

# GEOMORPHOLOGISCHE PROBLEME IM FERNEN WESTEN NORDAMERIKAS

VON

ALBRECHT PENCK

SONDERAUSGABE AUS DEN SITZUNGSBERICHTEN  
DER PREUSSISCHEN AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN  
PHYS.-MATH. KLASSE. 1929. XII

BERLIN 1929  
VERLAG DER AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN  
IN KOMMISSION BEI WALTER DE GRUYTER U. CO  
(PREIS RM 2.—)

## I. Einleitung. Isostatische und andere Krustenbewegungen.

Der Ferne Westen der Vereinigten Staaten hat der Betrachtung sowohl der Erdoberfläche wie auch der Erdkruste eine Menge neuer Anregungen gegeben. Als vor mehr als einem halben Jahrhundert seine geographische zugleich mit seiner geologischen Erforschung ansetzte, drängten sich den Beobachtern mehr als irgendwo sonst die mannigfaltigen Beziehungen zwischen Oberflächengestaltung und oberflächlichem Bau auf; denn nackt und kahl ist das Land, und was bei uns nur durch mühsame Einzeluntersuchung festgestellt werden kann, liegt dort klar vor Augen. Es entwickelte sich bei Topographen und bei Geologen eine Art des Beobachtens, welche insbesondere durch J. W. POWELL grundlegend für die neuere Morphologie der Erdoberfläche geworden ist. Aber nicht nur methodisch wurde der Blick geschult; auch sachlich ergab sich viel Neues. Der Gebirgsbau erwies sich als gänzlich verschieden nicht nur von dem der östlichen Vereinigten Staaten, sondern auch von dem üblichen Europas. Während hier die höchsten Erhebungen durchweg aus stark gestörten Schichten aufgebaut werden, traf man in Amerika flache Lagerung selbst in sehr großen Höhen<sup>1</sup>; während die Ansichten in Europa über den aktiven Einfluß des Vulkanismus auf den Gebirgsbau ins Wanken kamen, zeigte GROVE KARL GILBERT<sup>2</sup> in den Henry Mountains, daß deren Erhebung durch die Injektion vulkanischen Materials bedingt ist; während in Europa die Ideen einer Schichtfaltung des sich kontrahierenden Erdhalles, welche längst schon durch JAMES D. DANA in Nordamerika verbreitet worden waren, festen Fuß faßten und die Lehre von starker Kompression der Kruste fast allgemeinen Eingang fand, zeigte sich im Westen Nordamerikas, daß ausgedehnte Gebiete völlig frei sind von den Wirkungen eines Seitendruckes; es erwuchs die Vorstellung, daß die verschiedenen hochgelegenen horizontalen Schichtpakete in einer gewissen Gleichgewichtslage sich befinden müßten, welche CLARENCE DUTTON<sup>3</sup> Isostasie nannte.

Es war namentlich auf den Plateaus am Coloradoflusse, den östlich angrenzenden Rocky Mountains und den davorgelagerten Ebenen, ferner im Großen Becken im Innern, wo die neuen Ergebnisse gezeigt wurden, während zugleich erkannt wurde, daß die Californischen Küstengebiete in ihrem Ge-

(1\*)

birgsbau mehr den Faltengebirgen der östlichen Vereinigten Staaten und Europas, den Appalachien und Alpen näherstehen.

Zahlreiche dieser neuen Ergebnisse wurden sofort in die Lehrbücher übernommen. J. W. POWELLS Querschnitt des Colorado-Plateaus ist oft wiedergegeben worden, aber selten sind bisher die Plateau-Gebiete und das Große Becken in ihrer Eigenart gewürdigt worden, und die Einfügung des Fernen Westens in tektonische Gesamtdarstellungen der ganzen Erde ging nicht von ihnen aus, sondern von einer erst spät bekanntgewordenen schmalen Faltungszone, die sich zwischen Becken und Plateau schaltet. Hier findet EDUARD SUÈSS<sup>4</sup> die Fortsetzung seines asiatischen Gebirgsbaues, den er bis zum Südende der Rockies verfolgt, während er in den Californischen Ketten ein Glied des für die beiden Amerika charakteristischen andinen Gebirgsbaues erblickt. LEOPOLD KOBER<sup>5</sup> erkennt im Westen Nordamerikas ein typisch alpines Gebirgsorogen, nämlich zwei Faltungszonen, die beiden erwähnten, getrennt durch ein Zwischengebirge: das Große Becken. Das Colorado-Gebiet wird bei ihm zum östlichen Vorland, das westliche soll im Pazifischen liegen. Die Rocky Mountains bezeichnet er als Prækordillere, vergleicht sie mit den Sudeten, schaltet sie also aus dem echten Faltungslande aus. RUDOLF STAUB<sup>6</sup> hingegen sieht alpinen Gebirgsbau nur an der Pazifischen Küste; das Große Becken und die Plateaus erscheinen ihm als randliche Zwischengebirge. Ablehnend verhält sich CHESTER LONGWELL<sup>7</sup> gegenüber KOBERS Ideen. HANS CLOOS<sup>8</sup> vergleicht die Küstenketten mit den Alpen, das Californische Gesenke mit dem Alpenvorlande, die Sierra Nevada mit der schwäbisch-fränkischen Alb. Die Rocky Mountains betrachtet er ebenfalls wie KOBER nicht als Faltenzug, sondern als Bruchfaltenland, ähnlich dem saxonischen Mittel- und Norddeutschland. Weit gehen alle diese Anschauungen auseinander, und nur wenig tragen sie der Eigenart des Fernen Westens Rechnung.

Der Wunsch, das großartige Arbeitsgebiet amerikanischer Geologen kennenzulernen, hat mich fünfmal nach dem Fernen Westen geführt. 1897 reiste ich mit der British Association for the Advancement of Science auf der Kanadischen Pazifikbahn durch die Canadischen Rockies und kehrte dann mit W. M. DAVIS durch den Norden der Vereinigten Staaten vom Puget Sound über die Black Hills von Dakota nach dem Osten zurück. 1904 kam ich wieder in Gesellschaft von W. M. DAVIS mit einer Exkursion des Internationalen Geographenkongresses an das Südende der Rockies und auf das Colorado-plateau. 1909 querte ich mit meinem Sohn WALTHER PENCK den Fernen Westen auf der Linie Denver–Rio Grande–Salt Lake City–Los Angeles und fuhr an der Küste nach San Francisco. 1927 fuhr ich mit ALBRECHT HAUSHOFER auf der südlichen Pazifikbahn südlich des Plateaus nach Kalifornien. Unterwegs machten wir einen Abstecher zum Grand Canyon, den ich zum zweiten Male besuchte. An der Küste entlang kamen wir nach Berkeley, besuchten das Yosemitetal, fuhren quer durch das Große Becken und über die Plateaus über Ogden und Laramie nach dem Osten zurück, um dann in Gemeinschaft mit dem Internationalen Bodenkongress abermals nach dem Westen zu gehen. Wir erreichten die Rockies bei Colorado Springs, kamen mit der Rio-Grande-Linie nach Salt Lake City, machten einen Abstecher zum Yellowstone-Park

und vereinten uns nach abermaliger Querung des Großen Beckens mit der Reisegesellschaft in San Francisco, von wo es nun an der Westküste nach Norden ging. Seattle wurde erreicht, wo ich 1897, von Canada kommend, die westlichen Vereinigten Staaten betreten hatte; durch die Canadian Rockies ging es über den Jasper-Park nach dem Osten zurück. 1928 endlich fuhr ich auf direktem Wege von Chicago nach Salt Lake City, dann aber auf der Western Pazifikbahn nach Berkeley. Von hier unternahm ich zahlreiche Exkursionen in das Küstengebirge, querte die Sierra Nevada, folgte dem Owens Valley, kam abermals nach Los Angeles und fuhr auf der Straße neben der früher besuchten Küstenlinie nach Berkeley zurück. Die Heimreise erfolgte durch das große Californische Tal, die Mojavewüste, über das Coloradoplateau, wo der Grand Canyon zum dritten Male berührt wurde, wieder an dem Südende der Rockies vorbei und an deren Ostfuß bis Denver.

Bei diesen Fahrten standen anfänglich die Probleme exogener Morphologie im Vordergrunde meines Interesses; je mehr ich aber vom Lande kennelernte, desto mehr fesselten mich die der tektonischen Morphologie, welche bisher lediglich von Geologen weiter gepflegt worden waren, und ich wurde inne, daß auf diesem Gebiete grundlegende Fragen der Geomorphologie und der Geologie der Lösung nähergebracht werden können. Eine reiche Literatur bietet dafür Beobachtungsmaterial von seltenem Umfange. Doch würde dasselbe kaum genügt haben, um an jene Fragen heranzutreten, wenn ich nicht die Möglichkeit gehabt hätte, vieles selbst zu sehen. Oft zeigte sich dabei auf den ersten Blick, daß die Dinge anders lagen, als ich sie mir nach bloßem Literaturstudium gedacht hatte, und anderseits wurde mir letzteres durch das selbst Gesehene vielfach erleichtert. Der Vorwurf, als Geograph Eisenbahn-Geologie getrieben zu haben, wird mir deswegen nicht erspart bleiben. Ich könnte ihm nur entgehen, wenn ich geheimhalten würde, daß ich die Gegenden, über die ich berichte, selbst gesehen habe und dadurch den Anschein erwecken, als stünde ich auf dem Boden so mancher Kritiker, welche die Erdoberfläche lediglich nach der Literatur kennen. Selbstverständlich ist die Literatur die Hauptquelle der folgenden Darstellungen, die an Einzelbeobachtungen kaum etwas Neues bieten. Aber ich möchte doch betonen, wie wichtig mir persönlich gewesen ist, ganz verschiedene Landschaftseindrücke in kurzer Zeit auf mich wirken zu lassen. Dabei gedenke ich derer, die mich an einzelne Stellen geführt haben und mir Dinge gezeigt haben, die ich als Fremder erst nach langem Suchen gefunden haben würde, und mit denen ich so manche der aufgerollten Probleme besprechen konnte, mit aufrichtiger Dankbarkeit.

Es erscheint mir zweckmäßig, zunächst einige Worte über Isostasie zu sagen. Das Wort ist von C. E. DUTTON geprägt, aber vor ihm war man bei den geodätischen Arbeiten in Indien bereits auf das Wesen der Sache gekommen: Nämlich, daß in verschiedenen Prismen von gleichem Querschnitte zwischen der Erdoberfläche und einer gewissen nicht allzu großen Tiefe nahezu gleiche Massen vorhanden sind. Diese Tatsache ist seither allent-

halben auf der Erdoberfläche bestätigt worden, und WILLIAM BOWIE<sup>9</sup> spricht von einem Prinzip der Isostasie, das allenthalben auf der Erdoberfläche herrscht und in Vergangenheit geherrscht hat. Die Isostasie selbst wird verschieden erklärt. J. H. PRATT sprach von einer Kompensation der Massenerhebungen und darunter befindliche Tiefendefekte; G. B. AIRY dachte sich die Erdkruste ähnlich den Balken eines Flosses auf einem Fluß über einer Unterlage von Lava. Beide Erklärungsmöglichkeiten befriedigen; Geodäten und Geophysikern, welche die Starrheit der Erde betonen, erscheint die Annahme von PRATT als die richtigere<sup>10</sup>, Geologen neigen mehr zu der von AIRY<sup>11</sup>, sie paßt besser zu einer großen Beweglichkeit der Erdkruste, die sich in der geologischen Geschichte zu erkennen gibt.

Ein großes Experiment, das die Natur gemacht hat, spricht zugunsten von AIRY. Die großen Inlandeismassen, welche im Eiszeitalter sich über den Norden Europas und Nordamerikas breiteten, haben durch ihre Last, wie bereits THOMAS F. JAMIESON annahm, ihre Unterlage eingedrückt, und diese steigt nunmehr nach ihrer Entlastung wieder empor<sup>12</sup>. Der Betrag der Eindrückung entspricht in Skandinavien ziemlich genau der Last; er war rund ein Drittel der Eismächtigkeit; das durch sie gestörte isostatische Gleichgewicht ist noch nicht ganz wieder hergestellt. Um elastische Wirkungen kann es sich nicht bloß handeln, denn nicht nur die Unterlage des Eises ist eingedrückt worden, sondern auch an dessen Saum haben Aufpressungen stattgefunden. Es muß also in der Tiefe eine Wanderung des Materials stattgefunden haben. Unter der starren Kruste befindet sich eine bewegliche Masse, aber wir möchten sie nicht mit AIRY als »Lava« bezeichnen oder mit REGINALD DALY als »Basaltglas«, sondern wir wollen von einem Geoplasma sprechen, um lediglich die Beweglichkeit anzudeuten, ohne damit über den Grad der Flüssigkeit oder eine bestimmte chemische Zusammensetzung etwas auszusagen. Sicher ist lediglich, daß das Geoplasma, da es die auf ihm schwimmende starre Kruste zu tragen vermag, größere Dichte als letztere haben muß. Seine Beweglichkeit ist aber nicht bloß Folge des hohen Druckes und der hohen Temperatur in der Tiefe, sondern wahrscheinlich auch von physikalisch-chemischen Vorgängen, die in ihm stattfinden.

Zwischen starrer Kruste und Geoplasma kann man sich eine scharfe Grenze denken, wie zwischen den Balken eines Flosses oder einer Eisscholle und dem darunter befindlichen Wasser. Wahrscheinlich aber sind sie durch ganz allmähliche Übergänge mit einander verbunden. Sie bilden zusammen die Außenschale der Erde, nach unten begrenzt durch die Ausgleichsfläche, über welcher das isostatische Gleichgewicht herrscht. Alle größeren Unebenheiten der starren Kruste werden durch Verschiedenheiten in der Massenverteilung darunter ausgeglichen. Die Ausgleichsfläche, deren Tiefe von Geodäten zu rund 100 km angenommen wird\*, erscheint uns daher als die

---

\* Eine solche Tiefe ergibt sich auch, wenn wir von den mittleren Gesteinsdichten der Erdkruste unter dem Festlande ( $d_f$ ) und von der unter dem Meeresboden ( $d_m$ ) ausgehen. Für letztere haben wir allerdings nur einen indirekten Anhalt durch die aus ozeanischen Gebieten entstiegenen Laven. Ist die mittlere Tiefe des Ozeans  $h_m$  und die Dichte seiner Wasserfüllung  $d_o$ ,

untere Grenze aller Bewegungen, welche die Höhenänderungen der Erdoberfläche führen, als die untere Grenze von Krusten- und der mit ihnen untrennbar verbundenen Geoplasma-Bewegungen. Die Schale der Erde ist der Sitz des Diastrophismus, sie ist die Tektonosphäre SCHWINNERS, sie bildet die Troposphäre des Erdballes im Gegensatz zu der 10 mal weniger mächtigen Troposphäre der überlagernden Atmosphäre.

Jede Veränderung der Kruste zieht eine Bewegung des Geoplasma nach sich. Wird die Kruste belastet, wie während der Eiszeit oder gegenwärtig durch Ablagerung von Material, so sinkt sie ein; wird sie durch Eisschmelzen oder Abtragung entlastet, so steigt sie an. Im ersten Falle wird das Geoplasma unter ihr seitlich herausgedrückt, im anderen strömt es unter die entlastete Kruste ein. Alle diese Bewegungen des Geoplasma, welche sich auf Belastung und Entlastung der Kruste zurückführen, wollen wir erzwungen nennen, die ihnen folgenden Bewegungen der Kruste sind isostatische. Diese isostatischen Krustenbewegungen können nie das Ausmaß der Abtragung oder Ablagerung auf der Oberfläche der Kruste völlig wettmachen. Schwimmt die Kruste auf dem Geoplasma, so muß sie leichter als letzteres sein; eine Zunahme der Dichte der einzelnen Kugelschalen mit der Tiefe wird ja auch durch anderweitige Erwägungen erheischt. Die Wegnahme einer Schicht von der Mächtigkeit  $h$  kann nur ein Aufsteigen der Oberfläche  $s = \frac{hd_1}{d_2}$  zur Folge haben, wenn

$d_1$  das spezifische Gewicht der Kruste an der Oberfläche und  $d_2$  das stets größere des Geoplasma ist.  $d_1$  setzen wir gewöhnlich = 2.7,  $d_2$  ist uns unbekannt, es bewegt sich wahrscheinlich zwischen 3.0 und 3.3.  $\frac{d_1}{d_2}$  beläuft sich also auf etwa

0.8—0.9. Die Wegnahme einer 1000 m mächtigen Schicht kann also nur eine Hebung des unterliegenden Prismas um 800—900 m nach sich ziehen, ebenso eine Belastung eines Prismas mit 1000 m Sediment ein Einsinken des Prismas von 800 bis 900 m hervorrufen. Isostatische Bewegungen mindern lediglich die Beträge der Höhenänderung durch Abtragung und Ablagerung auf 1—2 Zehntel, hindern aber nicht, daß im Laufe der Zeit Erosion und Denudation eine Einebnung der Erdoberfläche herbeiführen.

---

ferner die mittlere Höhe des Landes  $h_l$  und die Tiefe der Ausgleichsfäche unter dem Meeresspiegel  $h_k$ , so ist

$$(h_k - h_m) d_m + h_m d_o = (h_k + h_l) d_l.$$

Nach HENRY WASHINGTON ist  $d_m = 2.87$ ,  $d_l = 2.77$ , nach KOSSINNA  $h_m = 3.8$  km,  $h_l = 0.8$  km,  $d_o$  kann = 1 gesetzt werden. Danach ergibt sich

$$h_k = 93 \text{ km}.$$

Natürlich ist nicht anzunehmen, daß die gesamte Kruste unter dem Meeresspiegel die Dichte 2.87, die unter den Festländern 2.77 betrage; es erheischt unsere Rechnung nur, daß die Dichtendifferenz durch die gesamten Säulen bis zur errechneten Ausgleichsfäche herab 0.1 sei, was allerdings kaum wahrscheinlich ist, da schon in geringerer Tiefe die Massen beweglich sein dürften. Die Dichtenzunahme innerhalb der Erdkruste läßt sich aus den Werten WASHINGTONS nicht errechnen.  $d_l$  gilt für die Landoberfläche,  $d_m$  für die Tiefe, aus welcher das Magma der Vulkaninseln emporsteigt. Diese Tiefe ist unbekannt. Sie mag 1—2 Zehner von Kilometern betragen. Wichtig ist, daß wir in solchen Tiefen unter dem Meeresspiegel noch Massen von Sial-Dichte zu gewärtigen haben, und noch nicht Sima haben.

Die isostatischen Bewegungen der Erdkruste reichen nicht aus, das gesamte Bewegungsbild zu erklären, das durch deren Verbiegungen, Verwerfungen und Faltungen angezeigt wird. Sie haben stets andere Krustenbewegungen zur Voraussetzung, wie man immer angenommen hat. Meinte man früher, daß das Erdinnere eine aktive Wirkung auf die Kruste ausübe, so dachte man sich später, daß letztere dem sich infolge eines Wärmeverlustes zusammenziehenden Erdinnern folge, wie ein Gewölbe darüber zusammenbreche. Ein hoher Seitendruck müsste dabei zur Entwicklung kommen, genügend die Kruste in Falten zu legen. Man kann sich aber auch vorstellen, daß die Krustenbewegungen nur Teilerscheinungen von Bewegungen der Erdschale seien, und wird dann an innig miteinander verknüpfte Bewegungen der starren Kruste samt dem darunter befindlichen Geoplasma denken müssen, deren Ursache sowohl in der Kruste als auch im Geoplasma liegen könne. Die Gezeiten wirken wie eine Bremse an der starren Kruste und können diese über dem Geoplasma in Bewegung setzen, gleiches kann durch die neuerlich vielfach erörterte Polflucht der Kontinente geschehen. Andererseits ist die Möglichkeit nicht außer acht zu lassen, daß es selbständige Bewegungen des Geoplasma geben könne, die bisher nur wenig Beachtung gefunden haben. Auf sie können wir nur aus Bewegungen der Erdkruste folgern, die ihnen folgen, so wie die Bewegungen der Schackenkruste eines Lavastromes dessen Fließen. Drei Gruppen von Krustenbewegungen sind also denkbar, isostatische, selbständige und durch geoplasmatische Bewegungen erzwungene. Dem stehen erzwungene und selbständige Bewegungen des Geoplasma gegenüber.

Der Ferne Westen Nordamerikas bietet zahlreiche Phänomene, welche durch die herrschende Kontraktionstheorie nicht erklärt werden können. Seine Krustenbewegungen sind teilweise gewiß isostatischer Art, vornehmlich aber weisen sie auf Bewegungen des unterliegenden Geoplasma.

## II. Die Hohe Tafel.

Wir unterscheiden im Fernen Westen der Vereinigten Staaten ein hochgelegenes Gebiet vorwiegend flacher Lagerung der Sedimente von einem solchen stark gestörter Schichtlagerung. Die nördlichen Rocky Mountains, die von Canada herübertreten, die Gebirge zwischen Wyoming und Idaho sowie das Wasatchgebirge sind die Grenze. Das Gebiet der flachen Schichtlagerung umfaßt die Plateaus am Colorado und am Green River sowie den hochgelegenen Teil der großen schiefen Ebenen, die voneinander durch die südlichen Rocky Mountains getrennt werden. Letztere sondern wir scharf von den nördlichen, die ganz andere Struktur haben. Das bezeichnende Merkmal des großen Gebietes ist das Fehlen jedwelcher echter Schichtfaltung in der ganzen Sedimentreihe vom Cambrium bis zum Tertiär. Die so gekennzeichnete Hohe Tafel bricht nach Süden im Colorado-Plateau steil ab, weiter östlich tritt sie bis an den Rio Grande. Unbestimmt sind ihre Grenzen im Osten. Die hochgelegenen Großen Ebenen setzen sich in solchen mit geringerer Höhe fort und bilden mit ihnen orographisch ein Ganzes. Aber strukturell zeigen ihre hochgelegenen Teile manche Anklänge an die benachbarten Rocky Mountains. Die Höhenlinie

von 1200 m ist eine Scheide, die, zwischen 102° und 103° W verlaufend, einen leichten Knick in den Abdachungsverhältnissen bezeichnet. Westlich von ihr ist der Anstieg anderthalb bis doppelt so stark als östlich.

Überwältigend wirkt der Schichtbau der Hohen Tafel am Grand Canyon des Colorado. So weit der Blick reicht, liegen die Schichten horizontal, obwohl sie über 2500 m hoch ansteigen. Man überblickt vom Endpunkt der Eisenbahn die ganze Schichtfolge vom Kambrium bis zum Oberkarbon oder Perm, ohne jedwelche in die Augen fallende Lücke. In ihrer Gesamtheit scheint eine 1000 m mächtige paläozoische Schichtfolge senkrecht emporgestiegen zu sein. Erst weiter im Osten und Westen wird man gewahr, daß nicht der ganze Block einheitlich bewegt worden ist. Man stößt auf Verwerfungen und Schichtknicken, die für die Kaibab-Struktur POWELLS bezeichnend sind und Monoklinalfalten genannt wurden. Sie begrenzen den höchstgelegenen, vom Canyon quer durchschnittenen Teil des Plateaus in meridionaler Richtung. Nach Norden und Süden biegt sich dieser höchste Streifen sanft ab. So erscheint das Kaibab-Plateau als eine großartige Schwelle mit zwei steilen Seiten, an denen die Schichten kräftig abbiegen. Erst die Isohypsendarstellung der Sohle des jungkarbonischen oder permischen Kaibab-Kalksteins, welche N. H. DARTON<sup>13</sup> gegeben hat, läßt diese Eigenheit klar erkennen. Nicht minder imposant als die schwebende Schichtlagerung in der Mitte der Schwelle ist die Abbiegung ihrer Oberfläche gegen Osten, gegen den kleinen Colorado hin. Fast unzertalt verläuft sie, ihre Oberfläche entspricht beinahe genau einer Schichtfläche; man hat die Stirnfläche einer Erhebung von seltener Großartigkeit vor sich, an die mich gebracht zu haben ich Hrn. Prof. R. J. RUSSELL dankbar bin. Auf den ersten Blick möchte es scheinen, als stelle diese Stirnfläche die wohl erhaltene Oberfläche einer jugendlichen Abbiegung von Schichten dar. Aber in ihrem Fuß sieht man hier und da in der einspringenden Kante Teile der Trias, die weiter im Osten zusammenhängender auftritt, und die sich auch auf dem Plateau in kleinen Einbiegungen, z. B. im Cedar Mountain, erhalten hat und anzeigt, daß die Abbiegung durch Abtragung der über dem Kaibab-Kalkstein gelegenen Schichten bloßgelegt ist. Wie sehr häufig, aber nicht allgemein, ist Kalk das Gestein, auf dessen Oberfläche die Abtragung halt gemacht hat, wahrscheinlich weil das auf ihn fallende Wasser von ihm aufgesaugt und dadurch an der Abtragung gehindert wird.

Im Tale des Colorado kommt als Sockel des Kaibab-Plateaus alter Granit, bedeckt von proterozoischen Ablagerungen zutage. EDUARD SUESS erblickte deswegen im Colorado-Plateau ein Stück Laurentia. Aber dieses Stück zeigt auch noch andere Anschwellungen ähnlicher Art. In den Zuñi-Bergen steigt das archaische Grundgebirge, das sich im Canyon auf 1000—1500 m Höhe erhebt, auf 2700 m empor und stößt hier durch die hangenden paläozoischen Schichten hindurch, die mitsamt den mesozoischen Schichten der Umgebung ringsum aufgebogen sind<sup>14</sup>. In der Nachbarschaft hebt sich die Unterlage des Kaibab-Kalksteins im Defiance-Plateau auf 2400 m empor. Inmitten einer Umgebung von Kreideschichten wölbt sich nördlich vom Kaibab-Plateau im San Rafael Swell das Karbon als flacher Buckel hervor<sup>15</sup>. Südlich davon liegen die Henry Mountains, die bekannten Lakkolithen, wo Intrusivmassen

ihr Dach aufgebogen haben. Auch südlich vom Kaibab-Plateau erhebt sich vulkanisches Gebirge, die Gruppe der San Francisco-Vulkane, bestehend aus Intrusiv- und Extrusivmassen<sup>16</sup>; während sich nördlich des Zuñi-Plateaus der Vulkan des Mt. Taylor erhebt; große Ergüsse breiten sich ferner im Westen des Plateaus, einzelne Lavaströme ergießen sich hier bis in den Einschnitt des Colorado herab. Im Osten erhebt sich das vulkanische S. Juan-Gebirge. Wie DUTTON bemerkt, ist das südliche Plateaustück von vulkanischen Ausbrüchen umrahmt. Aber auch in seiner Mitte finden sich zahlreiche jungvulkanische Vorkommnisse<sup>17</sup>, alles führt zur Annahme eines großen vulkanischen Herdes in geringer Tiefe unter dem Plateau.

Wesentlich andere Züge trägt das nördliche Plateau im Bereiche des Green River. Vulkanische Gesteine treten zurück, aber Aufwölbungen älterer Gesteine fehlen nicht. Das auffälligste ist das von POWELL zuerst erforschte Uinta-Gebirge, über das F. B. WEEKS<sup>18</sup> neuere Beobachtungen beigebracht hat. Vorcambrische Quarzite bilden hier eine langgedehnte ostwestlich streichende Aufwölbung, in deren Mitte sie flach lagern, während sie an der Nord- und Südseite steil zur Tiefe biegen und hier einsinken unter steil aufgerichteten paläozoischen und mesozoischen Schichten, über die sie stellenweise sogar überbogen sind. Aber zu typischer Faltung kommt es auch hier nicht. Inmitten der Eozänschichten des nördlichen Plateaus buckeln sich am Bitter Creek Kreideschichten auf, endlich treffen wir am Nordostsaume des Plateaus das von N. H. DARTON<sup>19</sup> erforschte Bighorn-Gebirge. Hier wölbt sich das archaische Grundgebirge bis zu Höhen von 4000 m empor und ragt ähnlich wie im Zuñi-Plateau durch eine Kappe von paläozoischen Schichten, die ihm flach aufgelagert ist; aber am Rande des Gebirges sind diese Schichten ebenso wie die mesozoischen steil aufgerichtet. Es ist ein einheitlicher Struktur-Typus, welcher in den Plateaus, Schwellen oder Gebirgen der Plateauprovinz herrscht. Sie sind samt und sonders Emporwölbungen mit flachem Dach und steilen Flanken.

Es entsteht die Frage, ob wir in ihnen echte Falten vor uns haben oder anders geartete Aufwölbungen, z. B. Beulen. Das Kennzeichen der Falten ist der Zusammenschub, den ihr Material erfahren hat; es hat sich die Entfernung zwischen den beiden Flügeln der Falte vermindert. Über Beulen hingegen sind die Schichten gezerrt und gedehnt worden, so wie das Metall beim Hämmern. Dabei sind die Flügel der Wände auseinandergerückt, während sie sich in der Falte genähert haben. Bei der Faltung werden Schichten zusammengedrückt, und wenn auch die einzelnen an den Umbiegungsstellen Zerrungen erfahren haben, so gewinnt das gefaltete Paket an Höhe in dem Maße, als es an Ausdehnung verliert<sup>20</sup>, während in einer Beule eine Raum-Mehrung für das Unterliegende geschaffen wird bei gleichzeitiger Dehnung und Zerrung. Hat ein Mittelstück vor der Faltung ein Areal  $A_1$ , nach der Faltung  $A_2$ , und sind die zugehörigen Dicken der gefalteten Massen  $d_1$  und  $d_2$ , so ist  $A_1 d_1 = A_2 d_2$ ; ist die Faltung nach unten begrenzt, wie dies bei den Faltungsexperimenten in der Regel der Fall ist, so schwächt das gefaltete Paket um den Betrag

$$d_2 - d_1 = \frac{(A_1 - A_2) d_1}{A_2}$$

an.

Das von H. N. DARTON über das Bighorn-Gebirge beigebrachte Material gestattet zu entscheiden, wie das Gewölbe entstanden ist, ob durch Faltung, indem die Schichten zusammengepreßt wurden, oder durch Hebung, indem die Schichten gezerrt wurden. Er bietet eine Höhenschichtenkarte (Taf. XXXVII 1:600000) für die Basis des im Gebirge aufgewölbten Madison-Kalksteins (älteres Karbon) mit Isohypsen von 500' zu 500'. Man könnte auf ihr die wahre Oberfläche und Mittelhöhe jener Gesteinssohle orometrisch genau ermitteln. Aber ein Querschnitt S. 109 gestattet zur ersten Annäherung ein abgekürztes Verfahren. Hier hat das Gebirge eine Breite  $b = 91.5$  km, das ausgeglättete Schichtgewölbe der oberkretazischen Pierre-Schichten mißt 95.3 km. Es ergibt sich ein Überschuß  $c = 3.8$  km. Damit verbunden ist eine Anschwellung  $a = 3.1$  km. Nach der von ROLLIN T. CHAMBERLIN<sup>21</sup> gegebenen Formel für die Beziehung zwischen Dicke ( $d$ ) der gefalteten Schicht und des Überschusses des Profiles können wir annähernd setzen

$$(b + c)d = (d + a)b,$$

darnach 
$$d = \frac{ab}{c}$$

und unter Einführung obiger Zahlenwerte  $d = 75$  km.

Ist der Überschuß des Profils auf Verkürzung der Basis durch Faltung zurückzuführen, müßte  $\frac{3}{4}$  der gesamten Schale über der Ausgleichsfläche zusammengepreßt werden, um bei einer Breitenminderung von 3.8 km eine Anschwellung von 3.1 km hervorzurufen.

Aber die Erhebung des Gebirges über seine Umgebung ist teilweise auch einer isostatischen Bewegung zu danken, welche während seiner Abtragung stattfand. Letztere beläuft sich in erwähntem Profile auf 2.2 km. Sie konnte eine isostatische Hebung von 1.8 bis 2.0 km bedingen. Die tektonische Anschwellung beläuft sich also nur auf 1.1—1.3 km, aber sie ist nicht mit einer Breitenminderung von 3.8 km, sondern nur mit einer solchen von 1.2 km verknüpft. Danach ergibt sich für die Dicke des gefalteten Gebietes

$$d = 550 \text{ km}.$$

Der tektonische Teil der Aufwölbung verlangt also eine Schale von fünfmal größerer Mächtigkeit als die Tiefe der Ausgleichsschicht, wenn die Erhebung des Bighorn-Gebirges ein Werk der Faltung sein soll. Wenn nun die Ausgleichsfläche die untere Grenze aller tektonischen Bewegungen bezeichnet, so ist es undenkbar, daß ein 550 km mächtiges Gebiet zusammengepreßt wird. Die Kompression kann höchstens bis zur Ausgleichstiefe herabreichen und die durch sie bewirkte Breitenminderung von 0.2 km bei 91.5 km Breite kann nur zu einer Aufwölbung von 0.22 km führen. Die wirkliche Aufwölbung ist 5—6mal so groß, als durch Kompression erklärt werden könnte. Wir müssen daher nach einer anderen Erklärung suchen: Nicht Seitendruck hat das Gebirge zusammengepreßt, sondern Tiefendruck hat es emporgehoben. Die Aufwölbung ist keine echte Faltung, sondern eine Zerrung. Daß eine solche eine große Rolle spielt, geht schon daraus hervor, daß die isostatische Hebung die Breite der aufgewölbten Fläche um 3.6 km vergrößert hat. Dieser

Betrag gibt ein Maß für die stattgehabte Zerrung durch isostatische Bewegung. Er ist viel größer, als der durch die tektonische Bewegung bewirkte.

Ganz entsprechend liegen die Dinge in den Großen Ebenen. Ihr geologischer Aufbau ist allerdings nicht so einfach zu erkennen wie der des Plateaus, denn sie haben nach ihrer Schichtstörung eine Einebnung erfahren, die vieles verschleiert. Aber die aus ihnen aufsteigenden Black Hills von Dakota stellen eine ganz ähnliche Aufwölbung archaischer Gesteine mit einer teilweise erhaltenen Kappe paläozoischer dar wie das Bighorn-Gebirge. Wieder gibt uns N. H. DARTON<sup>22</sup> das Mittel zu untersuchen, inwieweit Seitendruck für ihre Erhebung in Betracht kommt. Auch von ihnen gibt er Isohypsen-Darstellungen der aufgewölbten Schichten, sowohl des Dakota-Sandsteins der oberen Kreide als auch des Minnekahta-Kalksteins des Perm(?). Ein Profil gestattet leicht, die Grenzlänge der oberen Kreide zu bestimmen. 102.4 km messend, ist sie nur um 0.3 km länger als die Basis. Das wäre der Betrag der allenfallsigen Kompression (c). Jene Grenze zeigt eine mittlere Aufwölbung  $a = 1.8$  km, darnach ergibt sich die Mächtigkeit des gefalteten Gebietes

$$d = 610 \text{ km}.$$

Also wieder erheischt die Verkürzung des Profils, wenn wir sie auf Kompression zurückführen wollen, die Zusammendrückung einer Schicht, die viel mächtiger ist als die Außenschale der Erde. Gleich dem Bighorn-Gebirge haben die Black Hills eine sehr beträchtliche Abtragung erfahren. Sie ergibt sich auf dem erwähnten Profile zu 1.6 km und würde auf eine isostatische Hebung von 1.3 bis 1.4 km deuten. Für die tektonische Anschwellung bleiben daher nur 0.4—0.5 km. Auch ihre Zurückführung auf Schichtfaltung erheischt eine dickere Schale als zur Verfügung steht. Wieder erweist sich die Annahme einer Kompression der Kruste durch Seitendruck als unzulänglich, wiederum müssen wir zur Annahme eines von der Tiefe her wirkenden Druckes greifen, um die Aufwölbung der Black Hills zu erklären, und der Profilüberschuss beruht nicht auf einer Zusammenpressung des Dakota-Sandsteins, sondern hat mit einer Ausdehnung desselben über der Grundfläche zu tun. Der Wert von c ist hier wie beim Bighorn-Gebirge der Ausdruck für eine Zerrung. Daß eine solche stattgefunden haben muß, schließen wir wiederum aus dem statlichen Betrage der isostatischen Hebung, die die nicht abgetragenen Schichten gleichsam emporzerrte.

Bighorn-Gebirge und Black Hills sind etwas ganz anderes als Faltensättel, deren Schenkel sich bei der Erhebung genähert haben. Beide sind Beulen, wie sie beim Hämmern entstehen.

Zwischen den Plateaus und den Großen Ebenen ziehen sich die südlichen Rocky Mountains entlang. Mit steilem Abfalle erheben sie sich über die Ebenen weithin sichtbar, aber nicht mit zackiger Kammlinie wie die Alpen, sondern mehrmauerähnlich. Deutlich sieht man Stirnflächen zwischen den Mündungen der aus ihnen kommenden Täler. Eines teilen sie indes mit dem Nordsaume des europäischen Gebirges: Sie breiten heute nicht ihre Trümmer in Form gewaltiger Schuttkegel über ihr Vorland, wie sich solche vor den südcalifornischen Gebirgen delinen; gleich dem nördlichen Vorland der Alpen

ist das Land östlich von ihnen ein Abtragungsgebiet. An ihrem Abfalle biegen sich wie am Uinta- und Bighorn-Gebirge sowie an den Black Hills die mesozoischen Schichten der Nachbarschaft mitsamt ihrer paläozoischen Unterlage auf und bilden Schichtkämme, die sich am Fuße des Gebirges nicht selten mauerartig erheben. In der Regel fallen sie vom Gebirge ab. Nur ausnahmsweise sind sie überbogen und krümmen sich etwas unter das ältere Gestein. Nirgends sind sie indessen von letzterem überschoben.

Die südlichen Rockies zerfallen in mehrere breite Ketten, die sich weithin in gleicher Höhe halten und vielfach plateauförmig dehnen. Doch zeigen ihre Hochflächen Abstufungen und ragen bisweilen in einzelnen Gipfeln auf. Zwischen den Ketten liegen breite Senken, Parks genannt. In diesen treten die am Ostfuße des Gebirges aufgebogenen Schichten wieder auf, flachwellig gelagert, aber an den begleitenden Ketten wiederum aufgerichtet. Gleiches wiederholt sich im Westen. Da grenzen die Rockies an die Großen Plateaus mit flachgelagerten Schichten, und diese biegen sich an ihrem Saume abermals auf. An einigen Stellen sitzen auch auf den Ketten Fetzen von paläozoischen, selbst mesozoischen Gesteinen auf, und gegen Süden geht das Felsengebirge in eine Schwelle karboner Schichten über. Im großen und ganzen kann man es als eine Reihe von Wellen mit dazwischen geschalteten Wellentälern betrachten. Daß sich einst paläozoische Gesteine über die Ketten breiteten, bekunden deren eben erwähnte Reste. Gleiches gilt von den Kreideschichten, die nicht mit einer Uferfazies an die Ketten stoßen. Dagegen ist das Eozän östlich und westlich der Rockies sowie im Middle-Park gutenteils bereits auf Kosten der Ketten entstanden. Diese haben sich also in vortertiärer Zeit herauszuheben begonnen, sie haben ihre Sedimentdecken seither größtenteils verloren, auf deren Kosten ist ihre Umgebung aufgeschüttet worden. Auch das Eozän zeigt Aufbiegungen, dort, wo es an die Rockies anstoßt; deren Erhebung hat fortgedauert. Was sind die Ketten, sind es Falten, entstanden durch seitlichen Druck oder längliche Beulen — Upwharps —, emporgehoben von unten her?

ROLLIN T. CHAMBERLIN hat für einen Querschnitt des Gebirges, zwischen Lyons (nördlich Denver) und Glenwood Springs (am Grand River) den Überschuß der Profillänge berechnet gegenüber der Breite des Querschnittes. Er findet auf dem genannten Profile von 212 km Länge einen solchen von 14 km, den er auf Zusammenpressung zurückführt. Er schließt daraus mit Recht auf eine große Dicke der zusammengepreßten Krustenteile, die im westlichen Abschnitte des Profiles auf 172 km steigt, in der Front Range 68 km, in der Park Range 95 km beträgt. Daraus leitet er einen großen Gegensatz zwischen den Rockies als einem »dickschaligen« Gebirge und den Appalachien und Alpen als »dünn-schalige« Gebirge her, bei welchen nur eine dünne Schale der Kruste in die Faltung eingeht.

Hat aber hier wirklich Faltung stattgefunden? R. T. CHAMBERLINS Profile zeigen solche infolge ihrer großen Überhöhung. Aber sie verzeichnen auch nicht wenige Zerrungen durch normale Verwerfung (Fig. 7, 8, 10, 11), und sicher ist, daß die Rockies eine sehr starke Abtragung erfahren haben, die ein ansehnliches isostatisches Ansteigen zur Folge haben mußte. Man kann dasselbe

auf 2500—3500 m veranschlagen. Infolgedessen sind alle Sättel in die Höhe, alle Mulden in die Tiefe gezogen und die Profillinie vergrößert. Den Betrag dieser Zerrungen schätzen wir auf das vierfache der isostatischen Hebung, nämlich auf etwa 12 km. Da bleibt wenig für eine Kompression über. Die Dinge liegen ebenso wie beim Bighorn-Gebirge und den Black Hills. Wir haben es bei den Rocky Mountains ebenso wie bei ihnen nicht mit Zusammenschub von der Seite her, sondern mit Hebung von unten zu tun. In dieser Anschauung beggnen wir uns mit WILLIS T. LEE<sup>23</sup>. Nach ihm danken die südlichen Rockies — von diesen ist hier allein die Rede — ihre Entstehung senkrechter Hebung; er bemerkt über deren Ursache: »Örtliche Kräfte in der Kruste unter dem Gebirge scheinen genügend es aufzubauen und es ist nötig, an Kräfte zu denken, die in großer Entfernung ihren Ursprung haben«. Aber die Berechnung der Wirkung thermaler Ausdehnung in der Kruste, die er mitteilt, ergibt viel geringere Werte, als zur Erklärung der stattgehabten Bewegungen nötig sind. Auch LEE vergleicht die Black Hills inmitten der Großen Ebenen mit den südlichen Rockies. Sie haben dieselbe Struktur, nur sind sie nicht längsgedehnt wie letztere, sondern mehr rundlich. Auch sie müssen als ein senkrecht gehobenes Krustenstück angesehen werden.

Ein und derselbe Strukturtypus beherrscht die Plateaus westlich der Rockies, diese selbst und den westlichen Teil der Großen Ebenen. Senkrechte Hebungen herrschen vor, breite Beulen, langgedehnte Wellen, die ersten einzeln stehend, die letzteren dichter geschaart. Und dieser Strukturtypus vergesellschaftet sich weithin mit lebhafter vulkanischer Tätigkeit. Wie dies auf dem Colorado-Plateau der Fall ist, haben wir bereits gezeigt. Sie begleitet die südlichen Rockies fast in ihrer ganzen Länge und setzt schon auf den Wellen von Karbonkalken ein, die sich südlich von ihnen bis zum Rio Grande ziehen. Das San-Juan Gebirge auf ihrer Westseite ist ein jungvulkanisches Gebirge. Zahlreiche Vorkommnisse begleiten die Sangre de Cristo-Kette, treten in der Front Range auf, in den Parks und den westlichen Ketten. Bis 41°N verfolgt man sie hier, bis 40° an der Front. Dann setzen sie allerdings aus, wie weiter westlich auf dem Green River-Plateau. Der östliche Zinken der Gabel, in die sich die Rockies teilen, die Laramie-Kette, ist frei von jungvulkanischen Vorkommnissen, ebenso das Bighorn-Gebirge. Aber westlich davon liegen die riesigen Ergüsse des Yellowstone-Parks und seiner Umgebung, welche sich in gleicher Weise über das Nordende des Plateaus wie über die westlich angrenzenden Gebiete breiten und die Fortsetzung der nördlichen Rockies nach Süden verhüllen. Weiter gegen Norden, wo die Plateaus angrenzen an die weit nach Westen bis an den Fuß der nördlichen Rockies reichenden Großen Ebenen, tritt ein ganzer Schwarm von Lakkolithen im Grenzgebiete auf in denen etwas anderes Magma gefördert ist, als sonst in den Rockies, welche noch entschiedener als die Henry Mountains ihre Dächer wölben und mitten im Bereich der Kreideschichten nicht nur von paläozoischen Gesteinen, sondern selbst von archaischen Gesteinen begleitet werden<sup>24</sup>.

Die vulkanische Tätigkeit der Rockies reicht auch östlich der Rockies in das Bereich der Großen Ebenen. Östlich der Sangre de Cristo-Range entsteigt ihnen der erloschene Vulkan Capulin mit wohlerhaltenem Krater. Lava-

ströme gehen von ihm aus, Lavadecken breiten sich über die Höhen zwischen ihm und den Rockies, decken die Raton Mesa und reichen in die Nähe von La Vegas. Mehr den Rockies genähert sind weiter nördlich die beiden Spanish Peaks<sup>25</sup>, die wie Vorposten vor den hohen Gebirgen stehen, dessen Gipfelhöhe erreichen, obwohl sie den Ebenen angehören. Sie sind Intrusionen von Massengesteinen, der westliche Peak (4152 m) von Augit-Diorit, der östliche (3873 m) von Monzonit und Granitporphyr. Das angrenzende Eozän ist steil aufgebo gen und metamorphosiert. Aus der Tiefe sind stark metamorphosierte Kreideschichten emporgeschleppt. Eine Verwerfung von 1500 m größter Sprung höhe umschließt U-förmig das gehobene Gebiet. Die so lange bestrittene Aktivität des Magma wird hier augenfällig. Von den beiden Peaks strahlen zahlreiche Gänge aus, mehr nach Osten und Westen als nach Nord und Süd. Sie stehen meist saiger, und hängen dann und wann nach der einen oder anderen Seite über; stellenweise sind sie mauerförmig ausgewittert. Mehrfach sind sie in Verbindung mit Lagergängen, welche sich zwischen Eozän- und Kreideschichten drängen. 20—25 km strahlen sie nach Osten aus. Neben diesen vom Westpeak ausgehenden Gängen gibt es längere, ostwestlich streichende, die eine 100 km breite, 160 km lange Zone zwischen den Greenhornbergen — dem Südende der West Mountain-Kette der Rockies — und dem Cimarron-Flusse durchsetzen. Sie deuten auf einen großen Körper vulkanischer Ge steine in geringer Tiefe auf einer Fläche von 16000 qkm. Weit hinein in die Großen Ebenen erstreckt sich die vulkanische Tätigkeit. 220 km östlich der Spanish Peaks ragt die Twin Butte<sup>26</sup> auf, ein Lakkolith, der Karbon zu Tage bringt. Solches wird auch in der Nachbarschaft sichtbar. Es bildet hier südlich vom Arkansas-Flusse eine große Aufwölbung angesichts der Rocky Mountains, ein schwäichliches Seitenstück zu den Black Hills. Auch an deren Beule knüpft sich jungvulkanische Tätigkeit, die sich vornehmlich in Intrusionen äußerte<sup>27</sup>.

Die sehr aktive vulkanische Tätigkeit im Bereich der Hohen Tafel setzt gleichzeitig mit den starken Aufwölbungen ein, deren Werke wir kennengelernt haben. Die Wende der Kreide zur Tertiärperiode bezeichnet ihren Beginn. Er ist mit dem Rückgang des Meeres aus dem Gebiete verbunden. Es entstanden hier von nun an lediglich kontinentale Ablagerungen, die anfänglich für lakustre angesehen wurden. Diese kontinentalen Ablagerungen aber sind im Gegensatz zu den kretazischen nur Lokalbildungen, abgelagert in einzelnen Becken, welche durch die Aufwölbungen voneinander geschieden waren. Die Gegend von Denver gibt hierüber ausgezeichnete Aufschlüsse. Während die Kreideschichten am Fuße der Rockies auch bei Golden in keiner Weise Ufernähe verraten<sup>28</sup>, treten in die Zusammensetzung der ihnen diskordant auflagernden Arapahoe-Schichten Trümmer der Rockies ein; die diskordant darüber folgenden Denver-Schichten bestehen in ihrer unteren Partie aus Trümmern jungvulkanischen Gesteins, in ihrer oberen aus Granit. Kaum hatten sich die Rockies soweit herausgehoben, daß sie Material für ihre Umgebung spenden konnten, so setzte in ihnen eruptive Tätigkeit ein, und als deren Gesteine abgetragen waren, kamen die Krystallinen an die Reihe<sup>29</sup>. Gleichzeitig erfolgten anhaltend Störungen der erwähnten Grenz-

schichten zwischen Kreide und Tertiär; an zahlreichen Stellen ist auch das Eozän aufgerichtet worden und das Oligozän transgrediert über letzteres. Die Emporhebung einzelner Beulen hielt durch das ganze ältere Tertiär an. Teilweise geschah sie aus isostatischen Gründen; die Gewölbe wurden abgetragen und mußten weiter steigen und die an ihrem Fuße abgelagerten Schichten randlich emporschleppen, während diese ihrerseits vermöge ihrer Last ihre Unterlage eindrückten. Aber auch eben dieselben Ursachen, welche die Emporwölbungen einleiteten, wirkten andauernd weiter, und die vulkanische Tätigkeit erlosch nie. Sie war noch in jüngster geologischer Vergangenheit wirksam, sowohl im Süden als auch im Norden im Gebiete des Yellowstone-Parks. Bereits 1896 hat ISRAEL C. RUSSELL die Lakkolithen mit der Emporwölbung einzelner Beulen in Beziehung gebracht<sup>30</sup>, und letztere als subtuberante Gebirge bezeichnet. Neuerlich hat R. T. CHAMBERLIN<sup>31</sup> die engen Beziehungen zwischen den dickschaligen Gebirgen vom Typus der südlichen Rocky Mountains zum Vulkanismus betont.

Ob neben den Aufpressungen einzelner Erhebungen in unserem Gebiete auch entsprechende Einsenkungen — Downwharps — echte Gesenke, vorkommen, ist schwer zu entscheiden. Das von CASSIUS A. FISHER<sup>32</sup> beschriebene Bighorn-Bassin könnte als eine solche gelten. Aber zwischen dem Bighorn- und dem Shoshone-Gebirge gelegen, kann es auch als eine minder gehobene Partie gelten; sicher trifft dies von dem Gebiete zu, das sich an der Grenze von Arizona gegen New Mexico zwischen die Defiance- und Zuñi-Beulen schaltet. Vor der Zeit der großen finikretazischen Erhebung sind aber in unserem Gebiete sicher große Einsenkungen erfolgt. Auf sie schließen wir aus der wechselnden Mächtigkeit der oberkretazischen Schichten, welche durchaus Seichtwasserbildungen sind und auf sinkendem Meeresboden abgelagert wurden. Angesichts der Rockies haben sie im Süden, in New Mexico, Mächtigkeiten von 800 bis 1000 m, bei Denver in Colorado solche von 2800 bis 3100 m, bei Laramie in Wyoming von 2000 bis 2100 m. Es sind insbesondere die Pierre Schichten, deren Mächtigkeit schwankt. Bei Trinidad im Süden 360—400 m mächtig, schwollen sie bereits bei Colorado Springs auf 760 m an, messen bei Denver 2350—2400 m, um im Norden bei Laramie ihre Dicke auf 1520 m, im Bighorn-Gebirge auf 360—1070 m und in Norddakota auf 340 m zu mindern<sup>33</sup>. Das besagt, daß die Gegend von Denver während der jüngeren Kreideperiode der Schauplatz einer besonders starken Senkung gewesen ist, die 3000 m überschritt, aber im ganzen Gebiete zur Geltung kam. Auf sie folgte dann eine allgemeine Hebung, die die oberen Kreideschichten, wie N. H. DARTON<sup>34</sup> zeigt, stellenweise in den großen Ebenen bis 1800 m, in den Black Hills bis 4200 m, im Bighorn-Gebirge bis über 8000 m und in den Rocky Mountains vielleicht noch höher aufgetrieben hat. Daß diese Hebungen in den Gebirgen nicht durch seitlichen Schub erfolgten, hat sich gezeigt. Dafür, daß die Senkungen durch solchen bewirkt wurden, fehlt jedwelcher Anhalt. Wir haben es mit einem Auf und Ab der Kruste zu tun, dessen Ursachen wir nur im Geoplasma suchen können. Ein solches Auf und Ab zeigt sich vielfach im Gebiete von Geosynklinalen. Aber während in solchen die mächtigen, während langer Senkung entstandenen

Sedimente meist zusammengestaut werden, sind sie hier unter Beibehaltung ihrer flachen Lagerung in der Senkrechten bewegt worden. Das ist die Eigenart des Plateaugebietes, der südlichen Rockies und der Großen Ebenen.

Nach KOBER steht das Plateaugebiet dem gefalteten Westen in ähnlicher Weise gegenüber, wie das böhmische Massiv den Alpen. Aber das böhmische Massiv hat die herzynische Faltung erfahren, das Plateau nicht: Es spielt die Rolle der russischen Tafel, und wenn ich auch die südlichen Rockies mit den Sudeten verglich<sup>35</sup>, so ist der Vergleich nur ein morphologischer, kein geologischer. Aber die Sudeten gehören gleich dem Harz und dem Thüringer Walde zu den Erhebungen, die ebenso wie die südlichen Rockies, das Bighorn- und Uinta-Gebirge sowie die Black Hills ihren Fuß mit Schichtkämmen umspannen. Das ist eine morphologische Eigentümlichkeit, die nur stellenweise wiederkehrt.

Nicht bloß einzelne Aufwölbungen haben während des Tertiärs im Bereiche der Hohen Tafel fortgedauert, sondern auch deren einzelne Teile haben eine verschiedene Entwicklung durchlaufen. Die Plateaus im Westen der Rockies wurden, nachdem sie während des älteren Tertiärs größtenteils ein Gebiet der Ablagerung gewesen, ein solches der Abtragung. Diese waren am energischsten im Süden; auf dem Colorado-Plateau erfolgte die von Cl. E. DUTTON<sup>36</sup> geschilderte Denudation, welche das Eozän, soweit es zur Ablagerung gekommen war, sowie das Mesozoikum fast gänzlich entfernte, so daß Oberkarbon (oder älteres Perm) weithin die Oberfläche bildet. Ein sehr ansehnlicher isostatischer Anstieg muß daher hier stattgefunden haben; aber er ist nicht denkbar ohne eine ursprüngliche Hebung, die das Plateau schräg stellte. Das geschah im jüngeren Tertiär, nachdem der Colorado bereits seinen Lauf nach Süden eingeschlagen hatte. Die Großen Ebenen östlich der südlichen Rockies waren während des älteren Tertiärs in deren Nähe ein Ablagerungsgebiet, das weit nach Norden reichte. Dann doch wurden auch sie ein Abtragungsgebiet, und alle ihre Wellungen wurden eingeebnet. Hierauf bogen sie südlich der Black Hills ein und wurden neuerlich Ablagerungsgebiet, das im Norden nahe an den Missouri, im Süden in geminderter Breite bis an den Pecos reichte. Hier häuften sich die Trümmer der Rockies an, hier wurde während des Neogen eine wahre Vorlandformation abgelagert, die heute vor den Rockies fehlt<sup>37</sup>. Man kann sich ihre Entstehung nicht anders vorstellen als durch die Annahme, daß angesichts des Gebirges ein weiter Raum einsank. Aber heute ist er nicht mehr Aufschüttungsgebiet, sondern Abtragungsgebiet, das von den Abflüssen der Rockies, vom Platte-, Arkansas- und Canadian River zerschnitten wird. Dazwischen bildet es die High Plains. Auf eine Senkung ist eine Hebung gefolgt.

Nur an einer Stelle treten die High Plains unmittelbar an die Rockies heran. Das geschieht zwischen Cheyenne und Laramie, wo die Union Pacific Railroad zum Sherman-Passe emporführt. Herrn Professor S. H. KNIGHT in Laramie danke ich, daß ich 1927 diese einzigartige Stelle kennenlernen konnte, die durch ELIOT BLACKWELDER<sup>38</sup> zuerst bekanntgeworden ist. Das junge Neogen der High Plains stößt nämlich nicht etwa an den Fuß des Gebirges an, sondern hebt sich in allmählichem Anstiege zu dessen Höhe empor, und diese setzt

jenen Anstieg noch eine Strecke weiter fort. Die Oberfläche der Rockies am Sherman-Passe ist das korrelative Abtragungsgebiet zum Ablagerungsgebiete der High Plains; wenn diese in ihrer Gesamtheit gehoben worden sind, so müssen es mit ihnen auch die Rockies sein. Zu finikretazischer Aufwölbung ihrer einzelnen Ketten gesellt sich eine finitäre des ganzen Gebirges mitsamt dem Westen der Großen Ebenen.

Die Abtragungsfläche des Sherman-Passes wird im Norden von den 2600 m hohen Shermanhügeln überragt, die sich aus ihr in der Form von Klippen erheben. Es sind Überreste von Erhebungen, welche bereits zur Neogenzeit existierten und dartun, daß eine allgemeine Einebnung damals nicht stattgefunden hat. Vielmehr erinnert das Verhältnis der Hügel und Klippen zur anstoßenden Ebene an das Verhältnis der Erhebungen Arizonas zum angrenzenden Pediment, zumal das aufgeschüttete Material vornehmlich aus nur wenig gerolltem Materiale besteht und eine Arkose darstellt, deren Muttergestein der tiefgründig zerfallene und kaum zersetzte Granit des Sherman-Passes ist. Weiter westlich, auf der Medicine Bow Range hat E. BLACKWELDER eine ähnliche, erheblich höher gelegene Abtragungsfläche gefunden, die er für älter hält als die des Sherman-Passes. Ihr entsteigen die vergletschert gewesenen Gipfel der Kette. Er schreibt ihr eozäne Anlage zu. Darnach möchte es scheinen, als ob an der Gabelung der südlichen Rockies eine Piedmonttreppe vorhanden wäre, wie sie WALTHER PENCK (53, S. 165) an den deutschen Mittelgebirgen nachgewiesen hat. Zu gleicher Annahme kommt man auch weiter südlich. Hier hat W. M. DAVIS<sup>39)</sup> in der Hochfläche über der Stirn der Rockies in Colorado eine Abtragungsfläche, eine Peneplaine mit Monadnocks erkannt. Bei Golden setzt sie über der Stirn in 2400—2600 m ein — nach R. T. CHAMBERLIN entspricht sie der Hochfläche des Sherman-Passes. Dann erfolgt ein neuer Anstieg zum Gebiete der Hochgipfel. Wir möchten in ihm eine weitere Stufe erblicken. Etwas abweichend liegen die Dinge bei Colorado Springs. Der Pikes Peak (4300 m) ist hier eine isolierte Aufragung aus einer Hochfläche von nicht ganz 3000 m Höhe; diese aber setzt sich längs der Utepaß-Verwerfung gegen eine 1000 m tiefere Fläche ab. Junge Brüche spielen zweifellos in der Oberflächengestaltung der südlichen Rockies auch eine Rolle neben den langanhaltenden Ablagerungsvorgängen, die nie ganz zur Einebnung geführt haben. Jüngere Brüche haben dieselbe gestört. Die Stirn selbst, so imposant sie erscheint, fällt ganz oder größtenteils unter das Niveau der Neogenschichten, wenn man sich deren Anstieg zum Gebirge hin fortgesetzt denkt. Sie ist nicht, wie auf den ersten Blick scheinen möchte, das Ergebnis einer jungen Erhebung, sondern dankt, wie W. M. DAVIS gezeigt, ihre Entstehung vornehmlich der Ausräumung der vor den Rockies gelegenen Schichten, die noch während des Neogens bis mindestens 2500 m am Gebirge anstiegen. Die Stirn ist also ein Werk der Denudation, und die dann und wann deutlich entgegentretenden Stirnflächen zwischen den Tälern knüpfen sich wie im Ostabfalle des Kaibab-Plateaus an wiederständiges Gestein. Bei Golden werden sie von der Basisfläche der sich hier auf das vorkambrische Grundgestein direkt auflagernden Red Beds (Jura-Trias) gebildet. Dicht über den Schichtkämmen, die den Fuß des Gebirges

begleiten, sind sie beinahe intakt erhaltene Stücke einer Rumpffläche; höher ist letztere der Denudation zum Opfer gefallen, aber sie bestimmt noch die Anlage der Stirnflächen.

Die eigenartige Staffelung des Fußes der Rocky Mountains<sup>29, 34</sup>, von HAYDEN Folds en echelon genannt, hat mit der letzten Emporhebung des Gebirges nichts zu tun. Sie knüpft sich an die finikretazische Aufpressung des genannten Gebirgskörpers und besteht in folgendem: Von Norden nach Süden zu springt der Abfall des Gebirges schrittweise zurück, so daß eine Reihe einspringender Winkel entsteht, wie zwischen hintereinanderstehenden Kulissen. Wo eine vordere Kulisse aufhört, taucht sie südwärts als flacher Sattel unter, der von der nächsten Kulisse durch eine flache Mulde getrennt wird. In diesen Sätteln und Mulden hat sich das paläozoische Dach der Rockies in ziemlich flacher Lagerung erhalten; an ihren Grenzen sind dessen Schichten ebenso wie das Mesozoikum steil aufgerichtet. Das erweckt den Eindruck, als ob die Rocky Mountains ein Paket dicht gedrängter Falten wären. Aber es lassen sich die Falten nicht tiefer hinein ins Gebirge verfolgen, und wir haben es wohl nur mit einer Grenzerscheinung an dem unregelmäßig begrenzten, sich heraushebenden Gebirgspfeiler zu tun. Daneben gibt es noch andere Unregelmäßigkeiten. In der Fortsetzung der Ute Verwerfung schiebt sich bei Colorado Springs der Fuß der Rockies um 10 km nach Südsüdost vor, die ihn sonst begleitenden Schichtkämme setzen auf dieser Strecke bis zum vielbesuchten Cheyenne-Berge aus, und jüngere Schuttablagerungen treten hart an den Fuß des Gebirges. Hier liegt sichtlich eine jüngere Störung, möglicherweise ein Riß vor, welche anzeigen, daß Krustenbewegungen hier bis in die jüngste geologische Vergangenheit angedauert haben<sup>40</sup>.

Angesichts der Rockies stoßen die Gebiete des South Platte-, Arkansas und Canadian River zusammen; hier fehlt das Neogen, das in einer Entfernung von 30 bis 100 km gegenüber dem Gebirge abbricht. Seine Stirn ist zugleich Wasserscheide zwischen den genannten, für die Großen Ebenen allochthonen Flüsse und autochthonen, die gleichfalls ostwärts fließen. Weiter im Süden zwischen Canadian River und Rio Pecos bildet das Neogen die Hochfläche der staked plains, ein fast ebenes flußloses Gebiet, das seine Umgebung allenthalben überragt. Ob es eine flache Mulde darstellt oder eine flache Aufwölbung, ist geologisch nicht zu entscheiden. Morphologische Erscheinungen sprechen für eine flache langgedehnte Beule vor den Rockies, die von den Black Hills von Dakota bis zum Rio Pecos läuft, von den Flüssen der Rockies entweder durchbrochen oder — vom Pecos — umgangen wird und zahlreichen Abdachungsflächen der Großen Ebenen Ursprung gibt. Trifft diese Annahme zu, so liegt der Scheitel der finineogenen Aufwölbung östlich der Rockies, dort, wo wir die Ostgrenze der Hohen Tafel annehmen.

Wie dem auch sei: In den westlichen Großen Ebenen hat während des Neogens eine ganz ebensolche Abwärts- und Aufwärtsbewegung wie im gesamten Bereich der Hohen Tafel während der jüngeren Kreideperiode stattgefunden.

### III. Das Große Becken.

Während man unter  $40^{\circ}$  N den Fuß der Rocky Mountains bereits bei  $105^{\circ}$  w. L. erreicht, kommt man 1000 km weiter nördlich erst unter  $114^{\circ}$  w. L. zu ihm und hat ein ganz anderes Gebirge vor sich als bei Denver: Keine glatt verlaufende, sondern eine zerfranste Stirn, die in gewisser Hinsicht an die der Rauhen Alb erinnert: Sie wird von harten Sand- oder Kalksteinen gebildet, die auf weichen tonigen Sandsteinen aufsitzen. Aber die Schichtfolge ist verkehrt, die hangenden Schichten sind die älteren, sie sind proterozoisch oder paläozoisch, der Sockel ist mesozoisch. Über Hunderte von Kilometern zieht sich von Norden nach Süden diese gewaltige Überschiebung. Ich sah sie 1897 unter der Führung von GEORGE DAWSON bei Kananaskis ( $51^{\circ}$  N) an der Canadian Pacific Railroad<sup>41</sup>, von wo sie von R. S. Mc. CONNELL beschrieben worden war<sup>42</sup>. Bei der Rückkehr aus dem Westen passierte ich auf der Great Northern Railroad das Gebiet der 250 km weiter südlich gelegenen Überschiebung des Glacier National Park und notierte: »Höchst auffällig ist der Schichtbau bei Summit: Kreideschichten, anscheinend überlagert von älterem Gestein . . . Man hat eine Analogie zur Struktur der Rockies bei Kananaskis.« Seither hat BAILEY WILLIS den Nachweis einer großen Überschiebung dahier erbracht<sup>43</sup>. M. R. CAMPBELL verfolgte ihren Verlauf 85 km weit in gerader Linie; 24 km mißt mindestens ihre Breite in westöstlicher Richtung<sup>44</sup>. W. H. EMMONS und F. C. CALKINS meinen ihre Fortsetzung bei Philipsburg westlich Helena zu erkennen<sup>45</sup>. Das Kennzeichen aller dieser Verschiebungen ist, daß flach gelagerte paläozoische oder proterozoische Gesteine auf eine stark gestörte Unterlage von Westen her aufgeschoben sind.

320 km weiter südlich setzt an der Grenze zwischen Idaho und Wyoming, zwischen Snake- und Bear-River typisch gefaltetes Gebirge ein, das einer großen Überschiebung aufsitzt. G. R. MANSFIELD<sup>46</sup> hat das Gebiet eingehend beschrieben. Es erinnert strukturell an die nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. Eine Zone von nicht gerade stark gefaltetem Karbon, Trias und Jura ist ostwärts überschoben über eine stärker gefaltete Kreidezone, ähnlich wie die nördlichen Kalkalpen über die Flyschzone. Die Überschiebungsfäche des Bannock Thrust verläuft indes oberflächlich viel reichlicher gegliedert und ist flacher geneigt als die Grenze zwischen Kalkalpen und Flysch. Sie umgrenzt eine Überschiebungsdecke von mindestens 20 km Breite; die Gesamtlänge der Überschiebung mißt nach MANSFIELD 430 km; sie reicht bis Utah, und hier sind weitere Überschiebungen im Wasatch-Gebirge nachgewiesen<sup>47</sup>. 600 km weiter südwärts endlich werden in der Gegend von Las Vegas in jüngster Zeit Überschiebungen festgestellt<sup>48</sup>, die gleich der Bannock-Überschiebung MANSFIELDS sich nach Osten richten. Sie sind wesentlich jünger als letztere, halten sich aber auch an der Westseite des Hohen Plateaus von Wyoming, Utah und Arizona und fallen in die Flucht der Überschiebungen der nördlichen Rockies. Nördliche und südliche Rockies haben, wie bereits R. T. CHAMBERLIN ausgesprochen hat, ganz verschiedene Struktur. Die nördlichen Rockies sind ein Gebirge mit dünn-schaliger Faltung, die südlichen ein Gebiet senkrechter Hebung, wie wir zeigen konnten.

Die nördlichen Rockies können mit den Beskiden, die südlichen mit den Sudeten Mitteleuropas verglichen werden, und wie an der mährischen Pforte die Beskiden den Sudeten sehr nahe kommen, ohne daß die einen die anderen fortsetzen, so stoßen im nördlichen Montana Ausläufer der südlichen Rockies mit den nördlichen beinahe zusammen, aber die Überschiebungen der letzteren setzen sich nicht in ihnen fort. Wenn R. T. CHAMBERLIN nördliche und südliche Rockies als ein Gebirge bezeichnet, so folgt er dem landesüblichen Sprachgebrauch. Das erste Gebirge, das der aus den Großen Ebenen kommende antraf, bezeichnete er eben als Rocky Mountains. In ähnlicher Weise hätten die Flachländer die Sudeten und Beskiden als Felsengebirge benennen können, aber daraus erfolgt nicht, daß sie ihrem Wesen nach ein und dasselbe Gebirge sind. Nördliche und südliche Rockies haben nur eines miteinander gemeinsam, den Mangel eines von ihren Trümmern aufgeschütteten Vorlandes; die an sie stoßenden Großen Ebenen sind in beiden Fällen Erosionsgebiete.

Die Fortsetzung der nördlichen Rockies erblicken wir in den Faltengebirgen zwischen Idaho und Wyoming, die freilich keinen Hochgebirgscharakter tragen. Zwar ragen sie bis 2700 m auf, aber ihre Reliefenergie ist selten 1000 m. In ihren Formen gleichen sie mehr den Beskiden als den Alpen. Durch ihre stattlichen Überschiebungen stehen sie beiden nahe, ebenso dadurch, daß sie eine andere Schichtfolge haben als die angrenzenden Plateaus. In ihnen sind Trias und Jura vornehmlich marin ausgebildet; weiter östlich ist die erstere ganz, der letztere größtenteils kontinental. Umgekehrt kommt in ihnen nicht das laurentische Sockelgestein zum Vorschein, das dicht vor ihnen in der Windriver-Kette hoch aufragt. Das ist der große Unterschied zwischen dem Plateau-Gebiete und den südlichen Rockies auf der einen Seite und den Falten zwischen Bear- und Snake-River, daß in letzteren altes Gestein gänzlich fehlt, ebenso wie in den nördlichen Kalkalpen im Vergleich zum böhmischen Massiv. Die Faltung kann daher hier wie da nicht tief gehen, in beiden Fällen ist es nur eine beschränkte Schichtfolge, die sich an der Zusammensetzung einer Schubdecke beteiligt. Es sind nicht Kontinente, die aneinanderstoßen, wobei der eine mit seiner ganzen Schichtfolge am anderen brandet, sondern in Bewegung geraten sind nur Pakete von 1 bis 2 km Mächtigkeit. Darunter haben wir Gleitflächen zu denken, auf denen sie sich bewegten und zusammenstaute. Als solche dienen gewisse Schichtgrenzen. Im Idaho-Wyoming-Grenzgebirge besteht das eine Paket aus Karbon bis Jura, ein westlicher gelegenes aus älterem Paläozoikum. Beide liegen getrennt nebeneinander auf der Bannock-Schubfläche. In zwei Dingen ist die europäische Entwicklung von der nordamerikanischen verschieden: Hoch erheben sich die Alpen in Mitteleuropa über ihren Vorlagen und sind von ihnen durch ein Vorland getrennt, das sie und die Karpaten umschlingt. Die Faltungszone des Fernen Westens hingegen bleibt hinter den vorgelagerten Gebirgen zurück und entbehrt eines solchen Vorlandes. Zwar sind die Kreideschichten, auf die sie aufgeschoben ist, kontinental, wie die jüngere Süßwassermolasse des Alpenvorlandes und gleich dieser in großer Mächtigkeit in einer Geosynklination abgelagert, aber diese Zone ist in ihrer Ausdehnung beschränkt und ihre Beziehungen zur marinen Kreide Wyomings nicht geklärt,

der die Beulen des Bighorn-Gebirges oder die Ketten der südlichen Rocky Mountains entsteigen; ausgedehnte Eozänablagerungen schalten sich dazwischen und greifen auf die gefalteten Kreideschichten der Grenzketten diskordant über.

Nach Norden tauchen die Faltenketten von Wyoming-Idaho unter mächtige jüngere Effusivgesteine, nach Süden dünnen sie sich aus, nach Westen verlieren sie ihre morphologische Selbständigkeit und weichen den Basin Ranges, jenen merkwürdigen Ketten, die für das abflußlose Große Becken zwischen dem Wasatch-Gebirge und der Sierra Nevada kennzeichnend sind. Nie sind sie so breit wie die Beulen-Ketten des Plateaugebietes, und vor allem, es fehlt ihnen die Umrahmung mit Schichtkämmen. Meist sind sie schmal und langgedehnt, voneinander getrennt durch breite Senken. Darin dehnen sich jugendliche Aufschüttungen jungneogenen oder pleistozänen Alters, entstanden auf Kosten des meist paläozoischen Gesteins der Ketten. Kleine Abtragungsgebiete und ausgedehnte korrelative Ablagerungen liegen nebeneinander. In ihrer Struktur offenbart sich dort, wo die Ketten aus Schichtgesteinen bestehen, Faltung, jedoch gehen Schicht und Gebirgsstreichen, wie beim Harze, auseinander; sie schneiden sich unter meist spitzem Winkel.

GROVE KARL GILBERT<sup>49</sup> hat zuerst die Aufmerksamkeit auf die Eigenart der Basin Range-Struktur gelenkt und darauf hingewiesen, daß hier Erhebung längs Verwerfung scharf zu trennen ist von älterer Schichtfaltung. Aber nachgewiesen sind nur sehr wenige Verwerfungen. GILBERT<sup>50</sup> ließ sich, wie er selbst schreibt, bei der Betrachtung der einzelnen Ketten vornehmlich von morphologischen Erwägungen leiten. Welche Erscheinungen hier maßgebend sind, hat WILLIAM MORRIS DAVIS<sup>51</sup> scharf herausgearbeitet. Er legt namentlich Gewicht auf die Stirnflächen der Ketten, die er Faceted Spurs nennt und auf Verwerfungen zurückführt. Eine ganze Reihe von Arbeiten, namentlich von GEORGE D. LOUDERBACK<sup>52</sup>, verwerten seine Gesichtspunkte, während WALTHER PENCK<sup>53</sup> die Stirnflächen als Flexuren deutet möchte und in den Basin Ranges gleich wie in ähnlichen Erscheinungen Südamerikas Großfalten erblickt. Andere Meinungen über ihre Entstehung bespricht GILBERT in seiner nachgelassenen Arbeit<sup>50</sup>, welche die Literatur bis 1912 eingehend würdigt.

Das Große Becken dehnt sich zwischen Wasatch-Gebirge im Osten und der Sierra Nevada im Westen. Beide Gebirge werden als Kippschollen (Tilted Blocks) aufgefaßt, welche nach außen hin sanft abfallen, gegen das Becken mit seinen Ketten hin aber jäh abbrechen. Der Steilabfall des Wasatch-Gebirges in der Nähe von Salt Lake City schneidet das Schichtstreichen unter einem halben rechten Winkel und läuft schräg zu einer Synklinale, welche paläozoische und mesozoische Gesteine zwischen zwei Aufragungen archaischer Gesteine einsenkt. Ihre einzelnen Glieder bilden die Berge bei Salt Lake City, deren Aufbau durch HYRUM SCHNEIDER<sup>54</sup> klargelegt worden ist. Diskordant über diese gefalteten Schichten breitet sich in flacher Lagerung die eozäne Wasatch-Formation, die nördlich der Stadt in ansehnlicher Mächtigkeit ausstreckt. Die Schichtfaltung ist älter, der Gebirgsabfall ist jünger. An seinem Fuße fand GROVE KARL GILBERT<sup>55</sup> ganz junge Verwerfungen. Die am Rock Creek Canyon bei Provo besuchte ich 1909 mit meinem Sohne. Sie laufen quer über das Delta, das der Fluß in den Bonneville-See geschüttet

hat und zeigen eine jugendliche Erhebung des östlich von ihnen gelegenen Gebirges an. Gleicher bezeugen die Verwerfungen, welche die Endmoränen des Dry und Little Cottonwood-Gletschers, zu denen mich 1928 Prof. HYRUM SCHNEIDER führte, durchsetzen. Sie schließen am Gebirgsfuße einen etwa 4 km langen, 150—200 m breiten grabenförmig gesenkten Streifen Landes ein. Dessen Flanken sind nackt, die Vegetation hat noch nicht Besitz von ihnen ergreifen können. Zeichen eines Herabbiegens vom Gebirge fehlen hier; auch ich kann dessen Abfall nur mit einem Brüche in Verbindung bringen, an dem noch gelegentlich Nachsitzen stattfindet. Von HYRUM SCHNEIDER entdeckte Rutschflächen nördlich Salt Lake City veranschaulichen die Verwerfungsfläche.

Die jungen Brüche liegen nicht am Fuße der Facetted Spurs von DAVIS. Letztere steigen erst in einiger Entfernung von ihnen an. An der Mündung des Parley Canyon bei Salt Lake City liegt vor ihnen noch eine breite Felsterrasse, teilweise bedeckt mit den Uferbildungen des alten Bonneville-Sees. Unter diesen bricht sie jäh ab; wo dies geschieht, suchen wir die Hauptverwerfung. Ob die Felsterrasse auch gegen das Gebirge hin durch einen Bruch begrenzt ist und eine Staffelscholle darstellt, konnte ich nicht erkennen. Ich vermag daher nicht zu entscheiden, ob sie gleich der Felsfläche, auf der weiter nördlich das St. Marys-Kloster steht, zu den »Spurs« von GILBERT gehört oder eine Fußfläche nach der Art eines Pediments ist, oder eine alte Felsterrasse, wie sie H. HÄSSINGER<sup>56</sup> aus der Umgebung von Wien beschrieben hat. Sollte dies zutreffen, so wären die Facetted Spurs jenen Abtragungsflächen an die Seite zu stellen, welche über den Pediment ansteigen. GILBERT hegt keinen Zweifel, daß die Facetted Spurs des Wasatch-Gebirges ziemlich wenig abgetragene Verwerfungsflächen sind; zumal er am Fuße des Gebirges hie und da Rutschflächen fand, die ihnen parallellaufen und im Mittel unter einem Winkel von 33° westwärts fallen. 120 km weit hat er den Bruchrand des Gebirges verfolgt, der nur annähernd geradlinig verläuft und im einzelnen einige Knickungen aufweist. Die Sprunghöhe schätzt er unfern Salt Lake City auf 3000 m; dem entspricht beim mittleren Fallen der Verwerfungsfläche ein Abrücken (heave) der Hangendscholle um 4,4 km. Gegen Norden wird die Sprunghöhe kleiner, über dem scharfen oberen Rande des Gebirgsabfalles dehnt sich hier eine westwärts geböschte Fläche: Möglicherweise hat sie mit einer Verbiegung zu tun, die der Verwerfung vorausging.

Am Ostabfalle der Sierra Nevada fuhr ich 1928 mit Prof. RICHARD J. RUSSELL vom Mono-See aus entlang. Er ist am ansehnlichsten in Owens Valley, der breiten Einsenkung zwischen Sierra Nevada und Inyo-Kette. 180 km streckt sich dieses mit einer Bodenbreite von 3 bis 13 km zwischen Gebirgen, die im Westen 4000 m, im Osten 3000 m überschreiten. Dabei ist die Bodenhöhe zwischen 1100 und 1200 m. Der landschaftliche Eindruck ist der eines Grabens von geringerer Länge und Breite, aber größerer Tiefe als die oberrheinische Tiefebene. Am 26. März 1872 war Owens Valley der Schauplatz eines sehr starken Erdbebens<sup>57</sup>, welches den Ort Lone Pine gänzlich verheerte. Heute noch sieht man die damals entstandenen Brüche. Sie begleiten den Fuß der Alabama-Hügel, die sich im Tale erheben. Der Ostflügel ist meist der gesenkten; nördlich Lone Pine ist er um beinahe 10 m herabgesunken,

und ein Verwerfungsabfall kann hier fast 9 km weit ununterbrochen verfolgt werden. Quellen treten an ihm zu Tage, denn er bringt die tonigen Sedimente des alten Owens-Sees über Tal. Die Straßenverbreiterung dicht nördlich Lone Pine legte August 1928 seine Struktur bloß. Deutlich waren die hangenden schwarzen Schichten am Verwerfungsabfalle abwärts gebogen. Auch konnte ich im Dorfe noch deutlich die 1872 verursachte Verschiebung einer quer zur Verwerfung laufenden Baumreihe sehen: Das westliche Stück liegt heute 3 m nördlicher als das Oststück. Der Ostflügel der Verwerfung liegt also nicht bloß stellenweise 10 m tiefer, sondern auch stellenweise 3 m südlicher als der Westflügel (Tafel XIX bei HOBBS).

Die Monographie von ANOLPH KNOFF<sup>58</sup> verzeichnet außer den 1872 entstandenen Brüchen noch mehrere andere jugendliche in Owens Valley, die sich meist in der Talsohle oder wenigstens nahe derselben strecken. Die Flanken des Tales verlaufen vielfach glatt zwischen den als Stirnflächen der angrenzenden Gebirge in tiefen Schluchten mündenden Seitentälchen und machen darum den Eindruck, aus Verwerfungsflächen hervorgegangen zu sein. Dies gilt insbesondere von der Westflanke dicht bei Bishop unfern Rawson Creek. Nackt und steil fällt ihre untere Partie ab, nur ganz leicht gekerbt, oben steigt sie sanfter an, schütter bewaldet; vor ihr dehnen sich Schuttkegel, überstreut mit riesigen Blöcken. Dort, wo neben den glatten Stirnflächen der Schutt höher ansteigt, wird er geradlinig von einem Absatze durchzogen, dem Anscheine nach eine jugendliche Verwerfung; vor der Mündungsschlucht eines Tälchens eine Therme. Hier kann ich die von WALTHER PENCK ausgesprochenen Zweifel an der Bruchnatur der Stirnflächen nicht teilen, aber, wie wir gesehen haben, knüpfen sich nicht alle Stirnflächen an Brüche. Auch in Owens Valley liegen die Dinge nicht allenthalben gleich. Unweit des Crater-Berges trept sich die Oberfläche von Westen herab zur Talsohle und ist nur unten steil abgestutzt; nordwestlich Independence meint man eine Herabbiegung zu sehen. Weiter südlich folgen allerdings abgestutzte Riedel und eine Schuttkegelentwicklung von seltener Großartigkeit. Sie überschwemmt beinahe die Alabama-Berge bei Lone Pine, deren Granite noch ziemlich weit unter ihnen verfolgt werden können. Owens Valley ist nicht aus einem Gusse. Herabbiegungen und staffelförmiges Absitzen scheinen zu verschiedenen Zeiten an seiner Entstehung zusammengewirkt zu haben. Die Inyo-Berge in seinem Osten sind bereits eine typische Basin Range, deren Begrenzung durch Verwerfungen hier zweifellos ist.

Die Westseite von Owens Valley ist nur der südlichste Teil des Ostabfalles der Sierra Nevada; auch weiter nördlich trägt er den Charakter eines Bruchrandes. Allerdings sind auch hier durch LOUDERBACK die Brüche nur morphologisch erwiesen, aber Abbiegungen fehlen nicht. Der Ostabfall der Sierra Nevada ist ein genaues Gegenstück zum Westabfalle des Wasatch-Gebirges. Das zwischen beiden Gebirgsabfällen gelegene Gebiet senkt sich nach beiden hier im allgemeinen ein und hat mitten zwischen beiden eine Anschwellung von über 2000 m Höhe, aus der die Snake Range bis 3980 m, die Humboldt- oder Ruby-Kette bis 3450 m ansteigt. Daneben gibt es ganze Schwärme anderer Basin Ranges, voneinander durch breite Bolsone getrennt,

in denen hier und da Endseen liegen, die aber meistens leer sind und nicht immer Reste alter Seen bergen.

Im Osten bestehen die Basin Ranges meist aus offen gefalteten paläozoischen oder proterozoischen Gesteinen; manche, wie z. B. die Humboldt-Range, haben antiklinalen Bau, andere, wie die in ihrer Fortsetzung gelegenen White Pine Range, die Quinn Canyon und Grant Ranges, dagegen synklinalen<sup>59</sup>. Ausgeschlossen ist daher, daß die Ketten unmittelbar durch die Faltung gebildet sind. Auf letztere ist eine starke Abtragung gefolgt, die stellenweise zu einer Umkehrung des Reliefs führte. Die westlichen Ketten werden vornehmlich aus jungvulkanischen Gesteinen aufgebaut, die einer flachen Abtragungsfläche älterer Sedimente aufruhen; die Trias ist unter denselben vertreten. Von einigen dieser Ketten ist sicher, daß sie durch Verwerfungen begrenzt werden. Das gilt namentlich, wie RICHARD JOEL RUSSELL<sup>60</sup> gezeigt, von der Warner Range im Nordosteck von Californien. Sie ist im Norden beiderseits, im Süden nur auf der Ostseite von Verwerfungen begrenzt, durch die sie stellenweise um 1800 m über ihre Umgebung hervorgehoben ist. Ausdrücklich bemerkt R. J. RUSSELL, daß in ihnen jede Spur von Kompression fehlt. Schichtbiegungen kommen nicht vor; die Verwerfungen fallen normal unter 55°; die Auseinanderrückung der verschobenen Flügel ergibt sich auf jeder Seite zu 1.26 km. Die Krustenbewegungen dauern noch an; weithin ziehen sich am Fuße des Gebirges junge Verwerfungen entlang.

Hier gewinnen wir einen Anhaltspunkt für das Alter der Ketten. Sie sind jünger als die Massenergüsse im Westen des Großen Beckens und mit GILBERT und LOUDERBACK fassen wir dessen Entwicklung wie folgt auf: Auf die Faltung der paläozoischen Schichten im Osten, der paläozoischen und triasischen im Westen folgte eine lange Zeit der Abtragung. Während des Neogen geschahen dann enorme Lavaergüsse, begleitet von Tuffablagerungen. Nach dieser heftigen vulkanischen Tätigkeit zerbrach das Land in einzelne Schollen, welche nicht nur in der Vertikalen, sondern auch in der Horizontalen gegeneinander verworfen wurden; die zwischen ihnen entstandenen Gesenke wurden durch ihre Abtragungsprodukte verschüttet, was stellenweise schon im Jungtertiär begann. Heute noch dauert diese Schollenbewegung an. Es sind aber nicht die Ketten, welche emporsteigen, sondern die zwischen ihnen befindlichen Bolsone, welche wieder sinken. Death Valley biegt sich bis unter den Meeresspiegel. Der Boden von Owens Valley wird förmlich in die Tiefe gezogen; auch andere Senken sacken sich weiter ein, wie die so häufigen jugendlichen Randverwerfungen lehren. Sehr bedeutend ist die Mächtigkeit junger Ablagerungen in diesen Senken. Am Jordan, südlich vom Großen Salzsee, sind sie mit 400 m noch nicht durchbohrt worden, sie reichen also bis unter 900 m Meereshöhe herab. So flache Verwerfungen, wie sie nach GILBERT den Abfall des Wasatch-Gebirges bedingen, sind auch leichter zu verstehen als Absinken des hangenden Teiles, denn als Aufpressen des Liegenden; bei letzterem Vorgange wäre dieses nicht bloß zu heben, sondern müßte auch die Reibung an seinem flachen Dache überwinden. Die jungen Brüche am Fuße des Wasatch-Gebirges mahnen an die Randklüfte von Gletschern: Es bewegen sich die jungen Aufschüttungen vom Fuße des Ge-

birges weg, sie gleiten nach abwärts und reißen dabei von jenem ab. Die kleine Grabenverwerfung vom Little Cottonwood Canyon ist nur eine Randkluft, in die ein Teil ihrer Flanke eingesunken ist, kein Spalt, der in große Tiefe führt. Auch diese jüngsten Krustenbewegungen werden von vulkanischer Tätigkeit begleitet. Junge Vulkane begleiten den Ostfuß der Sierra Nevada vom Mono Lake nach Süden und treten vor dem Westfuße des Wasatch-Gebirges im Gebiete des Großen Salzsees auf. Der einzige noch tätige Vulkan der Vereinigten Staaten ferner, der Lassen Peak, sitzt auf der nördlichen Sierra Nevada auf, die ganz von jungvulkanischen Gesteinen überdeckt ist.

Diese Entwicklungsgeschichte stellt uns vor einige schwierige Probleme. Das Große Becken mißt 700 km Breite, und wenn seine Sedimente durch Faltung ein mittleres Einfallen von  $30^{\circ}$  haben, so sind sie um 100 km zusammengepreßt worden. Dabei sind aber von ihr nur paläozoische und im Westen triasische Schichten ergriffen, die archaische Unterlage wird nicht zutage gebracht. Wo sie noch auf BAILEY WILLIS' geologischer Karte von Nordamerika am Humboldt-Gebirge angegeben ist<sup>61</sup>, hat sich seither gezeigt, daß jüngere Granite vorliegen<sup>62</sup>, und vielleicht verhält es sich ebenso an den wenigen anderen Stellen. Deswegen rücken die Basin Ranges durch ihren Schichtbau in dieselbe Reihe wie die Ketten an der Grenze zwischen Idaho und Wyoming, und wieder entsteht der Eindruck, daß die Faltung ein sehr oberflächliches Phänomen der Erdkruste ist, nicht entstanden durch einen ungeheuren in ihr herrschenden Seitendruck, sondern eher durch Herabgleiten auf geneigter Unterlage. Das weitere Problem ist, daß die Heraushebung der Ketten mit Zerrungen begleitet war. Einige Beträge konnten wir von solcher vom Fuße des Wasatch-Gebirges und von der Warner Range mitteilen; sie werden sich erheblich summieren, wenn sich herausstellen sollte, daß alle Ketten nach demselben Plane gebaut sind. Aber wohin dehnte sich das Große Becken, wenn es an Breite um Dutzende von Kilometern gewann? Sind nicht vielleicht die Bolsone die Stellen, wo in der Tiefe Zusammenpressungen die Zerrungen an den Flanken wett machen, oder geschieht solches durch die von HEWETT entdeckten Überschiebungen im Süden? Sehr vieles ist noch offen.

#### IV. Schluß. Bewegungen des Geoplasma.

Nur wenige, allerdings bedeutsame Züge hat das Große Becken mit der Hohen Tafel gemein: Beide Gebiete sind Hochländer, die ihre letzten Krustenbewegungen nicht durch Kompression erfahren haben und in das Bereich jungvulkanischer Tätigkeit fallen. Letztere zeichnet den ganzen Westen beider Amerika aus und dringt mit der Hohen Tafel tiefer als sonst in das Innere ein. Aber sonst sind sie grundverschieden, nach Oberflächengestaltung und geologischer Geschichte. Schwärme langgedehnter schmaler Ketten im Westen, breite Plateaus, aus denen plumpe Ketten oder rundliche Beulen entsteigen, im Osten. Hier flach gelagerte Schichten, nur aufgerichtet und selten überbogen an Pfeilern, die sie durchstoßen, im Westen ziemlich stark gestörte Lagerung, die sich aber nicht auf den Saum von Pfeilern beschränkt. Große Effusionen im Westen, mächtige Intrusionen im Osten, aber daneben auch hier Effusionen von Belang,

während die Intrusionen im Westen selten zu sein scheinen. Auf der Tafel Wirkungen eines von unten kommenden Druckes, im Becken Zeugen eines nach unten wirkenden Zuges.

Beides läßt sich nicht durch Annahme eines Gewölbedruckes innerhalb einer sinkenden Kruste erklären. Welche Festigkeit müßte diese haben, um einen solchen Gewölbedruck Hunderte von Kilometern weiterzuleiten, damit sich dann die Kruste in den Black Hills und den Rockies so aufbiegt, daß sie dem unterliegenden Archaikum ein Aufsteigen ermöglicht. Ließe sich ein solches Aufbiegen allenfalls noch verstehen, so lassen sich die Einbiegungen der Kruste, die wir Gesenke nennen möchten, durch einen in der Kruste fortgepflanzten Gewölbedruck nicht erklären; denn solche Einbiegungen könnten sich nicht frei aufwölben, sondern müßten die Massen unter sich verdrängen. Dabei finden sie sich in Gebieten, in denen jetzt gar kein seitlicher Druck, sondern nur seitlicher Zug in der Kruste zu erkennen ist. Hierin wurzeln die Schwierigkeiten, die sich der Anwendung der Kontraktionstheorie im Fernen Westen von jeher entgegengestellt haben. Allerdings gibt es im Großen Becken Anzeichen eines Zusammenschubs und an seiner Grenze treten bedeutende Überschiebungen auf. Aber sie sind dünnchalige, sie verraten nicht eine Kompression der ganzen Kruste, sondern nur ein Zusammenstauen ihrer obersten Partie, wie es z. B. infolge des Herabgleitens auf geneigter Unterlage entsteht. Eine steil zu einem Gesenke abfallende Aufwölbung bietet alle Vorausbedingungen sowohl für ein Abgleiten seiner Schichten als auch deren Überschiebung über die im Gesenke abgelagerten Sedimente. Eine hohe Geoantiklinale und eine danebenliegende Geosynklinale, eine große Grundfalte, erscheint mir heute noch wie vor mehr als 20 Jahren<sup>63</sup> als die Voraussetzung ansehnlicher Krustenbewegungen in der Horizontalen, die also im wesentlichen wie alle Rutschungen Gravitationswirkungen wären. Das Bewegungsbild der Wyoming-Idaho-Grenzketten paßt vorzüglich zu dieser Vorstellung. Sie sind hineingerutscht in eine Geosynklinale, in der sich außergewöhnlich mächtige kontinentale Sedimente der Kreide abgelagert hatten. Diese wurden unter ihnen gefaltet; aber es entstand dabei kein Gebirge, sondern es wurde nur ein Loch zugeschoben; flach gelagertes Eozän breitet sich weithin über das Überschiebungsgebiet. Es ward aber die Geosynklinale nicht durch Wandern der Grundfalte emporgewölbt, so wie es in den Alpen geschehen ist.

Wir haben keinen anderen Anhalt, die Ursache der Krustenbewegungen in der Kruste selbst zu suchen. Für die Annahme einer Drift nach Westen gibt es im Fernen Westen ebensowenig Grund wie für eine Polflucht. Wir können den geologischen Bau des Fernen Westens, sowohl des Großen Beckens wie der Hohen Tafel, nur unter Annahme von Zustandsänderungen oder von Bewegungen in der Tiefe verstehen.

Zustandsänderungen in der Tiefe können eintreten, wenn hier Massen aus dem krystallinen in den geschmolzenen Zustand übergehen. Erstarrt in der Tiefe des Großen Beckens eine liquide Masse krystallin, zieht sie sich zusammen und ihr Dach sinkt ihr nach, sind ferner in demselben Flächen geringen Widerstandes vorhanden, so kann dabei eine Basin-Range-Struktur entstehen. Umgekehrt, wenn unter der Hohen Tafel Massen vorhanden sind, die aus dem

krystallinen in den geschmolzenen Zustand übergehen, so können sie sich in ihr Dach drängen, Ppropfen darin treiben, die Beulen über sich aufwölben oder an Flächen geringsten Widerstandes sich in langgedehnten keilförmigen Streifen emporschieben und über sich eine Gebirgskette nach der Art der südlichen Rocky Mountains auftreiben. Derartige Zustandsänderungen der Massen in der Tiefe würden nicht mit Änderungen des isostatischen Gleichgewichts verbunden sein. Die Massen in den einzelnen Prismen bleiben unverändert. Sie erscheinen uns heute nicht mehr so undenkbar wie früher, seitdem wir radioaktive Vorgänge kennen, die zu örtlicher Wärmeentwicklung auch in der Schale der Erde führen können. Ihnen zufolge könnten Schmelzungen in der Tiefe erfolgen, die zu Aufwölbungen und Ergüssen führen, während die darauf folgende Erstarrung Kontraktion bedingt. So könnte der Mechanismus der letzten Bewegungen im Großen Becken verstanden werden; der im Bereiche der Hohen Tafel würde jedoch etwas andere Annahmen erheischen. Aber das wechselnde Auf und Ab des Großen Beckens und der Hohen Tafel würden wiederholte Zeiten der Schmelzung und des Wiederkristallierens erheischen, die in den beiden Gebieten miteinander alternieren müssten. Letztere Tatsache macht die Annahme von Bewegungen in der Tiefe plausibler. Dies erhellt aus einem Blick auf die geologische Geschichte beider Gebiete<sup>64</sup>.

Seit Beginn des Mesozoikums verhalten sie sich verschieden, meist entgegengesetzt. Meer breitete sich während der Triasperiode über das Große Becken und reichte zeitweilig bis zu den Grenzketten von Wyoming und Idaho; weiter östlich, im Bereich der Hohen Tafel, dehnte sich währenddem Land, auf dem kontinentale Schichten abgelagert wurden. Vulkanische Tätigkeit setzte nur im äußersten Westen des Beckens ein. Während der Juraperiode entwickelte sich in dessen Osten eine Schwelle; sie trennte das westliche Meer von einem östlichen, das sich nur über den Norden der Hohen Tafel breitete. Während der Kreideperiode wuchs diese Schwelle gegen Westen, das Meer im Osten vertiefte sich mehr und mehr und gewann an Ausdehnung, es breitete sich schließlich über das ganze Gebiet der Hohen Tafel, während das Große Becken in seiner gesamten Ausdehnung Land geworden war. Die Verhältnisse hatten sich im Vergleich mit der mittleren Triasperiode gänzlich umgekehrt. Wahrscheinlich nun erst erfolgten die Überschiebungen an der Grenze zwischen Idaho und Wyoming am Saume des Großen Beckens sowie die der nördlichen Rockies. Gleichzeitig oder kurz danach begann die Heraushebung der südlichen Rockies, des Bighorn- und Uinta-Gebirges sowie der Black Hills von Dakota. Das waren, wie wir gezeigt haben, zwei ganz verschiedene Arten von Krustenbewegungen; nur von der einen, der Heraushebungen im Bereich der Großen Tafel, wissen wir, daß sie zur Bildung von Gebirgen führte, während die ausgedehnte Überdeckung der Kreidesfalten des Wyoming-Idaho-Gebirges durch flach gelagertes Eozän bekundet, daß sie kein Gebirge bildeten. Ein solches dürfte sich weiter westlich erhoben haben.

Während des älteren Tertiärs war das Große Becken durchaus Abtragungsgebiet, während sich auf der Hohen Tafel zwischen den Gebirgsbeulen ungeheure Sedimentmassen ablagerten: Anhaltende Hebung daher im Westen,

fortdauernde aber lokalisierte Senkung im Osten. Während des jüngeren Tertiärs aber biegt hier vor den Rockies ein Streifen Landes ein, während das Gebirge samt den westlich von ihnen gelegenen Plateaus abgetragen wird; über den westlichen Teil des großen Beckens breiten sich ungeheure Lava- und Tuffmassen. Hierauf folgt der Einbruch des Großen Beckens, wobei es in langgedehnte, schmale, gebirgige Schollen zerfällt, voneinander getrennt durch Bolsone. Das Senkungsgebiet östlich der Rockies steigt hingegen mit diesem an, und die Hohe Tafel erhält nun erst ihre ansehnliche Höhe.

Charakteristisch für diese Entwicklung ist, daß beide Gebiete einen wiederholten Wechsel ihrer Bewegungsrichtung aufweisen. Zu Beginn des Mesozoikums senkt sich das Große Becken, dann steigt es anhaltend bis zum jüngeren Tertiär, um hierauf einzubrechen. Die Tafel steigt anfänglich, senkt sich dann, nur örtlich durch Aufwölbungen unterbrochen, um sich schließlich neuerlich zu heben. Das Bemerkenswerte dabei ist, daß in allem diesem Auf und Ab sich die Hohe Tafel immer in entgegengesetzter Richtung bewegt wie das Große Becken; man meint in beiden Gebieten Schwingungen zu sehen, im Osten und Westen mit verschiedener Phase, in der Mitte ein Schwingungsknoten an der Grenze der beiden Gebiete. Dies erinnert an die isostatischen Bewegungen, welche während des Eiszeitalters in den Gebieten der großen Vergletscherungen und ihrer Umgebung erfolgt sind. Aber während hier die Ursache der Bewegungen in einer Belastung und einer Entlastung der Kruste von oben her liegt, ist eine solche Annahme hier ausgeschlossen. Zwar werden isostatische Bewegungen stattgefunden haben; das aufsteigende Gebirge wurde abgetragen und dadurch entlastet, das sinkende belastet. Aber beide Vorgänge setzen Krustenbewegungen voraus, und aus diesen haben wir auf ein Hin und Her des Geoplasma zu schließen. Daß im Fernen Westen große Bewegungen unter der Kruste stattgefunden haben, lehrt seine große, mit seinen Krustenbewegungen verknüpfte vulkanische Tätigkeit. Sie entfaltete sich bereits während der Trias und des Jura im pazifischen Gebiete, und verbreitete sich dann während des Tertiärs in der geschilderten Weise sowohl über das große Becken wie auch über die Hohe Tafel; allenthalben sind es dieselben Gesteine, wie HENRY WASHINGTON<sup>65</sup> gezeigt hat, reich an Kieselsäure mit mäßigem Kalk- und Alkal Gehalt, arm an Eisen und Magnesia, die zum Erguß gelangen oder eingespritzt wurden in die starre Kruste, mit einem mittleren spezifischen Gewichte von 2.717 im Großen Becken und 2.735 in den südlichen Rocky Mountains. Sie weisen auf einen gemeinsamen Magma-Herd in der Tiefe. Gleichwohl möchte ich nicht ohne weiteres Magma und Geoplasma für ein und dasselbe halten. Die Möglichkeit, daß sie etwas Verschiedenes darstellen, oder daß das Magma nur eine bestimmte Erscheinungsform des Geoplasma ist, ist durchaus gegeben; denn nicht alle Krustenbewegungen sind in der Weise mit Magma-Bewegungen verbunden, wie dies im Fernen Westen der Fall ist. Die großen isostatischen Bewegungen während des Eiszeitalters stehen, soweit sich erkennen läßt, außer Beziehungen zu Magma-Bewegungen. Aus ihnen können wir nur auf Bewegungen des Geoplasma schließen.

Finden selbständige Bewegungen des Geoplasma unter der Kruste statt, so sind Störungen des isostatischen Gleichgewichtes zu gewärtigen. Dasselbe ist in der Tat nirgends auf der Erdoberfläche ein vollständiges. Um welche Abweichungen es sich handelt, kommt allerdings in sehr verschiedener Weise zum Ausdruck, je nach der Methode, nach welcher man die Schweremessungen reduziert. Ein Kärtchen, das ich nach den neuesten, von W. BOWIE<sup>66</sup> mitgeteilten Schweremessungen in den Vereinigten Staaten mit BOUGUERScher Reduktion entworfen habe, zeigt im gesamten Fernen Westen ein ungeheures Schweredefizit, welches ziemlich parallel zu den Erhebungsverhältnissen läuft, und nichts weiteres lehrt, als daß unter den Höhen ein Schweredefizit vorhanden ist, daß also in großen Zügen isostatisches Gleichgewicht herrscht. Ein Kärtchen der Schwereanomalien nach der HAYFORDSchen Reduktion, das W. BOWIE mitteilt, zeigt hingegen nur im Großen Becken und auf dem Colorado-Plateau ein Schweredefizit, im Bereiche der Rocky Mountains, sowohl der nördlichen wie auch der südlichen, einen Massenüberschuß an, der seinen höchsten Wert nahe den Black Hills von Dakota erreicht. Ein solcher wird auch von einem älteren Kärtchen BOWIES<sup>67</sup> der Schwerebeobachtungen nach der FAYESchen (Freiluft) Reduktion angezeigt. Danach könnte es in der Tat scheinen, als ob im Fernen Westen das isostatische Gleichgewicht gestört sei; allerdings in nicht größerem Umfange als am Puget Sunde und südwestlich vom Oberen See.

Es kann scheinen, als ob sich das Große Becken und die Hohe Tafel in bezug auf die Bewegungen des Geoplasma wie zwei korrelate Gebiete verhielten, zwischen denen es in einem gewissen Rhythmus hin und her schwankt. Aber es bieten sich auch andere Erklärungsmöglichkeiten. Man muß nicht unbedingt, sozusagen, an stehende Wellen des Geoplasma unter ihnen denken. Es könnte sich auch um fortschreitende Wellen handeln. Man könnte annehmen, daß erst ein Wellenberg, dann ein Wellental vom Großen Becken zur Hohen Tafel gelangt. Würde man sich vorstellen, daß der Wellenberg aus weniger dichtem, das Wellental aus dichterem Material besteht, so müßte eine solche Bewegung keine ansehnlicheren Störungen des isostatischen Gleichgewichts erheischen. Eine Tatsache spricht zu ihren Gunsten: Während im Neogen der Streifen der High Plains einsank, haben wir heute ein Senkungsgebiet östlich davon, am mittleren Mississippi. Man könnte glauben, daß das Wellental der High Plains hierher gelangt sei, während in letzterem ein Wellenberg angerückt sei. Aber wenn wir hiernach auf eine fortschreitende Bewegung des Geoplasma schließen müßten, entsteht die Frage: wohin strömt es? Haben wir es mit einem Systeme geoplasmatischer Bewegungen zu tun? An ein solches denkt z. B. ROBERT SCHWINNER<sup>68</sup> unterhalb der starren Kruste, und WALTHER PENCK<sup>69</sup> nimmt hier magmatische Bewegungen an, welche sich im Bewegungsbilde der Kruste spiegeln.

Wir können diese Fragen nicht weiter verfolgen. Es soll uns vorerst genügen, selbständige Bewegungen des Geoplasmas wahrscheinlich gemacht zu haben und durch einige Ausblicke Richtungen anzudeuten, in denen sich weitere Untersuchungen bewegen möchten. Sie werden nur durch das Zusammenwirken geologischer und geophysischer Methoden gefördert werden

können. Zu welchen Fragestellungen die ersteren führen, ist hier zu zeigen versucht worden. Dabei könnte vor allem angeknüpft werden an die großartigen geologischen Untersuchungen des Fernen Westens, welche vor 60 Jahren begannen und denen noch viele andere gefolgt sind. Gleichwohl ist unsere geologische Kenntnis, insbesondere im Großen Becken in Utah und Nevada, noch eine beschränkte, und neue Beobachtungstatsachen können zu anderen Schlußfolgerungen führen. Vor allem wird erst durch die Ausdehnung der Schweremessungen noch viel Neues gewonnen werden. In Californien ist damit begonnen worden. Möchten diese intensiveren Untersuchungen bald über das Gebiet ausgedehnt werden können, das hier behandelt wurde. Es ist ein klassisches. Hier unterschied 1890 G. K. GILBERT die länderbildende Epirogenese und die gebirgsbildende Orogenese. Beide Ausdrücke haben seither allgemeinen Eingang gefunden. Aber der Sinn des einen hat, wenigstens in der deutschen Literatur, eine Änderung erfahren, und Orogenese ist vielfach mit Gebirgsfaltung in Verbindung gebracht worden. Das entspricht nicht der ursprünglichen Fassung des Begriffes; er ist nicht aufgestellt worden für eine bestimmte Struktur, sondern für eine bestimmte Oberflächenform, die sich heraushebt über ihre Umgebung. Diese Heraushebung ist wenigstens im Fernen Westen nicht ein Werk der Faltung, sondern senkrecht wirkender Kräfte, die für die Bildung des Antlitzes der Erde eine weit bedeutendere Rolle spielen, als vielfach angenommen wird.

Nur wenn wir das Wort Orogen in seiner ursprünglichen Bedeutung nehmen, ist es gestattet, von einem Orogen am Boden der Ozeane zu reden und den atlantischen Rücken als Orogen zu deuten. Aber wir wagen ihn nicht mit L. KOBER<sup>70</sup> als ein alpines Orogen auszusprechen. Wir haben keinerlei Anhalt für seine Struktur; die Tatsache, daß das höchste Gebirge der Vereinigten Staaten, die südlichen Rocky Mountains, keine »alpine« Struktur haben, mahnt uns zu Vorsicht; es geht nicht an, bloß aus dem Relief auf die Struktur zu schließen. Auch hat uns die Betrachtung des Fernen Westen gezeigt, daß der Gebirgsbau der Erde keineswegs ein so einheitlicher ist, daß wir bereits heute von einem natürlichen Gestaltungsplane der Erdoberfläche sprechen könnten. Erst müssen wir die einzelnen Teile in ihrer Eigenart erkannt haben, ehe wir sie zu einem einheitlichen Bilde zusammenfassen können.

#### Anmerkungen.

Abkürzungen: A. Rep. = Annual Report, Bull. = Bulletin, Mon. = Monographs, Prof. Pap. = Professional Paper of the U. S. Geological Survey, Folio = Geological Atlas of the U. S. Folio, Geological Survey, fette Zahlen: Band.

1. J. W. POWELL: Report on the geology of the eastern portion of the Uinta Mountains. U. S. Geological Survey of the Territories. 2nd Div. 1876. G. K. GILBERT: The Colorado plateau region considered as a field for geological study. Amer. Journ. of Science and Arts. 1876. Juli/Aug.
2. G. K. GILBERT: Report on the geology of the Henry Mountains. U. S. Geological Survey of the Rocky Mountain Region. Washington 1877.
3. CL. E. DUTTON: On some of the greater problems of physical geology. Bull. Philos. Soc. Washington. 9. 1892. S. 51.
4. E. SUÈSS: Das Antlitz der Erde. 3. Wien 1909. S. 435.
5. L. KOBER: Der Bau der Erde, eine Einführung in die Geotektonik. 2. Aufl.

- Berlin 1928. Gestaltungsgeschichte der Erde. Sammlung Borntraeger. 7. Berlin 1925.
6. R. STAUB: Der Bewegungsmechanismus der Erde, dargelegt am Bau der irdischen Gebirgssysteme. Berlin 1928.
  7. CH. R. LONGWELL: Kobers theory on orogeny. Bull. Geolog. Soc. Am. 34. 1923. S. 231.
  8. H. CLOOS: Bau und Bewegung der Gebirge in Nordamerika, Skandinavien und Mitteleuropa. SOERGELS Fortschritte der Geologie und Paläontologie. 7. H. 21. Berlin 1928.
  9. W. BOWIE: Isostasy. New York (1927).
  10. F. R. HELMERT: Die Tiefe der Ausgleichsfäche bei der Prattschen Hypothese für das Gleichgewicht der Erdkruste. Sitzungsber. d. Preuß. Akad. d. Wiss. Phys.-math. Kl. 1909. S. 1192.
  11. A. BORN: Isostasie und Schweremessung, ihre Bedeutung für geologische Vorgänge. Berlin 1923.
  12. FR. NANSEN: The strandflat and isostasy. Videnskapselskapets Skrifter. Kristiania. Mat. naturw. Kl. Nr. 11. 1922. The earth's crust, its surface forms, and isostatic adjustment. Avhandl. Norske Videnskaps-Akademie Oslo. Mat. naturv. Kl. 1927. Nr. 12. A. PENCK: Glaziale Krustenbewegungen. Sitzungsber. d. Preuß. Akad. d. Wiss. Phys.-math. Kl. 1922. S. 305.
  - R. DALY: Our mobile Earth. 1926.
  13. N. H. DARTON: A Resumé of Arizona Geology. Univ. of Arizona. Bull. College of Mines and Engineering. Geolog. Series. 3. 1925.
  14. CL. E. DUTTON: Mount Taylor and the Zuñi plateau. A. Rep. 6. 1884/85. S. 105.
  15. CL. E. DUTTON: The physical geology of the Grand Cañon District. A. Rep. 2. 1880/81. S. 49.
  16. H. H. ROBINSON: The San Franciscan volcanic field. Prof. Pap. 76. 1913.
  17. WH. CROSS: The laccolitic mountain-groups of Colorado, Utah and Arizona. A. Rep. 14 II. 1892/93. S. 165.
  18. F. B. WEEKS: Stratigraphy and Structure of the Uinta Range. Bull. Geolog. Soc. Am. 18. 1907. S. 427.
  19. N. H. DARTON: Geology of the Bighorn Mountains. Prof. Pap. 51. 1906.
  20. A. PENCK: Geomorphologische Studien aus Nordwest-Schottland. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde Berlin. 32. 1897. S. 146.
  21. R. T. CHAMBERLIN: The building of the Colorado Rockies. Journal of Geology. 27. 1919. S. 145, 225.
  22. N. H. DARTON: Preliminary description of the geology and the water resources of the Southern half of the Black Hills. A. Rep. 21 IV. 1899/1900. S. 489.
  23. W. T. LEE: Building of the Southern Rocky Mountains. Bull. Geolog. Soc. Am. 34. 1923. S. 285.
  24. W. H. WEED and L. V. PIRSSON: The geology of the Little Rocky Mountains. Journ. of Geology. 4. 1896. S. 397.
  - — Geology and mineral resources of the Judith Mountains of Montana. A. Rep. 18. III. 1896/97. S. 437.
  - — Geology of the Little Belt Mountains. Ebenda. 20. 1898/99. S. 257.
  - — Geology of the Shonkin Sag and Palisade Butte laccolites in the Highwood Mountains of Montana. Am. Journ. of Science. 12. 1904. Juli.
  25. R. C. HILLS: Folio 71. Spanish Peak. 1901.
  26. G. K. GILBERT: Laccolites in South-Eastern Colorado. Journ. of Geology. 4. 1896. S. 816.
  27. J. C. RUSSELL: Igneous intrusions in the neighbourhood of the Black Hills of Dakota. Journ. of Geology. 4. 1896. S. 23.
  28. V. ZIEGLER: Foothill structure in Northern Colorado. Journ. of Geology. 25. 1917. S. 715.
  29. S. F. EMMONS, W. CROSS and A. E. ELDIDGE: Geology of the Denver Basin in Colorado. Mon. 37. 1896.
  30. J. C. RUSSELL: On the nature of igneous intrusions. Journ. of Geology. 4. 1896. S. 177.
  31. R. T. CHAMBERLIN: Vulcanism and mountain-making. Journ. of Geology. 29. 1921. S. 166.
  32. C. A. FISHER: Geology and water resources of the Bighorn Basin, Wyoming. Prof. Pap. 53. 1906.
  33. Schichtmächtigkeiten nach den Folios 30 (Pueblo), 58 (Elmoro), 68 (Walsenburg), 71 (Spanish Peaks), 135 (Nepesta), 173 (Laramie), 186 (Apishapa), 198 (Castle Rock), 203 (Colorado Springs) und nach Emmons.
  34. N. H. DARTON: Preliminary report on the geology and underground water resources of the central Great Plains. Prof. Pap. 32. 1905.
  - N. H. DARTON: Geology and underground waters of the Arkansas valley in Eastern Colorado. Prof. Pap. 52. 1906. Tafel XXVI. Höhenschichtenkarte des Dakota-Sandsteins in Ostcolorado.

35. A. PENCK: Das Felsengebirge von Nordamerika. *Forschungen und Fortschritte* **4**. 1928. S. 79.
36. C. L. E. DUTTON: Tertiary history of the Grand Cañon District. *Mon.* **2**. 1882. Vgl. dazu H. H. ROBINSON: A new erosion cycle in the Grand Canyon District, Arizona. *Journ. of Geology*. **18**. 1910. S. 712.
37. W. D. JOHNSON: The high plains and their utilization. *A. Rep.* **21**. IV 1899/1900. S. 601.
38. E. BLACKWELDER: Cenozoic history of the Laramie region Wyo. *Journ. of Geology*. **17**. 1909. S. 429.  
N. H. DARTON, E. BLACKWELDER and C. E. SIEBENTHAL: Folio 173. Laramie-Sherman, Wyoming. 1910.
39. W. M. DAVIS: The Colorado Front Range. *Annals Assoc. Americ. Geographers* **1**. 1911. S. 31.
40. G. J. FINLAY: Folio 203. Colorado Springs. 1916.
41. A. PENCK: Reisebeobachtungen aus Canada. *Schriften des Vereins zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse*. Wien. **38**. 1897/98. S. 341.
42. R. G. McCONNELL: Report on the geological structure of a portion of the Rocky Mountains. *Geological and natural history Survey of Canada*. *Ann. Rep.* 1886.
43. B. WILLIS: Stratigraphy and Structure, Lewis and Livingston Ranges. *Bull. Geolog. Soc. Am.* **13**. 1902. S. 305.
44. M. R. CAMPBELL: The Glacier National Park. *Bull.* **600**. 1914.
45. W. H. EMMONS and F. C. CALKINS: Geology and ore deposits of the Philipsburg, quadrangle, Mont. *Prof. Pap.* **78**. 1913. S. 116.
46. G. R. MANSFIELD: Geography, geology, and mineral resources of part of south-eastern Idaho. *Prof. Pap.* **152**. 1927.
47. F. F. HINTZE: A contribution to the geology of the Wasatch Mountains, Utah. *Annals New York Academy of Sciences*. **23**. 1913. S. 85.
48. D. T. HEWETT: Late tertiary thrust faults in the Mojave Desert, California. *Proceedings National Academy of Sciences*. Washington. **14**. 1828. S. 7.
49. U. S. Geographical and Geological Survey W. 100th Meridian Progress Report. 1872. S. 50. Report on the geology of portions of Nevada, Utah, California and Arizona. *Ebenda Report* vol. **3**. 1875. S. 41.
50. G. K. GILBERT: Studies of basin-range structure. *Prof. Pap.* **153**. 1928.
51. W. M. DAVIS: The mountain-ranges of the Great Basin. *Harvard Mus. Comp. Zoology*. **42**. 1903. S. 129 (wieder abgedruckt in Davis, *Geographical Essays*, edited by D. W. Johnson, Boston 1910). The Wasatch, Canyon and House Ranges. *Ebenda* **49**. 1905. S. 17.
52. G. D. LOUDERBACK: Basin range structure of the Humboldt region. *Bull. Geolog. Soc. Am.* **15**. 1904. S. 289. — Basin range structure in the Great Basin. *Univ. Calif. Publ. Bull. Dept. Geol.* **14**. Nr. 10. 1923. S. 329.
53. W. PENCK: Die morphologische Analyse. *Pencks Geogr. Abhandlungen*. 2. R. **2**. 1924. S. 207 u. 274.
54. H. SCHNEIDER: A discussion of certain geological features in the Wasatch Mountains. *Journ. of Geology*. **33**. 1925. S. 28.
55. G. K. GILBERT: Lake Bonneville. *Mon.* **1**. 1890. S. 344.
56. H. HASSINGER: Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seiner Randgebirge. *Pencks Geogr. Abb.* **8**. 3. 1905.
57. W. H. HOBBS: The earthquake of 1872 in Owens Valley, Calif. *Gerlands Beiträge zur Geophysik*. **10**. 1910. S. 352.
58. A. KNOPF: A geological Reconnaissance of the Inyo Range and the eastern slope of the Southern Sierra Nevada, California. *Prof. Pap.* **110**. 1918.
59. J. E. SPURR: Descriptive geology of Nevada south of the fortieth parallel. *Bull.* **208**. 1908.
60. R. J. RUSSELL: Basin range structure and stratigraphy of the Warner Range north-eastern California. *Univ. Calif. Publ. Bull. Dep. Geolog. Sc.* **17**. 11. 1918. S. 387.
61. B. WILLIS: Index to the stratigraphy of North America accompanied by a Geological Map of North America. *Prof. Pap.* **71**. 1912.
62. W. T. LEE, R. W. STONE, H. S. GALE and others: Guidebook of the Western U. S. States. B. The overland route. *Bull.* **612**. 1916. S. 164.
63. A. PENCK: Die Entstehung der Alpen. *Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde Berlin*. 1908. S. 5.
64. CH. SCHUCHERT: Paleogeography of North America. *Bull. Geolog. Soc. Am.* **20**. 1910. S. 427.

- CH. SCHUCHERT: Sites and nature of the North American Synclines. Bull. Geolog. Soc. Am. **34**. 1923. S. 151. Paleogeography of North America. Ebenda. **20**. 1910. S. 427.
65. H. S. WASHINGTON: The chemistry of the earth's crust. Ann. Rep. Smithsonian Institution. 1920. S. 269.
66. W. BOWIE: Isostatic investigations and data for gravity stations in the United States established since 1915. U. S. Coast and Geodetic Survey. Spec. Publ. **99**. 1924.
67. W. BOWIE: Investigations of gravity and isostasy. U. S. Coast and Geodetic Survey. Spec. Publ. **40**. 1917. Tafel 14.
68. R. SCHWINNER: Vulkanismus und Gebirgsbildung. Ein Versuch. Zeitschr. f. Vulkano- logie **5**. (1921). S. 175.
69. WALTHER PENCK: Anteil der Schmelzfließe an den Bewegungen der Erdkruste. Die Naturwissenschaften. **12**. 1924. S. 847.
70. L. KOBER: Die geologische Deutung der ozeanischen Räume. Forschungen und Fortschritte. **5**. 1929. S. 66.

---

Ausgegeben am 11. Juni 1929.