwereanomalien von den Alpen durch das Molasseland hindurch in positivem Sinne steigen, so daß sie z. B. im Vogesen-Schwarzwaldhorst um rund 30 Einheiten höher sind als in dem Molassetrog. Also auch auf dieser Karte der isostatisch reduzierten Anomalien liegt die Achse einer nördlichen

¹⁾ Daß die Alpen unter den Annahmen der isostatischen Reduktion als unterbelastet erscheinen, während sie eine absolute positive Schwereanomalie von schätzungsweise etwa $+50$ Einheiten haben (KOSSMAT, a. a. O., S. 17), scheint mir gleichfalls zu den Problemen zu gehören, die noch sehr der Überprüfung bedürfen.

Überschwerzone nicht in der Randsenke, sondern erst in den erwähnten Vorlandhorsten. Gerade diese zeigen aber auf Grund morphologischer Beobachtungen (gehobene Verebnungsflächen und Piedmonttreppen) die Merkmale einer Hebung, die ganz gegen die Gesetze lokaler Isostasie eintrat und orogenetischer Natur ist.

SCHWINNER hat für das Schweizerische Alpenvorland auch die Lotablenkungen zu Rate gezogen und verweist darauf, daß — bezogen auf den Referenzort Bern als 0 — sowohl von Norden als von Süden her die Lotablenkungen gegen die Achse des Molassegebiets gerichtet seien. Die Erscheinung gestattet nach meiner Ansicht nicht den Rückschluß, den SCHWINNER aus diesen lokalen Beobachtungen für die ganze große Randsenkenfrage ziehen will. Gerade das Schweizer Molasseland hat nicht streng den normalen Charakter der meisten Randsenken (Außensenken), sondern es greift bekanntlich buchtartig zwischen die helvetischen Alpen und den Kettenjura, also einen tektonisch noch zu den Alpen gehörigen Faltungsgebirgsast, hinein. Gewisse Regelwidrigkeiten in den Lotablenkungen werden sich wohl hierauf zurückführen lassen.

Die klassischen Beobachtungen über die Lotablenkungen im Himalayavorland entsprechen hingegen völlig den Vorstellungen, die ich über die Natur der Randsenken äußerte (vgl. Geol. Rundschau 1921, S. 177).

Sowohl auf Grund der tektonischen Geschichte, als auch auf Grund der Schwereprofile stellen sich die Randsenken nicht als Kraftzentren aktiver Senkung, sondern als teils kompensierte, in weiter Erstreckung aber unterkompensierte, passiv hinabgezogene Randstreifen der starren Krustenregionen dar. Auch die für Ermittlung von Grenzwerten besonders wichtigen Ergebnisse der HEISKANENschen isostatischen Reduktionen der europäischen Schwerebeobachtungen haben nach meiner Ansicht diese Auffassung intakt gelassen.

Zwei Methoden zur Berechnung der Mächtigkeit tektonisch bewegter Regionalschollen.

Von Heinrich Qiring (Berlin).

In einem Vortrage in einer Sitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft im Jahre 1924¹⁾ wies ich darauf hin, daß die durch Schrägstellung einer Rindentafel (Großscholle) an den Schollenrändern verursachten lokalen Pressungen und Zerrungen sich rechnerisch ermitteln lassen. Es war ein Versuch, die Verknüpfung

¹⁾ H. QUIRING, Über Wesen und Ursprung der postvaristischen Tektonik Nordwestdeutschlands. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Jahrg. 1924, Monatsberichte S. 62.

tektonischer Regionalbewegung (Epirogenese) und Lokalbewegung (Orogenese) mechanisch-theoretisch zu erfassen.

Um kurz den Gedankengang zu wiederholen: Bei der Schrägstellung einer Großscholle, eines „Epirogens“, treten am sinkenden Rande Druckspannungen, am aufsteigenden Rande Zugspannungen gegenüber der benachbarten Regionalscholle auf. Die Pressungen äußern sich in Faltenzonen (Randfalten, Gelenkfalten), die Zerrungen in Bruchzonen (Graben- und Horststreifen). Als erste Annäherungsformeln ergaben sich aus der Relation ähnlicher Dreiecke

$$(Ia) \quad \frac{\text{Lokale Zerrung}}{\text{Regionale Hebung}} = \frac{\text{Schollenmächtigkeit}}{\text{Länge des gehobenen Teiles der Regionalscholle}}$$

$$(Ib) \quad \frac{\text{Lokale Pressung}}{\text{Regionale Hebung}} = \frac{\text{Schollenmächtigkeit}}{\text{Länge des gesunkenen Teiles der Regionalscholle}}$$

Da das Verhältnis zwischen regionaler Hebung bzw. regionaler Senkung und der Schollenlänge der Schollenneigung, dem Schollengefälle, entspricht, gemäß der Gleichung

$$(II) \quad \text{Schollengefälle} = \frac{\text{maximale Hebung (Senkung)}}{\text{Länge des gehobenen bzw. gesenkten Schollenteils}}$$

so läßt sich aus der Neigung einer Regionalscholle, auch ohne Kenntnis der Gesamtlänge der Scholle, die Zerrung am Hebungsrande und die Pressung am Senkungsrande ermitteln.

Wesentlich ist es ferner, daß sich aus der Zusammenfassung der genannten Gleichungen die Schollenmächtigkeit errechnen läßt, eine Größe, die bisher nur aus seismischen Beobachtungen erschlossen werden konnte.

Beispielsweise beträgt die Neigung der in der Oberkreide-Alttertiär-Phase schräggestellten Großscholle von Münster 31,8 bis 41,2 m (im Mittel 36,5 m) auf 1000 m, die Pressung im Osning-Bereich nach den bisherigen Kartierungsergebnissen 2,5 bis 2,9 km. Aus der Zusammenfassung der obigen Gleichungen Ib und II ergibt sich

$$(III) \quad \text{Schollenmächtigkeit} = \frac{\text{Lokale Pressung}}{\text{Schollengefälle}}$$

d. h. für die Schrägscholle von Münster

$$\text{Schollenmächtigkeit} = \frac{(2,5 + 2,9) 0,5 \cdot 1000}{36,5} \text{ km} = 74 \text{ km.}$$

Im Osning-Gelenk, das aus einer Reihe von Falten und Überschiebungen besteht¹⁾, hat sich demnach die einseitige Sen-

¹⁾ W. HAACK, Die nordwestfälisch-lippische Schwelle. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. f. 1924, Monatsberichte S. 33.

kung einer 74 km mächtigen Scholle geäußert, die bis in diese Tiefe als starre tektonische Einheit anzusehen ist. Erst darunter dürfte Plastizität vorhanden sein, die Zone bruch- und faltenloser Umformung, die atektonische magmatische Fließzone, begreifen.

Ein weiteres bemerkenswertes Beispiel für eine offensichtliche Abhängigkeit lokaltektonischer (orogenetischer) Reaktion von regionaler (epirogenetischer) Schrägstellung bietet die von mir an anderer Stelle¹⁾ als westdeutsche Regionalscholle bezeichnete tektonische Großform. Diese, das rheinische Bergland, die Niederlande, Belgien, Nordfrankreich umfassende Scholle verstärkt seit dem mittleren Eozän in diskontinuierlicher Bewegung ihre Schräglage nach NW. Sie ist hierbei von dem süddeutsch-mitteldeutschen Schollenfeld unter Ausbildung eines riesigen Bruchstreifens, des oberrheinisch-hessischen Grabens, abgerissen.

Aus der Terrassenlage des Rheins und der Maas läßt sich für die Quartärzeit, d. h. seit Ablagerung der älteren Hauptterrasse, die Verstärkung der Schräglage um 1 m auf 900 m Horizontalentfernung berechnen. Man kann also die Frage stellen: Wie groß war in derselben Zeit die lokale Zerrung im Rheintalgraben? Nehmen wir auch für die westdeutsche Großscholle eine Mächtigkeit von rund 74 km an, so erhalten wir

$$\text{Zerrung} = \frac{74000}{900} = 82,2 \text{ m.}$$

Um rund 80 m hat sich danach im Quartär die westdeutsche Großscholle durch ihre Schrägstellung vom mittel- und süddeutschen Schollenfeld entfernt²⁾.

Entspricht diese tangentielle Zerrung von 80 m den durch sie ausgelösten Absenkungen der Rheinhauptterrasse im Rheintalgraben?

Bekanntlich verhält sich die Senkung zur Zerrung im Schollengebirge wie die zum Sprungwinkel gehörige Tangente zum Radius³⁾. Da der mittlere Sprungwinkel im kristallinen und massigen Gestein (maßgebend ist der granitische und gabbroide Untergrund als Hauptteil der festen Rinde) 75° beträgt, so ergibt sich aus der Relation

$$\text{Senkung} = \text{Zerrung} \cdot \text{tg } 75^\circ$$

$$\text{Senkung im Rheintalgraben} = 82,2 \cdot 3,7321 \text{ m} = 307 \text{ m.}$$

Diese theoretisch gewonnene Zahl für das Maß der quartären Absenkung im Rheintalgraben kommt den tatsächlichen Verhältnissen nahe. Einige Tiefbohrungen, die im Rheintalgraben niedergebracht

¹⁾ Die Schrägstellung der westdeutschen Großscholle im Känozoikum in ihren tektonischen und vulkanischen Auswirkungen. BEYSCHLAG-Band, herausgegeben von der Preuß. Geol. Landesanst., Berlin 1926, S. 486 ff.

²⁾ Die tertiäre Zerrung berechnet sich zu rund 700 m.

³⁾ Vgl. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 65, 1913, Abh. S. 418 ff.

worden sind, haben gezeigt, daß die an der zeitlichen Wende vom Oberpliozän zum Diluvium abgelagerte Rheinhauptterrasse bei Karlsruhe¹⁾ bis zu 15 m unter NN, bei Heidelberg²⁾ bis zu 287 m unter NN abgesunken ist. Bei Mannheim³⁾ hat man in 175,5 m Tiefe, bei Worms⁴⁾ in 250 m Tiefe, bei Darmstadt in 200 m Tiefe das Liegende des Flußdiluviums nicht erreicht. Da im benachbarten Berglande die äquivalenten älteren Hauptterrassenschotter bei Karlsruhe in 250 m, bei Heidelberg in 220 m, bei Mannheim in 210 m, bei Worms in 190 m, bei Darmstadt in 180 m Meereshöhe liegen, so ergeben sich folgende quartäre Verwurfshöhen an der aus mehreren Staffeln bestehenden östlichen Rheintalspalte:

bei Karlsruhe	265 m
Heidelberg	507
Mannheim	mehr als 290
Worms	320
Darmstadt	260 „

Diese Werte scheinen zwar z. T. bedeutend größer zu sein als die theoretisch errechnete Absenkungszahl von rund 300 m, wir haben jedoch zu berücksichtigen, daß die Absenkungen im Rheinalgraben nicht nur durch die Schrägstellung der westdeutschen Regionalscholle, sondern auch durch die Schrägstellung der östlich des Rheins liegenden schwäbischen Großscholle nach SO verursacht sind. Der quartäre Zuwachs an Neigung der schwäbischen Scholle ist bisher noch nicht ermittelt, so daß wir über den Anteil dieser Regionalbewegung an den Absenkungen im Rheinalgraben nicht unterrichtet sind. Führen wir aber nur ein Drittel der gesamten Absenkung auf die Schrägstellung der schwäbischen Scholle zurück, so ergibt sich zwischen den tatsächlichen Abbrüchen, soweit sie durch die Regionalbewegung der westdeutschen Schrägscholle bedingt sind, und der theoretisch gefundenen Absenkungszahl eine ausgezeichnete Übereinstimmung.

Es besteht aber noch eine zweite Möglichkeit, die Mächtigkeit der tektonisch bewegten Rinde auf geologischer Grundlage zu ermitteln, indem wir die Grabenbreite der oberrheinischen Bruchzone zur Voraussetzung wählen. Zu dieser Methode führt die Überlegung, daß die äußeren Randbrüche einer Zerrungszone seitlich so weit reichen, wie die Tiefe der erregenden Zerrungsspalte sich nach

¹⁾ H. THÜRACH, Erl. zu Bl. Karlsruhe der geolog. Spezialkarte von Baden. Heidelberg 1912, S. 32.

²⁾ W. SALOMON, Die Intensitäten alluvialer und diluvialer Vorgänge und ihre Einwirkung auf die pliozäne Rumpffläche des Kraichgaues und Odenwaldes. Sitz.-Ber. d. Heidelberger Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., 1924, 3. Abh.

³⁾ H. THÜRACH, Erl. zu Bl. Mannheim der geolog. Spezialkarte von Baden. Heidelberg 1898, S. 6.

⁴⁾ LEPSIUS, Geolog. Führer durch das Großherzogtum Hessen. 1911, S. 14.