Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 54 (1961)
Heft: 1

Artikel: Die Fernschubhypothese der Jurafaltung
Autor: Laubscher, Hans P.
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-162820

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 02.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Die Fernschubhypothese der Jurafaltung[1])

Von **Hans P. Laubscher** (Basel)

Mit 17 Textfiguren

INHALTSVERZEICHNIS

Zusammenfassung 222
Abstract 223
Einleitung 224
A. Vorbemerkungen 225
1. Historisches zur Fernschubhypothese 225
2. Die Grundlagen der Fernschubhypothese 226
3. Einwände gegen die Fernschubhypothese 226
B. Die Gestalt des Sockels 227
C. Die Mechanik des Fernschubs 240
I. Schubübertragung 241
1. Die Stabilität von Überschiebungsmassen 241
2. Abschätzung der basalen Reibung 243
3. Die Natur der basalen Schmierung: Kristallplastizität oder Porendruck? 246
II. Die treibende Kraft 251
D. Palaeogeographische und strukturelle Entwicklungen im Bereich der späteren Abscherdecke 254
1. Der Jura 254
2. Das Molassebecken 260
3. Die Alpen 261
E. Die Kinematik der Abscherung 264
1. Flächenmässige Kinematik 264
2. Profilmässige Kinematik 273
a) Positive Sockelsprünge 275
b) Negative Sockelsprünge 275
Schlussbemerkungen 278
Literaturverzeichnis 278
Liste der verwendeten Zeichen 282

Verzeichnis der Textfiguren

1 Isobathen der Sockeloberfläche im Gebiet des Faltenjuras.
2 Profil durch die Gegend von Lons-le-Saunier nach Ricour (1956)
3 Profil durch die Mont Terri- und die Clos du Doubs-Kette im Gebiet von Ocourt
4 Die Auspressung von Sockelmassen an Mohrschen Überschiebungsflächen

[1]) Gedruckt mit Unterstützung der Freiwilligen Akademischen Gesellschaft der Stadt Basel.

5 Die Auspressung von Sockelmassen bei verschiedenen Dicken des komprimierten Krustenbezirks
6 Die Verkürzung des Sockels durch einen Absaugmechanismus
7 Sockelverkürzung durch kompressive Heraushebung vorangegangener Absenkungen
8 Unterschiebung des Sockels von Norden
9 Spannungsverteilung und Stabilitätsbereiche in einem rechteckigen Krustenblock
10 Geometrisches Modell des Molassebeckens
11 λ als Funktion der Überdeckung z und der spezifischen basalen Reibung τ
12 Die Stabilität des Sedimentmantels über der salinären Trias
13 Hebung der Oberfläche von Jura und nördlichem Molassebecken durch Hangaufstossen der sich nach Süden verdickenden Sedimentserie
14 Rotation der Abscherungsdecke um das Lägern-Ostende
15 Segmentweise Bewegung der Abscherungsdecke
16 Die Überwindung positiver Sockelsprünge
17 Die Überwindung negativer Sockelsprünge

ZUSAMMENFASSUNG

Sockeltektonik. Die relativen Höhenlagen der Synklinaltafeln im Jura, zusammen mit einigen Bohrergebnissen, vermitteln ein Bild der Sockeloberfläche, das bis auf eine Fehlergrenze von einigen hundert Metern zuverlässig ist. Es ergibt sich, dass der Jurasockel im wesentlichen eine in mehrere antithetische, schwach nach SE geneigte Zerrschollen zerlegte, relativ hochgelegene Plattform bildet. Diese ist grossenteils im Alttertiär entstanden und hat die Faltung ohne erkennbare Änderung überdauert. Anderseits zeigen mechanische und geometrische Betrachtungen, dass eine Verkürzung des Sockels im Ausmass derjenigen des Sedimentmantels die Herauspressung eines Grundgebirgsblocks von einigen Kilometern Durchschnittshöhe bewirkt hätte oder eine Absaugung von geosynklinalem Charakter. Weder das eine noch das andere hat im Jura stattgefunden, vielmehr verlangen die beobachteten geologischen und palaeogeographischen Verhältnisse gebieterischer als je ein passives Verhalten des Sockels während der Faltung.

Mechanik. Die Möglichkeit einer Schubübertragung durch die Sedimenthaut ist eine Frage der basalen Reibung. Die Bohrergebnisse von Lons-le-Saunier erlauben es, eine wahrscheinliche spezifische basale Reibung von nur 30 kg/cm² für die Basis des sicher dislozierten Plateaus von Lons-le-Saunier zu errechnen. Weitere numerische Abschätzungen führen zum Resultat, dass die Schubübertragung durch das Molassebecken auch bei dreimal höherer Reibung noch möglich war, der Fernschub ist also auch vom mechanischen Standpunkt vertretbar. Solch geringe basale Reibungen können möglicherweise durch plastisches Fliessen von Salz oder hohe anomale Porendrucke oder beides erklärt werden. Sie bedingten jedenfalls eine Instabilisierung des ganzen Sedimentmantels nördlich der Zentralmassive, als diese herausgepresst wurden, wobei ihre Nordabdachung erst noch durch alpine Deckenmassen überlastet war. Der Sedimentmantel entwickelte eine Tendenz, nach Norden zu rotieren und seine nördlichen Teile hangauf über die Juraplattform zu stossen. Zur Auslösung dieser Rotation bedurfte es nur relativ geringer zusätzlicher Schübe aus den Massiven. In diesen sind schon seit langer Zeit Lücken des autochthonen Sedimentmantels bekannt, die als Abrissnischen der Abscherungsdecke interpretiert werden können.

Paläogeographie. Mesozoische leichte Verbiegungen dürfen nicht auf die Jurafaltung bezogen werden, sondern sind kontinentweit zu betrachten. Alttertiäre bis miozäne Strukturelemente sind teils nachweisbar an normale oder antithetische Schollenbewegungen geknüpft. Jedenfalls sind für diese Periode grosse vertikale Blockbewegungen mit nur schwachen faltenähnlichen Gebilden nachweisbar, während in der jungtertiären Faltung zahlreiche Falten grosser Amplitude bei nicht erkennbarer Sockelverstellung gebildet wurden. Die alten Strukturen sind offenbar nicht die embryonalen Anlagen der späteren Falten, vielmehr wurden sie überprägt durch einen völlig andersartigen Vorgang. Sie haben jedoch oft die Lokation der späteren Falten bestimmt. Es bestehen gewichtige Indizien dafür, dass die Faltung nicht in zwei durch eine Peneplainisierung getrennte Phasen unterteilt werden kann.

Kinematik. Die Abscherungsdecke besteht aus einem Schollenfeld, in dem sich die Deformation an den Schollenrändern konzentriert. Die Falten verlaufen deshalb oft nicht senkrecht zur

Bewegungsrichtung der Decke, sondern schief, manchmal fast parallel zu ihr. Dann sind sie assoziiert mit zahlreichen Blattverschiebungselementen, die spitzwinklig oder fast parallel zu ihnen sein können, besonders in den Grenzketten gegen die Ile Crémieu. Wenn man die mutmassliche Richtung und den Betrag der Bewegung an verschiedenen Punkten aufträgt, so ergibt sich eine Rotation der Abscherungsdecke von etwa 7° um das Ostende der Lägern. Die NS bis NW-SE verlaufenden Falten des südwestlichen Juras enthalten alle ausgeprägte Blattverschiebungselemente, mit deren Hilfe die Faltung des Juras gegenüber ihrer mutmasslichen Fortsetzung nach Süden, den Falten der Grande Chartreuse, nach Nordwesten verlegt wurde. Diese Bewegung lässt sich begründen mit der Einschaltung des schwerer faltbaren Molassebeckens in die Abscherungsdecke und das gleichzeitige Einsetzen von salinärer Trias nordöstlich der Ile Crémieu. Das Molassebecken kann als grösste Teilscholle der Abscherdecke aufgefasst werden und das anomale Verhalten der südwestlichsten Falten als Rahmendeformation am südwestlichen Schollenrande. Für die Lokation der Falten wesentlich waren präexistente Unregelmässigkeiten, namentlich die Flexuren und Brüche des alttertiären Zerrschollenfeldes (Rahmen- und Schienentektonik). Allerdings mussten bei der Abscherung die Störungen der Sedimenthaut gegenüber ihren Wurzeln im Sockel oftmals beträchtlich verschoben werden. Dabei können sich chaotische Deformationen der basalen Schichten in der Nähe der Sockelsprünge entwickelt haben, die von der Oberfläche kaum zu ahnen sind.

ABSTRACT

Basement structure. The relative positions of major synclines and borehole data in the Jura mountains region permit mapping of the basement within a limit of error not exceeding a few hundred meters. It turns out that the Jura basement has the shape of an elevated platform which is dissected into a number of antithetic fault blocks rotated to the southeast. They form part of a system of extensional tectonics which had developed largely in the lower Tertiary and survived upper Tertiary folding of the sediments without being visibly affected. On the other hand, geometrical and mechanical considerations show that, had basement been compressed to an extent equalling that of the sedimentary cover, a block of material averaging several kilometers in height would have been squeezed out, or else crustal downdrag of geosynclinal character would have to be postulated. Neither one of these happened in the Jura mountains. Both, new and old facts more emphatically than ever demand acceptance of the view that basement is not involved in the upper Tertiary folding.

Mechanics. The mechanical possibilities of thrusting of an extensive thin sheet of sediments are controlled by the amount of friction at its base. From the geometrical evidence of borehole data in the Lons-le-Saunier area a specific friction of only 30 kg/cm^2 may be computed for the base of the plateaus of Lons-le-Saunier, Champagnole, and Nozeroy. Further numerical estimates indicate that maximum permissible friction at the Triassic base of the Molasse basin would have been three times this value. Transmission of the push from the Alps to Besançon thus appears to have been possible. These extremely low values of specific friction may have been due to plastic yielding of salt or to the existence of abnormally high pore pressures in the Triassic evaporite series or both. At any rate, they must have helped in developing an exceedingly unstable position of the entire sedimentary cover north of the Alpine Central Massifs. The situation was aggravated by the rise of these massifs and by overloading of their steepened northern flank by Alpine thrust masses. In the sedimentary cover a tendency developed to rotate northward and thereby to push the northern parts uphill onto the Jura platform. Rotation may have started spontaneously under the sole influence of gravity for an average specific basal friction below 30 kg/cm^2. For higher values, stability was reduced to an extent where even a slight push from the massifs would have initiated rotation. In the autochthonous sedimentary cover gaps have been known for a long time and may be interpreted as scars left by the sliding away of the decollement nappe.

Paleogeography. It is hardly feasible to connect slight Mesozoic epicontinental warps with the folding of the Jura mountains which is a comparatively local affair that occurred more than 100 million years later. Lower Tertiary structural elements including a few fold-like features may in most instances be shown to form part of an extensional fault system which developed at that time. They can hardly be considered as embryonic forerunners of the upper Tertiary folding, as this produced numerous folds of large amplitude without discernible block movements. As to the folding

itself, there is weighty regional evidence for its having developed in one phase instead of in two phases separated by a period of peneplanation, as is usually assumed.

Kinematics. The thrust sheet is composed of a number of comparatively rigid blocks, deformation being concentrated along their borders. Consequently, the direction of folds often is not perpendicular to mass transport, and there are systems of wrench faults forming acute angles with fold axes. Furthermore, by mapping estimated direction and amount of displacement with respect to basement, it is found that the thrust sheet apparently rotated around its northeastern tip by an estimated 7°. Location of folds was determined largely by pre-existing irregularities, particularly flexures and faults of the lower Tertiary system (frame tectonics). However, faults in the sedimentary cover had to be detached from their roots when decollement took place, and subsequently developed independently. To overcome basement obstacles, lower strata in the thrust sheet in many instances may have been forced into chaotic structures unforeseeable from present exposures. Wrench faulting at the southwestern end of the Jura mountains is believed to have enabled the Jura folds to form many kilometers to the northwest of their presumable continuation in the Savoyan subalpine chains. Furthermore, this displacement of folding to the northwest may be regarded as due to the comparatively competent Molasse basin being embodied into the thrust sheet – in conjunction with the development or increase in thickness of Triassic evaporite beds north of the Ile Crémieu.

EINLEITUNG

Es gibt viele Hypothesen und Theorien, die sich mit der Jurafaltung befassen. Wer sich eine eigene Meinung bilden will, findet sich in überaus schwieriger Lage, da sich die rivalisierenden Theorien manchmal auf schwer bewertbare Ansichten und Intuitionen gründen oder auf eine besondere und anfechtbare Deutung lokaler Beobachtungen.

Vor etwas über Jahresfrist begann auch der Schreibende nach langem Auslandaufenthalt, wieder den Problemen der Jurafaltung nachzugehen, darunter natürlich auch dem zentralsten von allen: der Abscherung der Sedimenthaut vom Sockel. Eigene und in der Literatur veröffentlichte Versuche, im Sockel eine autochthone Verkürzung zu konstruieren, die jener der Sedimenthaut vergleichbar wäre, überzeugten ihn alsbald von der sozusagen hoffnungslosen Schwierigkeit dieses Unterfangens. Im Verlauf der weiteren Untersuchungen zeigte es sich, dass diese Schwierigkeiten vielleicht weit grösser sind als jene, die sich – nach dem heutigen Stand der Kenntnisse – der Fernschubhypothese in den Weg stellen, und die nach der Ansicht vieler Geologen einen Fernschub verunmöglichen sollen.

Aus diesen Erfahrungen wuchs der Wunsch heran, einmal den Versuch zu wagen, über bloss spekulatives Theoretisieren hinauszugehen und quantitative Abschätzungen der an der Jurafaltung beteiligten Faktoren vorzunehmen. Dabei war es von vornherein klar, dass keine detaillierten Resultate erstrebt werden könnten. Erstens wären zu diesem Zweck die geologischen Verhältnisse noch immer nicht genügend erforscht, und zweitens müssen für numerische Abschätzungen unter allen Umständen grosse Vereinfachungen vorgenommen werden. Deshalb muss man sich wohl oder übel auf die Ermittlung von Grössenordnungen beschränken. Diesem Versuch gilt die vorliegende Arbeit.

Zuerst wird die geometrische Grössenordnung des Sockelreliefs abgeschätzt, um zu ermessen, inwiefern sie sich mit einer autochthonen Sockelverkürzung vereinbaren lässt. Dann wird die Grösse der für einen Fernschub kritischen mechanischen Faktoren ermittelt. Insgesamt zeigt sich, dass der Fernschubhypothese, grössenordnungsmässig, die weitaus beste Chance zukommt.

Diese Einsicht zwingt aber dazu, zu versuchen, ob auch die palaeogeographische Entwicklung in diesen Rahmen passt und ob sich, wenn auch nur in grossen Zügen, eine vernünftige Kinematik der Jurafaltung aus der Fernschubhypothese ableiten lässt. Ein solcher Versuch hat natürlich wieder mehr spekulativen Charakter, doch wurden auch hier womöglich quantitative Argumente beigezogen.

Die abgeschätzten Grössenordnungen haben eine erfreuliche Eigenschaft: sie sind relativ immun gegen Ergebnisse neuer, detaillierter Untersuchungen, insbesondere auch von Bohrkampagnen, die im Jura durchgeführt worden sind, deren Ergebnisse aber noch nicht veröffentlicht sind. Wenigstens gewinnt man diesen Eindruck, wenn man sich mit den quantitativen Problemen der Jurafaltung näher befasst. Und daraus darf man vielleicht den Mut schöpfen, eine solche Arbeit überhaupt auszuführen.

A. VORBEMERKUNGEN

1. Historisches zur Fernschubhypothese

Abscherungs- und, schärfer formuliert, Fernschubhypothese für den Jura sind untrennbar verknüpft mit dem Namen A. Buxtorfs. Allerdings ist die Vorstellung gefalteter Abscherungsdecken an sich uralt, jedenfalls so alt wie die wissenschaftliche Geologie selbst. Sie entspricht wohl der Anschauung unserer täglichen Erfahrung, wie das immer wieder beigezogene Bild von der gefalteten Tischdecke beweist (vgl. Haarmann 1930). Für den Jura scheint die Ansicht, es handle sich um eine gefaltete Abscherungsdecke, zum ersten Mal von Reyer (1892) ausgesprochen worden zu sein, während die alten Juraforscher wie Gressly und Thurmann an autochthone Erhebungen vulkanischer Natur gedacht hatten. Reyers Hypothese war allerdings ungetrübt von jeder Kenntnis der lokalen Geologie, glaubte er doch, der Jura sei von einem inzwischen wieder versunkenen Hoch an seinem Südrand abgeglitten. Auch seine theoretischen Untermauerungen muten eher phantastisch an, und so ist es begreiflich, dass seine Ideen bei den Fachgenossen keinen Anklang fanden und auf die weitere Entwicklung keinen Einfluss hatten.

Mit der exakten Erforschung des Juragebirges wurde die basale Abscherung des Sedimentmantels zur Gewissheit. Schon Mühlberg (fide Heim 1919) wurde durch Profilkonstruktionen gezwungen, eine von der Oberflächentektonik gänzlich verschiedene Sockeltektonik anzunehmen. Allerdings hat er nie versucht, diese Sockeltektonik auf seinen veröffentlichten Profilen zu zeichnen, er zog es vor, die tieferen Regionen leer zu lassen.

Der erste, der die Abscherungshypothese auf Grund eingehender Kenntnis des lokalen Sachverhaltes aussprach und auch den Mut aufbrachte, sie auf seinen Profilen darzustellen, war A. Buxtorf (1907). Zugleich wagte er es, in Form der Fernschubhypothese den Jura in den Gesamtplan des Alpenkörpers einzufügen. Dazu diente ihm die von den Alpengeologen propagierte Anschauung riesiger Tangentialschübe.

Die Fernschubhypothese für das Juragebirge ist somit, historisch gesehen, ein Kind der hohen Zeit der klassischen Deckenlehre; wie diese konnte sie der kritischen Reaktion gegen die kühnen, weiträumigen, um Bagatellen besonders mechanischer Natur unbekümmerten Gedankengebäude nicht entgehen. In den vergangenen Dezennien wuchs diese Kritik sogar zu einer eigentlichen Modeströmung an.

2. Die Grundlagen der Fernschubhypothese

A. Buxtorf hat diese Grundlagen in seiner Weissenstein-Arbeit klar herausgearbeitet. Die Geometrie der Falten schliesst eine Teilnahme des Grundgebirges aus. Strukturen des Sockels sind zwar vorhanden (Mont Terri-Linie, Beckenränder wie jene des Delsberger Beckens), doch sind sie älteren tektonischen Vorgängen zuzuschreiben. Die sorgfältige Profilkonstruktion quer durch das ganze Gebirge ergibt, dass Sockelverstellungen, die einer Verkürzung ähnlich jener des Sedimentmantels entsprechen würden, unwahrscheinlich sind. Die eleganteste Erklärung dieses Sachverhaltes bietet die Hypothese eines Fernschubes im Sedimentmantel von den Alpen her. Die Grundlagen der Hypothese sind also rein geometrischer Natur, und das ist ihre besondere Stärke.

3. Einwände gegen die Fernschubhypothese

Aus der Annahme eines Fernschubes ergeben sich aber mancherlei Probleme vor allem kinematischer und dynamischer Art. Hier vornehmlich setzt die Kritik ein, wie sie z. B. von Lees (1952, p. 18) ausgezeichnet formuliert wurde:

«The crux of the problem is whether or not the strata have sufficient strength to transmit a lateral thrust to a zone some 50 miles distant causing this intensive deformation and a foreshortening of about 10 miles. The total thickness of the Mesozoic above the Triassic salt varies from 2000 feet in the north-east to 4500 feet in the south-west, but of this only about half consists of strong limestones. The upper Oligocene and Miocene in Molasse facies, though thickly developed, are unlikely to have sufficient strength to be a factor in transmitting the thrust . . . Structural strength applied to geological problems is always a most elusive factor . . . time element . . . and in the absence of firm judgment on the physical possibilities of Buxtorfs hypothesis, one must be guided by general experience elsewhere plus, inevitably, a large element of personal opinion.»

Wie diese in extenso zitierte Kritik sind die meisten mechanischen Einwände gehalten: qualitativ-gefühlsmässig, auf intuitiven Argumenten beruhend. Entgegen Lees lässt sich jedoch die Meinung vertreten, dass in diesen Dingen quantitative Abschätzungen bei allen ihnen anhaftenden Unsicherheiten weniger gefährlich sind als «general experience elsewhere», solange sie mit der nötigen Vorsicht gebraucht werden.

Eine weitere Kategorie von Einwänden richtet sich gegen die Ursache des Fernschubs. Buxtorf machte die vor den Massiven liegenden Decken verantwortlich. Nachdem man aber angefangen hatte, tangentiellen Schub von Süden für die Mise-en-place dieser Decken zu bezweifeln (wiederum weil sie als zu schwach für eine solche Rolle erscheinen), sah man auf einmal auch die Abscherungsdecke des Juras eines treibenden Motors beraubt. Für die Decken wurde die Schweregleithypothese Mode. Eine entsprechende Erklärung für die Juradecke blieb jedoch versagt, weil das regionale Gefälle entgegen der Schubrichtung geneigt ist. Des weiteren ist die Frage aufgeworfen worden, ob die Schubbahn zwischen den alpinen Decken und dem Jura frei von Hindernissen gewesen sei. Vor allem bietet da die subalpine Molasse gewisse Schwierigkeiten. Manche Forscher, beeindruckt von den gewaltigen Massen kompetenter Nagelfluhen im Gürtel der subalpinen Molasse, kamen zur Auffassung, diese könnten unmöglich durch die schwachen Decken von ihrer Unter-

lage losgeschürft worden sein. Die subalpine Molasse erweckt vielmehr ganz den Eindruck einer mächtigen autochthonen Tiefentektonik im kristallinen Sockel. Damit aber wäre eine gleichzeitige oder spätere Schubübertragung von den Alpen zum Jura, wie sie die Fernschubhypothese verlangt, unvorstellbar. Überdies hat der Nachweis oligozäner Zerrtektonik im benachbarten bayrischen Molassebecken die Vermutung aufkommen lassen, dass auch im schweizerischen Molassebecken eine oligozäne Verzahnung der Sedimente mit dem kristallinen Sockel vorliegen könnte. Sie würde natürlich einem Fernschub hinderlich sein.

Weiterhin wurde der Fernschubhypothese ein Mangel an zeitlicher Korrelation zwischen alpinen tektonischen Phasen und der Jurafaltung vorgeworfen. LUGEON und GAGNEBIN (1941) sind der Auffassung, dass die Préalpes schon im Stampien an ihre gegenwärtige Stelle geglitten seien. Damit wäre natürlich erst recht eine jungtertiäre Jurafaltung auf ihre eigene autochthone Sockeltektonik angewiesen. Zudem müssten dann auch die Schuppen der subalpinen Molasse in der Tiefe wurzeln und die Schubbahn verriegeln.

Vielfach werden auch die mannigfaltigen Anzeichen tektonischer Bewegungen im Juragebirge, die vor der Faltung stattgefunden hatten, als Embryonalstadien der jungtertiären Bewegungen gedeutet, und es wird die Ansicht vertreten, die Embryonalentwicklung weise autochthone Züge auf. Der Nachweis präexistenter Strukturen im Faltenjura bietet der Fernschubhypothese auch noch eine andere Schwierigkeit. Waren diese Strukturen autochthon, im Sockel verankert – und dies ist bei vielen vom Rheintalgraben und Bressegraben ausstrahlenden Brüchen und Flexuren anzunehmen –, so müsste später die Struktur der Sedimenthaut von der entsprechenden des Sockels abgeschert und um mehrere Kilometer verfrachtet worden sein. Daraus erwachsen mannigfache Probleme geometrischer und mechanischer Art.

Endlich wird geltend gemacht, dass, wird eine Abschürfung des Mittellandes durch die alpinen Gleitdecken trotz allem angenommen, der Faltenverkürzung von 10 bis 20 km im Jura eine ähnliche Lücke des Sedimentmantels im Autochthon der Alpen entsprechen müsste. Sie sei bisher nicht nachgewiesen worden.

Alle diese Einwände sind schwerwiegend und, bestehen sie zu Recht, für die Fernschubhypothese verhängnisvoll. Jede ernsthafte Diskussion der Hypothese muss sich deshalb im einzelnen mit ihnen auseinandersetzen.

B. DIE GESTALT DES SOCKELS

Kennte man den Bau des Sockels unter den Jurafalten, so wäre die Frage nach dem Ausmass der Abscherung zwischen Grundgebirge und Sedimenthaut entschieden, obwohl auch dann noch der grosse Problemkreis der Mechanik, also des räumlich-zeitlichen Bewegungsbildes, der Spannungszustände und der Energiequellen abzuklären bliebe. Unglücklicherweise ist aber gerade über den Jurasockel so gut wie nichts bekannt, man ist im grossen ganzen auf indirekte Evidenz angewiesen, und diese wird von den verschiedenen Forschern je nach Geschmack und Herkunft ganz verschieden gedeutet. Nun ist im vergangenen Jahrzehnt die Sockeltektonik wenigstens an einer Stelle direkt bekannt geworden, und zwar an einem der aufschlussreichsten Punkte des Juragebirges, nämlich in der Gegend von Lons-le-

Saunier. Die hier durch mehrere Bohrungen zutage geförderten Tatsachen erweisen sich als mächtige Schlüssel für die Deutung der indirekten Evidenz.

Auf Figur 1 wurde der Versuch unternommen, eine Skizze vom Verlauf der Sockeloberfläche zu entwerfen. Dabei wurde diese nicht der Oberfläche des Kristallins, sondern der Basis der evaporitreichen Trias gleichgesetzt, wo ja die tektonische Grenze zwischen Sockel und gefalteter Sedimenthaut verläuft. Der Entwurf

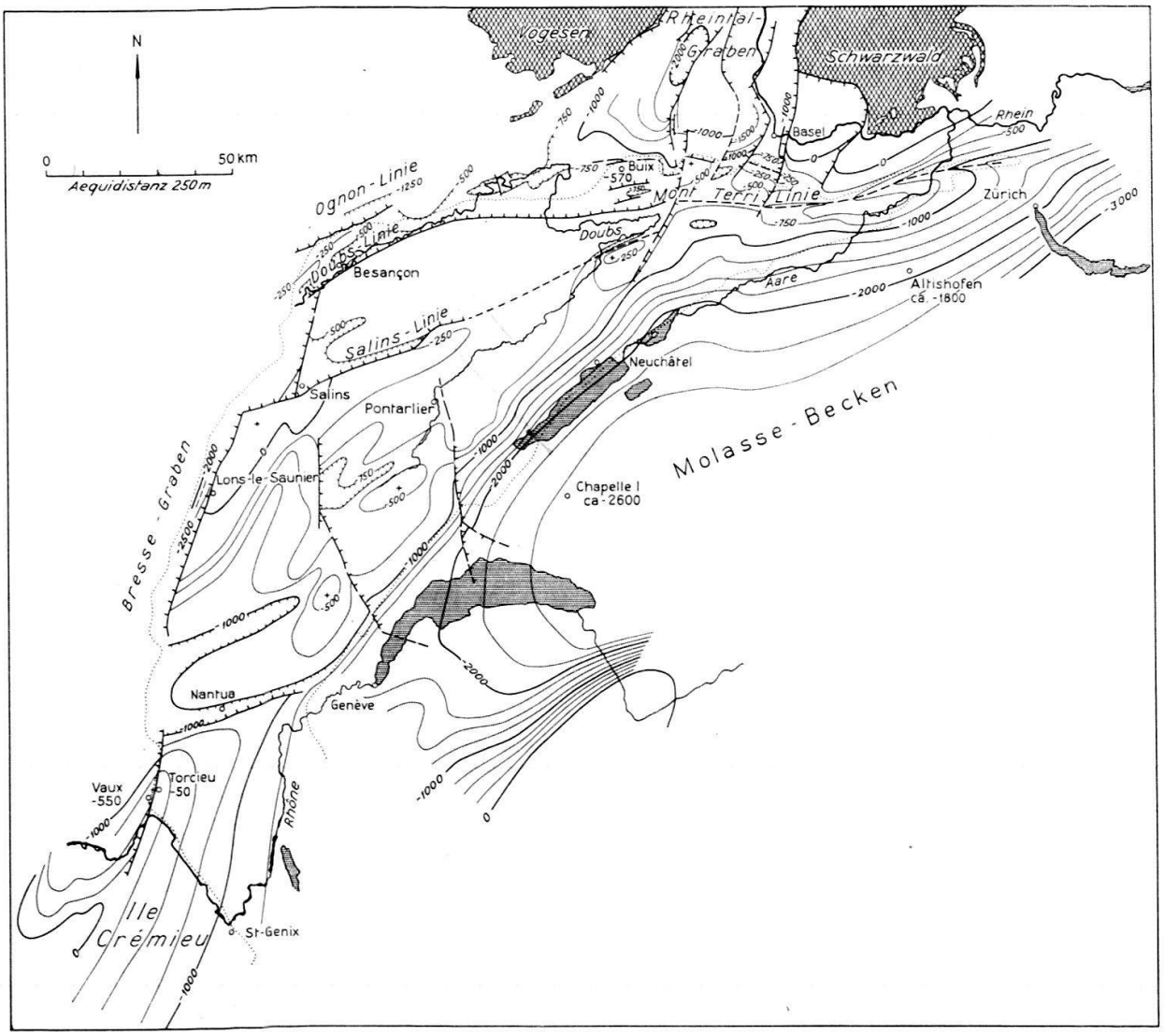

Fig. 1. Isobathen der Sockeloberfläche im Gebiet des Faltenjuras
Diese Figur soll nur die Grössenordnung des Sockelreliefs darstellen, sie erhebt keinen Anspruch auf grosse Genauigkeit, doch dürften die Fehler im allgemeinen innerhalb einer Grenze von wenigen hundert Metern liegen. Als Sockeloberfläche gilt die Basis der abgescherten Sedimenthaut, also die Basis des mittleren Muschelkalks im nördlichen und östlichen Jura, die Basis des evaporitreichen Keupers im westlichen Jura, und nicht etwa die Oberfläche des kristallinen Grundgebirges.

beschränkt sich auf die gröbsten allgemeinen Züge, weil einerseits nicht für den ganzen Jura neue, detaillierte Profile publiziert worden sind, auf die man sich zu stützen hätte, und weil anderseits auch die noch so gewissenhaft gesammelten und verwerteten Oberflächendaten keinen Aufschluss über die Feinstruktur der Sockeloberfläche erlauben, ausgenommen vielleicht an bestimmten Stellen. Trotzdem

bleibt natürlich die Kompilation einer solchen detaillierten Profilserie und die darauf basierende Konstruktion einer Sockelkarte eine wichtige Aufgabe der Jurageologie, nur geht sie über den Rahmen des hier untersuchten Problems hinaus. Als Grundlage für die Skizze dienten die Profile zur Geologischen Generalkarte der Schweiz 1:200000, Blätter 1, 2, 3 und 5, die französischen geologischen Karten 1:80000, Blätter Besançon, Lons-le-Saunier, St-Claude, Nantua, Chambéry, Lyon, die Ergebnisse der Bohrungen von Lons-le-Saunier (Ricour 1956), von Journans (Michel 1951), von Vaux-en-Bugey und Torcieu (de Margerie 1936) und der Gegend von Lyon (Roman 1926), sowie jene der Bohrungen Altishofen (Kopp 1955), Chapelle (Lemcke 1959), Hirtzbach (Vonderschmitt 1942), Buix (Schmidt und Braun 1924). Die Profile zur Generalkarte liegen weit auseinander, und die aus den Karten gewonnenen Abschätzungen basieren ausschliesslich auf den relativen Höhenlagen der Synklinaltafeln. Dies bedingt, dass nur noch die grossräumigen Wellungen dargestellt werden, die feineren Undulationen des Sockels sind sozusagen aus dem Bild herausgefiltert. Immerhin dürften die Fehler im allgemeinen innerhalb einer Grenze von wenigen hundert Metern bleiben, was für unsere Zwecke belanglos ist.

Das so gewonnene grobe Bild des Jurasockels ist höchst bemerkenswert. Es fällt auf, dass die eigentliche Grundgebirgsfalte vom Molassebecken gebildet wird, während der Jura mehr die Konfiguration einer schwach nach Südosten geneigten Plattform aufweist, die in mehrere Schollen zerbrochen ist. Die Plattform ist im Südosten durch eine Versteilung begrenzt, den Nordwestschenkel des Molassetroges, während die Ränder im Westen und Norden durch bewiesene oder vermutete alte Bruchstrukturen gebildet werden. Der Apex der Juraplattform, zugleich die Stelle des grössten Randabbruches, befindet sich in der Gegend von Lons-le-Saunier und Salins, und ausgerechnet an diesem vielleicht bedeutsamsten Punkte des Kettenjuras haben eine Anzahl von Kohle- und Erdölbohrungen die Konfiguration des Sockels, die palaeogeographische Geschichte und das Ausmass der Abscherung im Detail enthüllt!

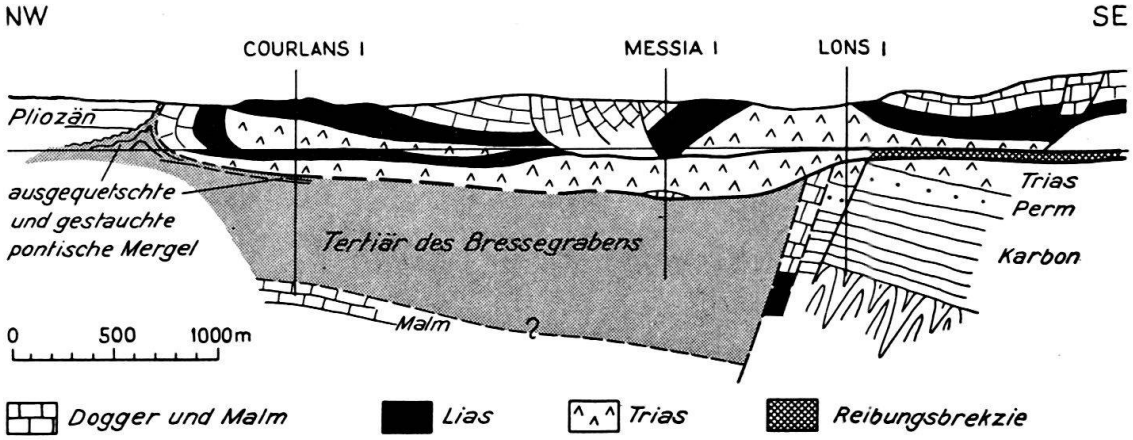

Fig. 2. Profil durch die Gegend von Lons-le-Saunier nach Ricour (1956)

Figur 2 gibt ein Profil durch die Gegend von Lons-le-Saunier nach Ricour (1956) wieder. Es basiert auf Bohrergebnissen und Oberflächengeologie und könnte

vielleicht in einigen Nebensächlichkeiten anders konstruiert werden, nicht aber in den wesentlichen Punkten. Diese sind:

1. Die Sedimenthaut ist vom Jurasockel in der salinären Trias abgeschürft und als flaches Überschiebungsbrett um 5 Kilometer über den Bressegraben hinausgeschoben worden.

2. Unter den Überschiebungsmassen verläuft die grosse Bruchzone des Bressegrabenrandes mit einer Sprunghöhe von ungefähr 2,5 Kilometern. Sie besteht aus Zerrbrüchen im wesentlichen oligozänen Alters und verhielt sich während der jungtertiären Jurafaltung passiv. Diese Tatsache verdient im Hinblick auf die Kartenskizze Figur 1 nochmals besonders hervorgehoben zu werden: *das grösste Relief des Jurasockels an seiner Kulmination ist das Ergebnis oligozäner Zerrtektonik.*

Soviel lässt sich unmittelbar aus den Bohrprofilen ablesen. Aber auch noch andere, mehr indirekte Schlüsse drängen sich auf:

Das Hinterland der Randüberschiebung besteht aus den nur wenig gestörten flachen Sedimenttafeln der Plateaux von Lons-le-Saunier, Champagnole und Nozeroy. Eine Sockelverkürzung von 5 Kilometern unter diesen Plateaux scheint ausgeschlossen. Auch die schmalen Störungszonen der Euthe und von Syam, welche die Plateaux voneinander trennen, können nach menschlichem Ermessen unmöglich eine Sockelverkürzung dieses Ausmasses verdecken. Dies bedeutet aber, dass die Zone der Plateaux, also eine Sedimenttafel von 30 km Breite, vom Sockel abgeschert und mehr oder weniger en bloc um mindestens 5 Kilometer verschoben worden ist. Die nächste Möglichkeit, eine Sockelverkürzung anzunehmen, besteht erst im Gebiet der inneren Ketten, im Faisceau Helvétique. Aber auch hier muss sich die Konstruktion einer solchen Verkürzung überaus künstlicher Mittel bedienen, wie weiter unten im einzelnen dargelegt wird. Dies ergibt sich auch sofort aus Figur 1: südlich und östlich der Randbruchzone des Bressegrabens entwickelt die Sockeloberfläche erst in der Randflexur gegen das Molassebecken – wenn man dieser mässigen Versteilung so sagen darf – wieder ein ausgeprägteres Relief. *Auch dieses ist aber im wesentlichen oligozänen bis miozänen Alters.* Es kann nicht mit einem postpontischen Nordwestschub der Sedimenthaut um mindestens 5 km in Beziehung gebracht werden. Ausserdem fällt der Sockel gegen das Molassebecken nach Südosten ab, also entgegengesetzt der postpontischen Schubrichtung. Daraus aber muss wohl gefolgert werden, dass nicht nur das Gebiet der Plateaux, sondern der gesamte Faltenjura wenigstens in diesem Abschnitt eine Abscherungsdecke im Buxtorfschen Sinne ist, es sei denn, dass Vorgänge im Spiele waren, die sich zurzeit nur schwer rational erfassen lassen.

Die Bohrungen von Lons-le-Saunier erlauben aber auch gewisse Aussagen über die Konfiguration des Sockels gegen Nordosten zu. Figur 1 zeigt hier, in der Gegend von Salins, einen mächtigen ENE streichenden Sprung, der vom Bressegrabenrand absplittert und in der Sedimenthaut dem «Faisceau Salinois» entspricht. Die Grösse des Sprunges lässt sich daraus ermessen, dass die Bajocientafel des Plateaus von Lons-le-Saunier im Süden von Salins eine Höhenlage von 600 bis 700 m einnimmt, während die Kimmeridge-Tafel der Synklinalplatte von Arelle nordwestlich Salins auf etwa 400 m liegt. Dem entspricht eine Niveaudifferenz der Sockeloberfläche von gegen 1000 m. Gegen ENE zu verringert sich der Verwerfungsbetrag, Nun ist der Sockelabbruch gegen Westen oligozänen Alters, und es lässt sich vermuten,

dass der Abbruch derselben Tafel gegen Norden gleichaltrig ist, also auch dem oligozänen Zerrsystem angehört. Wäre dem nicht so, wäre der Sockelsprung von Salins das Ergebnis einer postpontischen Überschiebung, so müsste wohl der überschobene und aufgepresste Block von Lons-le-Saunier auch an seiner Westbegrenzung eine entsprechende postpontische Heraushebung gegenüber der Bresse erfahren haben. Davon aber kann keine Rede sein.

Zwar verläuft die Überschiebungsfläche bei der Querung des Bressegrabenrandes nicht eben, sondern senkt sich um etwa 200 m in den Graben hinein, und dies könnte als sekundäre Verstellung der Überschiebungsfläche gedeutet werden. Es könnte sich z.B. um quartäre Bewegungen im Bressegraben ähnlich den jungen Bewegungen im Rheintalgraben handeln. Eine andere und vielleicht bessere Interpretation wird aber durch die Beobachtung nahegelegt, dass die pontischen Mergel vor der Überschiebungsstirne bis weit in die Bresse hinein Stauchungserscheinungen aufweisen. Möglicherweise hat sich also die Überschiebungsdecke wie ein Gletscher verhalten und die wassergesättigten weichen Mergel des Pontien unter ihrem Gewicht ausgequetscht und vor sich hergetrieben. Die tiefere Lage der Überschiebungsbasis im Tertiärgebiet wäre dann durch die Ausquetschung des Pontien bedingt. Diese Interpretation lässt sich durch die weitere Bemerkung stützen, dass im Bereich des Bressegrabens die Überschiebungsmassen durch eine zweite Scherfläche in ein unteres, chaotisches und ein oberes, mehr monoklinal gebautes Stockwerk unterteilt ist. Die obere Scherfläche aber quert den Grabenrand ohne Anzeichen einer Verstellung. Die chaotischen Massen in ihrem Liegenden können als in der Vertiefung liegen gebliebene Stopfmassen aufgefasst werden, die beim Überschiebungsprozess von der jeweiligen Deckenstirn geliefert wurden und dann von den nachstossenden Massen überfahren wurden. Eine ähnliche Interpretation scheinen auch die französischen Geologen zu bevorzugen. Wie dem auch sei: es dürfte schwer halten, diese Unregelmässigkeit in der Überschiebungsfläche mit einer Aufschiebung des Jurasockels im Faisceau Salinois in Verbindung zu bringen.

Die ENE streichende Grundgebirgsstruktur von Salins gehört zum System oligozäner Zerrtektonik, daran ist kaum zu zweifeln. Dann aber wird man nicht zögern, auch den ENE streichenden Sockelsprüngen des Faisceau Bisontin (Doubslinie, Gouttière du Doubs) und der Avant Monts (Ognonlinie) demselben System zuzuweisen. Man würde dann für den Jura*sockel* zu einem ähnlichen Ergebnis wie PHILIPP (1942) gelangen: Er ist ein Bestandteil des saxonischen Bruchschollenfeldes. Die durch die genannten Verwerfungszonen begrenzten Grundgebirgssegmente sind im allgemeinen gegen SE geneigte antithetische Kippschollen.

Ausserordentlich interessant ist weiter der südwestlichste Jura etwa zwischen Nantua und Lagnieu. Wie die Sockeloberfläche hier im einzelnen verläuft, ist noch völlig unklar, aber es lassen sich folgende grobe Züge erkennen. Von Pont d'Ain am Westrand muss sich eine tiefe Querdepression über Nantua und den Lac de Silan ins Molassebecken erstrecken. Sie ist durch Kreide bis zum Urgon, stellenweise sogar noch Albien und Oberkreide in den Synklinalen charakterisiert. Südlich der Querdepression steigt der Sockel wieder an gegen das Hoch der Ile Crémieu. In der Bohrung Torcieu wurde die Basis der abgescherten Serie bei –50 m angetroffen (DE MARGERIE 1936). Dieses Hoch muss aber alt sein, denn nordöstlich Ambérieu wurden aquitane Blättertuffe, zusammen mit Geröllen von Rauracien und Séquanien, auf

Bajocien liegend gefunden (BOISTEL 1894). Die Querdepression von Nantua, die eine um ca. 1000 m mächtigere mesozoische Sedimentfolge enthält, muss also ebenfalls alt sein. Dabei stimmen die Zahlen für die differentielle präaquitane Erosion und für den mutmasslichen Niveauunterschied der Sockeloberfläche ungefähr überein, man darf also schliessen, dass auch hier die Sockelkonfiguration im Oligozän ausgebildet und von der Faltung jedenfalls nicht merklich in Mitleidenschaft gezogen wurde.

Ob die südwestliche Begrenzung des Faltenjuras gegen den Tafeljura der Ile Crémieu einem Sockelsprung entspricht, ist fraglich. Jedenfalls müsste die Sprunghöhe gering sein. Immerhin verläuft die Grenze genau parallel zu einem System offenbar alter Brüche in der Tafel der Ile Crémieu.

Auch die östlichen Teile des Jurasockels werden durch oligozäne Elemente beherrscht. Der rheintalische Jura s. l., also der nördlich und südlich vom Delsberger Becken gelegene Abschnitt ist schon seit langem als durch präexistente rheintalische Strukturen geprägt erkannt worden. Diese verlaufen hier mehr oder weniger quer zu den Falten, so dass ihre Andersartigkeit sofort in die Augen springt. Vergleicht man die strukturelle Höhenlage des westlichen Delsberger Beckens mit jener der Synklinaltafeln von St-Ursanne–Ocourt und Tariche westlich des Beckens, so kan man schätzen, dass der Sockel im Becken ca. 200 m tiefer liegt (vgl. LAUBSCHER 1948, DIEBOLD 1960). Diese Differenz ist aber nach den stratigraphischen Verhältnissen im wesentlichen oligozänen Alters, und wahrscheinlich haben auch noch miozäne Bewegungen mitgespielt. Jedenfalls hat sie zur Zeit der Faltung schon bestanden.

Eine weitere Struktur, die als vor der Faltung angelegt gilt, ist die sogenannte Mont Terri-Linie, die im allgemeinen die nördliche Begrenzung des östlichen Kettenjuras markiert. Dabei handelt es sich um ein heterogenes Gebilde, das aus einer mehr oder weniger E-W verlaufenden Anordnung von Störungen wechselnden Versetzungssinnes besteht. Ob Brüche oder bloss Flexuren auftreten, steht noch aus. Im Osten liegt die südliche Scholle, die des Faltenjuras, tiefer. Dies ergab sich in eindrücklicher Weise aus den Befunden beim Bau des Hauensteintunnels (BUXTORF 1916). Im Gebiet der Lägern ist die südliche Scholle schon vor dem Aquitanien abgesunken (vgl. VON BRAUN 1953, Fig. 2 und PAVONI 1956). Auch weiter westlich weist die Verteilung der Tertiärsedimente darauf hin, dass die Schollenbewegungen an der Mont Terri-Linie schon vor der Faltung stattfanden. Eine jungtertiäre Sokkelüberschiebung wird weiterhin dadurch ausgeschlossen, dass die Südscholle tiefer liegt. Westlich des Delsberger Beckens hingegen liegt die Südscholle um vielleicht 100 m höher. In diesem Gebiete haben wir versucht, auf Grund der detaillierten Untersuchungen des Basler geologischen Instituts (DIEBOLD 1960), den Verlauf der Sockeloberfläche in einem Profil zu fassen (Fig. 3). Das Profil wurde konstruiert unter der einleuchtenden, auch von andern Autoren benützten Annahme, dass die Länge der einzelnen Schichten von Synklinalachse zu Synklinalachse gleich gross sein muss. Die an steilen Faltenschenkeln oftmals beobachtete Streckung der Schichten durch schiefe Zerscherung bleibt dabei allerdings unberücksichtigt, doch ergeben Messungen der in den Falten ausgequetschten Volumina, dass dieser Fehler bedeutungslos ist. Es ergibt sich eine Verkürzung von 950 m im Hauptrogenstein der Mont Terri-Kette und eine solche von 1150 m in der Clos du Doubs-Kette. Im

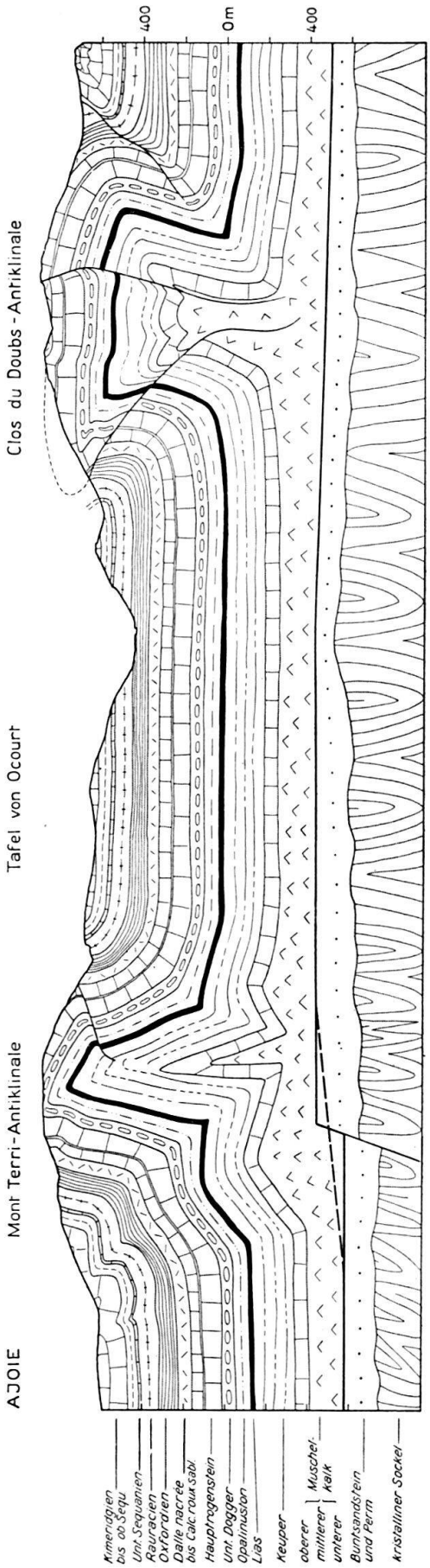

Fig. 3. Profil durch die Mont Terri- und die Clos du Doubs-Kette im Gebiet von Ocourt. Nach den Aufnahmen von P. Diebold (1960).

Sockel würde sich höchstens ein geringer Bruchteil dieser Verkürzung unterbringen lassen, es sei denn, man nehme zu künstlichen Kniffen seine Zuflucht, von denen unten noch die Rede sein wird. Dabei ist zu beachten, dass der gesamte Sockelsprung unter der Mont Terri-Kette mit Leichtigkeit älteren Bewegungen zugeschrieben werden kann. Es zeigt sich also auch für den östlichen Jurasockel, dass er während des älteren Tertiärs ausgestaltet wurde und sich, wenigstens in grossen Zügen, während der jungtertiären Faltung passiv verhielt.

Es ergibt sich also:

Der Jurasockel war in seiner gesamten Ausdehnung schon lange vor der Faltung zu seiner heutigen Struktur ausgestaltet, er verhielt sich bei der Faltung passiv. Zwar ist diese Behauptung nur an einer Stelle durch direkte Beobachtung erhärtet, doch folgt sie auch für den übrigen Jura, wenigstens im wesentlichen, aus der grossen Masse indirekter Evidenz.

Will man dennoch eine autochthone Sockelverkürzung konstruieren, so muss man sie sorgfältig zwischen den älteren Strukturen verstecken, so dass diese von ihr nicht ergriffen werden. Ein wahrhaft schwieriges Unterfangen, ist doch eine Verkürzung von 10 bis 20 Kilometern eine unvergleichlich stärkere Beanspruchung des Sockels als die alttertiäre Schollenbewegung. Dazu müsste man sich jedenfalls schon gehöriger Kunstgriffe bedienen. Versuche in dieser Richtung sind verschiedentlich unternommen worden. Um ihre Chancen auf Erfolg einigermassen abwägen zu können, müssen wir notgedrungen etwas ins Theoretisch-Spekulative abschweifen. Zur Verdeutlichung der Probleme mögen die schematischen Skizzen Fig. 4 bis 8 dienen.

Nach der Mohr-Coulombschen Festigkeitslehre, die sich für Gesteine im Druck-

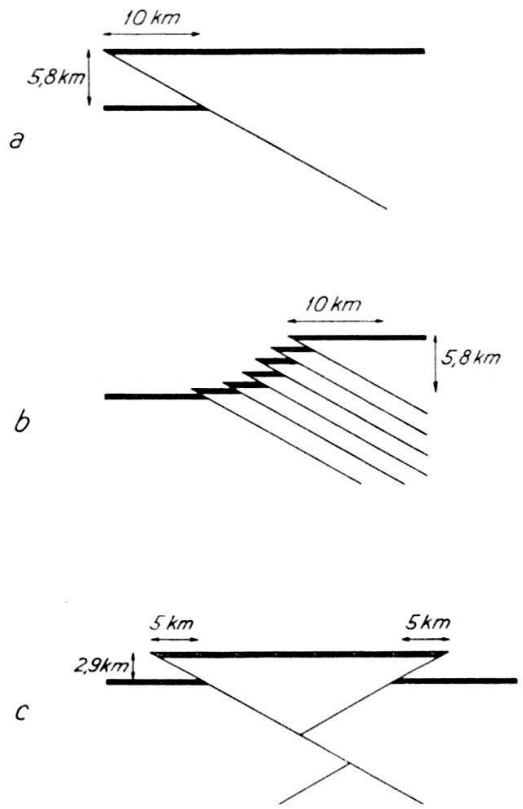

Fig. 4. Die Auspressung von Sockelmassen an Mohrschen Überschiebungsflächen

Temperaturbereich, der dem vorliegenden Fall entspricht, aufs beste bewährt hat, müssten sich im komprimierten Jurasockel nach Überschreiten der Festigkeitsgrenze streichende Überschiebungen ausbilden, die etwa um 30° einfallen würden. Soll an solchen Flächen eine Verkürzung von 10 km erzeugt werden, so wird der Sockel herausgepresst, und zwar um 5,8 km bei einseitigem Südfallen der Überschiebungsbahnen (Fig. 4a, b) und um mindestens 2,9 km, wenn nord- und südfallende Überschiebungen ausgebildet werden (Fig. 4c). Davon ist im Jura auch nicht die Spur zu erkennen. Man beachte, dass der Apex des Jurasockels bei Lons-le-Saunier durch oligozäne Zerrtektonik entstanden ist, und dass die Querdepressionen von Delsberg und Nantua ihre Tiefenlage trotz der Faltung bewahrt haben. Dabei müsste sich die Herauspressung in jedem Querprofil, auch in diesen Depressionen, bemerkbar machen.

Will man die nötige Verkürzung im Sockel unterbringen, so muss man schon den bewährten Boden der MOHRschen Festigkeitslehre verlassen und gewisse ad-hoc-Hypothesen einführen.

Man könnte z.B. annehmen, die Scherflächen seien nicht um 30°, sondern viel flacher geneigt. Damit liesse sich natürlich die zentrale Herauspressung nach Belieben vermindern. Nur gelangt man dabei wiederum zum Bild subhorizontaler Abscherungsflächen, die aber diesmal intrakristallin verlaufen müssten. Subhorizontale Abscherungsflächen bedeuten aber jedenfalls wieder Fernschub, das prinzipielle Problem der Wurzeln ist dasselbe wie bei der BUXTORF'schen Hypothese, während die mechanischen Schwierigkeiten wegen der Steigerung der basalen Reibung immens wachsen müssten. Wenn schon Fernschub mit basaler Abscherung, dann bestimmt in der salinären Trias!

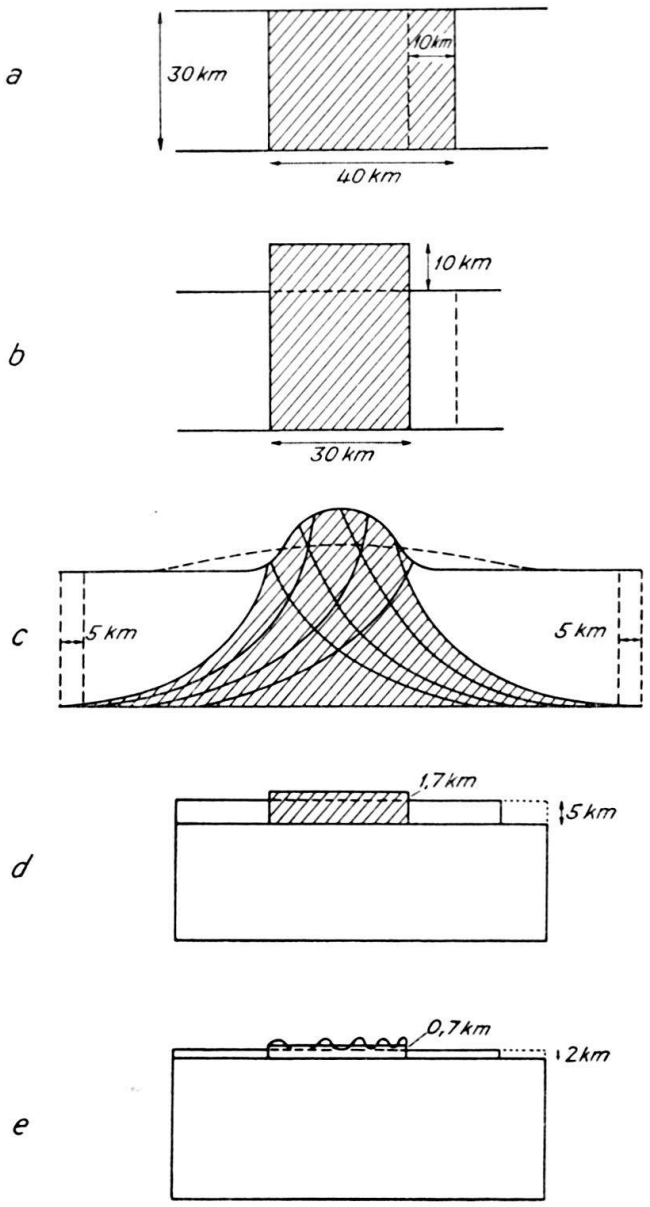

Fig. 5. Die Auspressung von Sockelmassen bei verschiedenen Dicken des komprimierten Krustenbezirks, schematisch

Die Breite des zusammengedrückten Krustenblocks war vor der Faltung 40 km, sie wurde um 10 km auf 30 km verkürzt, was ungefähr dem Abschnitt auf der Höhe von Porrentruy–Grenchen entspricht.

a) Dimensionen des Krustenblocks. b) Die ganze kontinentale Kruste (30 km dick) wird von der Verkürzung erfasst (echte Sockeltektonik). c) Die ganze kontinentale Kruste wird erfasst, aber nur innerhalb plastischer Zonen deformiert. Es wird das gleiche Volumen ausgepresst wie für b), doch kann es auf ein grösseres Gebiet verteilt werden entsprechend der seitlichen Ausdehnung der plastischen Zonen (schraffiert). d) Erfasste Krustendicke 5 km. e) Erfasste Krustendicke 2 km, etwa dem verfalteten Sedimentmantel entsprechend. Ersetzt man die gleichmässige durch eine undulierende Heraushebung, so erhält man ein Modell der Jurafaltung, das praktisch mit der Wirklichkeit übereinstimmt.

Man kann das geometrische Problem der Sockelverkürzung auch noch von einer andern Seite betrachten, vgl. Fig. 5. Echte Sockelverkürzung würde eine Kompression der gesamten kontinentalen Kruste von rund 30 km Dicke bedeuten. Es würde also ein Block von 30 km Höhe und 40 km Breite auf 30 km Breite zusammengedrückt. Entweichen die überflüssigen Massen nach oben, so ergeben sie ein Gebirge von durchschnittlich 10 km Höhe auf 30 km Breite (Fig. 5a, b). Dies gilt auch, wenn die Deformation an irgendwelchen plastischen Fliessflächen stattfindet (Fig. 5c). Ist der erfasste Krustenbezirk nur 5 km dick, so wird immer noch ein Grundgebirgsblock von 1,7 km Höhe herausgepresst (Fig. 5d). Ausserdem würde dieses Modell noch einen intrakristallinen Abscherungshorizont in 5 km Tiefe voraussetzen, wie er nach heutigem Wissen kaum existiert. Weiter ist zu erkennen, dass man damit dem Fernschub keineswegs entronnen wäre, die Schubbahn wäre einfach um ein Kleines unter die Trias versenkt. Will man eine für den Jura tragbare Herauspres-

sung erzielen, so muss der erfasste Krustenbezirk nochmals drastisch reduziert werden, auf eine Dicke von etwa 2 km (Fig. 5e). Es ergibt sich eine mittlere Heraushebung von 700 m. Das ist fast genau, was man im Jura, Abschnitt Porrentruy–Grenchen, beobachtet, man muss nur den erfassten Krustenbezirk der Sedimenthaut gleichsetzen und sich statt der durchschnittlichen eine undulierende Heraushebung denken. Keines der andern Modelle lässt sich auch nur im entferntesten mit der beobachteten Wirklichkeit vergleichen, dieses aber passt, wie wenn es auf sie zugeschnitten wäre. Dies ist immerhin Evidenz, die zu denken geben müsste.

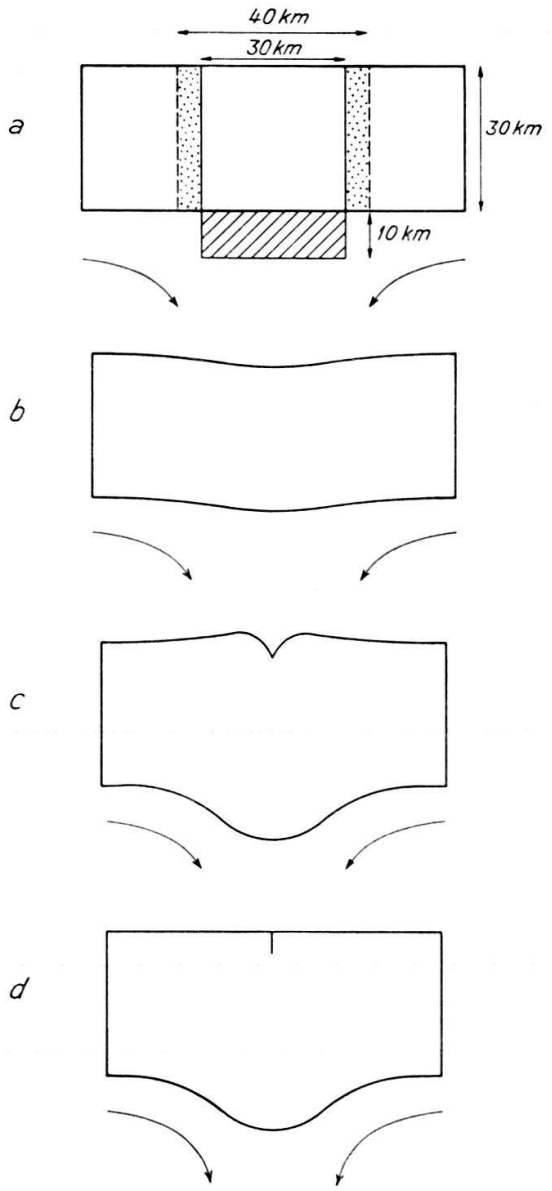

Fig. 6. Verkürzung des Sockels durch einen Absaugmechanismus

a) Dimensionen: die Kruste wird beidseitig um 5 km zusammengedrückt (punktierte Streifen). Die entsprechende Masse wird in die Tiefe abgesaugt (schraffierte Fläche). b) Beginn der Absaugung: ausgedehnte Einmuldung. Sie hat in der tertiären Geschichte des Juragebietes nie existiert. c, d) Die spätere Entwicklung müsste dann irgendwie zu einem Endprodukt d) führen, bei der die Sockeloberfläche nicht merklich verändert ist, aber eine versteckte Absaugnarbe von 5 km Tiefe enthält. Diese müsste sich durch den ganzen Jura erstrecken, also auch die präexistenten Querdepressionen von Delsberg und Nantua kreuzen, allerdings ohne ihnen etwas anhaben zu können.

Es sind jedoch noch andere Möglichkeiten erwogen worden. Man kann z.B. einen Absaugprozess zu Hilfe nehmen und die überschüssigen Sockelmassen statt in die Höhe, wo sie offensichtlich nicht hingekommen sind, in die Tiefe abwandern lassen. Nun möchte man allerdings meinen, dass eine Kruste von 30 km Dicke, die in die Tiefe gesaugt wird, während dieses Prozesses auch an der Oberfläche eine gewisse ausgedehnte Einbuckelung erfahren müsste, wenigstens eine Zeitlang (Fig. 6). Absaugtektoniker assoziieren sonst diesen Vorgang mit der viele Jahrmillionen an-

dauernden, gewaltigen regionalen Absenkung von Geosynklinalen. Experimente und theoretische Erwägungen, sie alle kommen nicht ohne eine grossräumige Einbuckelung aus. Soll man diese Vorstellungen zugunsten einer eigens für den Jura aufgestellten ad-hoc-Hypothese über Bord werfen? Von der ganzen tertiären Geschichte des Juras und seiner Umgebung muss gerade dieses Element in die Augen springen: Das Molassebecken im Süden, Rheintalgraben und Bressesenke im Norden und im Westen sinken in die Tiefe, der Jura aber wird nur von den Ausläufern dieser Bewegungen berührt, er bleibt ein relativ stabiles Hochgebiet. Zeichnerische Lösungen, etwa wie sie von Lees (1952) und Goguel (1959) vorgeschlagen wurden, enthalten eine mehr oder weniger horizontale Ausgleichsfläche, die eine Absaugtektonik von einer darüber liegenden Ausquetschtektonik trennt. Muten diese Lösungen schon auf dem Profil etwas zu kunstvoll an, so können sie erst recht, auf die ganze, riesige, vom Faltenjura eingenommene Fläche kaum mehr ernstlich in Betracht kommen. Man bedenke übrigens, dass diese Ausgleichsfläche auch die präexistenten Querdepressionen von Delsberg und von Nantua voll konservieren musste! Man kann die Absaughypothese von den verschiedensten Seiten betrachten, sie bleibt immer gleich unannehmbar.

Wenn aber die überschüssigen Sockelmassen weder ausgepresst noch abgesaugt worden sind, wohin könnten sie sonst noch geraten sein? Diese Kleinigkeit von nahezu 100 000 km³ kann doch nicht einfach in der Reibungsbreccie zwischen den Bruchschollen verschwinden (vgl. Aubert 1959). Man kann sich ausrechnen, dass dies einer Massenverdichtung gleichkommen würde, wie sie etwa im Innern eines Fixsternes zu suchen wäre. Ist man weniger extrem und lässt sich die Verdichtung gleichmässig durch den ganzen Sockel verteilen, so findet man heraus, dass dieser zu einem Mantelgestein von der Dichte des Eclogits umgewandelt sein müsste. Auch das ist wohl vom Jura zuviel verlangt.

Noch sind aber die Möglichkeiten nicht erschöpft. Ein weiterer, sehr eleganter Kunstgriff wurde von Pavoni (1956) bildlich dargestellt, allerdings ohne detaillierte Erläuterungen. Danach würde die spätere Überschiebungsfläche ungefähr einer früheren Abschiebungsfläche entsprechen. Abschiebungs- und Aufschiebungsbetrag heben sich im wesentlichen auf, so dass trotz Einengungstektonik der Sockel flach liegt. Dazu ist zweierlei zu bemerken. Zunächst einmal ist an ein ähnliches Modell zu erinnern, das Banks und Driver (1957) für die Anaco-Überschiebung in Ostvenezuela entwickelt haben. Es basiert in diesem Falle auf einer Unzahl von Bohrungen nebst zahlreichen seismischen Messungen. Die genannten Autoren zeigen, dass diese Überschiebung die Umkehrung einer früheren Abschiebung ist. Diese fand gleichzeitig mit der Sedimentation statt, auch standen die Bewegungen um die Wendezeit mehr oder weniger still, so dass die grosse Masse der jüngeren Sedimente durch die Abschiebung nicht oder nur geringfügig gestreckt wurden. Bei der nachfolgenden Überschiebung wurden sie im vollen Betrage eingeengt, d.h. gefaltet und überschoben, während bei den tieferen Schichten zunächst der Abschiebungsbetrag wettgemacht werden musste, so dass sie eine scheinbar viel geringere Einengung aufweisen. Dieser Fall liegt aber im Jura nicht vor, weil die mesozoischen Sedimente nicht über einem entsprechend gestreckten Sockel abgelagert wurden. Ein solcher hätte sich in tiefsten, von salinärer Trias angefüllten Gräben kundtun müssen. Um einen Zerrungsbetrag von 10 km zu erzeugen, müsste die axiale Zone

bei einem Einfallen der Abschiebungsflächen von 60° (entsprechend der MOHR-COULOMBschen Festigkeitslehre) um den Betrag von 5 km/tg 30°, das sind fast 9 km, eingesunken sein. Dafür fehlt jeder Anhaltspunkt.

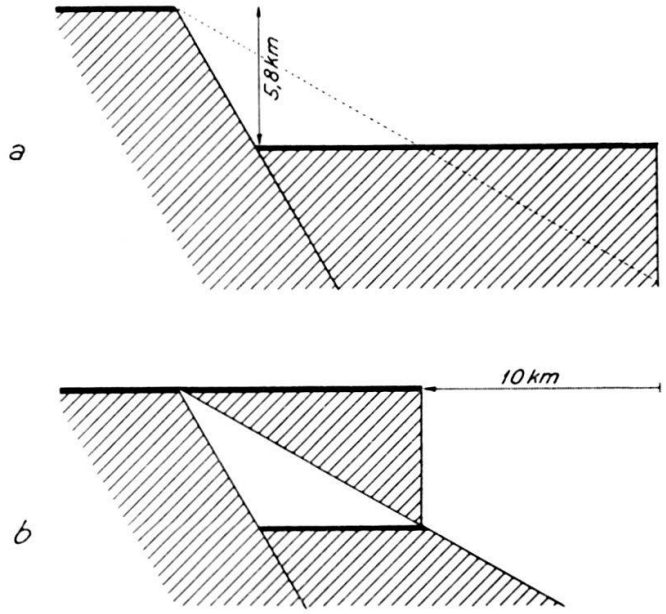

Fig. 7. Sockelverkürzung durch kompressive Heraushebung vorangegangener Absenkungen a) Absenkung des Südblocks um 5,8 km. b) Kompressive Herauspressung des Südblocks um 5,8 km längs 30° fallender Überschiebungsfläche ergibt horizontale Verkürzung von 10 km.

Nun nimmt PAVONI allerdings an, die Abschiebung sei an wesentlich steileren Bruchflächen geschehen als die nachfolgende Aufschiebung. Nehmen wir das Einfallen der Aufschiebungsfläche zu 30° an – wiederum im Einklang mit MOHR-COULOMB – so entspricht, wie oben gezeigt, einer symmetrischen Sockelverkürzung von 10 km eine vertikale Hebung von 2,9 km. Soll also durch diese Aufschiebungen der vertikale Versetzungsbetrag vorangehender Abschiebungen wieder wettgemacht werden, so müssten die Einbruchsgräben im Jura insgesamt eine Tiefe von immerhin mindestens 2,9 km erreicht haben, bei einseitigem nordgerichtetem Schub würde dies sogar einer vorhergehenden Absenkung gegen Süden um 5,8 km entsprechen (Fig. 7). PAVONI denkt dabei an tertiäre Einbrüche im Zusammenhang mit der Ausgestaltung des Molassebeckens. Die Stratigraphie des Tertiärs im Jurainnern schliesst aber solche Einbrüche vollständig aus. Von den grossen randlichen Einbrüchen ist der grösste, der Bressegraben bei Lons-le-Saunier, bei der Faltung nicht reaktiviert worden. Das Jurainnere und die nördlichen und westlichen Randgebiete kommen für den PAVONIschen Mechanismus nicht in Frage, man müsste schon versuchen, die Kompensation Abschiebung–Aufschiebung für die gesamte Verkürzung des Faltenjuras an dessen Innenrand zu konzentrieren. Dies bedeutet einseitigen Schub von Süden und damit eine postpontische Hebung des Molassebeckens um mindestens 5,8 km, was offensichtlich nicht annehmbar ist. Zu ähnlichen Ergebnissen führt die Annahme, die ursprüngliche Streckung habe rotierende (antithetische) Bruchschollen erzeugt anstatt rein vertikale Einbrüche.

Von gewissen Autoren wurden Varianten der beschriebenen Kunstgriffe verwendet. So zeichnet AUBERT (1945) Kristallinschuppen, die an nach oben konkaver

Fläche aufgeschoben sind. Das Profil geht nicht sehr tief, doch genügen die Andeutungen, um zu erkennen, dass es sich im wesentlichen um den Fall subhorizontaler intrakristalliner Abscherungen handelt, die geforderte Sockelverkürzung kann nur durch in der Tiefe sehr flache Aufschiebungen im Kristallin erreicht werden.

UMBGROVE (1951) endlich nimmt an, die Abscherung sei nicht auf Überschiebung von Süden, sondern vielmehr auf Unterschiebung des Sockels von Norden zurückzuführen. Dabei hätten sich Kristallinschuppen am Innenrand des Juras gebildet, und die Sedimenthaut sei zwischen diesen und den südwärts wandernden Grundgebirgserhebungen von Schwarzwald, Vogesen und Massif Central zusammengestaucht worden. Diese Hypothese eliminiert aber keine einzige der Schwierigkeiten, die den andern autochthonen Lösungsversuchen im Wege stehen. Wiederum entspricht einer Verkürzung von 10 km in der Sedimenthaut eine entsprechende im Sockel. Sie wäre in den Kristallinschuppen des Innenrandes konzentriert. Die Bewegung wäre einseitig, und deshalb müsste bei einer Scherfläche von 30° Einfallen und einer Verkürzung von 10 km eine Niveaudifferenz zwischen dem unterschobenen und dem stehengebliebenen Block von 5,8 km geschaffen werden (Fig. 8a). Ob diese Differenz durch einseitiges Heben des südlichen Blockes oder durch einseitiges Abpressen des nördlichen Blockes oder durch eine Kombination beider Vorgänge zustande kommen soll, macht keinen Unterschied: sie besteht einfach nicht. Auch für die Unterschiebungshypothese kommt schliesslich eine genügende Sockelverkürzung erst in den Massiven in Frage, und dies läuft wiederum

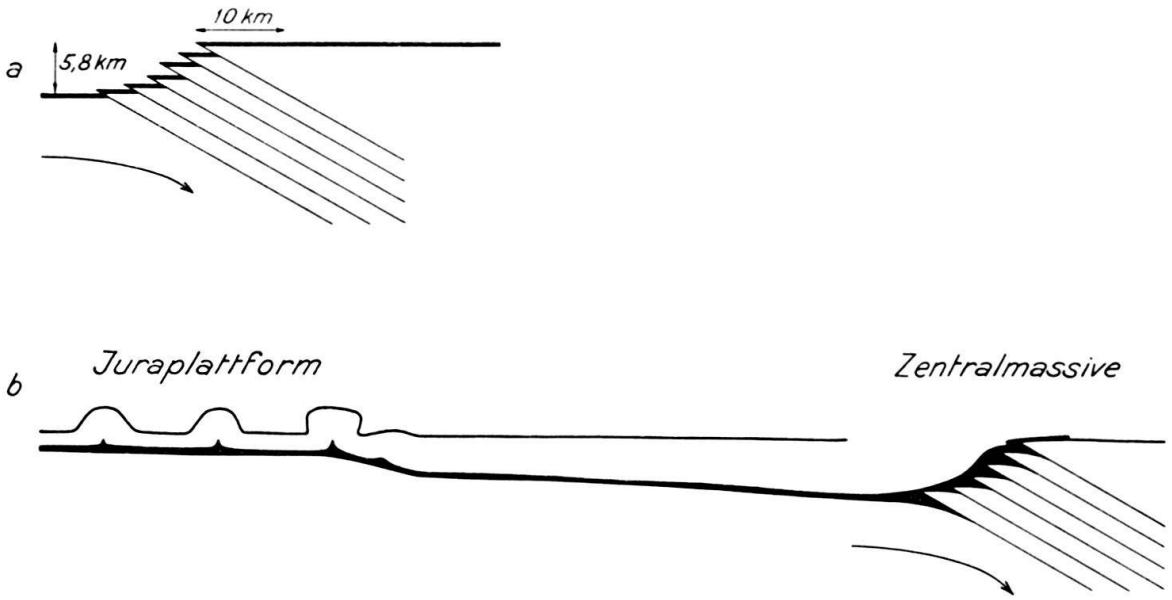

Fig. 8. Unterschiebung des Sockels von Norden
a) bei autochthoner Verkürzung. b) bei Verkürzung in den Massiven

auf einen Fernschub hinaus (Fig. 8b). Die UMBGROVEsche Annahme übrigens, dass Schwarzwald, Vogesen und Massif Central als stauchende Hindernisse bei der Faltung gewirkt hätten, ist kaum haltbar. Als Kronzeuge dafür dient ihm der rheintalische Jura, der so auffällig nach Norden vorgeschoben erscheint. Dies wird damit erklärt, dass im Rheintalgraben sich kein stauendes Hindernis befinde. Nun aber

fällt nach VONDERSCHMITT (1942) der besonders ausgeprägte Westrand des vorgeschobenen Faltenbündels mit dem Westabbruch des Horstes von Mülhausen zusammen, nicht etwa mit dem Ostrand eines Vogesenspornes. Der Jura ist also hier nicht durch die Vogesen beeinflusst, sondern durch interne Strukturen des Rheintalgrabens, und zwar sind die Falten im Bereich eines internen Hoches weiter nach Norden entwickelt als im Bereich des benachbarten internen Tiefes. Weiter gegen Westen zu bemerkt man schon gar keine Beeinflussung des Jurarandes durch die Vogesennähe, und gegen Osten zu springt die Randüberschiebung ausgerechnet im Vorland des schwarzwäldischen Grundgebirgssporns von Säckingen–Laufenburg, zwischen Eptingen und Densbüren, nach Norden vor. Diese Zusammenhänge sind übrigens schon von AMSLER (1926) klar erkannt worden. Der Westrand gegen die Bresse endlich ist, wie die Bohrungen von Lons-le-Saunier zeigen, nicht durch die positive Erhebung des Massif Central bestimmt, sondern vielmehr durch den negativen Einbruch des Bressegrabens. Es sind immer die lokalen Strukturen des alttertiären Sockels, die den Faltenverlauf bestimmen, nicht entfernte Großstrukturen. Allerdings entstammen beide denselben tektonischen Vorgängen; es ist deshalb nicht verwunderlich, dass gewisse Parallelismen auftreten. So ist der Ostrand des Massif Central zugleich Westrand der Bressesenke und als solcher deren Ostrand mehr oder weniger parallel. Der Jura darf sich also schon in grossen Zügen den Massiven angleichen, er braucht deswegen noch lange nicht von diesen zusammengestaucht worden zu sein.

Damit sollte die Sockeltektonik im Jura zur Genüge erörtert sein, jedenfalls so weit, als sie es nach dem heute bekannten Tatsachenmaterial verdient. Es dürfte klar geworden sein, dass die eleganteste, die natürlichste Lösung Allochthonie der Faltung verlangt. Allen andern Lösungsversuchen haftet etwas Gezwungenes an.

C. DIE MECHANIK DES FERNSCHUBES

Um die mechanische Möglichkeit der Fernschubhypothese abzuklären, muss man zwei grundlegende Probleme untersuchen: die Möglichkeit der Schubübertragung durch das Molassebecken und die eines plausiblen treibenden Motors in den Alpen. Beide sind wesentlich bestimmt durch Festigkeit und innere Reibung im geschobenen Block und die Reibung an der basalen Abscherungsfläche.

Das mutmassliche Verhalten dieser Grössen im geologischen Milieu ist z.B. von HAFNER (1951) und dann in jüngster Zeit besonders von HUBBERT und RUBEY (1959) eingehend diskutiert worden, so dass wir uns im folgenden weitgehend auf die Ausführungen dieser Autoren stützen können. Alle numerischen Berechnungen können natürlich nur eine grobe Abschätzung von Grössenordnungen vermitteln, der Unbekannten sind zu viele für ein exakteres Vorgehen. Ist die Mechanik des Fernschubes aber auch nur grössenordnungsmässig plausibel, so besteht kein Grund, von einer mechanischen Unmöglichkeit zu sprechen.

Die Jurafaltung ist ein dreidimensionales Problem, dies wird besonders bei der Besprechung der Kinematik offenbar werden. Alle Abschätzungen müssen sich aber, der Einfachheit halber, auf idealisierte zweidimensionale Profile beschränken. Die dritte Dimension kann höchstens qualitativ berücksichtigt werden; aber auch dieser Umstand sollte dem Nutzen der Rechnungen nicht abträglich sein.

I. SCHUBÜBERTRAGUNG

1. Die Stabilität von Überschiebungsmassen

Die Stabilität von Krustenblöcken bei verschiedenen Spannungsverteilungen wurde von HAFNER (1951) anhand von 2-dimensionalen, rechteckigen Modellen untersucht. HAFNER stellte eine Anzahl elastizitätstheoretisch korrekter Spannungssysteme mit Hilfe der AIRYschen Spannungsfunktion auf und umgrenzte dann nach dem MOHR-COULOMBschen Ansatz für die Festigkeit die stabilen und instabilen Bereiche der Blöcke. Im allgemeinen sind die Stabilitätsgrenzen komplizierte Kurven, und oft zerfällt der Stabilitätsbereich in mehrere getrennte Unterbereiche.

Von besonderer Bedeutung ist das auf Fig. 9 wiedergegebene Modell; es stellt einen auf horizontaler, reibender Unterlage von links nach rechts geschobenen rechteckigen Block dar. Das Spannungssystem ist hier charakterisiert durch lineare Zunahme der vertikalen Kompression σ_z mit der Tiefe (rein geostatischer Druck) ebenfalls lineare Zunahme der horizontalen Scherspannung τ_{zx} (im folgenden einfach als τ bezeichnet) mit der Tiefe bei lateraler Konstanz und lineare Zunahme der horizontalen Kompressionsspannung σ_x sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Richtung. Wichtig ist, dass der vertikale Gradient der horizontalen Scherspannung gleich dem horizontalen Gradienten der horizontalen Kompressionsspannung sein

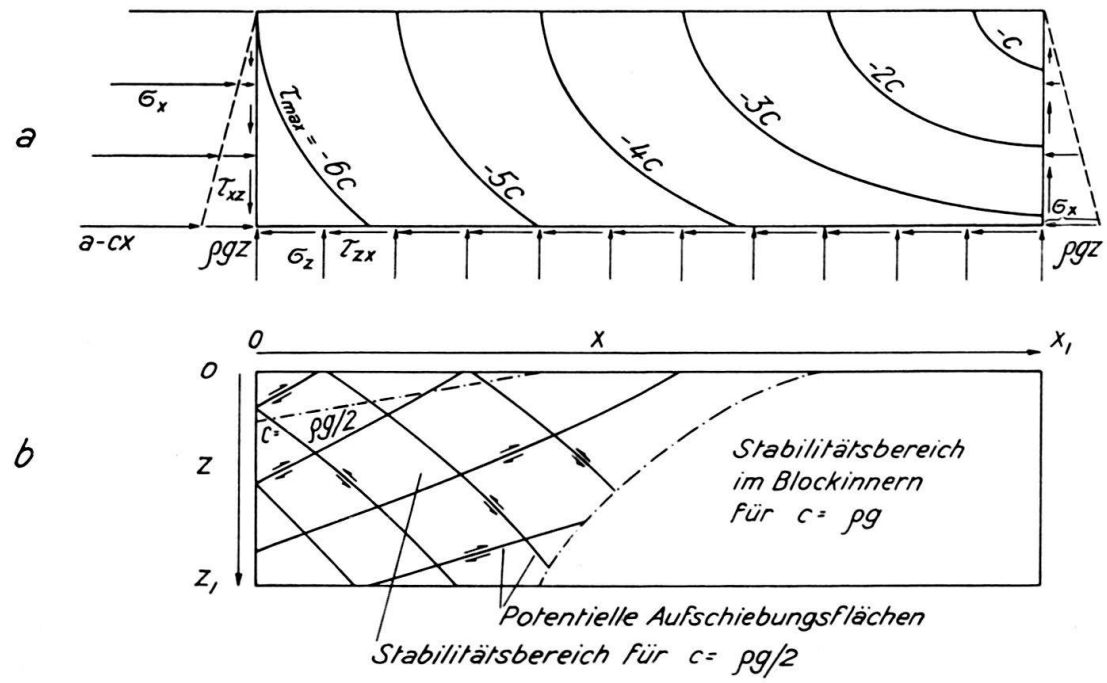

Fig. 9. Spannungsverteilung und Stabilitätsbereiche in einem rechteckigen Krustenblock nach HAFNER (1951)
für konstante basale Reibung τ_{zx}, vertikale Schwerekompression $\sigma_z = \varrho gz$ und gleichmässige Verteilung des Schubes auf die Rückwand.

muss. Das Stabilitätsfeld wird umso grösser, je kleiner diese Gradienten sind. Nun ist der maximale Gradient von τ bestimmt durch das Verhältnis des spezifischen basalen Reibungswiderstandes zur Blockdicke. Überschreitet der Gradient diesen Wert, so wird der Block an der Basalfläche abgeschert; wird anderseits die Festigkeit des Blockes schon bei geringerem Gradienten instabil, so kann er nicht als

Ganzes von der Basis abgeschert werden. Soll also ein möglichst langer Gesteinskomplex en bloc von seiner Unterlage abgeschert werden, so muss an der rückwärtigen Wand eine möglichst grosse horizontale Kompressionskraft $F_x = \int_0^{z_1} \sigma_x dz$ bei möglichst geringem Gradienten von τ angewendet werden.

Im Modell der Figur 9 wird der Anteil ϱgz von σ_x zur Herstellung des sog. «Standard State» (HAFNER 1951, p. 380) verwendet, eines Zustands von allseitig gleicher, hydrostatischer Druckverteilung. Dieser Zustand ist aber eine Idealisierung, er ist wohl in der Natur selten verwirklicht, und im folgenden wird ihm deshalb nicht Rechnung getragen. Dann ist für unser Modell:

$$\sigma_x = a - cx \quad , \quad \sigma_z = \varrho gz \quad , \quad \tau_{zx} = cz$$

(für alle Formeln vgl. die Liste der Zeichen am Ende der Arbeit).

Aus Figur 9 lässt sich ferner ablesen, dass das Blockinnere umso weniger stabil wird, je mehr man sich der rückwärtigen Wand nähert. Denn die maximale Scherspannung τ_{max} nimmt von der rechten oberen Ecke (vordere Wand) gegen links unten (rückwärtige Wand) ständig zu. Ist also die rückwärtige Wand stabil, so ist es bestimmt der ganze Block. Folglich wird die maximale horizontale Schubkraft $F_{x\,max}$ dann erzeugt, wenn es gelingt, an jedem Punkt der rückwärtigen Wand eine solche horizontale Kompressionsspannung anzusetzen, dass die Druckfestigkeit an diesem Punkt gerade erreicht wird. Ist das betrachtete Spannungssystem charakterisiert durch relativ kleine Konstanten c, so lässt sich $\tau_{xz} = cz$ vernachlässigen, und es wird $\sigma_x = \sigma_1$, $\sigma_z = \sigma_3 = \varrho gz$. Nach dem MOHR-COULOMBschen Ansatz für die Festigkeit $\sigma_1 = a + b\,\sigma_3$ (vgl. HUBBERT und RUBEY 1959, p. 125–126) wird dann aber

$$F_{x\,max_{x_1}} = \int_0^{z_1} (a + b\varrho gz)\, dz = az_1 + b\varrho gz_1^2/2.$$

Erreicht F_x den Wert der basalen Reibung

$$\int_0 \tau\, dx = \tau x_1 = cz_1x_1,$$

so wird der Block von seiner Unterlage losgeschert.

Allerdings entspricht eine Spannungsverteilung $\sigma_x = a + b\sigma_z$ nicht dem Modell der Figur 9, doch gehört nach HAFNER (1951, p. 384, subgroup c) auch sie zu einem Modell mit konstanter basaler Scherspannung. Man gelangt im übrigen zu exakt demselben Ansatz, wenn man für das Modell der Figur 9 die durchschnittliche Festigkeit der Rückwand $\sigma_x = a + b\varrho gz_1/2$ verwendet, also annimmt, dass der Bruch nicht an der linken oberen Ecke beginnt, wenn ihre lokale Festigkeitsgrenze überschritten ist, sondern erst, wenn die Gesamtfestigkeit der Wand nicht mehr standzuhalten vermag. Man wäre dann nicht an die Vorstellung einer geologisch schwer zu realisierenden, die Zunahme des geostatischen Druckes übersteigenden Zunahme von σ_x mit der Tiefe gebunden.

HUBBERT und RUBEY (1959) operieren mit diesem Ansatz und befassen sich auch mit der weiteren Ausgestaltung des betrachteten Modells. Sie setzen $\tau = z \cdot \varrho g \mathrm{tg}\varphi$ gleich der inneren Reibung einer kohäsionslosen MOHR-COULOMBschen Substanz mit der Begründung, dass experimentell auch für die meisten sogenannten «plastischen» Gesteine, vor allem für die Tone, ein MOHR-COULOMBsches Verhalten erwiesen sei, sofern man nur «trocken», d.h. ohne Porendruck arbeite und unter

mässigen Überlastungsdrucken, wie sie den äussersten paar Kilometern der Erdkruste entsprechen. Die Vernachlässigung der Kohäsion rechtfertigen sie damit, dass die Bruchbildung mit endlicher Geschwindigkeit fortschreite, sozusagen als «Dislokation», so dass in jedem Augenblick immer nur die Kohäsion längs eines geringfügigen Segmentes der Bruchfläche überwunden werden müsse.

Bei porösen Massen, wie es die Sedimentgesteine im allgemeinen sind, muss für das Kräftegleichgewicht ausserdem der Druck der Porenflüssigkeit berücksichtigt werden. Er vermindert die innere Reibung und damit die Druckfestigkeit, und der COULOMBsche Ansatz muss erweitert werden zu $\sigma_x = b(1 - \lambda)\varrho_b gz$, wo λ das Verhältnis des Porendruckes zum gesamten Überlagerungsdruck bedeutet. Die COULOMBsche Reibung an der Basis wird natürlich ebenfalls durch den Porendruck vermindert zu $\tau = (1 - \lambda_1)\varrho g z_1 \operatorname{tg}\varphi$. Endlich versetzt der Porendruck den Überschiebungsblock in einen gespannten Zustand – eine Tension, wenn der Aussendruck geringer ist als der Innendruck –, und dieser muss durch die äussere Kompression erst ausgeglichen werden. Die maximal übertragbare Kompressionskraft wird dann bei Vernachlässigung des Aussendruckes (Atmosphärendruck)

$$F_{x\,max} = \int_0^{z_1} \{a + [b + (1 - b)\lambda]\varrho g z\} dz$$

(vgl. HUBBERT und RUBEY 1959, p. 143). Der Parameter λ wird im allgemeinen eine komplizierte Funktion des Ortes, da er wesentlich von der Lithologie und der geologischen Vorgeschichte abhängt – von Grössen also, die in mathematisch nicht fassbarer Weise variieren. Immerhin zeigt die Erfahrung, dass sich bei einigermassen durchlässigen, mit der Oberfläche kommunizierenden Gesteinen in relativ kurzer Zeit (geologisch gemessen!) eine annähernd hydrostatische Druckverteilung einstellt. Bei dickeren Massen wenig permeabler Gesteine, die zudem geringe Festigkeit aufweisen, wird jedoch zunächst ein beträchtlicher Teil des wachsenden Überlagerungsdruckes auf die Porenflüssigkeit abgewälzt, und eine hydrostatische Druckverteilung wird nur langsam und asymptotisch erreicht. Für den Jura wäre dementsprechend anzunehmen, dass in den klüftigen Kalken meist hydrostatischer Druck herrscht, in den Mergeln und Tonen dagegen etwas höherer, leicht anomaler Druck, so dass man insgesamt mit einem schwach überhydrostatischen $\lambda = 0{,}5$ rechnen darf.

2. *Abschätzung der basalen Reibung*

HUBBERT und RUBEY (1959) benützen die obigen Gleichgewichtsbeziehungen, um die maximale abscherbare Blocklänge für durchschnittliche Werte der Materialkonstanten und für verschiedene z_1 und λ zu berechnen, wobei λ = const. für den ganzen Block angenommen wird. Im Jura ist anderseits mit einer basalen Gleitschicht zu rechnen, die aus Salz, Salzton oder Gips besteht, und von der man jedenfalls gegenüber den andern Gesteinen des Blockes eine bedeutend verminderte Reibung erwarten darf. Man wird deshalb mit Vorteil umgekehrt rechnen und aus den lokal messbaren geometrischen Daten die maximal zulässige basale Reibung bestimmen. Dem Material der Gleitschicht entsprechend (Salz, Gips), das Kristallplastizität besitzt, sei versuchsweise für die Basis des Blocks statt der COULOMBschen Reibung eine plastische Fliessgrenzspannung oder Plastizitätsschwelle ein-

gesetzt, deren Wert konstant, unabhängig vom Überlagerungsdruck ist; inwiefern dieser Ansatz berechtigt ist, wird weiter unten diskutiert. Für das Blockinnere hingegen gelte nach wie vor die COULOMBsche innere Reibung. Man erhält nach Integration

$$\tau_{max} = (az_1 + Bz_1^2)/x_1 \,, \quad \text{wo } B = [b + (1 - b)\lambda]\varrho g/2 = 2{,}3 \cdot 10^3 \text{ dyn/cm}^3 \text{ für } \lambda = 0{,}5$$

Als Materialkonstanten seien die von HUBBERT und RUBEY verwendeten Durchschnittswerte eingesetzt. Weiterhin sind Breite und Dicke des Blockes festzulegen. Um einen möglichst hypothesenfreien Wert für die Reibung zu erhalten, sei zunächst von der Fernschubhypothese Abstand genommen, und es seien nur solche Blöcke berücksichtigt, für deren Tangentialschub wenig Zweifel bestehen, also für die Plateaux zwischen der Bresse und dem Faisceau Helvétique. Für diese ergaben die Bohrungen von Lons-le-Saunier, dass sie brettartig, fast en bloc, subhorizontal geschoben wurden. Sie entsprechen also besonders gut dem Modell, das den benützten Formeln zugrunde liegt, und sollten folglich besonders zuverlässige Werte für die basale Reibung liefern.

Eine gewisse Unsicherheit besteht noch hinsichtlich der Dicke der Blöcke zur Zeit des Schubes; denn an sich konnte sie ja seither durch Erosion beträchtlich vermindert werden. Nun gibt es viele Anhaltspunkte, die vermuten lassen, dass dies nicht der Fall war. Vor allem ist zu bedenken, dass ja sozusagen die gesamte Niveaudifferenz zwischen Grabengebiet und Hochblock während des Oligozäns geschaffen und durch die jungtertiäre, fast rein horizontale Verschiebung nicht verändert wurde. Die Erosion musste also schon im Oligozän wirken, sie dürfte damals sogar am kräftigsten gewesen sein. Ausserdem war vermutlich das Zeitintervall vom Beginn der alttertiären Bewegungen bis zur Faltung um ein Mehrfaches länger als das seit der Faltung verstrichene, vielleicht 30 Millionen Jahre gegenüber 10 Millionen. Stratigraphisch zeigt sich die kräftige oligo-miozäne Erosion in den Konglomeratschüttungen des Bressegrabens, vor allem aber auch in den Bohrbefunden: vermutlich miozäne «Gompholithe pralinée» transgrediert über den Grabenrand hinaus auf das Paläozoikum des Hochblockes (LEFAVRAIS *et al.*, 1957).

Es sei nur im Vorbeigehen bemerkt, dass diese Tatsachen von ungeheurer Bedeutung für die Morphogenese des ganzen Juragebirges sind.

Der zwischen der Bresse und der Euthekette gelegene Block wäre dann 17 km lang und 0,6 km hoch, und daraus errechnet sich eine maximale spezifische basale Reibung $\tau_{max} = 29{,}6 \sim 30$ kg/cm² (32 kg/cm² für $\lambda = 0$). Für die ganze Breite der Plateaux zwischen der Bresse und dem Faisceau Helvétique ergibt sich bei einer Blockdimension von 30 km auf 1 km (geschätzte durchschnittliche Dicke) $\tau_{max} =$ 31 kg/cm² (35 kg/cm² für $\lambda = 0$), bei einer Dimension von 35 km auf 1 km $\tau_{max} =$ 26,6 $\sim$ 27 kg/cm² (30 kg/cm² für $\lambda = 0$).

Es ist bemerkenswert, dass diese Werte fast genau der von GOGUEL (1948, p. 406 ff.) auf ganz anderem Wege erhaltenen Plastizitätsschwelle für die Basis der abgescherten Falten im Querschnitt von Gex entsprechen (40 kg/cm²).

Geht man einen Schritt weiter und nimmt an, der gesamte Faltenjura stelle eine Abscherungsdecke dar, so sind bei der Rechnung verschiedene Komplikationen zu berücksichtigen. Die heutige maximale Breite des Juras zwischen den Avant Monts am Ognon und dem Innenrand beträgt etwa 75 km, sie ist aber gegenüber der ur-

sprünglichen Breite vor der Faltung um 10 bis 20 km verkürzt. Zu Beginn der Faltung lag also ein Block von etwa 90 km Breite vor, aber er wurde wohl nicht gleichzeitig bewegt. Kinematische Betrachtungen (s.u.) zeigen, dass mit einem Fortschreiten der Faltung von Süden nach Norden zu rechnen ist, so dass der Block schon um ein paar Kilometer verkürzt sein mochte, bevor die Abscherung die nördlichsten Partien erfasste. Die Faltung im Süden wiederum bedeutete eine tektonische Verdickung der Sedimenthaut, die bei der Abschätzung der Blockdicke zu berücksichtigen ist. Die Schubbahn ist im ganzen wenig geneigt und kann als eben vorausgesetzt werden, aber es ist zu bedenken, dass die inneren Ketten aus dem Bereich der Nordwest-«Flexur» des Molassebeckens stammen und über ihrem ansehnlichen Mesozoikum auch noch eine bedeutende Molasseschicht trugen. Schätzungsweise dürfte eine Dimensionierung von 80 km auf 1,6 km (Durchschnitt) den Verhältnissen gerecht werden. Daraus würde sich ein $\tau_{max} = 21{,}4 \sim 21$ kg/cm² ergeben. Wie jedoch aus den nachfolgenden Betrachtungen hervorgehen wird, sollte man statt der durchschnittlichen Mächtigkeit eher die des südlichen Abschnittes in Rechnung setzen. Sie beträgt mindestens 2 km, und daraus ergibt sich τ_{max} zu mindestens 29 kg/cm². Es ist demnach im ganzen Jura mit einer maximalen spezifischen basalen Reibung oder einer Plastizitätsschwelle von rund 30 kg/cm² zu rechnen. Liess sich also die Sedimenthaut im Gebiet von Lons-le-Saunier abscheren – und dies ist nach den Bohrergebnissen anzunehmen – so konnte sie dies ebensogut über die ganze Breite des Juras geschehen lassen. Aus dieser Perspektive gesehen, treten jedenfalls im Jura selbst für die Fernschubhypothese keine Schwierigkeiten auf.

Wie aber steht es mit dem Schub durch das Molassebecken? Dieses hat ungefähr die Form eines stumpfen Keiles und weicht damit vom bisher betrachteten Modell ab. Eigentlich müsste also die Spannungsverteilung von neuem nach der Elastizitätstheorie berechnet werden, doch ist die Abweichung für den hier speziell untersuchten Fall gering (2° 24′ Divergenz), und es darf angenommen werden, die Abweichung der Spannungsverteilung von der eines rechteckigen Blockes sei ebenfalls gering. Sie sei deshalb im folgenden vernachlässigt. Dann lässt sich ein idealisiertes einfaches Verfahren zur numerischen Abschätzung der basalen Reibung anwenden.

Die Blockdicke nehme also linear mit der Länge zu (Fig. 10). Man kann diese Form angenähert wiedergeben durch eine Reihe von rechteckigen Blöcken. Für jeden davon lässt sich dann der HUBBERT-RUBEYsche Ansatz wie für den Jura ver-

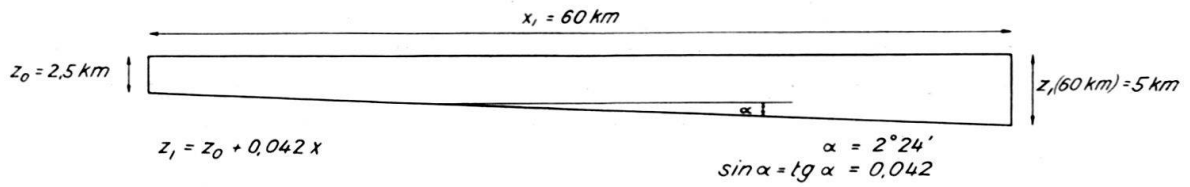

Fig. 10. Geometrisches Modell des Molassebeckens wie es den Berechnungen zugrunde liegt.

wenden, nur muss durch den Schub zusätzlich zur basalen Reibung des jeweils betrachteten Teilblockes auch noch jene aller davorliegenden Teilblöcke überwunden werden. Die hinteren Blöcke müssen also grössere Widerstände überwinden, dafür sind sie aber auch dicker, sie können grösseren Kompressionskräften stand-

halten. Es ist deshalb die schwächste Stelle x aus $\partial \tau_{max}/\partial x = 0$ zu ermitteln, und für sie ist – sofern sie ins Innere des Modelles fällt – τ_{max} zu berechnen. Eine weitere Komplikation ergibt sich für geneigte Schubbahnen wie die des Molassebeckens, da in diesem Fall nicht nur der jeweils betrachtete Teilblock, sondern auch alle davorliegenden hangauf gestossen werden müssen. Die in die Schubbahn fallende Gewichtskomponente beträgt

$$G' = x/2 \ (2\, z_0 + x \operatorname{tg}\alpha)\, \varrho\, g \sin\alpha = x\, z_0\, \varrho\, g \sin\alpha + x^2/2 \ \ \varrho\, g \sin\alpha \operatorname{tg}\alpha.$$

Zudem ändern sich die Ausdrücke für Druckfestigkeit und basale Reibung (sofern sie COULOMBscher Art ist), da immer nur Komponenten der Schwerkraft senkrecht zur Schubrichtung wirken. Doch können die hier auftretenden Faktoren $\cos\alpha$ für den betrachteten Fall von vornherein gleich 1 gesetzt werden (cos $2° \ 24' = 0{,}9991 \sim 1$), desgleichen ist $\sin\alpha = \operatorname{tg}\alpha$. Endlich ist zu berücksichtigen, dass das Molassebecken auch den gesamten Jura vor sich herstossen, also eine zusätzliche basale Reibung $R_{Jura} = 30.10^6$ dyn cm^{-2}. 80.10^5 cm^2 $= 24 \cdot 10^{13}$ dyn überwinden musste. Auch diese ist für das Gleichgewicht der Kräfte in Rechnung zu setzen, und man erhält insgesamt

$$\tau_{max} \cdot x + G' + R_{Jura} = a z_1 + B z_1^2, \quad \text{wo} \quad z_1 = z_0 + x \operatorname{tg}\alpha$$

$$\tau_{max} = \operatorname{tg}\alpha\, [a + z_0\, (2B - \varrho g)] + x \operatorname{tg}^2\alpha\, (2B - \varrho g)/2 + 1/x\, (a z_0 + B z_0^2 - R_{Jura})$$

Die schwächste Stelle tritt da auf, wo

$$\partial\, \tau_{max}/\partial\, x = 0 = \operatorname{tg}^2\alpha\, (2B - \varrho g)/2 - 1/x^2\, (a z_0 + B z_0^2 - R_{Jura})$$

also bei

$$x = [2\, (a z_0 + B z_0^2 - R_{Jura})/\operatorname{tg}^2\alpha\, (2B - \varrho g)]^{1/2} = 62{,}5 \text{ km}$$

d.h. knapp ausserhalb der Rückwand unseres Modells. Für diese Stelle beträgt $\tau_{max} = 91{,}4$ kg/cm², so dass man für das Molassebecken mit einem Wert von rund 90 kg/cm² rechnen darf. Es ergibt sich also das Resultat, dass die Schubübertragung durch das Mittelland um ein Mehrfaches leichter ist als jene durch den Jura selbst, sofern die Abscherung in einem kristallplastischen Milieu stattfindet, dessen Plastizitätsgrenze konstant, unabhängig vom Überlastungsdruck ist.

3. Die Natur der basalen Schmierung: Kristallplastizität oder Porendruck?

Die errechneten spezifischen Reibungswerte von 30 bis 90 kg/cm² sind sehr niedrig. Sollen sie als Plastizitätsschwellen gedeutet werden, so ist von vornherein klar, dass nur die plastischsten Gesteine als Schmiermittel in Frage kommen können, nämlich Salz und Gips. Kalk – als Marmor – kann zwar auch plastisch fliessen, doch erst unter ungeheuer viel grösseren Umschliessungsdrucken und Scherspannungen. Dasselbe gilt für Anhydrit, auch er verhält sich nach HANDIN und HAGER (1957) noch bei 500 at Umschliessungsdruck «essentially brittle». Bei höheren Drucken wird zwar Fliessdeformation möglich, jedoch sind die Fliessgrenzspannungen beträchtlich. Der Anhydrit des mittleren Muschelkalkes kommt darum als kristallplastisches Schmiermittel nicht in Frage.

Dagegen ist Gips schon viel besser geeignet. GOGUEL (1948) fand für den Gips von Digne, der als Überschiebungshorizont diente, bei langsamer Deformation die erstaunlich niedrige Fliessgrenzspannung von nur 100 bis 300 kg/cm². Dieser Wert

ist zwar noch immer zu hoch, doch ist denkbar, dass er sich bei geologisch langsamen Vorgängen bis auf die geforderte Schwelle von weniger als 90 kg/cm² zu reduzieren vermöchte. Allerdings erhebt sich die Frage, ob unter dem Molassebecken das Calciumsulfat in grösseren Mengen als Gips vorkommen kann, ob es nicht im überwiegenden Mass als Anhydrit ausgebildet ist (s. S. 250).

Das vorzüglichste kristallplastische Schmiermittel, das im Gebiet der Abscherdecke in Frage kommt – grössere Mengen der noch plastischeren Kalisalze dürfen nicht vorausgesetzt werden –, ist natürlich Steinsalz, wie schon seit alters bekannt. Um sein makroskopisches Verhalten – d.h. das einer statistisch isotropen Vergesellschaftung von Halitkristallen – experimentell zu prüfen, bediente sich GOGUEL (1948) des sehr seltenen, äusserst feinkörnigen «Sel de pigeon» der Saline von Varangeville. Die Resultate gaben nicht ganz klare Auskunft über die Existenz einer Plastizitätsschwelle, da eine gewisse Deformation schon bei geringsten Spannungsdifferenzen auftritt. Für Einkristalle gibt GOGUEL eine Plastizitätsschwelle von 60 kg/cm² an, setzt sie also wesentlich niedriger als HANDIN und HAGER (1957, 100 kg/cm²). Für geologisch langsame Deformation darf man bestimmt mit noch geringeren Werten rechnen, so dass Steinsalz den quantitativen Ansprüchen an das basale Schmiermittel der Abscherungsdecke wenigstens grössenordnungsmässig genügt. Immerhin gibt der folgende Kommentar GOGUELS (1948, p. 202) zu denken: «Chose curieuse, la résistance du sel gemme dans les mines est beaucoup plus forte qu'on ne pourrait s'y attendre après les résultats précédents. A Varangeville on a exploité une couche de sel, sur 6 mètres de hauteur, par galeries de 10 mètres, et piliers abandonnés de même largeur, à 200 mètres de profondeur. La contrainte dans les piliers est donc $4 \times 2 \times 20 = 160$ kg/cm², et cependant, depuis de dizaines d'années on ne constate aucune déformation. L'effondrement de 1873 s'est produit suivant un mécanisme tout différent: ce sont les argiles détrempés du mur qui ont été poinçonnés par les piliers. Cette forte résistance du sel naturel doit, semble-t-il, tenir à la présence d'impuretés, relativement abondantes. On sait que des impuretés ou des hétérogénéités quelconques, en altérant le réseau cristallin, augmentent toujours beaucoup la résistance des cristaux.»

Ausserdem darf man nicht annehmen, dass unter der ganzen Abscherungsdecke eine mehrere Meter mächtige, regional kontinuierliche Schicht von reinem Steinsalz vorhanden gewesen wäre. Das Salz tritt im allgemeinen in diskontinuierlichen Pfannen auf, die zudem an verschiedene stratigraphische Niveaux gebunden sind. So sind sie bekanntlich im östlichen Jura für den mittleren Muschelkalk charakteristisch, im westlichen dagegen für den Keuper. Es ist deshalb zu vermuten, dass die Abscherung sich mancherorts nicht im Salz vollziehen konnte, sondern sich vielleicht an Gips und vor allem auch an Tone und Mergel zu halten hatte, also an Material mit COULOMBscher innerer Reibung. Je nach Ausdehnung dieser Zonen könnte sich aus diesem Grunde die durchschnittliche basale Reibung der Abscherungsdecke bedeutend und über das zulässige Mass hinaus verstärken, sofern nicht ein erhöhter Porendruck für die Reduktion der COULOMBschen Reibung sorgt.

Welche Porendruckparameter λ nötig sind, um die COULOMBsche Reibung auf die geforderten Werte von 30–90 kg/cm² zu vermindern, lässt sich leicht angeben nach der Beziehung

$$\tau = (1 - \lambda)\, \varrho\, g\, z_1 \operatorname{tg} \varphi;\ \lambda = 1 - \tau/1{,}33\, z_1$$

(s. Fig. 11). Insbesondere wird für $\tau = 30$ kg/cm² und $z_1 = 0{,}6$ km (Plateau von Lons-le-Saunier) $\lambda = 0{,}63$, für $\tau = 90$ kg/cm², $z_1 = 2{,}5$ km $\lambda = 0{,}73$, und für $\tau = 90$ kg/cm², $z_1 = 5$ km, $\lambda = 0{,}87$ (Molassebecken). Dies sind alles Werte, die

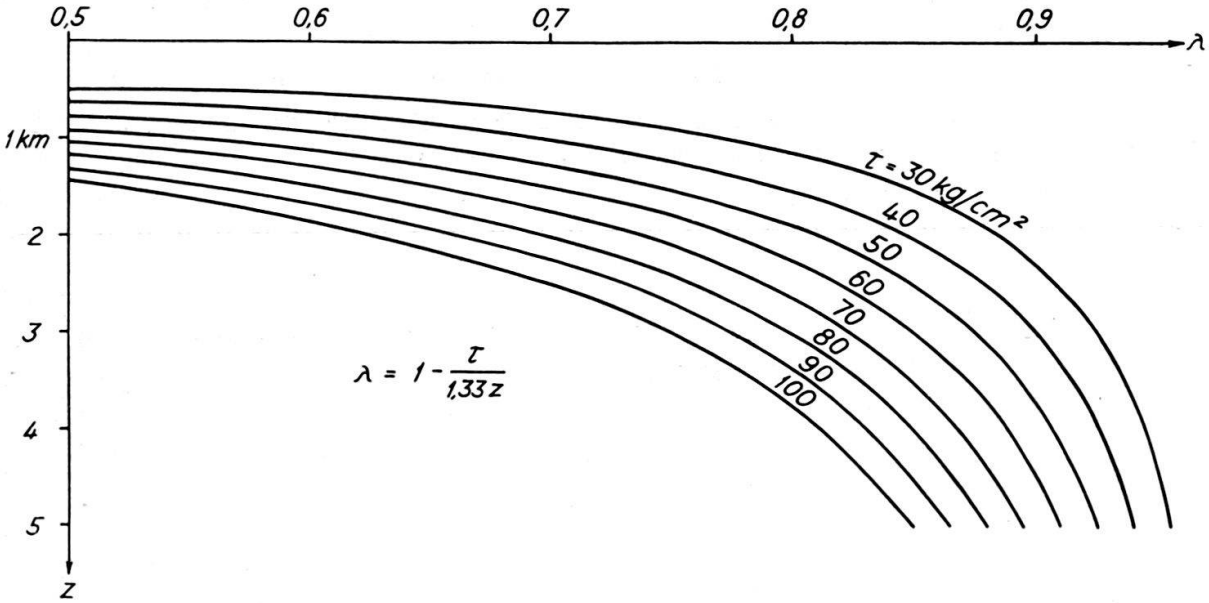

Fig. 11. λ als Funktion der Überdeckung z und der spezifischen basalen Reibung τ

nach den Ausführungen von Rubey und Hubbert (1959) häufig in Bohrlöchern gemessen werden, so dass prinzipiell die Abscherung und der Fernschub der Juradecke auch ohne kristallplastische Schmiermittel mechanisch durchaus möglich sind. Immerhin muss festgestellt werden, dass von keiner in der weiteren Umgebung des Juras in die Trias abgeteuften Bohrung derart auffällige Überdrucke gemeldet worden sind, weder von den Bohrungen am Überschiebungsrand gegen die Bresse (Ricour 1956), noch von der Bohrung Altishofen (Kopp 1955), noch von der Bohrung Buix (Schmidt und Braun 1924). Dabei ist allerdings zu bedenken, dass die höchsten Porendrucke in den impermeabelsten Gesteinen ausgebildet werden, wo sie im Bohrloch nicht gemessen werden können, und dass vielleicht grössere permeable Linsen, deren Druck gemessen werden könnte, von den spärlichen Bohrungen nicht angefahren wurden. Ausserdem ist es möglich, dass gerade durch die Abscherungsprozesse Ausweichsmöglichkeiten für die Porenflüssigkeit geschaffen wurden, die natürlich wieder in erster Linie die grösseren permeablen Linsen betroffen hätten.

Ganz prinzipiell wird die Entwicklung hoher Porendrucke in salinären Serien dadurch begünstigt, dass die Evaporite eine kristalline, sozusagen impermeable Barriere für die Porenflüssigkeit bedeuten und dass etwa auftretende Spalten und Risse wegen der Plastizität und der chemischen Migrierfähigkeit von Salz und Gips rasch wieder verstopft werden können. Die allgemeinen Faktoren, die für die Ausbildung anomaler Porendrucke von Bedeutung sind, wurden von Rubey und Hubbert (1959) in extenso diskutiert, so dass hier nur noch einige Aspekte zu besprechen sind, die speziell das Juraproblem betreffen.

Anomale Porendrucke können in porösen, wenig permeablen Gesteinen durch innere Umwandlung von chemischer in mechanische Energie (etwa durch bakte-

rielle Tätigkeit) oder durch nicht zu langsame äussere Belastung erzeugt werden. In diesem letztern Falle ist zudem nötig, dass das Festgerüst der porösen Masse kompaktionsfähig, d.h. sehr schwach sei. Dies ist vor allem bei Tonen der Fall. Sind diese Tone als kleinere Taschen in einer salinären Serie eingeschlossen oder tritt Salz als Zement im Festgerüst der porösen Masse auf, so ist die Kompaktionsfähigkeit durch die Festigkeit des Salzes bestimmt. Für jede Tiefenlage gibt es dann ein bestimmtes Gleichgewicht zwischen Plastizitätsschwelle, Überlastungsdruck und Porendruck, das sich wie folgt abschätzen lässt.

Im Salz wird die Scherspannung $\tau_{max} = (\sigma_1 - \sigma_3)/2$, wo bei einer Porosität von 10 %

$$\bar{\sigma}_1 = \varrho\, g\, (1{,}1 - 0{,}1\, \lambda)\, z;\ \bar{\sigma}_3 = \lambda\, \varrho\, gz.$$

Daraus folgt $\lambda = 1 - \tau_{max}/1{,}27\ z$, wo τ_{max} die Plastizitätsschwelle von Salz bedeutet. Diese Beziehung ist fast identisch mit der oben auf S. 247 aufgestellten. Dort handelte es sich darum, zu bestimmen, welche Porendrucke in den verschiedenen Tiefen nötig sind, um die COULOMBsche Reibung bis auf den Betrag der für die Abscherung geforderten Plastizitätsschwellen zureduzieren. Die numerische Ähnlichkeit der beiden Beziehungen bedeutet, dass poröse Sedimente, deren Festigkeit durch Salz bestimmt ist, nur bis zu dem Grade kompaktiert werden können, wo die COULOMB'sche Reibung des klastischen Gerüstmaterials gleich der Plastizitätsschwelle des Salzes wird. Allerdings wurden für diese Abschätzung nur Durchschnittswerte der Spannungen verwendet, die zu erwartenden Spannungskonzentrationen an den Einbuchtungen der Gerüstsubstanz (Kerbspannungen) könnten plastisches Fliessen bedeutend erleichtern und damit auch die Erzeugung eines viel höheren Porendrucks begünstigen. Diese Beziehung fällt dahin für ausgedehntere tonige Linsen, deren Überlastungsdruck nicht mehr fast ausschliesslich von Salzpfeilern getragen wird. Hier können sich dank der Impermeabilität des Salzes wesentlich höhere Porendrucke ausbilden. Wichtig ist ferner vielleicht noch, dass im Salz eingeschlossene grobklastische Lagen, die an sich nicht kompaktierfähig sind, durch plastisches Fliessen des Salzes in die Porenräume hinein höhere Porendrucke entwickeln können, bis Plastizitätsschwelle, Porendruck und Überlastungsdruck im Gleichgewicht sind. Dasselbe mag für frühdiagenetisch verfestigte Dolomitbänke gelten, deren Porenraum in einem Kluft- und Spaltsystem besteht. Allgemein ist zu bemerken, dass in diesen Systemen die mechanischen Vorgänge auch noch mit physikalisch-chemischen verquickt sein müssen, so dass unter wachsender Belastung sehr komplizierte, zur Zeit im Detail noch nicht überblickbare Veränderungen auftreten dürften.

Nimmt man an, eine poröse Tonmasse sei dermassen von salzigem oder allgemein evaporitischem Material umschlossen, dass wohl die Permeabilität, nicht aber die Kompaktierfähigkeit vermindert wird, so lässt sich die RUBEY-HUBBERTsche Formel (1959, p. 181, Formel 30) verwenden:

$$p_a = pkT + (p_0 - kT)\, e^{-t/T}$$

(für die Bedeutung der Symbole siehe Liste am Ende der Arbeit). Auch diese Formel ist unter sehr vereinfachenden Bedingungen aufgestellt und hat deshalb nur angenäherte Gültigkeit, sie dürfte sich aber zur Abschätzung von Grössenordnungen eignen.

Die Schwierigkeit bei der Anwendung der Formel besteht darin, plausible Werte für die verschiedenen Parameter zu finden. Insbesondere ist die Relaxationszeit T eine sehr unsichere Grösse, und gerade sie spielt eine kritische Rolle. Ihr Wert hängt wesentlich von der Permeabilität ab, und diese ist für Tongesteine sehr schlecht bekannt. Nach den Ausführungen von RUBEY und HUBBERT (p. 178–179) bewegt sie sich zwischen den Grössenordnungen 10^{-3} und 10^{-6} Millidarcy (wenige gemessene Werte) und sogar vielleicht bis 10^{-8} Millidarcy (nach verschiedenen Methoden abgeschätzte Werte). Für evaporitreiche Serien wären die niedrigsten dieser für Tone geltenden Zahlen zu gebrauchen, da die Evaporite als dichte kristalline Massen nicht permeabel im gewöhnlichen Sinne sind, sondern nur Diffusionsprozesse im molekularen Bereich zulassen. Für Permeabilitäten von 10^{-7} bis 10^{-8} Millidarcy lässt sich in der salinären Trias des Juras (etwa vertreten durch das Profil der Bohrung Buix) eine Relaxationszeit von 10^8 bis 10^9 Jahren abschätzen. Für $T = 10^9$ Jahre kann auch in akkumulationsfreien Perioden der anomale Druck fast nicht dissipieren, es ergeben sich Werte von λ zwischen 0,95 und 1 für die Zeit von der Trias bis zur Abscherung. In diesem Falle wäre der Sedimentmantel immer ausserordentlich instabil gewesen, es hätten schon bei der Ausbildung geringer regionaler Gefälle weiträumige Gleitungen stattfinden sollen. Solche scheinen aber nicht aufgetreten zu sein, wenigstens nicht mit grösseren, auffälligen Transportbeträgen, doch können gewisse die alt- und mitteltertiäre Zerrtektonik begleitende Runzeln vielleicht zum Teil auf Gleitungen zurückgeführt werden. Für $T = 10^8$ Jahre erhält man wesentlich niedrigere λ, und zwar werden diese nun stärker durch die Sedimentationsgeschwindigkeit beeinflusst. Für das Ende der mesozoischen epikontinentalen Sedimentation erhält man z.B. ein λ von 0,79, für das Ende der eozänen Festlandsperiode wird λ sogar nur 0,63, und am Ende der Molassesedimentation war λ in der Gegend der subalpinen Molasse 0,85, in der Gegend von Zürich 0,75, und im Jura sogar nur 0,58.

Auf die detaillierte Wiedergabe der Berechnungen wurde hier verzichtet, denn es versteht sich von selbst, dass die Werte der eingesetzten Parameter höchst unsicher und grob sind. Wir legen auch gar keinen Wert auf die oben wiedergegebenen Zahlen von λ, sie sind hier, zusammen mit einer knappen Diskussion, nur erwähnt, um zu zeigen, auf welche Weise sich an der Basis der Sedimenthaut im Gebiete des Juras und des Mittellandes anomale Porendrucke hätten entwickeln können, und in welchen Grössenordnungen sie sich vielleicht bewegen.

Aber nicht nur eingeschaltete Pelite stellen ein Wasserreservoir zur Entwicklung anomaler Porendrucke in der Evaporitfazies dar, auch Gips speichert in seinem Kristallwasser ungeheure Wasservolumina auf. Nun soll ja primär als Gips ausgefälltes Sulfat schon bei relativ geringer Überdeckung instabil werden und sich in Anhydrit und Wasser verwandeln. Die näheren Umstände dieser Umwandlung in impermeabler Umgebung sind allerdings noch besonders zu untersuchen, aber vielleicht beruht die bekannte Erscheinung, dass Gips als Gleithorizont bei Überschiebungen und Abscherungen dient, mehr auf dieser Fähigkeit der Wasserabgabe als auf seiner Kristallplastizität.

Zusammenfassend lässt sich über die Mechanik der Schubübertragung etwa feststellen, dass sie sowohl durch kristallplastische Schmierung (Salz) als auch durch die Entwicklung anomaler Porendrucke ermöglicht werden konnte. Es ist anzu-

nehmen, dass ausserdem kleinere Gebiete relativ grosser Reibung vorhanden waren, dass aber auch diese Stellen durch die Abscherung überwunden wurden, weil sich durch die Mithilfe der verschiedenen Schmierprozesse die durchschnittliche basale Reibung genügend verminderte. Der Feldbefund an verschiedenen Stellen des Juras beweist, dass die salinäre Trias als Abscherungshorizont gedient hat. Die wohl kaum zu bezweifelnde en-bloc-Verschiebung des Plateaus von Lon-le-Saunier liefert einen Wert der basalen Reibung, der mehr als alle Laboratoriumsmessungen die Bedingungen langsamer geologischer Deformation widerspiegeln dürfte. Im Laboratorium gemessene Werte und theoretische Erwägungen über die Entwicklung anomalen Porendruckes bestätigen ebenfalls, wenigstens der Grössenordnung nach, dass ein Fernschub mechanisch durchaus plausibel ist. Man sollte also nicht mehr von der «mechanischen Unmöglichkeit» des Fernschubs sprechen, es sei denn, dass ganz neue, entscheidende Tatsachen ans Licht gefördert würden.

II. DIE TREIBENDE KRAFT

Der Fernschub an sich ist also möglich, es bleibt aber noch das zweite grundlegende mechanische Problem: eine plausible Kraftquelle zu finden, die diesen Schub auslösen konnte.

Buxtorf (1907) hatte seinerzeit an direkten Schub durch die alpinen Decken gedacht. Seit für diese jedoch die Schweregleithypothese allgemeine Anerkennung erlangt hat, ist eine solche Annahme nicht mehr diskutabel. Lugeon (1941) fasste eine Zeitlang auch für den Jura einen Schweregleitmechanismus ins Auge; da aber in diesem Fall die Abscherungsdecke hätte hangauf gleiten müssen, schien auch diese Möglichkeit wegzufallen.

Nun ist das Hangaufgleiten natürlich kein prinzipieller Grund gegen Schweregleitung. Hat man nämlich eine nach oben konkave Gleitbahn, so kann es ohne weiteres vorkommen, dass die hangende Masse dermassen ungleichmässig verteilt ist, dass sie instabil wird und zu rotieren beginnt, sobald die basale Reibung einen kritischen Wert unterschreitet. Der treibende Motor für diese Rotation ist die Schwere der hangenden Masse, aber selbstverständlich muss bei der Bewegung ein Teil hangauf gleiten. Solche Fälle sind häufig bei natürlichen Erdrutschen, sie treten aber besonders bei künstlicher Überbelastung eines instabilen Baugrundes auf (vgl. z.B. Krynine, 1947, p. 248).

Der Abscherungshorizont für die Juradecke war nun gerade eine solche nach oben konkave Gleitbahn. Ausserdem war die Belastung auf der Alpenseite bestimmt grösser als auf der Juraseite. Eine Rotationsbewegung mit einer Gleitung hangaufwärts gegen den Jura war also qualitativ möglich, es bleibt aber noch zu untersuchen, ob sie es auch quantitativ war.

Als geometrische Grundlage der Diskussion möge das durch Delsberg und die Jungfrau gelegte Profil 1:250 000 zur Geologischen Generalkarte der Schweiz 1 200 000 (Blätter 2 und 6) dienen, siehe Figur 12. Dabei ist zu bedenken, dass seit der Abscherung wohl nur die Nordflanke des Molassebeckens einigermassen ihre Gestalt bewahrt hat (die jüngsten Bohrungen zeigen, dass sie auf dem Profil etwas zu steil gezeichnet ist), während die Südflanke durch das auch nach der Faltung wirksame Aufpressen der Massive wahrscheinlich verändert wurde. Wir sind nicht

in der Lage, die ursprüngliche Gestalt der Bahn und die ursprüngliche Verteilung der hangenden Massen anzugeben, aber es sei wenigstens versucht, eine Anzahl mechanisch möglicher Modelle zu entwerfen und zu untersuchen, ob sie geologisch einigermassen plausibel sind.

Die Stabilität der Abscherungsmassen sei abgeschätzt nach einem in der Erdbaumechanik üblichen Annäherungsverfahren für Gleitbahnen, die nicht allzusehr von der Kreisform verschieden sind, nach der sog. «Slice-Method» (KRYNINE & JUDD, 1957, p. 646). Dabei wird die potentielle Gleitmasse durch vertikale Schnitte in Segmente zerlegt und für jedes dieser Segmente die in die Bahntangente fallende Gewichtskomponente G' bestimmt. Das Gleichgewicht der Kräfte erfordert dann, dass die Summe aller Gewichtskomponenten gleich der basalen Reibung ist: $\Sigma G' = R$. Wenn $|\Sigma G'| < R$, so ist das System stabil, wenn $|\Sigma G'| > R$, so ist es instabil, es tritt Rotation ein.

Die Gleichgewichtsbedingung wurde für vier Variationen des Modelles der Figur 12a untersucht: es wurden spezifische basale Reibungen von 30 kg/cm² und 60 kg/cm² angenommen, und für die Gleitbahn wurde das eine Mal eine Länge von 128 km festgesetzt, was ungefähr der heutigen Geometrie entspricht, wenn man von den Kristallinkeilen am Massivrand absieht, und das andere Mal (nicht illustriert) wurde eine Bahnlänge von 160 km angenommen, was ungefähr dem grössten Querschnitt des Juras im Abschnitt von Besançon, verlängert bis in die Gegend von Martigny, entspricht. Wie oben sei $\varrho\, g = 2{,}3 \cdot 10^3$ dyn/cm³. Dann ergeben sich folgende Werte:

1. Die gegen die Alpen gerichtete Gewichtskomponente wird für alle Fälle $G'_J = 4{,}68 \cdot 10^{14}$ dyn.

2. Die basale Reibung R und die gegen den Jura gerichtete Gewichtskomponente $G'_A = R + G'_J$ werden dann im Gleichgewicht für

$$\begin{aligned}
\tau = 30\ \text{kg/cm}^2,\ x &= 128\ \text{km},\ R = 3{,}84 \cdot 10^{14}\ \text{dyn},\ G'_A = 8{,}52 \cdot 10^{14}\ \text{dyn}\\
x &= 160\ \text{km},\ R = 4{,}8 \cdot 10^{14}\ \text{dyn},\ G'_A = 9{,}48 \cdot 10^{14}\ \text{dyn}\\
\tau = 60\ \text{kg/cm}^2,\ x &= 128\ \text{km},\ R = 7{,}68 \cdot 10^{14}\ \text{dyn},\ G'_A = 12.36 \cdot 10^{14}\ \text{dyn}\\
x &= 160\ \text{km},\ R = 9{,}6 \cdot 10^{14}\ \text{dyn},\ G'_A = 14{,}3 \cdot 10^{14}\ \text{dyn}
\end{aligned}$$

Für alle Varianten bleibt sich die Nordflanke des Molassebeckens gleich, dagegen muss G'_A auf der Südflanke irgendwie, doch in plausibler Weise untergebracht werden. Fig. 12a zeigt, wie die Massenverteilung für die erste Variante etwa aussehen müsste.

Zur Kontrolle wurde die gleiche Berechnung und Konstruktion auch für das durch die Dent de Vaulion und Chamonix gelegte Profil 1:250 000 zu Blatt 5 der Geologischen Generalkarte 1:200 000 durchgeführt (Fig. 12b).

In allen Fällen zeigt sich, dass für $\tau = 30$ kg/cm² nicht unplausible Gesteinsmassen in den Alpen angebracht werden müssen, damit der Sedimentmantel auch bei der heutigen Form der Abscherungsbahn instabil wird. Leider ist sehr wenig Gewisses bekannt über die Entwicklung der Alpen im Jungtertiär, doch ist mit Sicherheit anzunehmen, dass sie im Unterpliozän noch viel weniger erosiv zerfressen waren als heute, dass damals also noch eine viel grössere Last auf der Abscherungsbahn lag, als z.B. die Profile zur Generalkarte für die gegenwärtige Zeit angeben. Für $\tau = 60$ kg/cm² müssen dagegen jeweils derart grosse Massen angebracht werden, dass die Alpen zum himalayanischen Koloss anwachsen würden. Wiewohl die Höhe

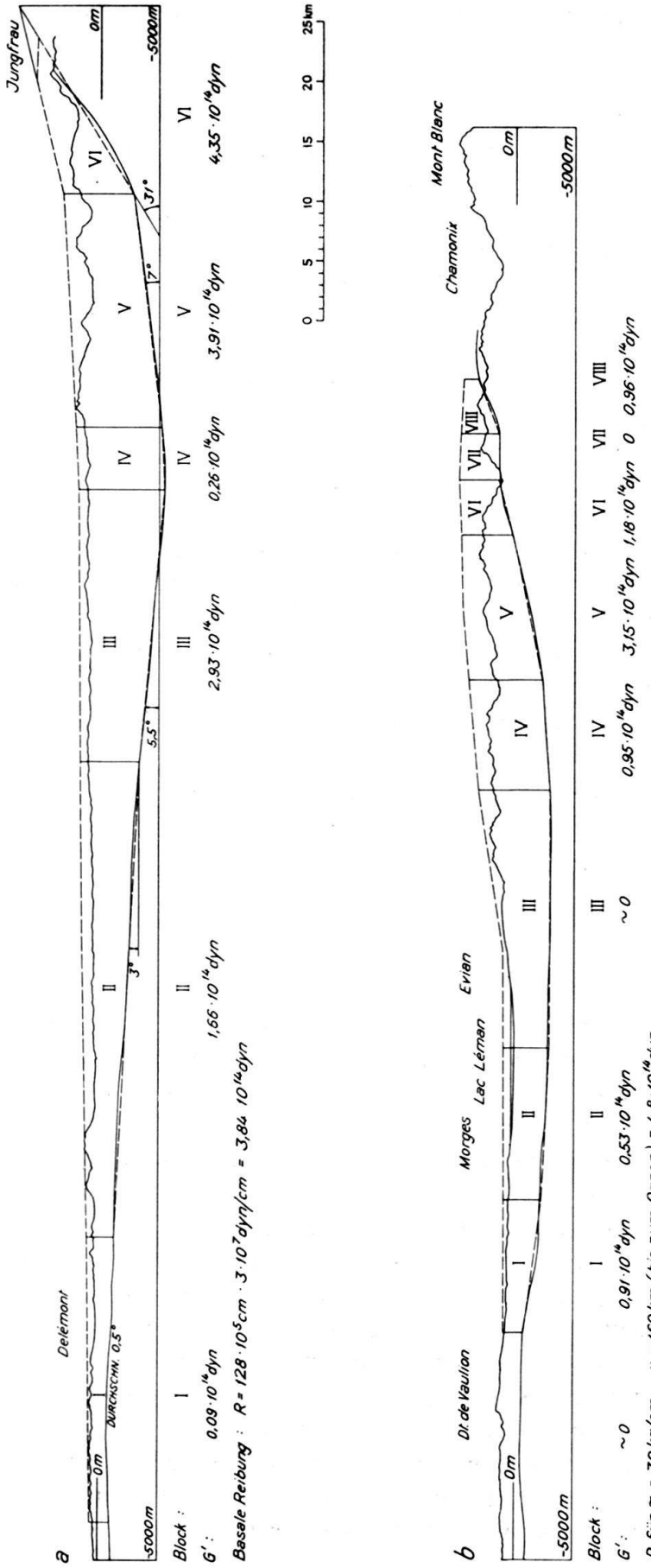

Fig. 12. Die Stabilität des Sedimentmantels über der salinären Trias. a) Profil Delémont–Jungfrau. b) Profil Chamonix–Dent de Vaulion.

des Alpengebirges im Jungtertiär unbekannt ist, so zögert man doch, solche Dimensionen zu akzeptieren.

Eine detaillierte Weiterentwicklung der Modelle von Figur 12 wäre im Augenblick wohl verfrüht; denn um den Zustand zur Zeit der Abscherung zu rekonstruieren, müssen zusätzlich zur Elimination der jungen Erosion auch noch die hangenden Sedimente um ihre jeweiligen Gleitbeträge nach Süden, hangauf, zurückverlegt werden. Ausserdem wurde die basale Abscherungsbahn in den Alpen seit der Jurafaltung in noch unbekannter Weise verbogen. Es ist ja anzunehmen, dass die Gleitmassen – inbegriffen die der alpinen Decken – durch die Bewegungen des Sockels zu gewissen Zeitpunkten in eine instabile Lage gerieten und abglitten, ohne dass dadurch der Fortgang der Sockelbewegungen beeinflusst worden wäre.

Allerdings wurde bei allen diesen Abschätzungen die dritte Dimension ausser Acht gelassen. Sie macht sich jedoch in der Rawildepression störend bemerkbar. Hier ist die Herauspressung der Massive geringer, und deshalb muss auch die Labilisierung des Sedimentmantels durch Versteilung ihrer Nordabdachung geringer sein. Immerhin wurde dieses Manko teilweise wettgemacht durch das Vorhandensein dickerer Deckenmassen, d. h. einer grösseren Überlast.

Die Schweregleithypothese für den Jura ist also der Grössenordnung nach nicht unmöglich. Unter allen Umständen war die Stabilität der Sedimenthaut durch die geringe basale Reibung und die Asymmetrie der Massenverteilung in kritischer Weise reduziert. Es brauchte wohl nur einen nicht allzu grossen zusätzlichen Anstoss, um sie ins Gleiten zu bringen. Solche äussere tektonische Anstösse aber dürfen vorausgesetzt werden. Morcles- und Doldenhorndecke und manche parautochthone und autochthone Falten und Kristallinkeile legen Zeugnis davon ab, dass unmittelbar im Rücken der Abscherungsdecke Schübe aus dem tieferen Untergrund wirksam waren (vgl. p. 111). Auch Vorgänge im penninischen Raum könnten die Stabilität der weiter nördlich gelegenen Sedimenthaut beeinflusst haben.

Als Resultat der Diskussion sei festgehalten, dass Schweregleitung, gekoppelt mit tiefentektonischen Vorgängen auch relativ schwacher Intensität, einen quantitativ möglichen Motor für den Jura-Fernschub darstellt.

D. PALAEOGEOGRAPHISCHE UND STRUKTURELLE ENTWICKLUNGEN IM BEREICH DER SPÄTEREN ABSCHERUNGSDECKE

Im vorhergehenden wurde festgestellt, dass die geometrische Konfiguration des Kettenjuras selbst eine Entstehung durch Fernschub nahelegt, und dass ein solcher Fernschub von den Alpen her mechanisch durchaus möglich ist. Es muss nun aber noch sorgfältig, wenn auch kurz, die entwicklungsgeschichtliche Evidenz für und wider die Möglichkeit eines Fernschubes geprüft werden, und zwar sowohl im Jura als auch im Molassebecken und in den Alpen.

1. Der Jura

Das Juragebiet hat eine komplizierte tektonische Entwicklungsgeschichte. Es ist das Verdienst Auberts (1945, vgl. auch Dreyfuss 1949, 1960), darauf hingewiesen zu haben, dass diese sich schon im Mesozoikum abzuzeichnen begann, indem gewisse mesozoische Fazieslinien mancherorts auffällig parallel zum Gesamtstreichen des Juras verlaufen – wiewohl sie andernorts auch wieder quer dazu gerichtet

sein können. Ob man allerdings aus solchen Parallelismen mit AUBERT auf eine mesozoische Anlage des *Falten*juras schliessen darf, ist eine andere Frage. Wenn man schon eine Korrelation der mesozoischen Faziesverteilung mit der heutigen Tektonik wagen will, so lässt sich doch wohl auch der folgende Gedankengang vertreten:

Die Struktur der gefalteten Sedimenthaut im Jura spiegelt, wenigstens in grossen Zügen, den Bau des darunter liegenden Sockels wider: der Juraplattform, die als Rahmen für die Faltung diente. Möglicherweise hat sich diese Plattform schon im Mesozoikum irgendwie als eine leichte, epirogenetische Wellung abgezeichnet. Die Verteilung der mesozoischen Fazies im heutigen Faltenjura wäre dann als Charakteristikum des Rahmens und nicht einer embryonalen Anlage der Faltentektonik aufzufassen.

Ein extremer Verfechter mesozoischer Embryonaltektonik für den Jura ist CAROZZI (1948), der in der Verteilung von Mächtigkeit und Fazies des Purbeckien sogar eine mesozoische Anlage einzelner Falten erkennt. Jedoch scheint bei näherem Studium der CAROZZIschen Argumente die Grundlage für derart weitgehende Schlüsse kaum genügend.

Soweit wir die Sache zu überblicken vermögen, kann zurzeit von Beweisen für eine mesozoische Embryonaltektonik im Jura kaum die Rede sein. Wohl aber dürfte die mesozoische Faziesverteilung als Ausgangsbedingung für die spätere Faltung eine wichtige Rolle gespielt haben, die mechanischen Eigenschaften der Gesteine sind ja überaus faziesempfindlich. Insbesondere gilt dies natürlich für die Verteilung der salinären Trias. Es ist frappant, wie die Ausdehnung des Faltenjuras an ihre Entwicklung gebunden ist, soweit sich diese aus den vielfach spärlichen Daten festlegen lässt. Nach TRÜMPY (1960) – allerdings «cum grano salis maximo» zu nehmen – könnten die Evaporite des mittleren Muschelkalks auf das Gebiet WNW einer Linie Innertkirchen–Winterthur beschränkt sein. Es ist eine alte Lieblingsidee der Abscherungstheoretiker, dass das Ostende des Faltenjuras mit dieser Grenze zusammenfällt. Besser bekannt als am Ostende ist die Faziesänderung der Trias am Südwestende des Faltenjuras, an der Grenze gegen die Ile Crémieu. In der Bohrung Torcieu SE Ambérieu, in der südwestlichsten Ecke des Faltenjuras, wurde ein mächtiger, gipsreicher, salzführender Keuper durchfahren, in dessen mittlerem Teil Schuppen von unterem und mittlerem Jura auftreten, die einst für marinen Muschelkalk gehalten wurden (DE MARGERIE 1936, p. 1312 ff., THORAL & RICOUR 1950). Dagegen ist die Trias im Lyonnais im allgemeinen grobklastisch, sandig, z. T. auch reduziert, so bei Leyrieu am Rande der Ile Crémieu, wo sie nur 11 m misst (ROMAN 1926, p. 81–87). Ja, sie soll im südwestlichsten Zipfel der Ile Crémieu, bei Chamagnieu-La Verpillière, sogar ganz fehlen, so dass Lias und Bajocien direkt aufs Grundgebirge transgredieren (DE MARGERIE 1936, p. 1340). Diese Übereinstimmung zwischen dem Südwestende des Faltenjuras und dem der gut entwickelten salinären Trias scheint doch immerhin recht bedeutungsvoll.

Die strukturelle Entwicklung im *Alttertiär* war im wesentlichen durch Block- und Zerrtektonik bestimmt, wie schon bei der Besprechung der Sockelgestalt mehrmals hervorgehoben wurde. Besonders wichtig für die Beurteilung der alttertiären regionalen Tektonik ist der Nachweis des grossen Zerrbruchs am Bressegrabenrand. Ausserdem durchschwärmten den Jura Ausläufer des Rheintalgrabens – der ja

ebenfalls ein Zerrgebilde ist – und diese beiden grossen Grabensysteme verbindende Zweigstrukturen.

Regional gesehen war die alttertiäre Tektonik gewiss keine Kompressionstektonik. Dennoch sind verschiedentlich alttertiäre faltenartige Gebilde im Bereich des Juras registriert worden. Bekannt sind seit langem die Querfalten des Delsberger Beckens (LINIGER 1925), aber auch das Adlerhofgewölbe (HERZOG 1956), die Blauen–Landskron-Kette (KOCH 1923, BITTERLI 1945, VONDERSCHMITT & TSCHOPP 1953), das Hochgebiet der Hard bei Eptingen (HAUBER 1960), das Bannégewölbe bei Pruntrut (SCHNEIDER 1960) sollen sich schon im Alttertiär irgendwie abgezeichnet haben. Allerdings können die alttertiären Vorläufer dieser Strukturen auch als einfache Bruchschollen mit Schleppungen gedeutet werden. AUBERT (1958) meldet eine oligozäne Falte aus dem Joux-Tal; in einer späteren Arbeit spricht er sogar von einem «faisceau oligocène» (1959). Alle diese Gebilde sind von geringer Amplitude, wenn man sie mit den jungtertiären Falten vergleicht.

Wie aber bringt man eine regionale Zerrtektonik grosser Amplitude mit mehr lokalen Falten kleiner Amplitude in Übereinstimmung? Die einleuchtendste Erklärung ist sicher jene von VONDERSCHMITT (1942), wonach differentielle Horizontalbewegungen längs Brüchen im Sockel zur lokal begrenzten Abscherung der Sedimenthaut mit disharmonischer Kurzfalten-Bildung geführt haben. Vielleicht haben zudem als Folge der Sockelverstellungen auch schon im Alttertiär lokale Gleitungen über der Trias stattgefunden.

Man könnte nun allerdings versucht sein, aus den Anzeichen differentieller horizontaler Bewegungen im Sockel auf eine differentielle Wanderung der europäischen Kontinentalblöcke gegen das alpine Orogen zu schliessen und darin eine gewisse Evidenz für die UMBGROVEsche Unterschiebungshypothese zu sehen. Allein, es müsste dann auffallen, dass

1. im Alttertiär grosse Sockelbewegungen mit schwachen Deformationen der Sedimenthaut gekoppelt waren, im Jungtertiär dagegen umgekehrt grosse Bewegungen in der Sedimenthaut mit schwachen oder fehlenden Sockelbewegungen.
2. die längste und auffälligste der Gleitschienen für die geforderten, im Jungtertiär beträchtlichen horizontalen Differentialbewegungen, der Bressegrabenrand, mehr oder weniger parallel zu den Falten verläuft. Reine Horizontalverschiebungen im Sockel können aber dieses Verhalten der Sedimenthaut nicht hervorrufen, es müssten schon zusätzliche, grössere, quergerichtete Bewegungen angenommen werden (vgl. auch Überschiebung von Lons-le-Saunier). Dies würde aber eine jungtertiäre Herauspressung des Juras gegenüber der Bresse bedeuten, was nicht festzustellen ist.

Vergleicht man also alttertiäre und jungtertiäre Tektonik, so zeigt sich, dass die einzige Übereinstimmung darin besteht, dass auch im Alttertiär eine gewisse, wenn auch ungleich schwächere Faltung stattfand. Was in beiden Fällen gleich ist, das ist die Sedimenthaut, die durch eine ausgezeichnete Schmierschicht vom Sockel getrennt und deshalb eminent faltbar ist. Der die Faltung erzeugende Prozess ist jedoch gänzlich verschieden. Wollte man also in diesem Fall von Embryonaltektonik und frühen Faltungsphasen sprechen, so hätte diese Bezeichnung rein geographische und nicht genetische Bedeutung: der ältere Prozess hat sich zwar am gleichen Ort abgespielt wie der jüngere, doch haben sie weiter nichts gemein.

Von grösseren Bewegungen wurde das Juragebiet auch im *Miozän* erfasst. Diskordante Auflagerung miozäner Sedimente ist häufig. Die unmittelbarste und eindrücklichste Kunde davon gibt BUXTORF (1916, p. 195) in der Beschreibung des Hauenstein-Basistunnels. Südlich der Vorfalte des Sprüsels, im nördlichen Randgebiet des Juras, das gewöhnlich als «gefalteter Tafeljura» bezeichnet wird, war im Tunnel eine Diskordanz von 20° aufgeschlossen zwischen dem Mesozoikum und vermutlich dem Tortonien angehörenden Schichten, offenbar auf dem Apex einer gegen SE gekippten antithetischen Bruchscholle. Auch oberflächlich lassen sich hier unregelmässige Auflagerungen des Tertiärs im Bereich des Sprüselgewölbes selbst und besonders im westlich davon gelegenen Gebiet der Hard (HAUBER 1960) erkennen. Allerdings ist die Frage noch nicht entschieden, ob hier die basalen roten Mergel eozänen oder tortonen Alters sind (vgl. S. 256). In diesen Fällen lässt sich natürlich nur entscheiden, dass die Bewegungen prä-obermiozän sind.

Auffällig sind sodann die Lagerungsverhältnisse des Miozäns im Gebiet des Delsberger Beckens und seiner Umgebung. Das Muschelagglomerat von Mettemberg (Helvétien) nördlich des Beckens liegt auf Kimmeridgien, analoge Bildungen im Becken selbst ruhen ca. 200 m mächtigem Oligozän (zuoberst Chattien) auf (LINIGER 1925). Solches dürfte primär bei Mettemberg ebenfalls vorhanden gewesen sein, wenn auch nicht in dieser Mächtigkeit. Hier bezeugen also die Verhältnisse eine postchattische, prähelvetische Bewegung von bedeutender Intensität.

Alle diese Diskordanzen liegen im Bereich der Mont Terri-Linie, die von F. HOFMANN (1955) nach Osten in den Abbruchrand seines Thurgrabens verlängert wird. Er weicht dabei von der Interpretation GRETENERS (1954) ab, der auf Grund von Schweremessungen die Lägernkette gegen Osten, unter der Molassebedeckung, nicht fortsetzen, sondern sie nach Norden abschwenken lassen will. HOFMANN schliesst aus dieser regionalen, über das Kettengebirge hinaus verfolgbaren Ausdehnung der Mont Terri-Linie, dass diese einer kontinuierlichen, ins Kristallin hinabreichenden Scherfläche entspricht.

Nach unserm Gefühl sollte dieser Schluss allerdings etwas gemildert werden, da die Mont Terri-Linie ja etwas recht Heterogenes zu sein scheint, eine mehr oder weniger lineare Anordnung von eher kleinen Sockelstörungen und Flexuren wechselnden Versetzungssinnes. Schon auf S. 232 wurde bemerkt, dass die Mont Terri-Linie im östlichen Jura durch Abschiebung des Südschenkels charakterisiert ist, vielleicht auch stellenweise durch besonders intensive Südkippung antithetischer Bruchschollen wie südlich des Sprüsels, und dass bei der Faltung keine Reaktivierung der Sockelstörung im umgekehrten Sinne festzustellen ist. Sie verhielt sich bei der Jurafaltung passiv und hat weiter nichts mit dieser zu tun, als dass sie eine geometrische Randbedingung, einen Rahmen für die spätere Faltung darstellte. Dasselbe dürfte auch für die andern miozänen Strukturen im Jura zutreffen. Nirgends findet sich ein Beweis für echte Embryonaltektonik. Insbesondere gilt dies auch für die Diskordanzen im Miozän der Mulde von Court (SCHLAICH, VOGEL 1934, ROTHPLETZ 1933), die manchmal als Anzeichen für Vorläufer der Jurafaltung angesehen werden.

Während des ganzen Tertiärs war also der Jura Schauplatz tektonischer Aktivität. Diese weist jedoch andere Züge auf als die spätere Faltung. Manche ihrer Strukturen wurden während der Jurafaltung reaktiviert und spielten dabei bedeu-

tende Rollen – allerdings nur in der Sedimenthaut, während der Sockel sich offenbar passiv verhielt. Die damit verknüpften Probleme sollen im Abschnitt über Kinematik näher untersucht werden, insbesondere die Frage, warum durch diese präexistente, autochthone, lokal die Sedimenthaut mit dem Sockel verzahnende Tektonik die Abscherung nicht verunmöglicht wurde.

Endlich hat für den Zeitabschnitt der Faltung selbst die exakte Datierung und die Frage der Faltungsphasen zu vielen Kontroversen Anlass gegeben. Vor allem stehen sich bekanntlich zwei Meinungen schroff gegenüber – nebst mehreren Abarten. Für die einen ist die Jurafaltung postpontisch und im wesentlichen einphasig. Für die andern – im Augenblick die überwiegende Mehrheit – ist sie zweiphasig, und zwar fand die Hauptfaltung schon vor dem Pontien statt. Dieser präpontischen Hauptfaltung folgten eine Nivellierung regionalen Ausmasses auf ein tiefstes Niveau , über welches die Vogesenflüsse ihre Schotterlast nach Süden trugen, und eine zweite Faltungsphase viel geringerer Intensität, in der die Peneplain gehoben und leicht verfaltet wurde. Die für und wider die verschiedenen Ansichten ins Feld geführten Indizien sind sehr subtiler Art und im allgemeinen prima facie nicht brauchbar. Das gilt vor allem für die morphologischen Argumente. Wie entstanden die Einebnungs- und Vergreisungsflächen im Jura? Sind sie durch Flüsse gestaltet worden, die das Gebirge auf das regional tiefste Niveau abtrugen, und haben sie die heutige Gestalt und Lage durch sekundäre tektonische Wellung und Hebung erhalten? Oder sind sie mehr lokal vergreiste Oberflächen, deren Wellungen und relative Hochlagen primäre Relikte sind? Aber auch die stratigraphische Evidez ist mehrdeutig, da sie auf dem Verhalten loser Schotter fusst, die durch mancherlei Agentien sekundär verschleppt werden konnten. Darf man lose Gerölle als in situ verarmte Schotter auffassen? Darf man ihre Auflagerungsfläche jener der in primärer Lagerung befindlichen Schotter gleichsetzen? Der Schreibende hat die neuesten vorgebrachten Argumente auch im Felde wiederholt abgewogen und ist trotz der heute herrschenden Meinung (Tschopp, Diebold 1960) zur Ansicht gelangt, die Hauptfaltung sei postpontisch, und es stünden der Annahme einer Peneplainisierung durch Flüsse mit nachfolgender tektonischer Verbiegung in einer zweiten Phase grosse Schwierigkeiten im Wege. Es ist hier aber nicht der Ort, diese strittigen Punkte von neuem im Detail zu analysieren, das müsste in einer besonderen Abhandlung geschehen. Hingegen interessiert die Frage: Wie stellt sich die Fernschubhypothese zu diesem Problem?

Es besteht kaum eine Meinungsverschiedenheit darüber, dass fast die ganze tangentielle Verkürzung, d.h. fast der ganze Nordschub der ersten Phase angehört (für neueste Daten s. Diebold 1960). Dabei wäre das ganze Molassebecken um einen Betrag von 10 bis 20 km hangauf gestossen worden. Diese Verschiebung bedeutet aber zugleich eine vertikale Hebung der Oberfläche um $\Delta h = \Delta x \cdot \mathrm{tg}\,\alpha$, wo α, die Neigung der Abscherungsbahn, im allgemeinen am Jurainnenrand besonders ausgeprägt ist (vgl. Fig. 13). Schon aus diesem Grunde musste der südlichste Faltenstrang, der aus dem Bereich dieser relativ steilen Zone stammt, zu beträchtlichen Höhen emporgeschoben werden: die numerische Abschätzung ergibt eine relative Hebung von über 1000 m. Die Oberfläche des Molassebeckens selbst hob sich vermutlich um mehrere hundert Meter, während die relative Hebung für die

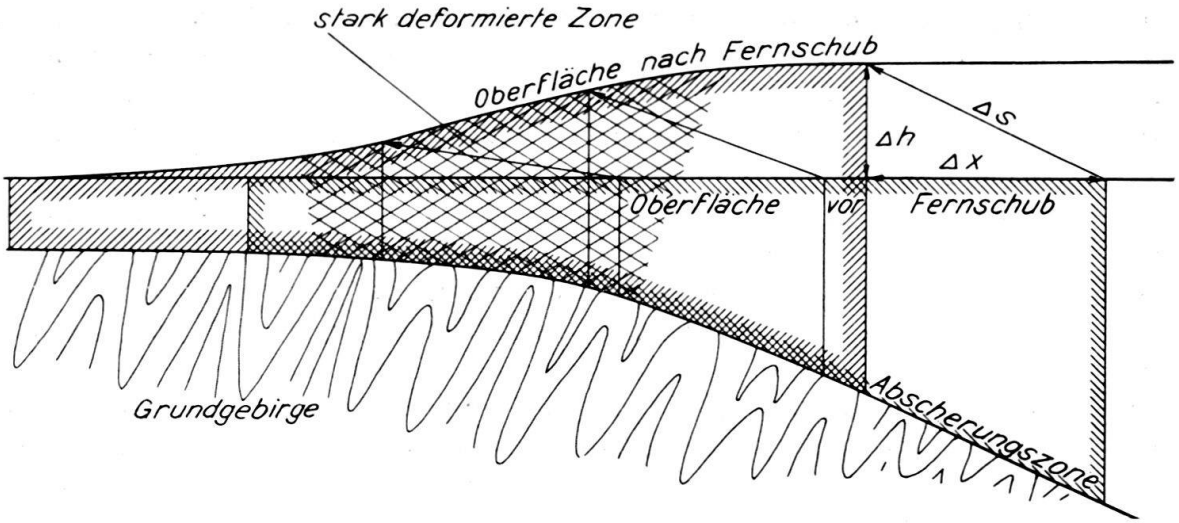

Fig. 13. Hebung der Oberfläche von Jura und nördlichem Molassebecken durch Hangaufstossen der sich nach Süden verdickenden Sedimentserie

Tafeln und Becken des nördlichen Juras im allgemeinen bestimmt bescheiden war, wohl meist keine 100 m betrug. Diese Oberflächenhebung erfasste also auch die ungefalteten Gebiete, ihr überlagern sich natürlich noch die durch Faltung bedingten lokaleren Bergstränge. Alles in allem muss deshalb die Oberflächengestalt im Bereich des Juras ungefähr so ausgesehen haben, wie sie auf Figur 13 schematisch dargestellt ist: das regionale Tief liegt am Nordfuss und Westfuss des Faltenjuras, gegen Süden zu folgen einige mehr lokale Faltenriegel, die das Tief von den nur wenig höheren nördlichen Becken und Tafeln trennen, dann aber steigt die Oberfläche rapid an, und zwar sowohl über den Antiklinalen wie in den Mulden. Der innere Faltenstrang stellt einen mächtigen topographischen Riegel dar, in dem auch die Mulden das regionale Tief um an die 1000 m überragen. Südlich dieses Riegels, im Molassebecken, fällt die Oberfläche wiederum leicht ab, doch liegt sie immer noch mehrere hundert Meter höher als das regionale Tief.

Nun aber verlangt die Ansicht, die Hochfläche der Freiberge sei durch fluviatile Peneplainisierung und nachträgliche Hebung und Wellung entstanden, dass alle diese Riegel, namentlich auch die südlichen Ketten wie Sonnenberg und Chasseral, diesem Prozess unterworfen gewesen wären (vgl. z.B. Suter, Fig. 5). Wie soll man sich aber vorstellen, dass die Vogesenflüsse gegen dieses regionale Gefälle angekämpft und es in kurzer Zeit überwunden und eingeebnet hätten? Es war ja nirgends im Süden eine Senke, in die sie hätten einmünden können. Wo hätten sie die Energie hernehmen sollen, um nach Überwindung des bescheideneren nördlichen Juras auch noch den mächtigen Riegel des südlichen Juras niederzuschleifen?

Die Auffaltung des Juras verlangte doch bestimmt eine Neuorientierung der gesamten Hydrographie. Zuvor bestand im Bereich des späteren Faltenjuras eine regionale Senke, in welche die Schwarzwaldflüsse die Gerölle der Juranagelfluh und die Vogesenflüsse jene der Dinotheriensande (Liniger, 1925) einschwemmen konnten. Durch die Faltung wurde diese regionale Senke verbarrikadiert, eine neue entstand am Nordfuss des Juras. Die pontischen Vogesenflüsse des Bois de Raube und von Charmoille entwässerten noch in das alte Tief, sie gehören noch der Epoche der

Juranagelfluh-Schüttung an, sie sind älter als die Faltung. So wenigstens möchte man von der Fernschubhypothese und überhaupt vom regionalen Standpunkt aus urteilen. Dieses Urteil wird noch wesentlich gestützt durch die Verhältnisse am Rand des Bressegrabens. Die grossen tangentiellen Überschiebungen und Schuppungen sind hier postpontisch, und zwar sowohl im Süden bei Ambérieu (BOISTEL 1894, VINCIENNE 1932) als auch in der Gegend von Lons-le-Saunier (RICOUR 1956). Eine Peneplainisierung zum regionalen Tief der Bresse hat hier weder vor der Faltung noch nachher stattgefunden, das geht eindeutig aus den Bohrbefunden hervor: die Schubbahn ist hier fast eben, es konnte durch die Tangentialbewegung keine wesentliche Denivellierung bewirkt werden. Der Höhenunterschied von 500 bis 600 m zwischen der Basis des postpontischen Pliozäns der Bresse und der Oberfläche des Plateaus von Lons-le-Saunier muss also schon vor der Faltung bestanden haben.

Dieser allzuknappe regionale Überblick über das Problem der Faltungsphasen und verwandter Fragen muss hier genügen. Er möge gezeigt haben, wie nötig eine Neubearbeitung der Morphogenese des Juragebirges ist, wie nötig vor allem auch die Berücksichtigung von Argumenten ist, über die im allgemeinen hinweggegangen wird.

2. Das Molassebecken

Über die Entwicklung des schweizerischen Molassebeckens ist man zurzeit nur schlecht unterrichtet. Über Bohrergebnisse und geophysikalische Untersuchungen, besonders seismische, ist nur wenig publiziert worden. Man ist deshalb weitgehend auf Vermutungen und Analogieschlüsse angewiesen, wobei besonders die Verhältnisse im württembergisch–bayrischen Molassebecken wichtig sind, die durch die Ölsuche recht gut bekannt geworden sind (vgl. z.B. HEERMANN 1954).

Schon aus der Diskussion über die Gestalt des Sockels (p. 229 und Fig. 1) ging hervor, dass das Molassebecken neben dem Rheintalgraben und dem Bressegraben die dritte der im wesentlichen alttertiären Großstrukturen ist, welche als ein Kranz von Senken die Juraplattform umgeben. Wie diese alttertiäre Großstruktur im einzelnen ausgestaltet ist, entzieht sich unserer Kenntnis, doch darf angenommen werden, dass kleinere Bruchstrukturen vorhanden sind, wie z.B. Ausläufer des Vallorbe–Pontarlier-Bruches oder der Raurachischen Senke, d.h. des Rheintalgrabens (vgl. VONDERSCHMITT & TSCHOPP 1953). Vielleicht existieren auch normale und antithetische Abschiebungen prä-helvetischen Alters wie im bayrisch-württembergischen Becken, oder auch jüngere wie im Bodenseegebiet. Die grossen Mächtigkeiten des Rupélien und des Chattien in den Schuppen der subalpinen Molasse zeigen, dass sich der Südteil des Beckens im Alttertiär besonders stark gesenkt hat, und der Verdacht ist nicht unberechtigt, diese Senkungszone sei vielleicht durch Brüche oder Flexuren begrenzt gewesen. Dieses Bild entwirft z.B. SCHUPPLI (1952). Solche Verhältnisse sind auch aus verschiedenen Erdölbecken bekannt geworden (z.B. in Ostvenezuela, siehe BANKS & DRIVER 1957). Immerhin machen die heute bekannten Tatsachen die Existenz von Brüchen grösseren Ausmasses nicht notwendig, mässige Versteilungen im Nordschenkel des Troges würden genügen, um diese Mächtigkeitszunahme zu bewirken. Brüche grosser Sprunghöhe würden natürlich die Abscherung behindern; liessen sie sich nachweisen, so wären sie Evidenz gegen

die Abscherungshypothese. Kleinere Brüche hingegen, insbesondere solche, deren Sprunghöhe geringer als die Mächtigkeit der evaporitreichen Trias ist, könnten vielleicht die basale Reibung etwas erhöhen, ohne aber der Abscherung ernstlichen Widerstand zu bieten. Die Sprunghöhen der prähelvetischen Abschiebungen im ostbayrischen Molassebecken bewegen sich in der Grössenordnung von 100 bis 200 m. Solche Brüche dürfen als für die Abscherung überwindbar betrachtet werden, besonders wenn der Sedimentmantel dick ist und eine zeitweise Erhöhung der Kompressionskraft aushält.

Zu diesen alttertiären und prähelvetischen Störungen gesellen sich noch die von Hofmann (1955) und Pavoni (1956) festgestellten jungtertiären, z.T. wohl postpontischen Zerrbrüche im ostschweizerischen Molassebecken. Auch ihre Sprunghöhe ist im allgemeinen gering, jedenfalls weniger als 200 m. Ihr Alter scheint mehr oder weniger das der Jurafaltung zu sein – eine Tatsache, die besonders im Hinblick auf die östliche Begrenzung der Abscherungsdecke und ihre Kinematik im allgemeinen Beachtung verdient, wie auf S. 267 näher dargelegt wird.

3. Die Alpen

Das nördlichste alpine Element, der Gürtel der subalpinen Molasse, ist für die Fernschubhypothese von kritischer Wichtigkeit. Die Überschiebungen und Schuppenbildungen in dieser Zone sind bestimmt jungtertiär, doch wohl nicht jünger als die Jurafaltung. Wenn also die mächtigen Nagelfluhschuppen in der Tiefe wurzeln, im kristallinen Sockel, wie heute von vielen angenommen wird, so war dem Fernschub ein unüberwindlicher Riegel gestossen. Aber worauf basiert eigentlich die Annahme, die subalpine Molasse sei ein autochthones, durch die Tiefentektonik bestimmtes Element? Direkte Evidenz besteht jedenfalls nicht, und das intuitive Argument, die mächtigen kompetenten Serien könnten unmöglich von den schwachen alpinen Decken abgeschürft worden sein, darf in der Geologie nicht schwer wiegen. Für Lugeon & Gagnebin (1941) ist der Beweis für eine autochthone Tiefentektonik stratigraphisch: Die Préalpes hätten ihre heutige Lage schon im Stampien erreicht, sie könnten also unmöglich im Jungtertiär die subalpine Molasse abgeschürft haben. Auch dieses Argument fällt jedoch dahin, da sich die These von der oligozänen Mise-en-place der Préalpes kaum halten lässt (s. u., vgl. vor allem auch Trümpy & Bersier 1954). Andere argumentieren, das Südfallen der Schubbahnen an der Stirn der Decken sei ungefähr parallel dem der subalpinen Molasse, es sei offenbar ein sekundärer Effekt, hervorgerufen *durch* die Überschiebungen in der subalpinen Molasse. Diese müsse also nach der Mise-en-place deformiert worden sein, ihre Bewegungsbahnen müssten deshalb vom Sockel ausgehen (Umbgrove 1950, p. 66). Insbesondere sei dieses Südfallen widersinnig, wenn die Decken durch Schweregleitung an ihre heutige Stelle gelangt seien. Aber auch diese Argumente sind doch wohl nicht stichhaltig. Bei Schweregleitung ist eine gekrümmte Gleitbahn die Regel, wie schon auf S. 251 dargelegt. Die gleitenden Massen rotieren, wobei der frontale Teil hangauf gestossen wird. Das Südfallen der Molasseschuppen kann auf eben diese Rotation zurückgeführt werden. Die sozusagen klassische Anschauung, dass die Molasseschuppen auf den Grisigermergeln abgeschert worden seien, lässt sich zwanglos mit den modernen Anschauungen verbinden, wonach die alpinen Decken ihre gegenwärtige Lage durch Schweregleitung erreicht hätten. Die Ab-

scherung der gewaltigen kompetenten Nagelfluhmassen in den Grisigermergeln bietet keine mechanischen Schwierigkeiten, sobald man die Porendruckhypothese zuhilfe nimmt: das Vorhandensein einer mächtigen impermeablen Serie an der Basis einer rasch zusammengeschütteten, mehrere tausend Meter dicken Sedimentmasse relativ jungen Alters, die zudem noch einseitig von beträchtlichen alpinen Gleitmassen belastet wurde, ergibt eine beispielhafte Voraussetzung für die Entwicklung anomaler Porendrucke und dadurch provozierter Abscherung und Rotation.

Noch andere Erklärungen für die Gleichsinnigkeit von Alpenrand und subalpiner Molasse sind vorgeschlagen worden. Für ARNOLD HEIM (1906, 1932) war der Gürtel der subalpinen Masse schon vor der Mise-en-place der Decken als Gebirge vorhanden; dieses bildete ein starres Hindernis, an dem die Decken aufbrandeten. Die HEIMsche Argumentation wurde jedoch durch spätere detaillierte Arbeiten (RENZ 1932, HABICHT 1945) in wesentlichen Punkten widerlegt.

Es stehen somit unseres Wissens der alten Auffassung von BUXTORF (1910, 1916) und BAUMBERGER (1931) keine Hindernisse im Wege, es ist anzunehmen, dass das Vorbranden der Decken und die Aufschiebung der subalpinen Molasse gleichzeitig stattfanden, und zwar im Obermiozän bis Unterpliozän, ungefähr zur Zeit der Jurafaltung. Ein wichtiges Argument für diese Anschauung ist zudem, dass der Gürtel der subalpinen Molasse im Südwesten mit den Überschiebungsmassen des Chablais sein Ende nimmt. Hier zeigt sich deutlich, dass das Aufschürfen der Molasse durch die Decken bedingt ist. Wäre dem nicht so, wäre die subalpine Molasse ein präexistentes Hindernis gewesen, so wäre nicht einzusehen, wieso die Decken nicht nach Aussetzen dieses Hindernisses besonders weit ins Vorland vorgestossen wären, anstatt – was sie tatsächlich tun – besonders weit im Hinterland zurückzubleiben. Ganz allgemein widerspricht das Zusammenfallen von subalpiner Molasse und Rand der Deckenmassen – die ja sicher ein oberflächliches Phänomen sind – der Annahme, die subalpine Molasse habe ihre eigene Sockeltektonik. Wäre dies der Fall, so müsste doch irgendwo die Unabhängigkeit dieser so gänzlich verschiedenartigen tektonischen Elemente zutage treten.

Die alte Ansicht von BUXTORF und BAUMBERGER, dass die subalpine Molasse durch die nach Norden vordringenden Decken von der Unterlage losgeschürft und gegen Norden aufgeschoben wurden, wird also von allen bisher vorgebrachten Meinungen den Tatsachen am besten gerecht.

Nächst der subalpinen Molasse sind die alpinen Decken für die Fernschubhypothese wesentlich, besonders ihre Mise-en-place. Die bedeutende Rolle der Deckenmassen als treibender Motor der Jurafaltung ist schon auf S. 252–254 näher untersucht worden. Hier interessiert vor allem die Frage der zeitlichen Korrelation zwischen den verschiedenen Vorgängen. Diese Frage ist schon bei der Besprechung der subalpinen Molasse einigermassen entschieden worden: die letzten grossen Bewegungen der Deckenmassen fanden jedenfalls nach dem Tortonien statt, sie sind ungefähr gleich alt wie die Jurafaltung. Nun ist nach den oben skizzierten mechanischen Erwägungen der treibende Motor für den Fernschub teils in der Überlastung der nördlichen Massivabdachung durch alpine Deckenmassen zu suchen, teils in der Versteilung und Hebung dieser Abdachung durch die Aufpressung der Zentralmassive, und teils im Zusammenschub, den diese Massive erfuhren, und der sich

kundtut in ihren Kristallinlappen und -keilen, ihren Sedimentkeilen und den liegenden Falten der Morcles–Doldenhorn-Decke. Wollte man die zeitliche Korrelation zwischen den Vorgängen im Jura und denen in den Alpen vollständig und zwingend darstellen, so müssten zuerst der Ablauf der tektonischen Aktivität in den Massiven und der Fahrplan der Mise-en-place der Decken in grossem Detail ausgearbeitet werden. Leider sind aber gerade in dieser Hinsicht die geologischen Daten sehr mangelhaft, man ist auf recht spekulative Kombinationen angewiesen, wie sie etwa von LUGEON & GAGNEBIN (1941) versucht worden sind.

Immerhin sei eine spezielle Möglichkeit diskutiert, die vom Standpunkt der Fernschubhypothese besonders attraktiv erscheint, obschon sie gewiss nicht die einzige mit ihr verträgliche ist. Man geht dabei von folgenden Überlegungen aus. Fernschub verlangt irgendwo eine dem Schubbetrag von 10 bis 20 km entsprechende Lücke im autochthonen Sedimentmantel, eine Tatsache, die von verschiedenen Autoren gegen die Fernschubhypothese ins Feld geführt wurde, weil keine solche Lücke vorhanden sei. Nun könnte diese an sich ja unter den Deckenmassen verborgen sein, aber eine solche Flucht ins Unbekannte ist gar nicht nötig, denn die geforderte Lücke ist an verschiedenen Stellen aufs schönste aufgeschlossen und deshalb auch schon lange bekannt. Am auffälligsten ist sie wohl an der Basis der Morclesdecke zwischen Saillon und Morcles (LUGEON 1914, 1937), wo ihre Ausdehnung über 10 km beträgt. Im Südosten ist die Lücke begrenzt durch die Wurzelzone, im Nordwesten durch das sog. Autochthon von Morcles–St-Maurice, wobei dieses jedoch so unregelmässig gebaut ist, dass es sich gut um einen parautochthonen Fetzen handeln könnte, so dass die Lücke möglicherweise noch bedeutend grösser ist. Eine zweite, wohlbekannte Lücke findet sich im autochthonen Sedimentmantel des Gasterntals an der Basis der Doldenhorndecke (BUXTORF & TRUNINGER 1910, p. 176). Diese beiden Vorkommen lassen sich ohne weiteres unter den Deckenmassen des Rawilgebietes hindurch verbinden.

Gegen Süden geht die Basis der Doldenhorndecke in die Kristallinmassen im Hangenden des Jungfraukeils über. Dieses Kristallin bildet zugleich den Kern der tiefsten Falte der Doldenhorndecke (BUXTORF & TRUNINGER 1910, Profiltafel, und KREBS, 1925). Damit aber, so möchte es scheinen, müsste der Jungfraukeil selbst mit seiner ausserordentlich reduzierten Sedimentfüllung einen Teil der Lücke im Sedimentmantel darstellen. In der Tat müssen aus diesem Sedimentkeil enorme Massen von mesozoischem Gestein ausgequetscht worden sein. Wo sind sie hingelangt? Weiter südlich gelegene Keile sind offenbar der Ursprung der Doldenhorndecke, eine entsprechende Decke, die aus dem Jungfraukeil hervorgegangen wäre, ist jedoch nicht bekannt. Man mag entgegnen, der Jungfraukeil enthalte alle stratigraphischen Elemente (s. COLLET 1947), von einer Lücke könne infolgedessen nicht die Rede sein. Nach unsern eigenen, im Felde gesammelten Erfahrungen befinden sich jedoch diese Elemente in derart chaotischer Lagerung, dass ebensowenig von einer intakten Sedimenthülle gesprochen werden kann. Es scheint vielmehr, als seien unter der sich vorschiebenden Doldenhorndecke einige Fetzen der Sedimenthülle zurückgeblieben, analog den parautochthonen Fetzen an der Basis der Morclesdecke, und seien dann zu einem dünnen, chaotisch struierten Sedimentkeil ausgewalzt worden. Diese Interpretation würde also das aus dem Keil ausgequetschte Sedimentvolumen einem Teil der Abscherungslücke gleichsetzen.

Aus dieser Deutung der Beobachtungen ergibt sich dann eine einfache, mit der Jurafaltung korrelierbare Folge von Ereignissen in den Alpen. Im Pliozän wären die Massive zusammengestaucht worden, und die Morcles- und Doldenhorndecke wären samt ihren kristallinen Kernen – wenn man so sagen darf – nach Norden über die sich gleichzeitig aufbäumenden Massive der Aiguilles Rouges und des Gastern-Rottal-Kristallins vorgepresst worden. Die Aufbäumung der Massive verlieh dem Südschenkel der Abscherungsdecke die nötige Höhe und Steilheit, um sie in ein sehr labiles Gleichgewicht zu versetzen, so dass es nur noch eines relativ geringen Anstosses bedurfte, um sie in Bewegung zu versetzen. Dieser Anstoss ging sozusagen gleichzeitig aus von den über die nördlichen Massivteile hinaufgepressten südlichen Massivteilen und ihren Sedimentmassen, der Doldenhorn- und der Morcles-Decke.

Die geologischen Verhältnisse in den Alpen sind kompliziert und gewiss nicht leicht und in zwingender Weise zu deuten, aber man darf wohl kaum behaupten, dass sie der Fernschubhypothese widersprechen.

E. DIE KINEMATIK DER ABSCHERUNG

Wenn man sich durch die bisher vorgebrachten lokalgeologischen, mechanischen und palaeogeographischen Argumente hat überzeugen lassen, dass nach heutigem Wissen die Fernschubhypothese eine gewisse Berechtigung hat, so wird man weiterhin versuchen, die Gesamtstruktur des Juras mit ihren mannigfaltigen Besonderheiten in ihrem Lichte zu verstehen. Diese Struktur muss sich dann als Produkt der Abscherung und der präexistenten Tektonik erkennen lassen, ein Gedanke, der schon von Amsler (1926) klar formuliert wurde. Dabei sind allerdings verschiedene kinematische Probleme zu lösen. Erstens ist zu erwägen, welche kinematischen Notwendigkeiten sich aus der seitlichen Begrenztheit des Faltenjuras sowie aus den extrem divergenten Streichrichtungen seiner Faltenbündel ergeben – ein Problem, das sich als solches *flächenmässiger Kinematik* bezeichnen lässt. Zweitens ist rein *profilmässig* zu bestimmen, in welcher Weise es der Abscherungsdecke möglich war, präexistente Sockelsprünge von beträchtlicher Grösse zu überwinden.

1. Flächenmässige Kinematik

Der Jura war vor der Faltung, wie oben schon mehrmals festgestellt, eine in Schollen zerlegte Plattform, die rings von grösseren Depressionen umgeben war. Für die Abscherungsbewegungen bestand deshalb ein ausgeprägter *Rahmen*, der das kinematische Gesamtbild bestimmen musste, und es waren Schienen vorhanden, längs denen die Bewegungen vorzugsweise ablaufen konnten. Man muss deshalb von vornherein eine ausgesprochene Rahmen- und Schienentektonik erwarten. In dieser Art von Tektonik ist vor allem eines von grundlegender Bedeutung: Die Richtung der Faltenachsen ist im allgemeinen nicht senkrecht zur Richtung des Massentransportes. Es ist durch unzählige Beispiele erhärtet, dass, wo Schienen vorhanden sind, die Gesamtbewegung in Komponenten zerlegt wird. Eine erste Bewegungskomponente ist längs der Schienen gerichtet und bewirkt horizontale Transversalverschiebungen, eine zweite verläuft quer zu den Schienen und führt zu Stauchung und Faltung. Der Schreibende hat sich seinerzeit mit einem mehr lokalen Beispiel für diese Zerlegung am Westrand des Delsberger Beckens befasst (Laubscher

1948). Dort spielte sich die Transversalverschiebung längs eines NNE gerichteten präexistenten Bruches ab, die dazu senkrechte Stauchung bewirkte die Caquerelle-Antiklinale. Was aber für diese einzelne Antiklinale gilt, das kann auch die Entstehung ganzer Faltenstränge bestimmt haben. Diese Ansicht drängt sich für den Jura mit seinen extrem divergenten Faltenbündeln geradezu auf: eine Kinematik, bei der die Bewegung eines Punktes der Abscherungsdecke bezüglich des Sockels überall senkrecht zu den lokalen Faltenachsen verläuft, ist unmöglich. Anderseits sind die divergierenden Faltenstränge ganz eindeutig durch präexistente Störungen – also Schienen – bestimmt; dies ist schon AMSLER (1926) aufgefallen.

Es ist hier nicht der Ort, die Kinematik der Jurafaltung im einzelnen durchzuanalysieren. Die hier gestellte Aufgabe beschränkt sich darauf, sie im grossen abzuklären und allgemeine wegleitende Regeln aufzustellen für die Bewegungen in kleineren Bereichen. Dazu wählt man als Ausgangspunkt am besten den mächtigsten Faltenstrang des Kettenjuras, den Faisceau Helvétique. Das damit assoziierte Rahmenelement im Sockel ist die schwache Flexur, die die Juraplattform im SE begrenzt und ins Molassebecken überleitet. Der Faisceau Helvétique gibt wohl am ehesten die Richtung des Massentransportes wieder; denn das assoziierte Rahmenelement bedeutete zwar eine geometrische Unregelmässigkeit in der Schubbahn, welche den basalen Widerstand lokal erhöhte und eine Stauung der Schubmasse bewirkte, doch ist es keine ausgesprochene Schiene zur Zerlegung der Bewegung in Komponenten. Ausserdem ist es ungefähr parallel zu den Massiven und zum SE-Schenkel des Molassebeckens, also senkrecht zu den mutmasslichen treibenden Kräften. Man ist deshalb fast zur Annahme gezwungen, die Abscherungsdecke sei nach Nordwesten geglitten, wenigstens in ihrem zentralen Abschnitt zwischen dem Bielersee und dem Südwestende des Genfersees. Daraus folgt dann aber sozusagen zwangsläufig, dass benachbarte divergierende Faltenbündel eine Bewegungskomponente in der Streichrichtung, d.h. eine streichende Horizontalverschiebungskomponente erhalten müssen. Der Faisceau Lédonien z.B. muss neben der manifesten Stauchungskomponente, die senkrecht zum Rahmenelement des Bressegraben-Randes gerichtet ist, auch noch eine NNE gerichtete Komponente aufweisen, die parallel zum Rahmenelement verläuft. Das SE bis SSE streichende Faltenbündel von Ambérieu–St-Genix, das fast senkrecht zum Faisceau Helvétique streicht, muss jedenfalls eine ganz bedeutende streichende Horizontalverschiebung parallel zum Rahmen – hier der Begrenzung gegen die Ile Crémieu – erfahren haben. Diese Annahme findet eine besondere Stütze in der relativ nahen, parallelgerichteten Störung des Mont Vuache, die vom Jurainnern an der Bienne bis in die Voralpen SE Annecy als eindeutige horizontale Transversalverschiebung zu erkennen ist. Zudem ist aber die Stauchung senkrecht zum Rahmen ganz beträchtlich, es muss also eine bedeutende, gegen SW gerichtete Komponente vorhanden sein. Daraus aber ergibt sich ein schwerwiegendes Problem: soll nämlich unsere erste, auf der Streichrichtung des Faisceau Helvétique fussende Annahme richtig sein, dass der Jura insgesamt gegen NW geschoben wurde, so ist eine gegen SW gerichtete Komponente offensichtlich fehl am Platze. Aus diesem Dilemma hinaus führt uns nun eine zwar recht unorthodoxe, dafür aber umso einfachere Deutung des Bewegungsbildes. Zur Illustration sei auf Figur 14 verwiesen. Darauf ist für verschiedene Punkte des Juras, vornehmlich seines Innenrandes, Richtung und Betrag der Gesamtbewegung

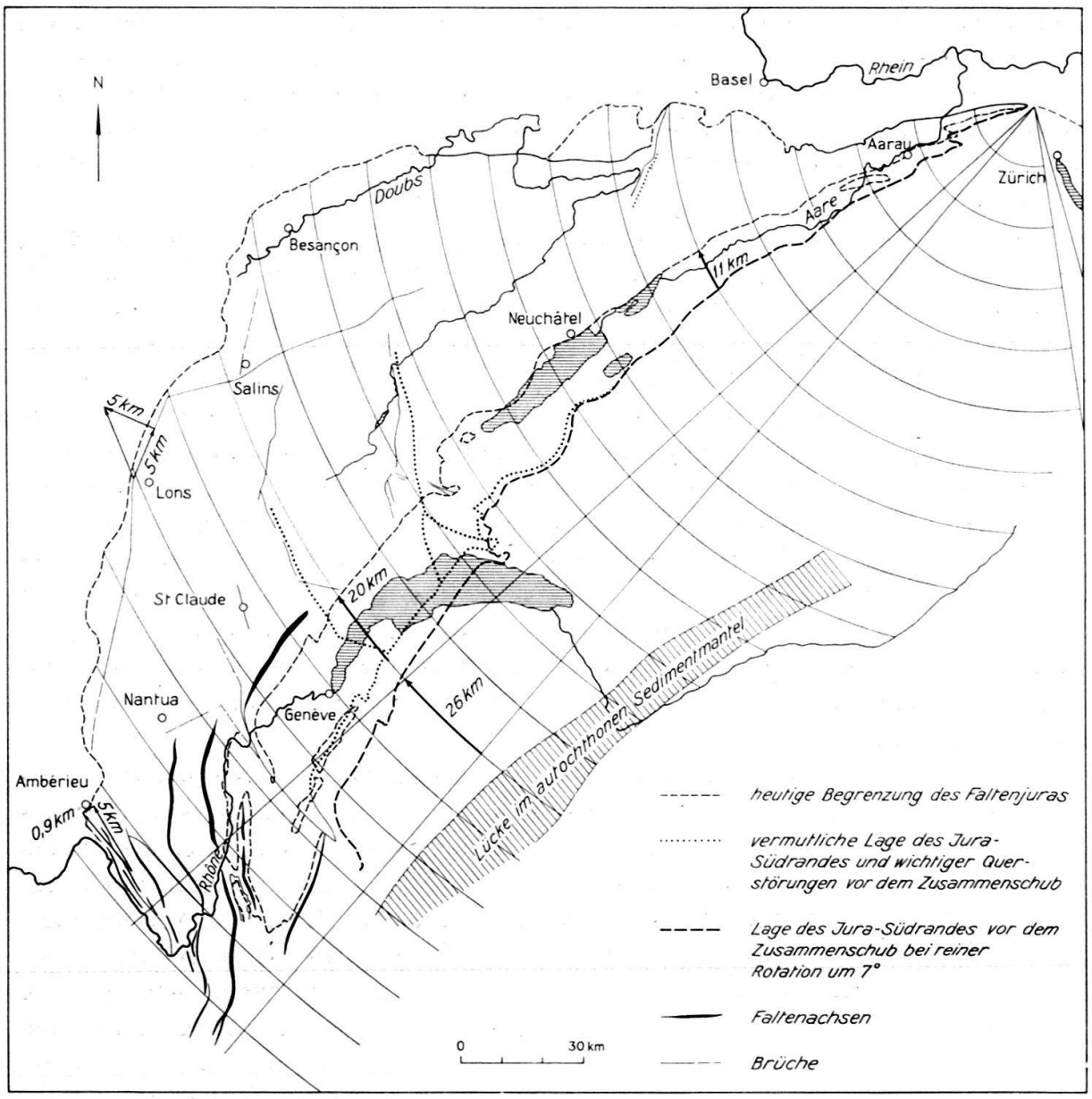

Fig. 14. Rotation der Abscherungsdecke um das Lägern-Ostende
Die Kreisbögen sind konzentrisch um diesen Angelpunkt geschwungen. Im Südwesten sind einige Falten eingezeichnet, um ihren zur Bewegungsrichtung schiefen Verlauf und die Notwendigkeit von Transversalverschiebungskomponenten zu zeigen. An zwei Stellen wird mittels Vektoren das Verhältnis von Stauchungs- zu Transversalverschiebungskomponenten dargestellt. Die vom Jura-Ostende ausgehenden Strahlenpaare sind um Winkel von 7° geöffnet.

eingezeichnet. Es handelt sich dabei allerdings nicht um genaue Konstruktionen, sondern um grobe, halb qualitative Abschätzungen, da für eine genau rekonstruierte Kinematik viel exaktere geologische Unterlagen nötig wären, als sie heute zur Verfügung stehen. Das für unsere Deutung wesentliche Element ist aber jedenfalls unverkennbar: Die Bewegungsrichtung ändert sich vom südwestlichen Jura bis zu seinem Nordostende an der Lägern, und zwar rotiert sie im Uhrzeigersinn von WNW über NW nach N. Gleichzeitig nimmt der Betrag von vielleicht 20 km im SW auf rund 10 km im Querschnitt von Grenchen, dann auf 3 bis 5 km im Aargauer Jura ab, um am E-Ende der Lägern ganz zu verschwinden. Die angegebenen Beträge diffe-

rieren etwas von den Schätzungen ALBERT HEIMS (1919, p. 651). Insbesondere scheinen uns seine Zahlen für den westlichen Jura zu gering, die für den östlichen Jura viel zu gross. Dies dürfte darauf beruhen, dass Heim die Muschelkalkschuppen des östlichen Juras im wesentlichen als Ausdruck liegender Falten auffasste, während damals die verschiedenen Überschiebungen im westlichen Jura noch nicht genügend bekannt waren.

Nach den heute bekannten Tatsachen scheint es also, als nähme die Bewegung von SW gegen NE zu allmählich ab und ändere dabei zugleich ihre Richtung allmählich von WNW nach N. Beide Phänomene finden eine sehr einfache Erklärung, wenn man annimmt, die Abscherungsdecke habe eine Rotation im Uhrzeigersinne um einen Angelpunkt am Ostende der Lägern vollführt. Dann nämlich wird der Bewegungsbetrag umso grösser, je weiter entfernt ein Punkt von diesem Rotationszentrum ist, und da die Bewegungsrichtung senkrecht zum jeweiligen Radiusvektor ist, so muss sie für den südwestlichsten Jura die stärkste Westkomponente, für den nördlichsten Jura die stärkste Nordkomponente haben. Auf Figur 14 ist schematisch skizziert, wie sich eine solche Rotation der Sedimenthaut über den Rahmen des Jurasockels auswirken müsste. Die Zerlegung in Schubkomponenten im Bereich der Rahmenelemente der Ile Crémieu und des Bressegrabens ist ohne weiteres erkennbar, insbesondere auch die Entwicklung einer gegen SW gerichteten Stauchungskomponente am Rand gegen die Ile Crémieu. Ob sie auch quantitativ genügt, ist allerdings fraglich.

Die Rotationshypothese hat aber noch ihre zusätzlichen Konsequenzen, die es nun nachzuprüfen gilt. Aus Figur 14 ist unmittelbar abzulesen, dass südlich des Angelpunktes, also südlich des Lägernostendes, der Sedimentmantel gestreckt sein muss. Dabei sollte der Streckungsbetrag mit der Entfernung vom Angelpunkt zunehmen, und zwar im selben Mass wie die Zusammenstauchung der Abscherungsdecke westlich des Angelpunktes. Es scheint nun höchst bemerkenswert, dass posttortone Zerrbrüche in diesem Gebiet kartiert worden sind, z.B. der Zürichseegraben (PAVONI 1956). Allerdings genügen die im engeren Gebiet des Zürichsees gefundenen Brüche nicht, um die notwendige Streckung von wenigen Kilometern zu erzeugen, und ausserdem ist natürlich die Möglichkeit gegeben, dass diese Brüche in der Tiefe wurzeln und nichts mit der Jurafaltung zu tun haben. Es ist aber zu bedenken, dass sich die Streckung der Abscherdecke auf die Sedimenthaut beschränken muss, dass die geforderten Zerrbrüche also gegen unten in die Abscherungszone einmünden müssen. Es ist deshalb von vornherein anzunehmen, dass jeder einzelne Zerrbruch relativ klein ist, und dass darum der gesamte Streckungsbetrag auf ein grösseres Gebiet verzettelt sein dürfte. Es sei noch darauf hingewiesen, dass die grösseren Streckungsbeträge erst unter den alpinen Schub- und Gleitmassen zu erwarten sind, und dass sie teils unter diesen verborgen sein (Frühphasen), teils aber auch alle höhern tektonischen Einheiten durchsetzen mögen. Dabei kann die Zerrung nicht nur durch normale Verwerfungen bewerkstelligt werden, sondern auch durch horizontale Transversalverschiebungen, indem nämlich Keile der Sedimenthaut und der sie belastenden alpinen Massen nordwärts in die Zerrlücke vorgepresst werden konnten.

Im übrigen: welche Alternativen zur Rotationshypothese stehen überhaupt zur Verfügung? Die Abnahme des tangentiellen Schubes von SW nach NE liesse sich

auch durch eine Zerlegung der ganzen Abscherungsdecke in einzelne Segmente erklären, die differentiell zueinander bewegt worden wären, und zwar um desto geringere Beträge, je weiter im NE sie liegen. Die Segmente wären also durch Transversalverschiebungen getrennt, die ausser dem Jura auch das Molassebecken durchsetzen müssten. Im Jura selbst gibt es ein dichtes Netz beobachteter oder vermuteter Horizontalverschiebungen, das dieser Hypothese genügen würde, im Molassebecken wären sie aber zuerst noch nachzuweisen. Freilich, wollte man gänzlich ohne Rotation auskommen, also den ganzen Jura nach Nordwesten schieben, so müsste man eine nach Westen gerichtete Horizontalverschiebungs-Komponente längs der Mont Terri-Linie in Kauf nehmen; desgleichen müsste man, um die nach SW gerichtete Stauchungskomponente an der Grenze der Ile Crémieu zu erhalten, eine gegen SW gerichtete Bewegungskomponente der südwestlichsten Segmente konstruieren. Dies liesse sich am ehesten bewerkstelligen durch mehr oder weniger SW streichende Transversalverschiebungen. Solche sind zwar im südwestlichen Jura vorhanden, man denke nur an die Horizontalverschiebungs-Systeme des Lac de Silan und von Montanges–Lalleyriat–Le Replat; doch scheint es ausgeschlossen, dass sie quantitativ genügen.

Figur 15 zeigt, welchen geometrischen Ansprüchen die Transversalverschiebungen genügen müssten, um in der Abscherungsdecke die beobachtete sukzessive Richtungsänderung und den gegen SW zunehmenden Betrag der Bewegung zu gewährleisten. Figur 15a illustriert den Fall einer N-S gerichteten Transversalverschiebung oder allgemeiner: einer Transveraslverschiebung, deren Streichen von der Bewegungsrichtung gegen NE zu abweicht (Typ Vallorbe–Pontarlier). Es lässt sich folgendes ablesen:

1. die W-Bewegungskomponente – oder allgemein: die Bewegungskomponente senkrecht zur Transversalverschiebung – des Ostblocks muss mindestens gleich gross sein wie die des Westblocks, denn sonst entsteht eine offene Lücke zwischen den beiden Blöcken.

2. Soll dann die Gesamtbewegung des Westblockes mehr gegen Westen gerichtet sein als die des Ostblocks, so muss ihre Nordkomponente – oder allgemein: die zur Transversalverschiebung parallele Komponente – kleiner sein als die des Ostblocks. Dann aber müsste der absolute Betrag der Gesamtbewegung gegen Osten zunehmen, und dies widerspricht der Beobachtung.

Es zeigt sich also, dass Transversalverschiebungen, die von der Bewegungsrichtung der Abscherungsdecke gegen NE abweichen, die geforderte Rotation nicht ersetzen können.

Figur 15b dagegen lässt erkennen, dass dazu Transversalverschiebungen nötig wären, die von der Bewegungsrichtung nach links, nach W zu abweichen. Solche Transversalverschiebungen sind bekanntlich vor allem am Innenrand des SW Juras zu finden: besonders die von La Sarraz–Vallorbe, St-Cergue, der Dôle, des Lac de Silan und von Montanges–Lalleyriat–Le Replat. Aber es ist fraglich, ob sie das Molassebecken durchsetzen, und es fällt auch auf, dass im Gesamtbild des Juras die gegen Norden und Nordosten divergierenden Querbrüche eine viel grössere Rolle spielen. Anscheinend war also die Rotation der Gesamtmasse wichtiger als divergierende Bewegungen einzelner Schollen.

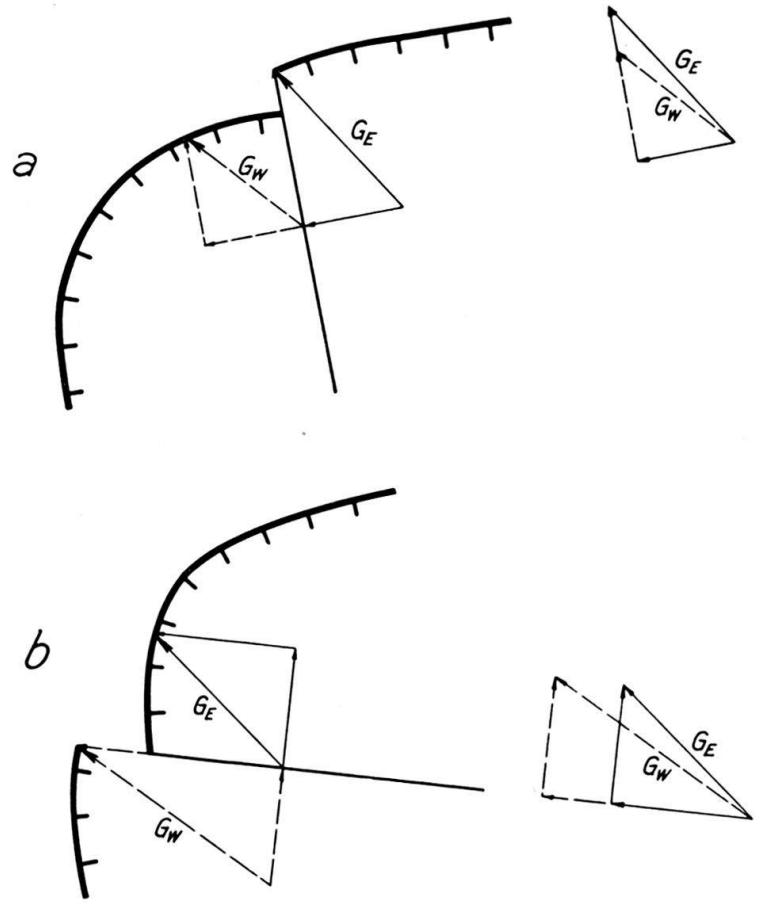

Fig. 15. Segmentweise Bewegung der Abscherungsdecke
Die westlichen Segmente müssen stärker und mehr gegen Westen zu bewegt sein als ihre jeweiligen östlichen Nachbarn. Das ist nur möglich bei Transversalverschiebungen, die mehr gegen Westen streichen als die jeweiligen Bewegungsrichtungen (b). G_E = Gesamtbewegung des Ostblocks, G_W = Gesamtbewegung des Westblocks. Die Hilfsfiguren zeigen die Zerlegung von G in Stauch- und Transversalverschiebungskomponenten.

Wie weit sich die Änderung im Streichen der Massive auf die Kinematik der Abscherungsdecke ausgewirkt hat, ist schwer zu entscheiden. Wiederum hat man die Wahl: entweder folgten die verschiedenen Teile des Sedimentmantels dem jeweiligen lokalen Gradienten der Massivabdachung – dann war die Gleitrichtung von Anfang an divergierend, und daraus müsste auf eine Segmentierung der gesamten Abscherungsdecke und individuelle Beweglichkeit der einzelnen Segmente geschlossen werden. Oder aber, das Molassebecken bewegte sich mehr als einheitliche Scholle, dann musste die Abscherungsdecke ihre Rotation um das Lägern-Ostende ausführen. Wiederum hat man einerseits den Eindruck, die Jurafalten schmiegten sich recht schön in die von den Massiven vorgezeichneten Richtungen, und man möchte daraus auf eine Segmentierung der gesamten Abscherungsdecke schliessen. Anderseits scheint aber das Molassebecken nicht dermassen gegliedert zu sein, dass man ohne Rotation auskommen könnte.

Damit wäre die Kinematik der Juradecke, soweit sie diese gesamthaft betrifft, einigermassen skizziert. Es lohnt sich aber, der oben angedeuteten Segmentierung in einzelne, einigermassen individuell bewegliche Schollen noch etwas Aufmerksam-

keit zu schenken. Am augenscheinlichsten ist diese Zerlegung in Schollen in der Franche Comté, wo die grossen, kaum gefalteten Plateaux von schmalen mobilen Gürteln umsäumt sind, die offenbar Ausdruck der Relativbewegungen sein müssen, welche die Schollen gegeneinander ausführten. Aber auch im ganzen übrigen Jura sind ähnliche Bilder anzutreffen, wenn auch in kleinerem Maßstab. Die Schollen sind dort meist als Tertiärbecken entwickelt, weil die Schubmassen aus relativ tiefliegenden Bereichen der Juraplattform oder schon aus der Nordwestflanke des Molassebeckens selbst stammen. Auffällig sind im östlichen Abschnitt die Becken in der Fortsetzung des Rheintalgrabens, vor allem das Delsberger Becken. Auch die Becken sind von kompliziert gebauten Bewegungssäumen umfasst, insbesondere sind die seitlichen Ränder durch Horizontalverschiebungen charakterisiert (für das Delsberger Becken vgl. LAUBSCHER 1948). Dies ergibt sich zwangsläufig aus dem Umstand, dass gefaltete, also tangentiell bewegte Massen sich an einer steifen Scholle vorbeibewegen müssen. Im Detail bewirkt das unregelmässige Mosaik von Schollen und das damit assoziierte komplexe Geäder von Bewegungszonen eine sehr komplizierte Kinematik.

Man wird sich fragen, warum sich alle diese Komplikationen einstellen mussten statt einer regulären Sequenz paralleler Falten. Eine exakte Antwort im physikalisch-mechanischen Sinn ist zurzeit nicht möglich – zu wenig ist bekannt über die Variation der mechanischen Widerstände an der Basis und im Innern der Abscherdecke. Meist lässt sich jedoch eine geologisch-qualitative Begründung finden. Insbesondere kommt hier der schon mehrfach gebrauchte Begriff der Rahmen- und Schienentektonik sehr gelegen. Präexistente Unregelmässigkeiten im Bereich der Juraplattform, insbesondere Sprünge und Flexuren im Sockel, lassen sich meist mit den Bewegungszonen der Schollenränder verknüpfen. Offenbar wäre eine Überwindung dieser Unregelmässigkeiten durch sie geradlinig durchsetzende Falten eine grössere Arbeitsleistung gewesen. Man kann sich auch lebhaft vorstellen, wie sich die präexistenten Unregelmässigkeiten im Verlaufe der Faltung auswirken mussten. Ganz zu Beginn setzten sie, wegen der lokal gesteigerten basalen Reibung, dem faltenden Schub Widerstand entgegen. Sie wirkten als Schienen, längs welchen die dem Ursprung des Schubes näher gelegenen Massen vorgepresst wurden. Mit der Zeit wurde dann zwar das Hindernis überwunden – z.B. durch Auspolstern der Niveaudifferenz mit evaporitreicher Trias –, aber die Entwicklung zu beiden Seiten der Störung hatte derweilen ganz verschiedene Wege eingeschlagen, so dass die Bewegungsschiene in der Sedimenthaut, obwohl nun von der ursprünglichen Sockelstörung losgelöst, die auch weiterhin nötigen Ausgleichsbewegungen auf sich konzentrierte. Die embryonale Anlage des Schollenmosaiks wäre demnach dem präexistenten Faltungsrahmen zuzuschreiben, insbesondere den mannigfachen Unregelmässigkeiten der Sockeloberfläche, später aber hätten die Schollen, sozusagen vom Mutterleib getrennt, ein Eigenleben begonnen – allerdings ein erblich stark belastetes.

Es war nötig, auf diese Probleme etwas ausführlicher einzugehen, weil in jüngster Zeit AUBERT (1959) mit Recht auf die Schwierigkeiten hingewiesen hat, die der Vallorbe-Pontarlier-Bruch der Fernschubhypothese bereitet. Wie könnte sie erklären, dass eine Sockelstörung, die schief zur Richtung des Fernschubs streicht, während der Jurafaltung zu einer Gleitschiene ausgestaltet wurde? Es ist in der Tat nicht leicht, sich vorzustellen, wie eine solche Störung auf der einen Seite als

Sockelstörung von der Abscherdecke schief überfahren und auf der andern als Bruch im Sedimentmantel, disloziert gegenüber seiner Wurzel, zu einer Transversalverschiebung ausgestaltet wurde. Die obigen Ausführungen möchten gezeigt haben, wie man sich diesen Vorgang etwa vorzustellen hätte; ausserdem aber auch, dass es sich dabei um ein grundlegendes Problem für die Kinematik der Abscherungsdecke handelt; viele Hindernisse des Sockels konnten bezwungen werden – allerdings nicht ohne ihre Narben zu hinterlassen – während andere unüberwindlich blieben und dadurch den äusseren Faltungsrahmen darstellten, wie z. B. der Bressegrabenrand. Im übrigen würden diese Schwierigkeiten durch die Annahme einer autochthonen Sockelverkürzung keineswegs eliminiert. Die Verfaltung der Sedimenthaut wäre auch dann noch extrem disharmonisch, so dass jedenfalls die Bruchzone gegenüber ihrer Wurzel im Sockel verschoben werden müsste.

Noch eine weitere interessante Perspektive öffnet sich, wenn man die Abscherungsdecke als bewegtes Schollenfeld betrachtet. Als grösste dieser Schollen lässt sich nämlich das Molassebecken selbst auffassen. Man kann sich vorstellen, dass das Juragebirge aus diesem Grunde sich von den subalpinen Ketten Savoyens abspaltet und nach Nordwesten vorstösst, weil sich in der Gegend südwestlich von Genf diese grosse, steife, schlecht faltbare Scholle einschaltet. Wie die übrigen, kleineren Schollen des Juragebirges zwang sie die Bewegung, sich an ihren Rahmen zu halten. Das Südwestende des Molassebeckens müsste dann durch grosse Horizontalverschiebungen gekennzeichnet sein, längs denen die Faltung von den Savoyer Voralpen nach Nordwesten verlegt worden wäre, in das nordwestliche Vorgebiet des Molassebeckens, also in das Gebiet der Juraplattform. Allerdings ist die südwestliche Begrenzung des Molassebeckens nicht scharf, es splittert in mehrere kleinere Teilschollen auf, die ihrerseits von einem komplizierten Netz mobiler Streifen eingefasst sind. Doch gehören die Zone des Mont Vuache, die ja bis ins Jurainnere reicht, sowie die schon besprochene Störungszone am Rande der Ile Crémieu offensichtlich dem geforderten System von Horizontalverschiebungen an.

Mit diesen Ausführungen haben wir ein weiteres wesentliches Problem angeschnitten, das für die Gesamtkinematik der Abscherungsdecke von fundamentaler Wichtigkeit ist: das Problem des Zusammenhangs zwischen dem Faltenjura und den subalpinen Ketten Savoyens. Zu seiner endgültigen Klärung bedürfte es wiederum exakter Unterlagen – vor allem wären detaillierte Karten vonnöten – die uns leider nicht zur Verfügung stehen. Immerhin ist man in der Lage, auf Grund der Fernschubhypothese einige allgemeine Anregungen zu geben.

Eine besondere Rolle für das Verhältnis Jura–Alpen spielten seit jeher die Antiklinale des Mont Tournier östlich Belley sowie vor allem jene des Mont du Chat und des Gros Foug beidseits des Lac du Bourget. Diese Ketten vermitteln schon rein geographisch den Übergang Jura–Alpen. Die Tatsache, dass das Verbindungsglied zwischen den beiden Gebirgen aus kaum mehr als drei scheinbar ziemlich regelmässig gebauten Antiklinalen besteht, gibt nun etliche Rätsel auf. Die drei Antiklinalen zusammen können kaum eine Verkürzung der Sedimenthaut um mehr als einige wenige Kilometer bedeuten. Sie sind niemals in der Lage, die vielleicht zwanzig Kilometer Gesamtverkürzung des südwestlichen Juras in die subalpinen Ketten fortzusetzen. Auch wenn man die Störung des Mont Vuache als weiteres Verbindungsglied zu den Alpen berücksichtigt, verändert sich das Bild und damit

sein Rätsel nicht wesentlich. Nordöstlich dieser Störung könnten zwar mittels Horizontalverschiebungen zusätzliche Falten, d.h. zusätzliche Verkürzungen an den Jura angebaut worden sein, die für das Verbindungsstück mit den Alpen nicht mehr berücksichtigt werden müssten, aber der Augenschein lehrt, dass die dadurch bewirkte Entlastung der Verbindungsantiklinalen nur unwesentlich sein kann. Man muss schon auf die in diesem Kapitel entwickelten Vorstellungen über die Gesamtkinematik des Juragebirges zurückgreifen, wenn man auch hier ein vernünftiges Bild entwerfen will. Die Verteilung der Bewegungskomponenten, wie sie auf Figur 14 wiedergegeben sind, zeigt, dass die NS bis NNW-SSE streichenden Antiklinalen nicht reine Kompressionsgebilde sein können, sondern dass sie bedeutende Horizontalverschiebungs-Komponenten aufweisen müssen. Dass die Westflanke des Mont du Chat stark gestört ist, geht schon aus den alten Karten hervor. Aber auch für den Gros Foug, dessen nördlicher Teil scheinbar sehr einfach gebaut ist, haben Bohrungen in jüngster Zeit beträchtliche und komplizierte Überschiebungsstrukturen erwiesen (Michel & Caillon 1960). Es ist anzunehmen, dass an diesen Überschiebungsflächen auch grössere Bewegungskomponenten in der Streichrichtung tätig waren. Wahrscheinlich dürfte es sich bei diesen wenigen Störungen übrigens nur um Bestandteile eines viel umfangreicheren Netzes von Horizontalverschiebungen handeln. Solche lassen sich bei aufmerksamem Kartenstudium z.B. in den grossen südlichen Ketten des Grand Colombier und der Forêt de Cormaranche erkennen. Sie sind wohl kaum auf die Antiklinalen selbst beschränkt, doch lassen sie sich dazwischen wegen der Quartärbedeckung nur schwer verfolgen. Wir gelangen also zur Auffassung, dass auch die drei Verbindungsantiklinalen im wesentlichen zum System von Horizontalverschiebungen – allerdings mit beträchtlichen Stauchungskomponenten – am Südwestrand des Molassebeckens gehören. Mit den subalpinen Ketten der Grande Chartreuse setzt dann das normale SW-Streichen wieder ein, wie es schon für den Faisceau Helvétique charakteristisch war. Auch diese Tatsache stützt die Auffassung, dass die anomal streichenden Verbindungsketten nicht reine Stauchgebilde sein können.

Wir haben eben die Ketten der Grande Chartreuse als Fortsetzung des Kettenjuras angesprochen. Es muss dabei aber in Erinnerung gerufen werden, dass über die Frage des Zusammenhanges zwischen den Faltenbündeln des Juras, der Chartreuse und der nordöstlich davon gelegenen Bauges schon viel Druckerschwärze und auch grössere Quantitäten von Gift und Galle vergossen worden sind, man lese nur einmal die Zusammenfassung über die Kontroversen und Polemiken bei de Margerie (II, 1936, p. 1399–1422). Der Schreibende kennt die lokale Geologie der betreffenden Gegend nicht gut genug, um sich am Streit beteiligen zu können. Es liegt ihm aber daran, die Kinematik der Abscherungsdecke abzurunden und zu diesem Zwecke seinerseits ein Bild des Zusammenhanges zwischen den genannten Faltenbündeln zu entwerfen, das seiner kinematischen Gesamtkonzeption entspricht, ohne sich in lokale Details einzulassen. Dies mag ihm zum Vorwurf gereichen, doch dürfte es anderseits auch nichts schaden, wenigstens anzuregen, das alte Problem einmal aus neuer Perspektive zu betrachten. Und von der Kinematik der Jurafaltung her gesehen scheint doch die Grande Chartreuse die greifbare Fortsetzung des Juragebirges zu sein. Denn in diesem Gebiete lenkt das Streichen, wie schon gesagt, wieder in die normale Südwestrichtung ein, es ist im wesentlichen wieder normal zum Massentransport,

und deshalb sollte hier wieder die volle tangentielle Verkürzung der Sedimenthaut um den vollen Betrag von vielleicht 20 km erreicht werden. Ein annähernd genügender Betrag kann aber nur durch das ganze Faltenbündel der Grande Chartreuse gewährleistet sein – wobei allerdings die genauen Überschiebungsbeträge der Voreppe - und der Néronüberschiebung noch nicht bestimmbar sind –, es sei denn, dass das Horizontalverschiebungssystem des Jura-SW-Endes die ganzen subalpinen Ketten durchkreuzte und die Jurafaltung mit weiter rückwärts gelegenen tektonischen Einheiten verknüpfte; aber dies scheint nach dem Kartenbild ausgeschlossen. Die beiden auffälligsten Transversalverschiebungssysteme der subalpinen Ketten, die von Chambéry und von Annecy, scheinen im grossen ganzen eher einer Abtrennung der Bauges von der Grande Chartreuse zu dienen, indem die letztere sich nördlich Chambéry nur noch in die Antiklinale von Semenoz fortsetzt, und auch diese am Querbruch Vuache-Annecy ihr Ende findet. Es scheint, als hätte sich bis zu diesem Querbruch die ganze Chartreuse in den Jura disloziert, und als wären die Bauges ein neues, rückwärtiges, vom Jura unabhängiges Element der Abscherungsdecke.

Es ist vielleicht hier der Ort, nochmals ganz besonders auf die in dieser Arbeit vertretene Auffassung von der Rolle der Horizontalverschiebungen im Jura einzutreten. Man wird bemerkt haben, dass sie recht verschieden ist von der sozusagen klassischen Interpretation Albert Heims (1919, p. 611–625). Nach Heim (p. 625) sollten sich bekanntlich «alle horizontalen Transversalverschiebungen im Kettenjura als eine einheitliche Erscheinung aus der letzten Phase der Jurafaltung» erweisen. «Sie sind aus der Längsstreckung der Ketten bei ihrer weiteren Ausbiegung unabhängig von den älteren Verwerfungen in den nördlichen Gebirgen (Vogesen, Schwarzwald, Tafeljura), als ein Glied der rein jurassischen, postsarmatischen Horizontaldislokation entstanden».

Diese Deutung vermittelte zwar eine schöne, harmonische Gesamtschau, sie wurde aber im einzelnen fast durchwegs widerlegt. Mehrere der Brüche waren bestimmt schon vor der Faltung angelegt, und von andern lässt sich nachweisen, dass sie schon gleich zu Beginn der Faltung zu spielen begannen. Diesen Tatsachen wird man am besten mit dem Begriff der Rahmen- und Schienentektonik gerecht. Darüber hinaus erfasst aber die Deutung der Abscherungsdecke als Schollenfeld einen grösseren Kreis von Eigentümlichkeiten der Juratektonik, vor allem die Phänomene der Plateaux mit ihren schmalen und divergenten Faltensäumen sowie den Zusammenhang des Juras mit den Alpen. Die Heimsche Feststellung, dass gerade die grössten Transversalverschiebungen eine systematische Nordverschiebung des Ostflügels erkennen lassen, ist bestimmt teilweise durch die NNE-Richtung der präexistenten rheintalischen Schienenelemente zu erklären. Zum Teil mag sie auch mit einer oben postulierten Rotation der Abscherungsdecke um den Angelpunkt des Lägernostendes zusammenhängen: die Rotation müsste, infolge Schleppung der entfernteren, südwestlichen Jurateile, gerade eine solche relative Nordverschiebung der jeweils östlicheren Elemente begünstigen.

2. *Profilmässige Kinematik*

Probleme der profilmässigen Kinematik, wie sie vor allem die Überwindung von Sockelsprüngen birgt, mussten schon im vorhergehenden Kapitel mehrfach gestreift werden. Es bleibt noch die Aufgabe, darzustellen, welche prinzipiellen und

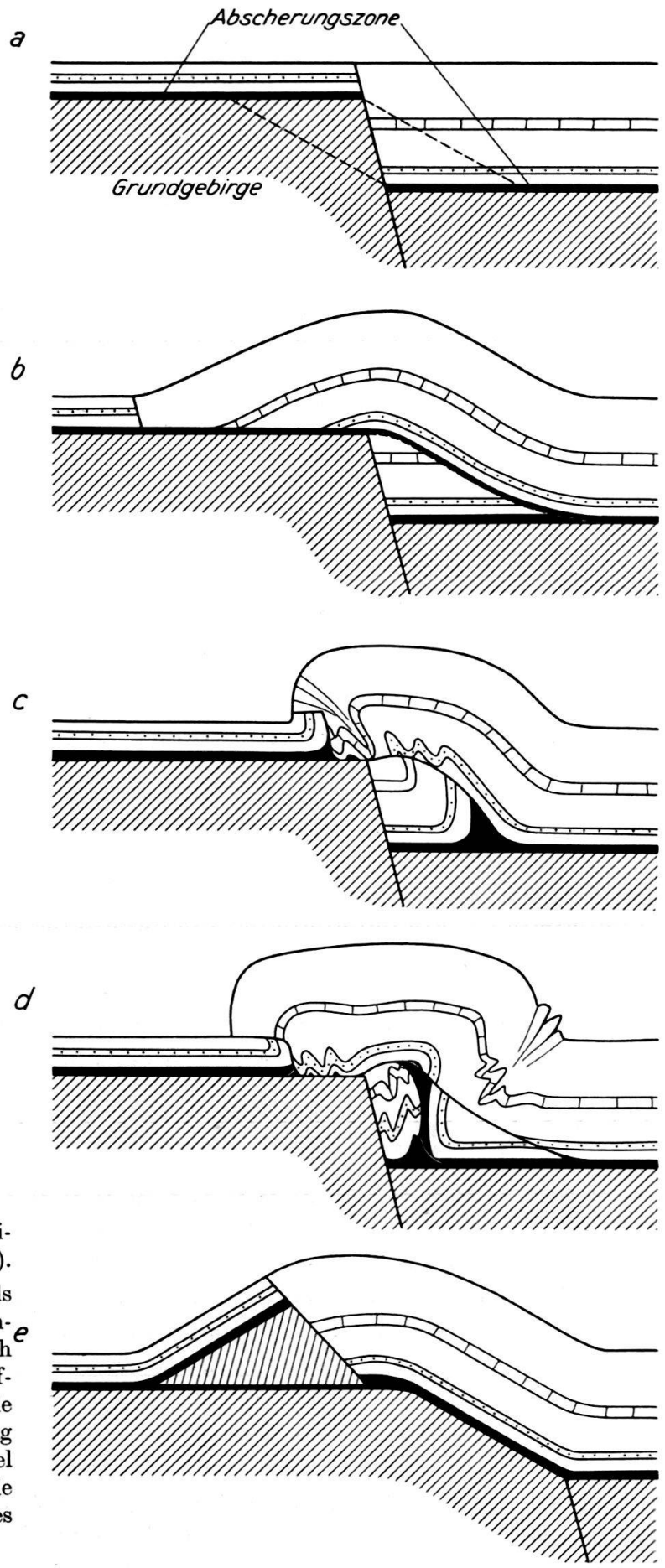

Fig. 16. Die Überwindung positiver Sockelsprünge (schematisch). Die Niveaudifferenz wird mittels geneigter Scherflächen überwunden (vorzugsweise 30°), oder durch Stauchung und Polsterung im Tiefblock (c, d). Sockelsprünge, die weniger steil oder gar flexurartig sind, können vom Sedimentmantel konform überglitten werden, sie täuschen dann Beteiligung des Sockels an der Faltung vor.

schematischen Möglichkeiten der Abscherungsdecke zum Überwinden von Hindernissen zur Verfügung standen. Zwei Hauptfälle sind dabei zu unterscheiden, je nachdem der Sockelsprung von der Schubrichtung, also von SE her gesehen eine positive oder eine negative Erhebung war. Sprunghöhen, die wesentlich geringer sind als die Mächtigkeit der evaporitführenden Trias, bieten im übrigen keine Schwierigkeiten, die Diskussion beschränkt sich deshalb auf grössere Brüche.

a) Positive Sockelsprünge

Die prinzipiellen Möglichkeiten sind auf Figur 16 dargestellt. Die Niveaudifferenz zwischen dem Abscherungshorizont beidseits des Sprunges kann erstens einmal durch wenig geneigte (vielleicht ca. 30°) Scherflächen überbrückt werden, und zwar können solche Scherflächen sowohl den Sedimentmantel auf der versenkten als auch den Sockel auf der gehobenen Seite durchschneiden. Allerdings sollte man erwarten, die Sedimenthaut werde im allgemeinen, weil weniger widerstandsfähig, bevorzugt. Doch lässt sich auch der Fall denken, dass eine präexistente Schwächezone, z.B. eine Lage von Glimmerschiefern, den Sockel im günstigen Winkel durchsetzt. Dieser Fall ist von einem gewissen Interesse, weil er dartut, dass auch bei reinem Fernschub wenigstens lokal die Sockelgesteine in die Faltung einbezogen sein könnten (Fig. 16 e).

Zweitens kann aber die Niveaudifferenz auch durch Stauchung des Sedimentmantels auf der verworfenen Seite mit nachfolgender Flankenüberschiebung bezwungen werden. In jedem Fall entwickelt sich notgedrungen eine starke Runzel, die meistens wohl durch Brüche und Überschiebungen charakterisiert sein dürfte. Beispiele für positive Sockelsprünge sind u. a. die Caquerelle-Linie und der Faisceau de Syam.

b) Negative Sockelsprünge

Negative Sockelsprünge zwingen uns, die Vorstellungen vom Bewegungsablauf der Jurafaltung etwas zu verfeinern. Aus Figur 17 lassen sich die wesentlichen Probleme unmittelbar ablesen. Indem der Sedimentmantel des gesunkenen Blockes von seiner rückwärtigen Lehne weggestossen wird, entsteht ein (potentieller oder wirklicher) Hohlraum, der irgendwie aufgefüllt werden muss. Rein geometrisch kann dies bewerkstelligt werden, wie auf Figur 17 b angegeben, doch erscheint diese Lösung zu künstlich. Vielmehr drängt sich folgendes Bild des Bewegungsablaufs auf:

Schiebbewegungen auf reibender Unterlage verlaufen nie glatt, sondern ruckartig, da Hindernisse oder ganz allgemein Stellen vermehrter Reibung den weiteren Schub temporär aufhalten können. Werden sie überwunden, so geht die Bewegung wieder weiter, bis es von neuem zu harzen beginnt. Solcher Hindernisse gab es im Jura viele, davon zeugt schon die Sockelkarte Figur 1 und die unregelmässige Verteilung der Falten. Bei derartig intermittierender Bewegung lassen sich aber für die Überwindung negativer Sockelsprünge einige Folgen erwarten, wie sie auf Figur 17c bis j sehr schematisch und übertrieben dargestellt sind. Wesentlich ist jedenfalls die Tatsache, dass der Sedimentmantel während der Bewegung unter seitlicher Kompression steht, während in den Stockungsphasen die Kompression in jenen Gebieten, die nördlich vor den stockenden Hindernissen liegen, rapid absinkt. Unter Kompression ist aber der Sedimentmantel viel stärker, er ist jedenfalls eher in der

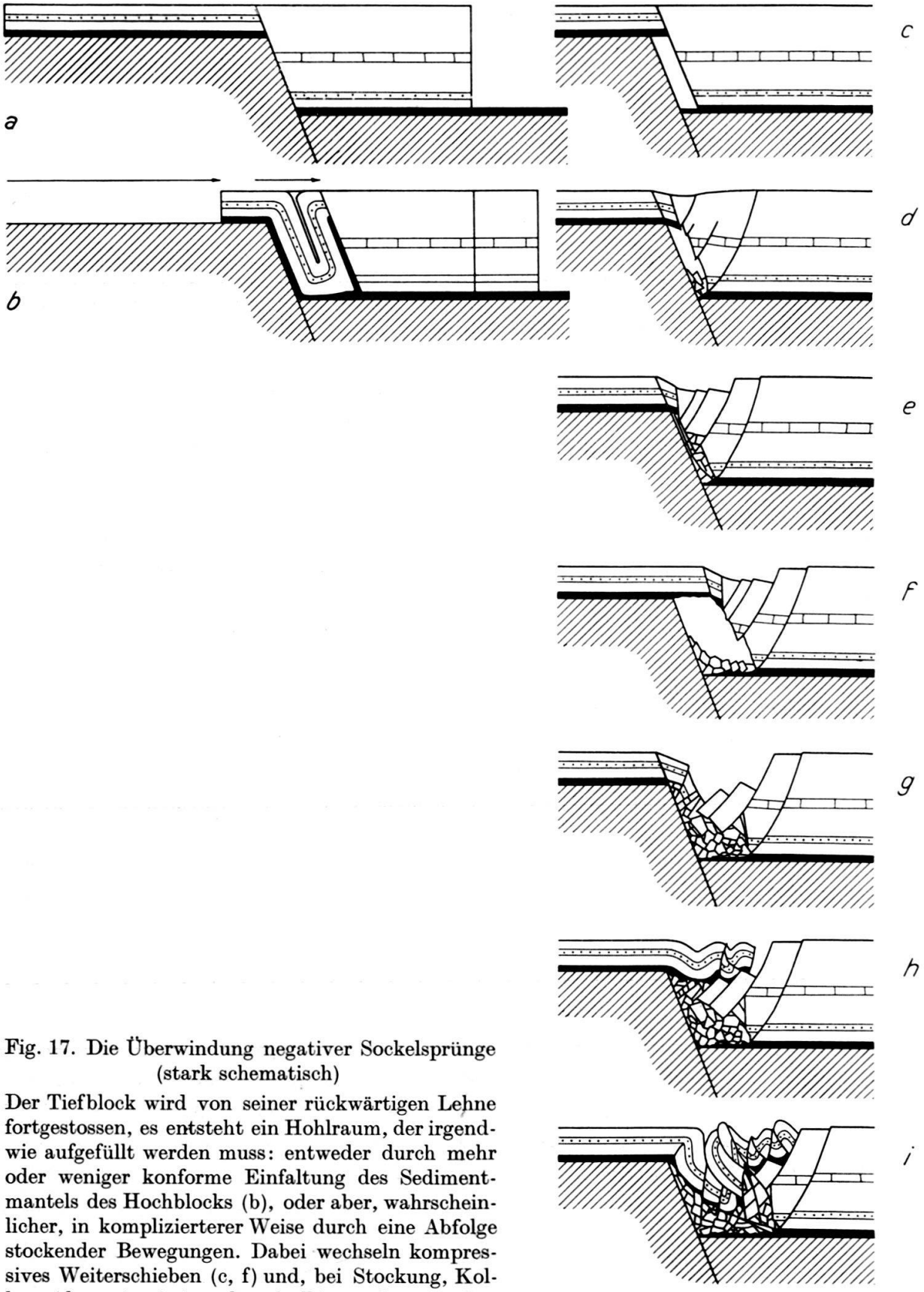

Fig. 17. Die Überwindung negativer Sockelsprünge (stark schematisch)

Der Tiefblock wird von seiner rückwärtigen Lehne fortgestossen, es entsteht ein Hohlraum, der irgendwie aufgefüllt werden muss: entweder durch mehr oder weniger konforme Einfaltung des Sedimentmantels des Hochblocks (b), oder aber, wahrscheinlicher, in komplizierterer Weise durch eine Abfolge stockender Bewegungen. Dabei wechseln kompressives Weiterschieben (c, f) und, bei Stockung, Kollaps (d, e, g) miteinander ab. Diese schematischen Zeichnungen wollen nur die im Prinzip zu erwartenden Komplikationen zeigen, grosse Hohlräume wie bei f) werden kaum je entstehen.

Lage, die Sedimente des abgesunkenen Blocks von seiner rückwärtigen Lehne wegzustossen, ohne dass Kollaps eintritt. Sobald jedoch die Bewegung stockt, die Kompression erschlafft, werden die in der Nähe des Bruches gelegenen Partien der Sedimentdecke beginnen, in sich selbst zusammenzubrechen. Da dieser Vorgang sich mehrmals wiederholen kann, indem bei wieder eintretender Bewegung die zerbrochene Masse abermals unter Kompression gesetzt, damit befestigt und wieder verschiebbar wird, so können ungemein komplizierte, ja chaotische Strukturen entstehen. Diese müssten jedoch durch die vorgleitende Sedimentdecke des Hochblokkes wieder grossenteils überfahren und verdeckt werden.

Ein ähnlicher Mechanismus ist jedenfalls bei den Randüberschiebungen sowohl im westlichen wie im nördlichen Jura erkennbar. Dieser Fall ist zwar nicht identisch mit dem hier behandelten, doch weist er einige verwandte Züge auf. Das Profil von Ricour Figur 2 zeigt für die Überschiebungsmassen von Lons-le-Saunier eine chaotische Lagerung, die nichts mit gewöhnlicher Aufschuppung zu tun hat und ihre natürlichste Erklärung darin findet, dass von der Front der Überschiebungsdecke abgeglittene Massen später wieder zusammengestaucht und zum Teil überfahren wurden. Ähnliche Verhältnisse sind schon seit längerer Zeit aus dem Gebiet der sogenannten «Überschiebungsklippen» der Gegend von Reigoldswil bekannt, und nach detaillierter Überprüfung der Lage kommt Hauber (1960) zum Schluss, dass wiederholte Abgleitvorgänge von der Überschiebungsfront, gefolgt von Stauchungen und Einwickelungen, für die komplizierten Verhältnisse jener Gegend die Verantwortung tragen dürften.

Das eindrücklichste Beispiel eines negativen Sockelsprunges, der von der Abscherungsdecke überwunden wurde, ist der Faisceau Salinois. In der Gegend von Salins muss die Sprunghöhe mehrere hundert Meter betragen. In die Tiefe gefaltete Massen der Hochscholle, wie sie auf Figur 17 dargestellt sind, finden sich in Form des Synklinalkomplexes von Fort Bélin. Ebenfalls durch den Prozess der Lückenfüllung bedingt könnte das merkwürdig steile 50°-Einfallen der Überschiebungsfläche gegen das Plateau von Ornans sein, das bei Nans-sous-Ste-Anne gemessen worden ist (Castany 1951). Es wäre möglich, dass diese Fläche ursprünglich eine Abschiebungsfläche war, längs der Teile der Tiefscholle in die rückwärtige Lücke abglitten, und dass erst sekundär Gesteine der Hochscholle gegen diese Fläche angepresst worden wären.

Wie dem auch sei: es darf angenommen werden, dass in solchen Störungszonen unter den oberflächlichen Strukturen verborgen noch ganz ungeahnte Komplexe schlummern, und man wird gut daran tun, bei der Profilkonstruktion solchen Möglichkeiten Rechnung zu tragen und etwaige Lücken nicht einfach durch Sockelstrukturen zu füllen, wie dies oftmals geschieht.

Im übrigen demonstrieren Figur 16 und 17 auch, wie bei der Überwindung einer Sockelschwelle durch die Abscherungsdecke der Eindruck entstehen kann, als habe sich der Sockel konform an der Faltung beteiligt. Besonders dort, wo das Sockelhindernis nicht aus einer steilen Bruchfläche, sondern aus einer mässiger geneigten Flexur besteht, wird sich die darüber hinweggleitende Sedimenthaut seinen Umrissen in gewissen Fällen mit täuschender Harmonie anschmiegen.

SCHLUSSBEMERKUNGEN

Unsere Arbeit war der Abschätzung von Grössenordnungen gewidmet. Die gefundenen Werte lassen sich eigentlich nur mit der Fernschubhypothese in Einklang bringen, es sei denn, man wolle für die Jurafaltung Prozesse verantwortlich machen, mit denen man nach dem heutigen Stand der Kenntnisse schwerlich rechnen darf. Dabei war der Schreibende nicht etwa Partisane dieser besonderen Anschauung, seine Anstrengungen tragen nicht apologetischen Charakter.

Die weitere Analyse der Fernschubhypothese und ihrer Konsequenzen zeigte dann, dass sich der Versuch lohnen dürfte, sie zu einer folgerichtigen, umfassenden Theorie auszubauen. Einzelbeobachtungen müssen an Bedeutung gewinnen, wenn man sie im Lichte einer solchen Theorie betrachtet, und sei es auch nur, indem sie dieser Schwierigkeiten bereiten und zu neuen Anstrengungen auffordern. Nach der Abschätzung von Grössenordnungen galt unsere Arbeit deshalb auch einem allerdings noch recht tastenden Versuch zu einer solchen das Wesentliche umfassenden Theorie des Fernschubs.

Theorien soll man nicht zu ernst nehmen, aber sie sind unumgänglich notwendig, man muss von Zeit zu Zeit seine Gedanken fixieren, um herauszufinden, wie sich eine vage erschaute Konzeption anlässt, wenn man ihr feste Umrisse gibt. Erst dann kann fruchtbare Kritik einsetzen.

LITERATURVERZEICHNIS

AMSLER, A. (1926): *Bemerkungen zur Juratektonik.* Eclogae geol. Helv. *20*, 1–30.

AUBERT, D. (1945): *Le Jura et la tectonique d'écoulement.* Bull. Lab. Géologie etc. Univ. Lausanne, *83*.

– (1958): *Sur l'existence d'une ride de plissement oligocène dans le Jura Vaudois.* Bull. Soc. neuchât. Sci. natur. *81*, 47–53.

– (1959): *Le décrochement de Pontarlier et l'orogenèse du Jura.* Mém. Soc. vaud. Sci. natur. *76*, 93–152.

BANKS, L. M., & DRIVER, E. S. (1957): *Geologic history of Santa Ana structure, Anaco structural trend, Anzoategui, Venezuela.* Bull. Amer. Ass. Petr. Geol. *41*, 308–325.

BAUMBERGER, E. (1931): *Zur Tektonik und Altersbestimmung der Molasse am schweizerischen Alpennordrand.* Eclogae geol. Helv. *24*, 205–222.

BITTERLI, P. (1945): *Geologie der Blauen- und Landskronkette südlich von Basel.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *81*.

BOISTEL, M. (1894): *Sur le Miocène supérieur de la bordure du Jura aux environs d'Ambérieu.* Bull. Soc. géol. France [3e sér.] *22*, 628–659.

BRAUN, E. VON (1954): *Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Hochrheingebiet zwischen Zurzach und Eglisau.* Eclogae geol. Helv. *46*, 143–170.

BUXTORF, A. (1907): *Geologische Beschreibung des Weissenstein-Tunnels und seiner Umgebung.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *21*.

– (1916): *Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie des Juragebirges.* Verh. naturf. Ges. Basel *27*, 184–254.

BUXTORF. A., & TRUNINGER, E. (1910): *Über die Geologie der Doldenhorn-Fisistockgruppe und den Gebirgsbau am Westende des Aarmassivs.* Verh. naturf. Ges. Basel *20*, 135–179.

CAROZZI, A. (1948): *Etude stratigraphique et micrographique du Purbeckien du Jura suisse.* Thèse, Univ. Genève, Fac. Sci. (Albert Kundig, Genève).

CASTANY, G. (1951): *Arrêt à Nans-sous-Ste. Anne.* In: *Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France dans le Jura Franco-Suisse du 18 au 26 juillet 1951.* Bull. Soc. géol. France [sér. 6] *1*, 791–793.

CLOOS, H. (1939): *Hebung – Spaltung – Vulkanismus.* Geol. Rdsch. *30*.

COLLET, L. W. (1947): *La géologie du versant Sud du massif de Gastern.* Eclogae geol. Helv. *40*, 257–281.

DIEBOLD, P. (1960): *Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt Ocourt (Berner Jura).* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *111.*

DREYFUSS, M. (1954): *Le Jura dans les mers du Jurassique supérieur. Essai sur la sédimentation et la paléogéographie dans leur rapport avec les déformations.* Mém. Soc. Géol. France [NS] *69.*

– *Déformations contemporaines de la sédimentation dans le Jura.* Bull. trimestriel Serv. d'inform. géol. du B.R.G.M. *46*, 1–7.

GLANGEAUD, L. (1944): *Le rôle des failles dans la structure du Jura externe.* Bull. Soc. Hist. natur. Doubs *51*, 17–38.

GOGUEL, J. (1948): *Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre.* Mém. pour servir à l'expl. de la carte géol. dét. de la France (Paris, Imprimerie Nationale, 2e éd.).

– (1959): *Dynamique interne.* In: *La Terre*, p. 1289–1329, Encyclopédie de la Pléiade (Librairie Gallimard, Paris).

GRETENER, P. (1954): *Schweremessungen nordwestlich von Zürich und ihre geologische Interpretation.* Eclogae geol. Helv. *47*, 173–222.

HAARMANN, E. (1930): *Die Oszillationstheorie. Eine Erklärung der Krustenbewegungen von Erde und Mond.* (Ferdinand Enke, Stuttgart.)

HABICHT, K. (1945): *Geologische Untersuchungen im südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molassegebiet.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *83.*

HAFNER, W. (1951): *Stress distributions and faulting.* Bull. geol. Soc. Am. *62*, 373–398.

HANDIN, J., & HAGER, R. V. (1957): *Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: tests at room temperature on dry samples.* Bull. Amer. Ass. Petr. Geol. *41*, 1–50.

HAUBER, L. (1960): *Geologie des Tafel- und Faltenjura zwischen Reigoldswil und Eptingen (Kanton Baselland).* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *112.*

HEERMANN, O. (1954): *Erdölgeologische Grundlagen der Aufschlussarbeiten im ostbayerischen Molassebecken.* Bull. Ver. Schweiz. Petr.-Geol. u. -Ing. *21*/60, 5–22.

HEIM, Albert (1919): *Geologie der Schweiz.* Bd. 1: *Molasseland und Juragebirge.* (Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig.)

HEIM, Arnold (1932): *Zum Problem des Alpen-Molasse-Kontaktes.* Eclogae geol. Helv. *25*, 223–231.

HERZOG, P. (1956): *Die Tektonik des Tafeljura und der Rheintalflexur südöstlich von Basel.* Eclogae geol. Helv. *49*, 317–362.

HOFMANN, F. (1955): *Beziehung zwischen Tektonik, Sedimentation und Vulkanismus im schweizerischen Molassebecken.* Bull. Ver. schweiz. Petr.-Geol. u. -Ing. *22*/62, 5–18.

– (1955): *Neue geologische Untersuchungen in der Molasse der Nordostschweiz.* Eclogae geol. Helv. *48*, 99–124.

HUBBERT, M. K., & RUBEY, W. W. (1959): *Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, I. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting.* Geol. Soc. Amer. Bull. *70*, 115–166.

KOCH, R. (1923): *Geologische Beschreibung des Beckens von Laufen im Berner Jura.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *48*, 2. Abt.

KOPP, J. (1955): *Erdölanzeichen in der Trias der Bohrung Altishofen.* Bull. Ver. schweiz. Petr.-Geol. u. -Ing. *21*/61, 1–6.

KREBS, J. (1925): *Geologische Beschreibung der Blümlisalp-Gruppe.* Beitr. geol. Karte Schweiz (NF) *54*, 3. Abt.

KRYNINE, D. P. (1947): *Soil mechanics. Its principles and structural applications.* (Mc Graw Hill Book Co., Inc., New York. 2nd ed.)

KRYNINE, D., & JUDD, W. R. (1957): *Principles of engineering geology and geotechnics. Geology, soil and rock mechanics, and other earth sciences as used in civil engineering.* (Mc Graw-Hill Book Co., Inc., New York.)

LAUBSCHER, H. (1948): *Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt St. Ursanne (Berner Jura).* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *92.*

LEES, G. M. (1952): *Foreland folding.* Quart. J. geol. Soc. London *108*, 1–34.

LEFAVR IS, A., LIENHARDT, G., MONOMAKHOFF, C., & RICOUR, J. (1957): *Données nouvelles sur le c evauchement de la bordure du Jura sur la Bresse dans la région de Lons-le-Saunier (Jura).* Bull. Soc. géol. France [sér. 6] *7*, 1157–1166.

LEMCKE, K. (1957): *Geologische Ergebnisse der Erdölexploration im westlichen deutschen Molassebecken.* Z. dtsch. geol. Ges. *109*, 593–598.

– (1959): *Das Profil der Bohrung Chapelle 1.* Bull. Ver. schweiz. Petr.-Geol. u. -Ing. *26*/70, 25–30.

LINIGER, H. (1925): *Geologie des Delsberger Beckens und der Umgebung von Movelier.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *55*, 4. Abt.

LUGEON, M. (1914): *Sur l'entraînement des terrains autochtones en dessous de la nappe de Morcles.* C. r. Acad. Sci. *159*, 192.

– (1937): *Notice explicative de la feuille 485 Saxon-Morcles de l'Atlas Géologique de la Suisse.* (A. Francke S.A., Bern.)

– (1937b): *Une hypothèse sur l'origine du Jura.* Bull. Lab. Univ. Lausanne *73*.

– (1947): *Hommage à August Buxtorf et digression sur la nappe de Morcles.* Verh. naturf. Ges. Basel *58*, 108–131.

LUGEON, M. & GAGNEBIN, E. (1941): *Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes.* Bull. Lab. Univ. Lausanne *72*.

MARGERIE, E. DE (1936): *Le Jura.* Mém. pour servir à l'expl. de la carte géol. dét. de la France (Paris, Imprimerie Nationale).

MICHEL, P., APPERT, G., & LAVIGNE, J. (1951): *Sondages R.A.P. du Mont Myon et du Revermont.* In: *Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France dans le Jura Franco-Suisse.* Bull. Soc. géol. France [sér. 6] *1*, 819–821.

MICHEL, P., APPERT, G., LAVIGNE, J., LEFAVRAIS, A., BONTE, A., LIENHARDT, G., & RICOUR, J. (1953): *Le contact Jura-Bresse dans la région de Lons-le-Saunier.* Bull. Soc. géol. France [sér. 6] *3*, 593–609.

MICHEL, P., & CAILLON, G. (1957): *Quelques résultats des sondages exécutés en Savoie par la Régie Autonome des Pétroles.* Bull. Soc. géol. France [sér. 6] *7*, 995–1008.

– (1960): *Quelques précisions apportées sur les récents travaux de la Régie Autonome des Pétroles en Savoie.* C. r. somm. Séances Soc. géol. France, 53–54.

RENZ, H. H. (1937): *Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein.* Eclogae geol. Helv. *30*, 87–214.

REYER, E. (1892): *Ursachen der Deformationen und der Gebirgsbildung.* (Wilhelm Engelmann, Leipzig.)

RICOUR, J. (1956): *Le chevauchement de la bordure occidentale du Jura sur la Bresse dans la région de Lons-le-Saunier.* Bull. Ver. schweiz. Petr.-Geol. u. -Ing. *23*/64, 67–70.

ROMAN, F. (1926): *Géologie Lyonnaise.* (Les Presses Universitaires, Paris).

ROTHPLETZ, W. (1933): *Geologische Beschreibung der Umgebung von Tavannes im Berner Jura.* Verh. naturf. Ges. Basel *43*, 12–150.

RUBEY, W. W., & HUBBERT, M. K. (1959): *Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. II. Overthrust belt in geosynclinal area of western Wyoming in light of fluid-pressure hypothesis.* Bull. geol. Soc. Amer. *70*, 167–206.

PAVONI, N. (1956): *Geologie der Zürcher Molasse zwischen Albiskamm und Pfannenstiel.* Mitt. aus d. Geol. Inst. d. ETH und. d. Univ. Zürich [B] *12*, 117–315.

PHILIPP, H. (1942): *Die Stellung des Jura im alpin-saxonischen Orogen.* Z. dtsch. geol. Ges. *94*, 373–487.

SCHLAICH, E. (1934): *Geologische Beschreibung der Gegend von Court im Berner Jura mit besonderer Berücksichtigung der Molassebildungen.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *26*, 1. Abt.

SCHMIDT, C., & BRAUN, L. (1924): *Die Bohrung von Buix bei Pruntrut.* Beitr. Geologie Schweiz [geotechn. Ser.] *10*.

SCHNEIDER, A. (1960): *Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt Porrentruy (Berner Jura).* Beitr. geol. Karte Schweiz (NF) *109*.

SCHUPPLI, H. M. (1952): *Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz. IV. Teil.* Beitr. Geologie Schweiz (geotechn. S.) *26*/4.

– (1957): *Zur Geologie und den Erdölmöglichkeiten des Schweizer Molassebeckens.* Z. dtsch. geol. Ges. *109*, 599–611.

SUTER, H. (1936): *Geologische Beschreibung der Kartengebiete Les Bois und St. Imier im Berner Jura (Siegfriedblätter 115 und 117).* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *72*.

THORAL, M., & RICOUR, J. (1950): *Examen de quelques échantillons provenant du sondage de Torcieu (Ain) et conservés au laboratoire de géologie de la Faculté des Sciences de Lyon.* Bull. Soc. geol. France, C. r. somm. Séances, 249–251.

TRÜMPY, R. (1957): *Quelques problèmes de paléogéographie alpine.* Bull. Soc. géol. France (sér. 6) *7*, 443–461.

– (1960): *Hypothesen über die Ausbildung von Trias, Lias und Dogger im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens.* Eclogae geol. Helv. *52*, 435–448.

TRÜMPY, R., & BERSIER, A. (1954): *Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pèlerin. Pétrographie, statistique, origine.* Eclogae geol. Helv. *47*, 119–166.

TSCHOPP, R. (1960): *Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt Miécourt (Berner Jura).* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *110*.

UMBGROVE, J. F. H. (1950): *Symphony of the earth.* (Martinus Nijhoff, The Hague.)

VINCIENNE, H. (1932): *Les décrochements horizontaux dans le Sud du Jura: leur rôle tectonique et morphologique.* C. r. Séances Acad. Sci. *194*, 2149.

– (1932): *La structure en écailles de la région d'Ambérieu (bordure Ouest du Jura méridional) et l'âge des derniers mouvements jurassiens.* C. r. Séances Acad. Sci. *195*, 258.

VOGEL, H. (1934): *Geologie des Graitery und des Grenchenbergs im Juragebirge.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *26*, 2. Abt.

VONDERSCHMITT, L. (1942): *Die geologischen Ergebnisse der Bohrungen von Hirtzbach bei Altkirch.* Eclogae geol. Helv. *35*, 67–99.

VONDERSCHMITT, L., & TSCHOPP, H. J. (1953): *Die Jura-Molasse-Grenze in der Bohrung Altishofen (Kanton Luzern).* Bull. Ver. schweiz. Petr.-Geol. u. -Ing. *20*/58, 23–28.

GEOLOGISCHE KARTEN

Carte géologique détaillée de la France 1 : 80 000, Blätter Besançon, Ornans, Lons-le-Saunier, St. Claude, Nantua, Lyon, Chambéry, Grenoble.

Geologische Generalkarte der Schweiz 1 : 200 000, Blätter Neuchâtel, Basel-Bern, Zürich-Glarus, Genève-Lausanne, Sion.

LISTE DER VERWENDETEN ZEICHEN

a	Druckfestigkeit, Durchschnittswert 7.10^8 dyn/cm² (HUBBERT und RUBEY 1959, p. 126).
b	$(1 + \sin \varphi)/(1 - \sin \varphi) = 3$ für $\varphi = 30°$.
c	Konstante. $c = \partial\tau_{xz} / \partial_{\angle}$
g	Fallbeschleunigung, 980 dyn/gr.
k	Belastungszunahme bei konstanter Sedimentationsgeschwindigkeit (in dyn/cm² Jahr)
p	Porendruck
p_a	anomaler Porendruck $= p - gz$
p_0	anomaler Porendruck zur Zeit $t = 0$
t	Zeit
x	Horizontaldimension
x_1	Länge des Überschiebungsblockes
z	Vertikaldimension
z_1	Dicke des Überschiebungsblockes
z_0	Dicke des Überschiebungsblockes bei $x = 0$
B	steht für $[b + (1 - b)\lambda]\,\varrho\, g/2 = 2{,}3 \cdot 10^3$ dyn/cm³ für $\lambda = 0{,}5$
F_x	Summe der in der x-Richtung wirkenden Kompressionskräfte
$F_{x\ max}$	maximal übertragbare Kompressionskraft
G'	In die Richtung der Schubbahn fallende Gewichtskomponente
R	Reibung
R_{sp}	spezifische Reibung
α	Öffnungswinkel zwischen Basis und Oberfläche eines trapezförmigen Überschiebungsblocks
λ	Verhältnis von Porendruck zu Überlastungsdruck
ϱ	Dichte
ϱ_b	Dichte des wassergesättigten porösen Gesteins, Durchschnitt für Sedimente = 2,3 gr/cm³
σ_1	maximale Normalspannung (Kompression)
σ_3	minimale Normalspannung
$\bar{\sigma}_1$, $\bar{\sigma}_3$	durchschnittliche Extremaldrucke
σ_x	Normalspannung in der x-Richtung
σ_z	Normalspannung in der z-Richtung $= \varrho gz$
$\tau_{zx} = \tau$	horizontale Scherspannung
τ_{xz}	vertikale Scherspannung
τ_{max}	für eine Abscherung maximal zulässige spezifische basale Reibung
τ_ϑ	Scherspannung längs eines Flächenelementes der Neigung ϑ
φ	Winkel der inneren Reibung, bei Gesteinen in normalem p-T-Bereich durchschnittlich ca. 30°.