

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 55 (1962)
Heft: 1

Artikel: Die Zweiphasenhypothese der Jurafaltung
Autor: Laubscher, Hans Peter
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-162917>

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: 27.04.2026

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

Die Zweiphasenhypothese der Jurafaltung

Von Hans Peter Laubscher (Basel)

Mit 8 Textfiguren

ZUSAMMENFASSUNG

In Fachkreisen herrscht heute die Meinung, dass der Jura in zwei durch eine Einebnungsperiode getrennten Phasen gefaltet worden sei. Eine detaillierte, lokaltektonische Analyse ergibt aber, dass die Wellungen der sogenannten «Peneplain der Freiberge» nicht mit der Struktur des Untergrundes harmonieren. Sie sind nicht endodynamische Verbiegungen einer Ebene, nicht während einer zweiten Phase wiederbelebte Jurafalten. Sie sind vielmehr exodynamisch geformte Überreste der Faltungsstrukturen. Die sogenannte «gefaltete Peneplain» ist eine Rumpffläche mit zwar stark degradierten aber immer noch bedeutenden Höhenunterschieden.

Zur selben Ansicht führt ein Vergleich der Rumpffläche in den Gebieten des tiefliegenden Rheintalischen Juras und der hochliegenden Freiberge. Auch dieser areale Niveauunterschied muss primär sein. Die stratigraphischen Argumente, mit denen üblicherweise die Zweiphasen-Hypothese gestützt wird, halten einer eingehenden Analyse nicht stand. Es lassen sich sogar gute Indizien dafür finden, dass die pontischen Vogesenschotter des Berner Juras vor der Hauptfaltung abgelagert wurden. Die regionale Betrachtung erweist vollends, dass im Jura schon vor der Faltung einzelne Hochgebiete bestanden hatten, die Sedimente für die umliegenden Tiefgebiete lieferten, und dass durch die Faltung selbst der Jura zu einem regionalen Hoch entwickelt wurde, das Schwarzwald und Vogesen wohl bedeutend übertraf und unmöglich von aus diesen Hochgebieten stammenden Flüssen abgetragen werden konnte.

EINLEITUNG

Nach der heute herrschenden Ansicht hat sich bekanntlich die Jurafaltung in zwei durch eine Periode der Peneplainisierung getrennten Faltungsphasen vollzogen. Keiner der Beweise, deren sich diese Ansicht bedient, ist jedoch für sich unanfechtbar. Ihre Anziehungskraft ist vielmehr darauf begründet, dass sich die einzelnen an sich vagen Indizien, unter dieser Hypothese zusammengefasst, zu einem scheinbar schön gerundeten, harmonischen Ganzen fügen.

Der Schreiber ist aber im Verlauf einer eingehenden Analyse der tektonischen Entwicklung des Juragebirges zur Überzeugung gelangt, dass bei der bisherigen Argumentation die wirklich entscheidenden Fragen kaum diskutiert worden sind. Wenn man nämlich geltend macht – wie dies gewöhnlich geschieht – dass die Wellungen der Peneplain in abgeschwächter Form die Tektonik des Untergrundes abbilden, und daraus schliesst, dass sie das Resultat einer Wiederbelebung dieser Tektonik sind, so hat man etwas voreilig das wesentliche Problem übergangen. An sich kann ja die Wellung der Oberfläche das Ergebnis rein exodynamischer Vorgänge sein, sie kann durch unvollkommene Abwitterung der tektonischen Rücken entstanden sein. Soll sie andererseits das Resultat eines endo-

dynamischen Vorgangs sein, so muss sie mit der Struktur des Untergrundes in gewissen geometrischen Beziehungen stehen. Für verschiedene Gebiete des Juras sind aber sowohl die Struktur des Untergrundes wie auch die Wellung der «Peneplain» sehr gut bekannt, jedenfalls so gut, dass sich quantitativ und eindeutig bestimmen lässt, ob sie miteinander harmonisieren.

Es ist das Ziel der vorliegenden Arbeit, erstens solche Bestimmungen ganz lokal durchzuführen, zweitens sie in einem weiteren, arealen Rahmen zu überprüfen und drittens die gewonnenen Ergebnisse auf die Morphogenese des gesamten Jura-gebirges anzuwenden. Dazu sollen auch noch die stratigraphischen Argumente diskutiert werden, die zugunsten einer Zweiphasigkeit der Jurafaltung angeführt worden sind.

1. Lokale Analyse

Fig. 1 ist das geologische Profil durch die Mont Terri- und die Clos du Doubs-Antiklinale südlich Porrentruy, konstruiert auf Grund der detaillierten Aufnahmen von P. DIEBOLD (1960) und in die Tiefe bis auf den Sockel ergänzt nach dem stratigraphischen Profil der Bohrung Buix (SCHMIDT und BRAUN, 1924). Bis auf den Hauptrogenstein darf die Konstruktion als innerhalb enger Grenzen gesichert gelten. Die tieferen Schichten wurden in der Weise verfaltet gezeichnet, dass ihre ausgeglättete Länge jener der höheren, direkt beobachtbaren Schichten entspricht. Mit andern Worten: es wurde angenommen, dass bei der Faltung die durchschnittliche Dicke der Schichten nicht verändert wurde, dass sie weder eine plastische Streckung noch eine Verdickung erfahren haben. Diese Annahme gilt bekanntlich nicht für intensiv verfaltete Gebirge wie die Alpen. Auch für den Jura wird sie von verschiedenen Autoren bezweifelt (vgl. z. B. BELOUSSOV, 1961). Doch lässt sich ihre Richtigkeit leicht überprüfen:

Die von der Tektonik nicht beeinflusste Mächtigkeit lässt sich in den ungefalteten Sedimenttafeln und im Vorland des Juras ermitteln. Durch die Zusammenstauchung des Sedimentmantels bei der Jurafaltung wurden diese Schichten einerseits horizontal verkürzt, und andererseits wurden in den Antiklinalen die überschüssigen Gesteinsvolumina herausgepresst. Die horizontale Verkürzung Δs für die beiden Falten der Fig. 1 lässt sich – wenn man von plastischen Streckungen der Schichten absieht – mit dem Kurvimeter messen, das ausgepresste Volumen Δv unterhalb irgend eines stratigraphischen Bezugsniveaus, z. B. der Oberfläche des Hauptrogensteins (Fig. 3), mit dem Planimeter. Wenn dieses Niveau bei der Faltung seine ursprüngliche Länge beibehält, d. h. wenn es nicht plastisch verstreckt wird, so müssen für ΔV und Δs die einfachen, aus Fig. 2 ablesbaren Beziehungen gelten: Das nach oben ausgequetschte Volumen ΔV_+ muss dem durch den horizontalen Zusammenschub freigewordenen Volumen ΔV_- entsprechen. Dieses berechnet sich als Produkt aus dem horizontalen Zusammenschub Δs und der Abschertiefe z . Wenn keine plastische Streckung eintrat, so wird die kurvimetrische Länge s des verfalteten Bezugsniveaus gleich der Summe x (Faltenbreite) plus Δs . Dann wird also das planimetrisch gemessene ausgequetschte Volumen ΔV_+ gleich dem Produkt aus Abschertiefe z (in den Becken konstruiert aus stratigraphischen Daten) mal dem kurvimetrisch gemessenen Zusammenschub Δs . Stimmen die beiden dermassen unabhängig voneinander bestimmten

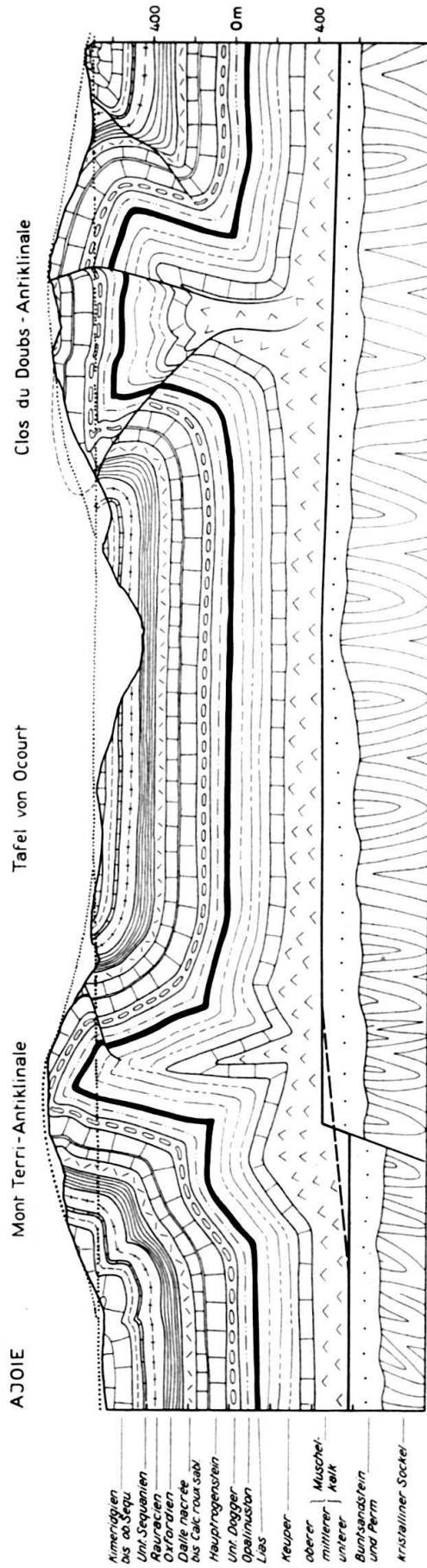


Fig. 1. Profil durch die Mont Terri- und die Clos du Doubs-Kette im Gebiet von Ocourt südlich Porrentruy, nach den Aufnahmen von P. DIEBOLD (1960). Die punktierte Linie gibt die ungefähre Lage der Rumpffläche der Freiberge wieder. Die unterbrochene punktierte Linie verbindet die Rumpffläche der Synklinaltafeln miteinander. Die Fläche (oder das Volumen) zwischen den beiden punktierten Linien entspricht den Massen, die nach der Hypothese von der Zweiphasigkeit der Juraftaltung durch den horizontalen Zusammenschub während der zweiten Phase ausgequetscht wurden.

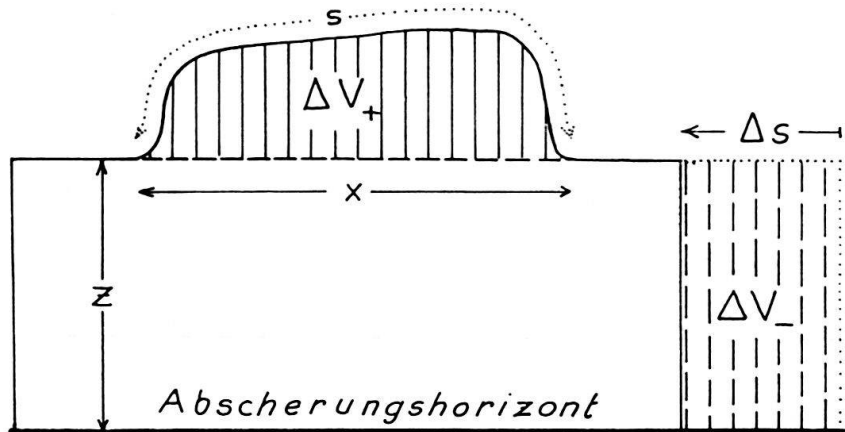


Fig. 2. Die geometrischen Bestimmungsstücke einer Abscherfalte. Das beim horizontalen Zusammenschub der Abscherdecke freigewordene Volumen ΔV_- entspricht dem in der Antiklinalen ausgequetschten Volumen ΔV_+ , und zwar gelten die Beziehungen:

$$\Delta s = s - x.$$

$$\Delta V = \Delta s \cdot z = (s - x) \cdot z, \text{ wo}$$

Z = Abschertiefe, s = abgewinkelte (kurvimetrische) Länge des Bezugshorizontes in der Falte (Profil), x = Breite der Falte.

Volumina überein, so hat keine plastische Streckung stattgefunden, die kurvimetrische Bestimmung des horizontalen Zusammenschubes gilt. Andererseits ist die Grösse der Diskrepanz zwischen den beiden Volumina ein Mass der plastischen Streckung, vorausgesetzt, dass die Abschertiefe korrekt eingesetzt ist.

Fig. 3 zeigt, dass für die Falten der Fig. 1 die beiden Volumina ausgezeichnet übereinstimmen, dass also das Ausmass der «plastischen»¹⁾ Streckung, wie sie sich oftmals lokal an den Antiklinalschenkeln beobachten lässt, gering ist und vernachlässigt werden kann. Ähnliche Untersuchungen für andere gut bekannte Falten des nordwestlichen Juras führen übrigens zum gleichen Resultat. Sie beweisen, dass die kurvimetrisch bestimmten Beträge des Zusammenschubs für die gesamte Breite des Juras gültig sind, und dass eine Erklärung der Jurafaltung durch im wesentlichen vertikale Hebungen von Blöcken des Untergrundes mit plastischem Seitwärtsfließen der Sedimenthaut, wie sie z. B. BELOUSSOV (1961) vorschlägt, schon aus diesem Grunde nicht angeht.

Die eben demonstrierten Zusammenhänge zwischen ausgepresstem Volumen und horizontalem Zusammenschub betreffen Falten, die nach der Hypothese von der Zweiphasigkeit der Jurafaltung durch die Summierung der Wirkungen beider Phasen entstanden sind. Dann sollten aber dieselben Zusammenhänge auch für die einzelnen Phasen, insbesondere also auch für die zweite Phase gelten. Für diese lässt sich als Bezugsniveau die Penepplain wählen. Fig. 2 wäre dann so zu interpretieren, dass die z Abschertiefe unter der Penepplain wäre, s die Länge der über der Antiklinale verbogenen Penepplain. Diese ist zwar auf dem Gebiet von Profil 1 nur bruchstückhaft erhalten, doch hat DIEBOLD (1960, p. 52, Fig. 10) die Relikte sorgfältig untersucht und zusammengestellt, so dass sich der Verlauf der Penepplain auf Fig. 1 ohne Schwierigkeit wie angegeben rekonstruieren lässt. Vergleicht man

¹⁾ «plastisch» natürlich nicht im mathematisch-mechanischen oder rheologischen Sinn, da im Jura jede Verformung durch diskontinuierliche Zerschering erreicht wird.

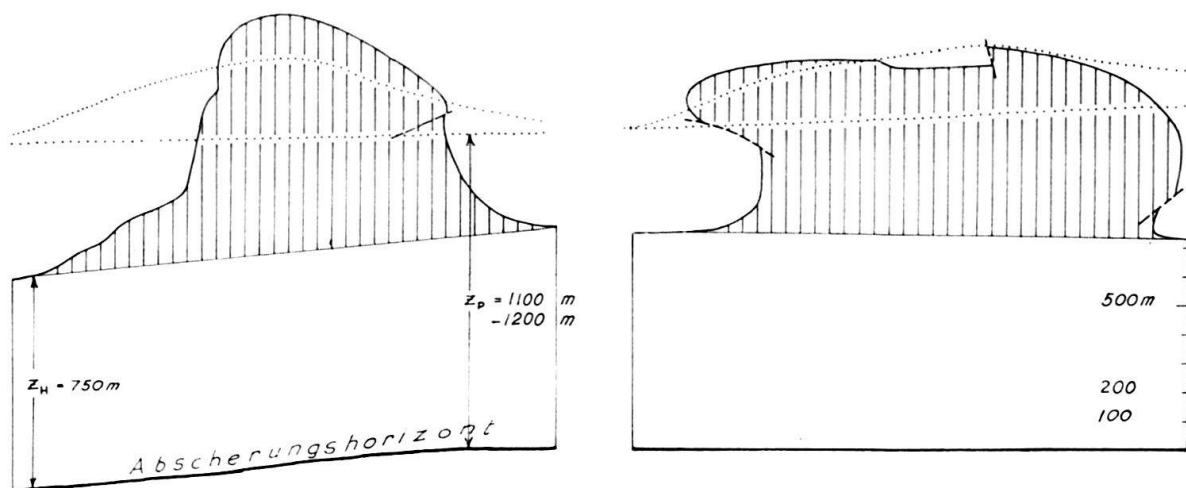


Fig. 3. Die im Profil der Fig. 1 unter der Oberfläche (Top) des Hauptrogensteins ausgequetschten Volumina (vertikal schraffiert) links Mont Terri-Antiklinale, rechts Clos du Doubs-Antiklinale.

Die Messungen ergeben folgende Resultate:

Mont Terri-A.:

Ausgepresste Fläche (Volumen) ΔV_+	= 0,70 km ²
Horizontaler Zusammenschub Δs	= 0,90 km
Errechnete Abschertiefe z	= 0,78 km
Gemessene Abschertiefe (Durchschnitt)	$z = 0,75$ km

Clos du Doubs-A.:

Ausgepresste Fläche (Volumen) ΔV_+	= 0,87 km ²
Horizontaler Zusammenschub Δs	= 1,20 km
Errechnete Abschertiefe z	= 0,73 km
Gemessene Abschertiefe (Durchschnitt)	$z = 0,74$ km

Die Übereinstimmung von errechneter und gemessener Abschertiefe beweist, dass diese Falten abwickelbar sind, dass keine nennenswerte plastische Streckung stattgefunden hat. Aus Fig. 1 ist ferner das «ausgequetschte Volumen der zweiten Faltungsphase» (punktirierte Linien) übertragen. Der ganz andere Stil der Wellungen der Rumpffläche ist augenfällig, so dass die Diskrepanz zwischen gemessener Abschertiefe (1,1—1,2 km) und errechneter (ca. 14 km) nicht verwunderlich ist. Hier bedeutet die Diskrepanz der Beträge, dass die punktirierten Wellungen nicht durch horizontalen Zusammenschub sondern durch exodynamische Degradation der Antiklinalen entstanden sind.

jetzt die kurvimetrisch und planimetrisch bestimmten horizontalen Zusammenschübe für die sog. 2. Phase, so ergibt sich eine Diskrepanz von solchem Ausmass, dass sie auch durch grosse Korrekturen im rekonstruierten Verlauf der «Peneplain» nicht wesentlich reduziert werden kann.

Was bedeutet dies? Doch offenbar, dass die «verfaltete Peneplain» kein verfaltetes Bezugsniveau sein kann. Wollte man die Vorstellung der verfalteten Peneplain retten, so müsste man schon argumentieren, dass die Abschertiefe für die 2. Phase viel grösser war. Man kann diese scheinbare Abschertiefe aus der Gleichsetzung der kurvimetrisch und planimetrisch gemessenen ausgequetschten Volumina bestimmen. Sie ergibt sich (vgl. Fig. 1 und 3) zu 14 km. Dieses Resultat lässt sich aber kaum in Übereinstimmung bringen mit dem der Konstruktion von Fig. 1. Dort beträgt sie für die Falten, die als Summe beider Phasen aufzufassen wären, also auch die Wirkung der 2. Phase zeigen müssten, nur 1,2 km. Eine

Abschertiefe von 14 km für die zweite Phase würde aber bedeuten, dass die Oberfläche des Sockels praktisch parallel zur «Peneplain» hätte müssen verbogen werden, oder dass, etwas gröber gesprochen, in der zweiten Phase eine Injektion von Sockelblöcken in die Antiklinalen stattgefunden hätte. Dies scheint aber nach der Konstruktion von Fig. 1 kaum möglich, auch wenn man die hypothetische Natur der Sockeloberfläche berücksichtigt. Aber selbst wenn eine solche Konstruktion gelingen sollte, so bliebe doch unerfindlich, warum eine Abscherung in 14 km Tiefe oder eine Sockelinjektion aus solchen Tiefen sich genau an Falten halten sollte, die doch eindeutig aus einer oberflächlichen Abscherung des Sedimentmantels hervorgegangen sind.

Aus all dem schliesst man, dass die gewellte «Peneplain» im Gebiet von Fig. 1 nicht mit der Struktur des Untergrundes harmonisiert; sie ist nicht das Produkt endogener Vorgänge, sie verdankt ihre Form nicht einer Wiederbelebung der Juraantiklinalen nach vorangehender Einebnung. Sie ist vielmehr das Ergebnis exogener Dynamik, sie entspricht einem Zustand weitgehender, doch noch nicht abgeschlossener Nivellierung der durch die Faltung geschaffenen Antiklinalberge.

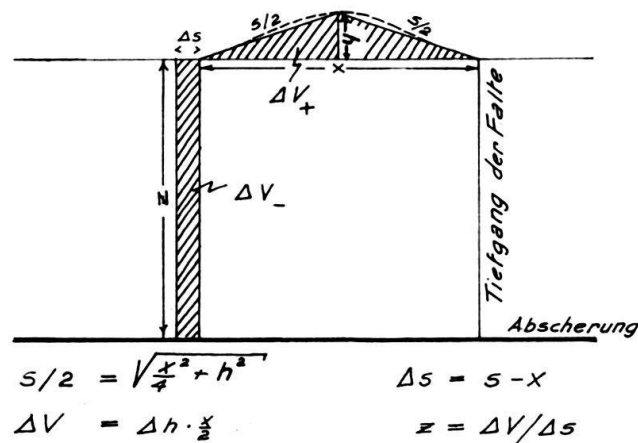


Fig. 4. Vereinfachte Beziehungen zwischen Faltenbreite x , Faltenhöhe h und Abschertiefe z für sehr schwache Wellungen. Diese Beziehungen ergeben im allgemeinen zu kleine z , so dass die Diskrepanz zwischen scheinbarer und tatsächlicher Abschertiefe in Wirklichkeit noch grösser ist.

Vgl. Fig. 5.

Zum selben Resultat gelangt man auch bei der Analyse anderer Relikte der Rumpffläche der Freiberge. Um zu einer einfachen Übersicht zu gelangen, kann die geometrische Analyse in der Art vereinfacht werden, wie dies auf Fig. 4 angegeben ist. Man bemerkt nämlich, dass bei den durchwegs geringfügigen Wellungen der Fläche die kurvimetrische Länge $s/2$ durch $(x^2/4 + h^2)^{1/2}$ wiedergegeben werden kann. Dabei führt man nur einen Fehler ein, der innerhalb der Rekonstruktions- und Messgenauigkeit bleibt. Ebenso lässt sich das planimetrisch gemessene ausgepresste Volumen durch $h \cdot x/2$ darstellen. Dann wird die scheinbare Abschertiefe z eine Funktion von Faltenbreite x und Faltenhöhe h der Wellungen der Rumpffläche, von Grössen also, die sich unmittelbar aus Profilen, topographischen Karten (besonders eignen sich hierzu die Landeskartenblätter 1:25 000) oder Isohypsendarstellungen der Rumpffläche (vgl. Fig. 6 und SCHWABE, 1939, Tafel 6) entnehmen lassen.

Auf diese Weise wurden die scheinbaren Abschertiefen für eine Anzahl der auffälligsten Wellungen der Rumpffläche ermittelt (Fig. 5), und zwar fast ausnahmslos auf Grund der Isohypsenkarte Tafel 6 von SCHWABE (1939). Wären diese Wellungen einer Wiederbelebung der tektonischen Falten entsprungen, so müssten die entsprechenden Projektionspunkte auf Fig. 5 alle in die linke obere Ecke fallen, wo die Abschertiefen von der Grössenordnung von 1 km wären. Statt dem ergeben sich durchwegs scheinbare Abschertiefen von über 6 km, und über die

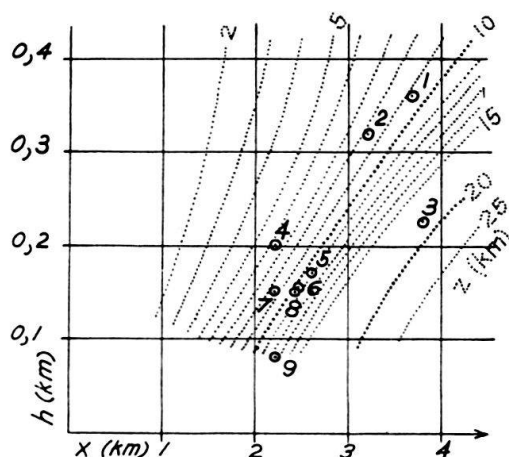


Fig. 5. Höhe h , Breite x und scheinbare Abschertiefe z (punktierte Kurven) für verschiedene Wellungen der Rumpffläche der Freiberge, nach den Beziehungen von Fig. 4. 1 = Moron-Kette, 2 = Vellerat-K., 3 = Mont Soleil-K., 4 = Graivery-K., 5 = Clos du Doubs-K., 6 = Raimeux-K., 7 = Les Places-K., 8 = Les Bois-Peuchapatte-K., 9 = Pâturattes-K. Die wirkliche Abschertiefe der entsprechenden tektonischen Falten liegt bei weniger als 2 km.

Hälfte der Punkte liegt sogar im Gebiet von Abschertiefen, die mehr als 10 km betragen, in Übereinstimmung mit den für Fig. 1 errechneten Abschertiefen.

Die Wellungen der Rumpffläche der Freiberge sind also nicht tektonisch bedingt. Es wäre aber vielleicht interessant zu erfahren, wie richtige tektonische Wellungen aussehen müssten, die bei Faltung einer Peneplain durch Wiederbelebung der eingeebneten Jurafalten entstanden wären. Die horizontale Zusammenstauchung der Oberfläche müsste jedenfalls auch für geringfügige Volumenauspressungen, d. h. für kleine Amplituden der Wellen, viel intensiver sein. Das aber wäre nur möglich, wenn die Oberfläche zu einer Pilz- oder wenigstens Kofferfalte deformiert würde, mit kurzen, steilen, bis überkippten oder überschobenen Flanken und flachem Scheitel – in Übereinstimmung mit dem tektonischen Stil vieler Jurafalten. Dieses Resultat ergibt sich auch als selbstverständliche tektonische Notwendigkeit, wenn man sich z. B. anhand der Fig. 1 überlegt, wie eine weitere Zusammenstauchung etwa der Clos du Doubs-Antiklinale zu bewerkstelligen wäre. Stellt man sich vor, man wolle den Sedimentmantel von rechts her weiter zusammenschieben, so findet man, dass dies entweder so zu geschehen hätte, dass weitere Partien der flachliegenden Beckenschichten über die Falten-scharniere an der Basis der Schenkel steil aufgerichtet würden, so dass der Antiklinalscheitel sich kofferförmig über seine Umgebung hinaushöbe, oder dadurch, dass man die Antiklinalschenkel einander näherte und Kern und Scheitel pilz-

förmig auspresste. Durch keinen dieser Vorgänge könnten Oberflächenwellungen entstehen wie jene der Rumpffläche der Freiberge, und überdies könnten sich solche tektonische Oberflächenformen unmöglich erhalten, sie müssten schon während der Entstehung zerfallen. Nach der bisherigen Analyse ist allerdings nicht ausgeschlossen, dass auch in relativ junger Zeit noch Bewegungen in den Antiklinalen stattgefunden haben, sie lassen sich aber nicht nachweisen; jedenfalls hat die Wellung der Rumpffläche nichts mit ihnen zu tun.

2. Der Ostabbruch des Hochplateaus der Freiberge (Fig. 6)

Die Rumpffläche weist nicht nur lokale, mehr oder weniger den Falten des Untergrundes folgende Wellungen auf, sie ist auch regional gegliedert in Bereiche verschiedener durchschnittlicher Höhenlagen. Besonders eindrücklich ist der Ostabbruch des Hochplateaus der Freiberge gegen die Tertiärmulden des «Rheintalischen Juras», der jedem Reisenden auffällt, der etwa von Delémont nach St. Brais hinauffährt. Während die Fläche in den Freibergen eine durchschnittliche Höhenlage von über 1000 m einnimmt, senkt sie sich im Gebiet des Delsberger Beckens auf ungefähr 600 m (vgl. Fig. 6 und SCHWABE 1939, Tafel 6). Auch noch im Muldenkern von Undervelier steigt sie bis auf 650 m ab, weiter südlich dagegen, in den Synklinalen von Sornetan und Tavannes, nur bis etwa 900 m.

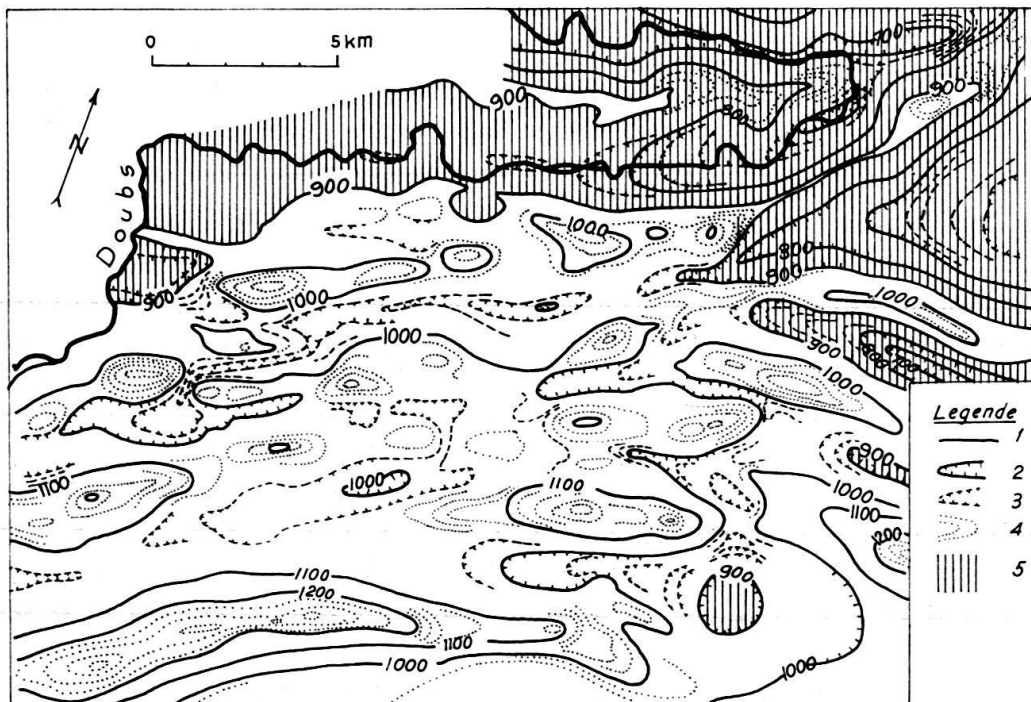


Fig. 6. Isohypsenkarte der Rumpffläche der Freiberge nach E. SCHWABE (1939), etwas vereinfacht. 1 = Isohypsen der Rumpffläche, Äquidistanz 100 m; 2 = von den Isohypsen gezeichnete Mulden; 3 = zusätzliche Isohypsen in den Mulden, Äquidistanz 20 m; 4 = zusätzliche Isohypsen auf den Ketten, Äquidistanz 20 m; 5 = Gebiete unter 900 m (Mulden des Rheintalischen Juras und des Doubs-Gebietes). Die leicht gewellte Rumpffläche der Freiberge setzt sich nach Osten über die Antiklinalscheitel des Rheintalischen Juras fort, der Ostabbruch des Plateaus der Freiberge besteht nur gegenüber den Mulden. Viel schärfer ausgeprägt ist der Nordabbruch gegen den Doubs.

Man sehe vorerst von den Resultaten des vorhergehenden Kapitels ab und nehme an, die Wellungen der Rumpffläche seien durch Faltung entstanden. Wie aber steht es in diesem Falle mit den Niveaudifferenzen in der Streichrichtung, mit der vergleichswisen Tieflage der Tertiärbecken des Rheintalischen Juras gegenüber den Freibergen? Ein Blick auf die Isohypsenkarte von SCHWABE (1939, Tafel 6; vgl. auch Fig. 6) lehrt, dass sie unmöglich durch einen SN gerichteten Zusammenschub des Sedimentmantels einer ursprünglichen Ebene aufgeprägt werden konnte. Denn das Hochplateau der Freiberge ist derart schwach gewellt, dass der postulierte Zusammenschub bestimmt keine Heraushebung der Mulden bewirken konnte. Ebensowenig konnten die Tertiärbecken des Rheintalischen Juras durch die Faltung des Sedimentmantels in die Tiefe gedrückt werden. Hält man an der Hypothese fest, die Differenz der Höhenlage sei das Resultat der tektonischen Verstellung einer Penepplain, die ursprünglich überall dasselbe Niveau eingenommen hätte, so muss man schon eine zusätzliche vertikale Blockbewegung von mehreren hundert Metern am Ostrand der Freiberge annehmen, die nach der Hauptfaltung eingetreten wäre. Aber selbst diese Annahme führt nicht aus den Schwierigkeiten heraus. Sie würde zwar die tiefe Lage der Tertiärbecken erklären, nicht aber die Tatsache, dass die Fläche sich von den Freibergen her in sozusagen ungebrochener Höhenlage auf die Rücken der Antiklinalen fortsetzt, welche diese Becken voneinander trennen. Will man dieser Tatsache ebenfalls Rechnung tragen, so muss man schon die einzelnen Tertiärbecken individuell sowohl gegenüber dem Hochplateau der Freiberge wie auch gegenüber den sie im Norden und im Süden begrenzenden Antiklinalriegeln einbrechen lassen. Nun zeigt aber die Profilkonstruktion eindeutig, dass diese Becken gegenüber den Antiklinalen nicht eingebrochen sind, sondern dass vielmehr die Antiklinalen bei der horizontalen Zusammenstauchung während der Hauptfaltung herausgepresst worden sind (vgl. BUXTORF 1916). Es ist also ganz und gar unmöglich, die verschiedene Höhenlage der Rumpffläche auf dem Hochplateau der Freiberge und im Gebiet der Tertiärbecken des Rheintalischen Juras durch nachträgliche Verstellung zu erklären; sie muss primär sein.

Die Betrachtung der paläogeographischen Entwicklung dieser Gegend zeigt überdies, dass der erwähnte Niveauunterschied der Rumpffläche einem solchen der Sockeloberfläche entspricht, der sich schon vor der Faltung und zwar während des ganzen Tertiärs entwickelt hatte. Das Delsberger Becken wurde schon im Eozän angelegt und besonders im Oligozän ausgestaltet. Auch die südlicheren Becken enthalten recht mächtige oligozäne Sedimente. Schon im Alttertiär lag also das Gebiet der Freiberge höher als das des Rheintalischen Juras. Die Bewegungen gingen weiter im Jungtertiär. So finden sich in der Mulde von Tavannes über dem Oligozän noch mindestens 200 m Burdigalien über fast 400 m Oligozän, während bei Tramelan, am Rande der Freiberge, in der Fortsetzung dieser Mulde tortone Konglomerate auf Malm übergreifen (FORKERT 1933). Die Versenkung des Sockels im Bereich der Mulde von Tavannes gegenüber den Freibergen muss also schon vor dem Torton über 600 m betragen haben. Aber auch das Torton selbst ist in einer Weise verstellt, die kaum durch horizontalen Zusammenschub allein erklärt werden kann. Die tortonen Schichten in den Muldenkernen der Freiberge nehmen durchschnittliche Höhenlagen von rund 900 bis 1000 m ein,

während gleichaltrige Schichten in der Mulde von Court auf 700 bis 800 m, im Delsberger Becken auf 500 bis 600 m liegen. Allerdings handelt es sich dabei durchwegs um Süsswasserbildungen, die von vornherein in verschiedenen Höhenlagen gebildet werden konnten, aber man kann sich des Eindrucks nicht ganz erwehren, dass längs den Ausläufern der Rheintalgrabenbrüche in diesem Gebiet – in Übereinstimmung mit dem Rheintalgraben selbst – auch nach dem Torton noch Bewegungen stattgefunden haben.

Weiterhin ist natürlich zu beachten, dass der Sedimentmantel bei der Jura-faltung vom Sockel losgeschert und nach Norden verschoben wurde (Fernschubtheorie!). So ist für die Mulde von Tavannes–Tramelan anzunehmen, dass sie um mindestens 6 km nach Norden gewandert ist. Unter diesen Umständen spiegeln die Mächtigkeitsunterschiede des Tertiärs die präortonene Sockeltektonik nicht im Gebiet von Tavannes–Tramelan wider, sondern in einer Gegend, die 6 km südlich davon, also südlich des Tals von St-Imier liegt. Der präortonene Sockelsprung am Rand der Freiberge mag leicht noch grösser gewesen sein. Es ist aber zur Zeit noch unmöglich, darüber Genaueres zu berichten oder sogar einen quantitativen Vergleich der präortonenen mit der heutigen Sockeltektonik zu ziehen und präzise Aussagen über das Ausmass der postortonenen Sockelbewegungen zu machen; denn zur lückenhaften stratigraphischen Überlieferung gesellt sich die Schwierigkeit, die heutige Sockelkonfiguration aus den Oberflächenbeobachtungen mit hinlänglicher Genauigkeit zu rekonstruieren.

Soweit die tektonische Entwicklung vor der Faltung. Was die morphologische Entwicklung während derselben Periode betrifft, so möchten wir annehmen – in Analogie zu den Verhältnissen im Baselbieter Tafeljura – dass die marine Transgression im Helvétien, die ja nach Norden bis über das Delsberger Becken hinaus und in die nördlichen Teile der Freiberge gereicht hat, die vorher entstandenen Höhenunterschiede weitgehend nivellierte. Das posthelvetische Relief aber wurde vor der Faltung kaum mehr eingeebnet, es ist anzunehmen, dass bei Beginn der Faltung, als der Sockel in den Freibergen an die 700 m höher lag als im östlich benachbarten Gebiet, auch die Oberfläche Höhenunterschiede von vielleicht bis zu 300 m und mehr aufwies. Mit andern Worten: der Grössenordnung nach wäre es wohl möglich, dass die heutige Höhenlage der Rumpffläche in den Freibergen schon vor der Faltung bestanden hat, eine Situation, die sich auch für andere Gebiete des Faltenjuras ergibt (s. S. 18). Das müsste bedeuten, dass sich in diesen Hochgebieten schon vor der Faltung eine Karstentwässerung entwickelte, und dass diese nach der Faltung bei der Bildung der Rumpffläche eine grössere Rolle gespielt haben muss, wie schon längst von einigen Forschern angenommen worden ist (vgl. SCHWABE 1939).

Ausschlaggebend für die besondere Entwicklung der Morphologie der Freiberge gegenüber jener des Rheintalischen Juras ist sodann bestimmt der verschiedene tektonische Stil der beiden Gebiete, worauf schon SCHWABE mit Nachdruck hingewiesen hat. Den sechs eng gedrängten Antiklinalen der Freiberge (Sonnenberg, Les Places, Pâturatte, Raimeux, Vellerat, St. Brais) entsprechen im Rheintalischen Jura in einem parallelen Querschnitt von 14 km Länge vier grössere durch weite Mulden getrennte Antiklinalen (Montoz, Moron, Raimeux, Vellerat). Die Übergangszone ist durch nur geringfügige Transversalverschiebungen gekennzeichnet –

die grosse Transversalverschiebung am Westrand des Delsberger Beckens entwickelt sich erst am Ostende der St. Braiskette –, so dass der Betrag des horizontalen Zusammenschubes für beide Profile ungefähr gleich sein muss. Die 4 Antiklinalen des Rheintalischen Juras müssen also je etwa 1,5 mal stärker zusammengeschoben sein als die Antiklinalen der Freiberge. Das bedeutet, dass in den einzelnen Antiklinalen des Rheintalischen Juras unterhalb eines bestimmten Bezugsniveaus über der basalen Abscherfläche, z. B. unter der Basis des Kimmeridge, ein 1,5 mal grösseres Volumen ausgequetscht worden sein muss. Und wenn man ungefähre Kofferform der Antiklinalen, vor allem steile Schenkel berücksichtigt, wie sie ja vorherrschen, so bedeutet das, dass die Antiklinalen des Rheintalischen Juras, wiederum auf die Basis des Kimmeridge bezogen, ungefähr 1,5 mal so hoch sein müssen wie jene der Freiberge. Dies stimmt sehr gut mit den Beobachtungen überein: die Strukturkarte der Freiberge (Auflagerungsfläche des Kimmeridge, SCHWABE 1939, Tafel 3) zeigt in den Freibergen Amplituden der Antiklinalen von etwa 500 m, im benachbarten Rheintalischen Jura von 700–800 m. Dadurch gelangten deren Scheitel ungefähr auf die gleiche Höhe wie jene der freibergischen, und darum ist es auch nicht verwunderlich, dass sich die Hochfläche der Freiberge gegen Osten zu über die Antiklinalenscheitel des Rheintalischen Juras fortsetzt, obwohl die Mulden so viel tiefer liegen. Und weiter ist es einigermaßen verständlich, dass sich in den Freibergen bei der primären durchschnittlichen Hochlage des Gebietes und der geringen Amplitude der Falten sowie bei der Enge der ein geringes Gebiet der gesamten Oberfläche einnehmenden Synklinalen eine einheitliche, nur leicht gewellte Rumpffläche herausbilden konnte.

Die Entwicklung von breiteren Synklinalen im Rheintalischen Jura ist zur Zeit schwer zu erklären. Hängt sie, wie SCHWABE annimmt, mit der mächtigeren Tertiärfüllung zusammen? Doch sicher nicht ausschliesslich: die Becken von Delémont und von Tavannes sind viel zu breit, ein paar hundert Meter zusätzliches Tertiär an den Schenkeln lässt immer noch eine weite, ungefaltete Mulde offen. Weiterhin beweisen die breiten Synklinaltafeln von Ocourt und Tariche nördlich der Freiberge (s. u.) sowie vor allem die grossen, ungefalteten, doch augenscheinlich bei der Jurafaltung dislozierten Plateaux der Franche Comté, dass breite Synklinalen auch da entstanden, wo der Sedimentmantel dünn war. Die mechanischen Faktoren, welche die vorzugsweise Ausquetschung der Sedimente in bestimmten engen Antiklinalzonen bedingten, sind zur Zeit nicht genau und jedenfalls nie mit Leichtigkeit anzugeben (vgl. LAUBSCHER 1961). Die Ansicht von SCHWABE, dass grössere Tertiärbedeckung auch einen grösseren Tiefgang der Mulden bedingte, widerspricht der Abscherung in der Trias: Abscherfalten können nur ausgequetscht, nicht in den Sockel hineingedrückt werden.

Kurzum: durch die Faltung wurde die Sockellage nicht verändert, sie lag im Rheintalischen Jura primär tief, in den Freibergen primär hoch, und dasselbe muss von den breiteren Mulden gelten, die ja nicht hochgequetscht wurden. Hingegen wurden die Antiklinalenscheitel des Rheintalischen Juras durch die Faltung ungefähr auf die Höhe der freibergischen Antiklinalenscheitel gebracht. Dieses Resultat wird nicht wesentlich modifiziert, wenn man noch Sockelbewegungen nach der Faltung annimmt.

3. *Der Nordabbruch des Hochplateaus der Freiberge (Fig. 6)*

Ganz ähnlich verhält es sich mit dem Nordabbruch der Freiberge. Auch gegen Norden zu, im Bereich des Doubs, gelangt man wieder in ein Gebiet breiter Synklinaltafeln (Tafeln von Ocourt–St-Ursanne, Tariche), in denen sich die Rumpffläche um 200 bis 300 m absenkt (Fig. 6 und SCHWABE 1939, Tafel 6). Wiederum kann diese Höhendifferenz nicht durch tangentiellen Zusammenschub während einer zweiten Phase erklärt werden, denn dabei konnten weder die flachen nördlichen Synklinaltafeln versenkt noch das schwach gewellte Hochplateau der Freiberge herausgepresst werden. Wiederum muss man eine vertikale Blockbewegung im Sockel zu Hilfe nehmen, wenn man an einer tektonischen Erklärung der Höhendifferenz festhält. Dieser Sachverhalt ist auch deutlich aus dem Rekonstruktionsversuch von DIEBOLD (1960, Fig. 11) abzulesen, der durch Ausglätten der Rumpffläche die tektonischen Verhältnisse vor der zweiten Faltungsphase darzustellen versuchte. Dabei musste er z. B. auf Profil 2a die Hochfläche der Freiberge um rund 300 m versenken. Das geht nur, wenn man die Neigung der Rumpffläche als in den Sockel hineinreichende Flexur auffasst.

Und wiederum, wie am Ostabbruch der Freiberge, zeigt sich, dass ein solcher Sockelsprung tatsächlich vorhanden ist (vgl. LAUBSCHER 1961, Fig. 1), nur verläuft er diesmal ungefähr im Streichen. Es lässt sich deshalb nicht so einwandfrei zeigen wie am Ostabbruch, dass die Höhendifferenz der Rumpffläche primär ist und nicht durch Blockverstellung längs der Sockelstörung entstanden ist. Ausserdem fehlen tertiäre Schichten in den Synklinaltafeln, so dass sich keine direkten stratigraphischen Beweise für das Alter der Störung erbringen lassen. Man könnte natürlich versuchen, durch die Diskussion der regionalen stratigraphischen Verhältnisse das Altersproblem einigermaßen zu erhellen, doch mag an dieser Stelle der Hinweis genügen, dass sich auf Grund einer solchen Analyse die Ansicht vertreten lässt, der Sockelsprung gehöre zum selben alttertiären bis miozänen Bruchsystem wie die Caquerelle-Zone und die Mont Terri-Linie. Jüngere Sockelbewegungen lassen sich allerdings auch hier nicht ausschliessen.

4. *Der Südrand der Freiberge*

Im Süden der Freiberge erhebt sich die Rumpffläche auf der Sonnenbergkette bis auf fast 1300 m, in der darauf folgenden Chasseralkette sogar bis auf über 1600 m. In der dazwischen liegenden Tertiärmulde von St-Imier ist die Fläche durch Ausräumung vollständig zerstört, doch ergibt sich ihre Lage durch Rekonstruktion auf etwa 950–1000 m (vgl. Fig. 6 und SCHWABE 1939, Tafel 6). Hier würde demnach kein Abbruch der Hochfläche der Freiberge vorliegen wie im Osten und im Norden. Wie aber steht es um die Erhebung der Sonnenberg- und besonders der Chasseralkette? Die scheinbare Abschertiefe der Sonnenbergkette bei der zweiten Faltungsphase wurde bereits auf S. 7 ermittelt und diskutiert. Auch die Chasseralkette weist eine scheinbare Abschertiefe von rund 10 km auf. Der entsprechende Projektionspunkt fällt ausserhalb der Fig. 5 – wegen der zu grossen Dimensionen der Chasseralkette –, aber dass die Wellung der Rumpffläche unmöglich auf eine zweite Faltungsphase zurückgeführt werden kann, welche den Abscherhorizont der mittleren Trias benützt hätte, ergibt sich schon bei der Be-

trachtung des Rekonstruktionsversuchs von SUTER (1936, Fig. 5): es zeigt sich hier, dass die Wellung durch Ausstopfung von unten her erzeugt werden müsste. Die Anfügung der Seekette in der zweiten Phase, wie SUTER sie darstellt, ist natürlich gänzlich spekulativ und im Hinblick auf die obigen Ausführungen kaum mehr vertretbar.

5. *Die stratigraphische Evidenz der pontischen Vogesenschotter für die Zweiphasigkeit der Jurafaltung*

Seit BUXTORF und KOCH (1923) und vor allem LINIGER (1925) ging der Consensus der Geologen dahin, dass für die Zweiphasigkeit der Jurafaltung (präpontisch-postpontisch) stratigraphische Beweise vorlägen. Die pontischen Vogesenschotter des Bois de Raube und von Charmoille sind durch Faltenriegel getrennt, die letzten Faltungen müssen also postpontisch sein. Andererseits liegen im Bereich der Falten geröllführende Lehme bis auf Hauptrogenstein; interpretiert man sie als in situ verarmte Vogesenschotter (LINIGER 1925), so muss die Hauptfaltung wie auch die folgende Einebnung präpontisch gewesen sein. Diese These wird nach LINIGER (1925, p. 43, 49) weiterhin durch die Beschaffenheit der Gerölle gestützt: In der Ajoie sollen Kimmeridgegerölle selten sein, tiefere Malm- und Doggergerölle aber vollständig fehlen. Im Delsberger Becken sollen dagegen 3% Hauptrogenstein, 2% Rauracien, 5% Séquanien, 10% Kimmeridgien vorkommen. TSCHOPP (1960) hat zwar in der Zwischenzeit auch in der Ajoie grössere lokale Anhäufungen von Malmgeröllen und auch einige Doggergerölle gefunden, doch argumentiert auch er noch, merkwürdigerweise, mit einer Zunahme der Juragerölle gegen Süden.

Welches Gewicht kommt dieser Evidenz tatsächlich zu? Zum mindesten ist sie nicht eindeutig. Das Vorkommen von Geröllen auf den Scheiteln der Falten kann leicht durch sekundäre Verschleppung und Streuung erklärt werden. Die tektonisch hochgewölbten Schotter wurden bei der Abwitterung und der Bildung der Rumpffläche bestimmt weithin getragen und zerstreut, z. B. aus dem Bereich der Schenkel in ursprünglich tiefer liegende Antiklinaltäler (vgl. auch RUTTE 1950). Diese sekundäre Verschleppung der Vogesengerölle geht auch heute noch weiter, die quartäre Streuung der Vogesengerölle in der Ajoie z. B. ist ein auffälliges Phänomen. Ausserdem musste eine Anzahl von Geröllen durch tektonische Klüfte in der Scheitelregion der Antiklinalen in die tieferen Schichten des Scheitels gelangen (vgl. das Vorkommen von Vogesengeröllen in der Bruchbreccie der Störung von Montmelon bei La Seigne dessous, LAUBSCHER 1948). Weiterhin sind Beispiele bekannt, wo kristalline Gerölle mit Karstwässern in tiefere Bezirke von Kalkkomplexen verschleppt wurden (vgl. CADISCH 1959, Bohrung Eglisau 2). Dass auch solche Prozesse nach der Ablagerung der pontischen Schotter und besonders bei der Ausbildung der Rumpffläche eine Rolle gespielt haben, dürfte ausser Zweifel stehen. Und während die Kalke in der Folge chemisch aufgelöst und entfernt wurden, blieben die Quarzitgerölle in einer Decke von Residuallehm zurück. Das Übergreifen geröllführender Lehmdecken auf den Dogger der Gewölbescheitel kann nicht als stratigraphischer Beweis gelten. Was aber bedeutet das Auftreten von Malm- und Doggergeröllen im Bois de Raube? Erstens ist die Tatsache schon lange bekannt, dass im Gebiet des Faltenjuras und insbesondere am

Westrand des Delsberger Beckens schon vor der Jurafaltung eine gewisse Tektonik vorhanden war. Die Caquerelle-Zone war schon im Oligozän ein Hochgebiet, und weiterhin spielten sich hier noch im Obertertiär Bewegungen ab (für eine Übersicht vgl. LAUBSCHER 1961 und oben). Zeichnet man z. B. eine Kurvenkarte der Auflagerungsfläche der Vogesenschotter zwischen dem Bois de Raube und der Caquerelle (Fig. 7), und überlagert man ihr eine Isopachenkarte des Intervalls Vogesenschotter–Rauracien, so findet man, dass die heutige Verstellung des Rauracien in diesem Gebiet (Ostschenkel der Caquerelle-Kette) etwa zur Hälfte (200–300 m) präpontisch ist. Die präpontische Verstellung enthält als wesentliche Elemente oligozäne und miozäne Bewegungen. Diese dürften zusammen mindestens 200 m betragen haben (vgl. Verhältnisse bei Tavannes–Tramelan). Für die präpontische «Hauptfaltung» würde also bestenfalls vielleicht noch der kümmerliche Betrag von 50 bis 100 m übrig bleiben, während die schwache postpontische Faltung (Intensität nach DIEBOLD 1960, p. 55 nur $\frac{1}{10}$ der Hauptphase) das Drei- bis Sechsfache geleistet hätte! Hier spricht also der stratigraphische Beweis eindeutig gegen eine starke präpontische Faltungsphase. Überdies gewinnt man längs des Südschenkels der Vorburg-Antiklinale (LAUBSCHER 1948) den Eindruck (aber keine sicheren Beweise), dass er harmonisch mit den Vogesenschottern verfault sei, was im Einklang mit dem oben gesagten stehen würde.

Der Fig. 7 und ihrer Interpretation liegt die grobe Annahme zugrunde, dass zur Zeit der Ablagerung der Vogesenschotter deren Auflagerungsfläche einigermaßen eben war. Diese Annahme ist sicher nicht ganz richtig. Die östliche Begrenzung der Bois de Raube-Schotter zwischen Bassecourt und Develier ist die Wand einer etwa 100 m in die oligozänen Beckensedimente eingetieften Rinne (LINIGER 1925). Wenn aber die tiefliegenden Beckensedimente von den Vogesenflüssen in einer Rinne durchfurcht wurden, so mussten sie sich mit allergrösster Wahrscheinlichkeit erst recht, vielleicht schluchtartig, in den Hochriegel der Caquerellezone eintiefen, wenn auch bis zur Stunde keine eindeutigen Relikte dieser Schlucht gefunden worden sind (vgl. aber p. 17). Dieser Vorgang genügt zur Erklärung der Malmgerölle im Bois de Raube. Es ist jedoch höchst fraglich, ob die Schlucht im Caquerelle-Riegel bis in den Dogger eingetieft war, obwohl dies bei der beträchtlichen Intensität dieser rheintalischen Störungszone nicht ganz ausgeschlossen werden kann. Denn zwischen der Ajoie und dem Delsberger Becken wechselt diese Zone ihren gesamthaften Verwerfungssinn, ausserdem wird sie von der alten Mont Terri-Linie gekreuzt, und es ist möglich, dass dieser Wechsel schon vor der Jurafaltung von lokalen intensiven Stauchungen begleitet war, die sogar Dogger in den Bereich der Erosion rückten. Im übrigen lassen sich spärliche Hauptrogensteingerölle zwangslos aus dem Vogesenrand herleiten.

Und nun das Vorkommen jurassischer Gerölle bei Charmoille und die Auflagerung der Vogesenschotter auf Malm nördlich Charmoille–Miécourt: auch zu ihrer Deutung muss man sich die tektonische Lage dieses Gebietes im Tertiär vor Augen halten. Es befindet sich am südlichen Rand des Rheintalgrabens, für den eine bedeutende alttertiäre Schollentektonik an mehreren Stellen nachweisbar ist (vgl. z. B. LAUBSCHER 1961, Fig. 1). Insbesondere tritt hier eine Interferenz der rheintalischen NNE-Richtung mit alttertiären Brüchen anderer Richtung in Erscheinung. Regionaltektonisch auffällig sind die NE bis ENE streichenden

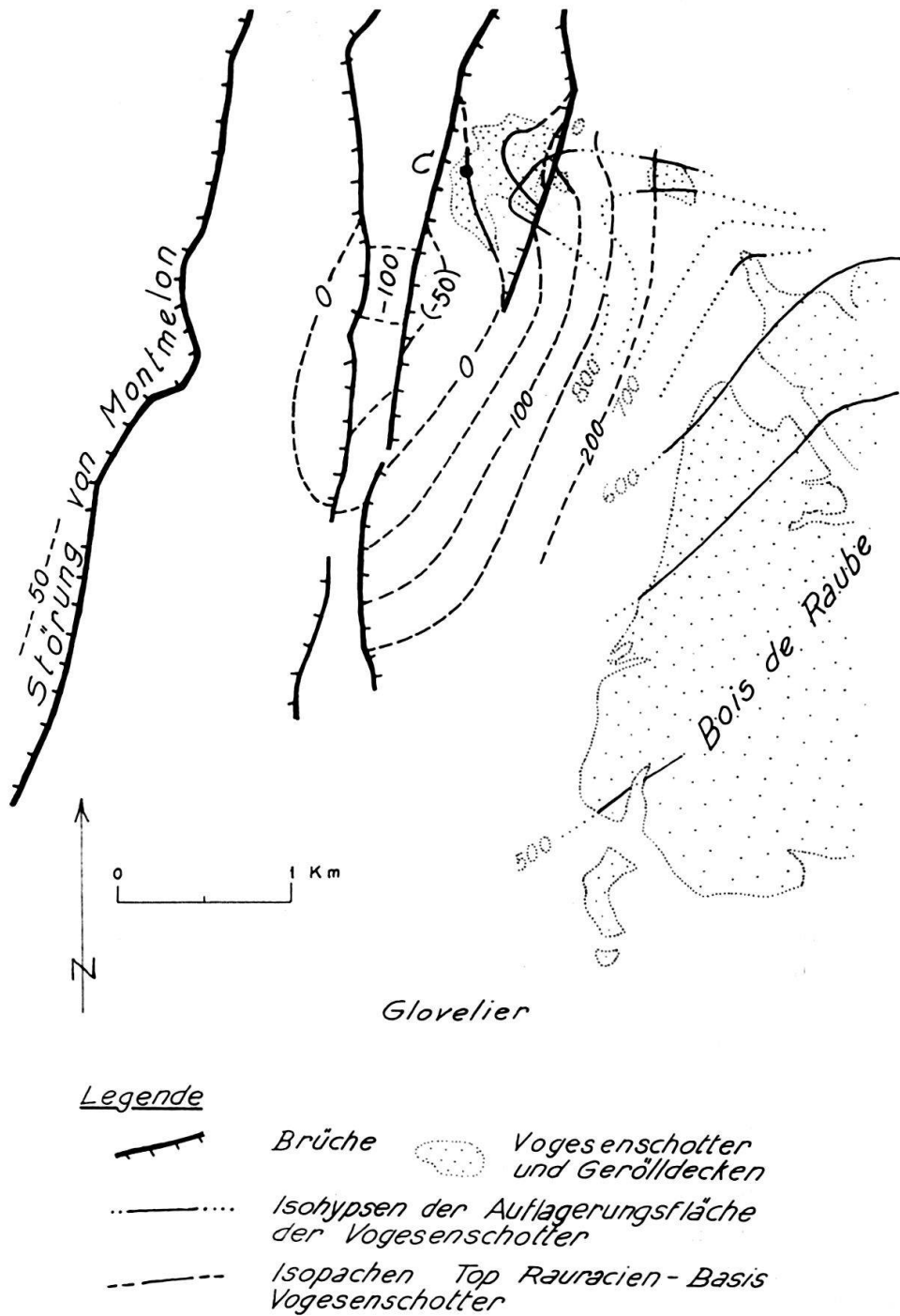


Fig. 7. Die Tektonik der Auflagerungsfläche der Bois de Raube-Schotter (Pontien) im Nordwestzipfel des Delsberger Beckens. C = La Caquerelle. Der Isohypsengradient ist mindestens so steil wie der Isopachengradient. Dies beweist, dass die postpontischen Bewegungen hier eher stärker waren als die präpontischen. Diese letzteren sind überdies eindeutig an den Bruchriegel der Caquerelle gebunden und deswegen vermutlich alttertiär bis Miozän. Eine präpontische Hauptfaltung lässt sich hier nicht feststellen. Die Isopache 50 m westlich der Störung von Montmelon basiert auf der Lage der Schotter von La Seigne dessous auf mittlerem Séquanien. Die Basis der Vogesenschotter liegt offenbar überall in Rinnen; dadurch wird die genaue Konstruktion der Kurven erschwert. Für die tektonische Analyse wesentlich ist eine hypothetische Fläche, welche die Rinnensohlen verbindet. Auf diese Fläche beziehen sich die Kurven. Trotz den offensichtlichen Unsicherheiten erlaubt die Konstruktion einen Vergleich der präpontischen mit den postpontischen Bewegungsbeträgen.

Bruchzonen, welche im grösseren Bereich der Burgundischen Pforte den Zusammenhang von Rheintalgraben und Bressegraben vermitteln. Als Ausläufer dieses Systems dürfen z. B. noch die alttertiären Vorläufer der Banné-Falte bei Porrentruy angesehen werden (vgl. SCHNEIDER 1960, LAUBSCHER 1961). Weiter treten südlich Basel alttertiäre WNW-Elemente wesentlich in Erscheinung, so die Adlerhofantiklinale (HERZOG 1956) und die Landskronkette (BITTERLI 1946, vgl. auch LAUBSCHER 1961). Diese letztere scheint sich irgendwie – wenn auch unterbrochen durch die Oltinger Bucht – im Nordrand des Pfirter Juras fortzusetzen. Es ist wahrscheinlich, dass die Morimontantiklinale nördlich Charmoille-Miécourt (TSCHOPP 1960) ebenfalls einen solchen alttertiären Vorläufer hatte, und dass vielleicht im Gebiet des Pfirter Juras durch die Interferenz dieser verschiedenen Richtungen intensive lokale Schleppungen entstanden – ähnlich wie dies nördlich der Caquerelle der Fall sein mochte – welche stellenweise sogar Dogger der Erosion freigaben. Weder Malm noch Doggergerölle sind ja so häufig, dass man zu ihrer Erklärung die ganzen riesigen, nach der zweiten Phase abgetragenen Kalkmassen der Juraantiklinalen zu Hilfe nehmen müsste. Ganz im Gegenteil: als Vertreter der präpontischen Hauptphase gerät man in die Schwierigkeit, angesichts der grossen abgetragenen Kalkmassen die Spärlichkeit der Juragerölle erklären zu müssen. Was endlich das Übergreifen der Schotter über die östlichen Randstörungen der Ajoie und über den gekappten Scheitel der kleinen Antiklinale von Fregiécourt betrifft, wie es von TSCHOPP (1960) beschrieben und auch bildlich dargestellt wird, so ist der Schreiber auf Grund mehrerer spezieller Begehungen der fraglichen Zonen zu einem etwas abweichenden Bild gelangt. Zum mindesten ist die Lagerungsart der Vogesenschotter nirgends eindeutig feststellbar, es ist anzunehmen, dass bei starken postpontischen Bewegungen am Ostrand der Ajoie die Schotter sehr weitgehend umgelagert wurden. In einigen Fällen scheint die Evidenz sogar einigermaßen deutlich – doch nirgends eindeutig – auf grössere tektonische Verstellungen der Auflagerungsfläche hinzuweisen. Hinsichtlich der «verbogenen Flussrinne» zwischen Mont de Miserez und La Vigne nördlich Charmoille ist Vorsicht am Platz: sie ist auffälligerweise identisch mit der Combe der Naticamergel auf der axial nach Westen abtauchenden Morimont-Antiklinale.

Wo die Auflagerung der Vogesenschotter am besten zu beobachten ist, zeigt sich, dass sie in Rinnen beträchtlicher Tiefe abgelagert wurden, sogar in den oligozänen Beckensedimenten des Delsberger Beckens, wo man doch am ehesten eine Einebnung durch den Fluss erwarten sollte. Demgegenüber ist erstaunlich, dass die durch Flusserosion entstandene Peneplain im Bereich der Jurafalten hätte derart gut geglättet werden sollen, wie dies bei der Interpretation der gewellten Rumpffläche gewöhnlich angenommen wird; erhaltene Relikte der Rumpffläche werden ja daran erkannt, dass sie als Flächen sehr geringen Lokalreliefs diskordant die tektonischen Strukturen schneiden. Schon aus diesem morphologischen Grunde möchte man jedenfalls annehmen, dass nicht die Rinne an der Basis der Bois de Raube-Schotter der Rumpffläche entspricht, sondern vielmehr die auffällige Fläche, die auf rund 600 m Höhe die Schotter kappt, und die besonders augenfällig ist für den Autofahrer, der von Develier nach Les Rangiers fährt. Schon auf Grund dieses rein morphologischen Vergleichs möchte man jedenfalls mit SCHWABE (1939) auf ein postpontisches Alter der Rumpffläche schliessen.

Interessant ist endlich, wie sich das kleine Vorkommen von Vogesenschottern bei La Seigne dessous südlich Montmelon in dieses Bild fügt (LAUBSCHER, 1948). Das Vorkommen findet sich unmittelbar auf der Westseite der grossen Störung von Montmelon, längs der das Delsberger Becken während der Jurafaltung nach Norden verschoben wurde, während sein Rand gleichzeitig zur Caquerelle-Antiklinale aufgepresst wurde. Vor der Jurafaltung fand sich anstelle dieser grossen Störung ein rheintalischer Bruch von schätzungsweise 50 m Sprunghöhe, mit abgesunkener Westflanke; östlich anschliessend müsste man sich das leicht zerbrochene Hochgebiet der Caquerellezone denken, dann das tiefer eingesunkene Delsberger Becken. In diesem liegen die Vogesenschotter zwischen 500 und 600 m, und nimmt man an (Fernschubhypothese!), dass die flachen Becken und Synklinaltafeln während der Jurafaltung ihre relative Höhenlage nur unwesentlich verändert haben (ausgenommen wo sie über grössere Sockelsprünge glitten), so müssten sich die Vogesenschotter westlich der Störung von Montmelon in der ungefalteten Tafel von Tariche in ungefähr derselben Höhenlage finden. Die Tafel von Tariche wurde in der Nähe der Störung von Montmelon durch die Faltung verbogen, so dass die Schotter heute auf 740 m liegen. Die Höhenlage der unverbogenen Tafel lässt sich aber weiter westlich erkennen (vgl. LAUBSCHER, 1948, Tafel III); auf ihr entspricht ein Niveau zwischen 500 und 600 m dem Séquanien. Andererseits sind in dieser Gegend noch an die 100 m Kimmeridge erhalten. Ein Vogesenfluss hätte demnach in einer mindestens 100 m tiefen Schlucht mit Wänden von oberem Malm im Séquanien fließen müssen. Es ist interessant, dass die Hauptmassen der Vogesenschotter von La Seigne dessous auf mittlerem Séquanien liegen, während nahebei noch Kimmeridge ansteht. Ihre Lagerung ist allerdings gestört, die Sandsteinlinsen, die in ihnen auftreten, sind zerbrochen, doch war vermutlich diese Umlagerung mit einem relativ kleinen Transport verbunden – die mürben Sandsteine wären sonst wohl kaum so gut erhalten. Die eingeschlossenen Blöcke oberen Malms endlich deuten auf die postulierte Rinne oder Schlucht im oberen Malm hin: Sie hätte über das Hochgebiet der Caquerelle hinaus eben noch den Ostrand der Tafel von Tariche angeschnitten. Übrigens lagen die Schotter von La Seigne dessous zu Beginn der Jurafaltung noch näher bei denen der Caquerelle und des Bois de Raube: die Transversalverschiebung längs der Störung von Montmelon zerriss die Vogesenschotter und verschob den östlichen Teil um vielleicht einen Kilometer nach Norden. Der Schreibende ist weit davon entfernt, die eben skizzierte Interpretation als stratigraphischen Beweis für seine Thesen zu werten, doch bereitet es ihm ein verständliches Vergnügen, dass dieses kleine Vorkommen, das ihm seinerzeit etliche Rätsel aufgegeben hatte, in einigermaßen einleuchtender Weise interpretierbar wird.

Kurzum, die oftmals angeführten stratigraphischen Beweise für eine präpontische Hauptfaltung können einer eingehenderen Untersuchung nicht standhalten. Ganz im Gegenteil, es lässt sich auf Grund der spärlichen stratigraphischen Indizien ohne weiteres für eine postpontische²⁾ Hauptfaltung plädieren.

²⁾ Sollten die Vogesenschotter noch zum unteren Pontien gehören, so könnte die Hauptfaltung auch noch mittel- oder spätpontisch sein. Diese Bemerkung gilt für alle Stellen dieser Arbeit, wo von der « postpontischen » Hauptfaltung die Rede ist.

6. Regionale Aspekte der Morphogenese im Gebiete des Faltenjuras

Ausser in der Ajoie und im Delsberger Becken treten pontische Sedimente auch noch am Rande des Bressegrabens in Kontakt mit dem Faltenjura. Bei Ambérieu am Rand des südlichen Juras wurden sie schon Ende des letzten Jahrhunderts datiert und beschrieben (BOISTEL 1894). Nach den Oberflächenverhältnissen zu urteilen, sind sie von der Randüberschiebung überfahren worden (VINCENNE 1932). Weiter nördlich, bei Lons-le-Saunier, wurde durch zahlreiche Bohrungen eine grosse Randüberschiebung festgestellt, die pontische Mergel überdeckt (RICOUR 1956). Allerdings sind die unter den mesozoischen Überschiebungsmassen liegenden tertiären Sedimente nicht durch entscheidende lokale Säugerfunde datiert, doch scheinen die französischen Geologen auf Grund regionaler Vergleiche vom pontischen Alter dieser Ablagerungen überzeugt zu sein. Es scheint also wenig Raum für Zweifel zu bestehen, dass der überwiegende Teil der Tangentialverkürzung am Westrand des Juras postpontisch ist. Nun gibt es keinen wesentlichen tektonischen Hiatus zwischen diesem Gebiet und den übrigen Teilen des Faltenjuras, so dass man fast gezwungen wird, anzunehmen, dass auch andernorts die Hauptfaltung postpontisch ist, wie dies oben für die Freiberge und den Rheintalischen Jura geltend gemacht worden ist.

Des weiteren ist eine ungefähre Rekonstruktion der morphologischen Situation möglich, wie sie am Bressegrabenrand vor Beginn der Jurafaltung vorgelegen hat (Fig. 8). Zunächst beweisen die Bohrerergebnisse, kombiniert mit der Tatsache der flachen Schichtlage im Plateau von Lons-le Saunier, dass die basale Abscherungs-

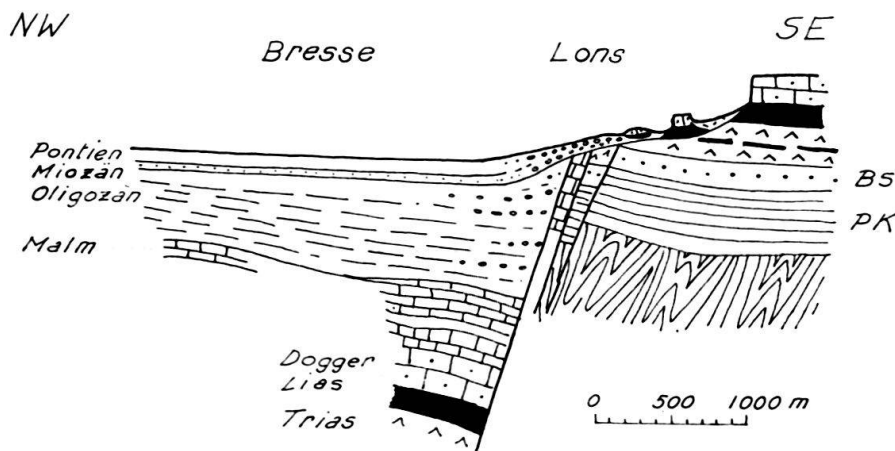


Fig. 8. Der Westabbruch des Juras gegen die Bresse bei Lons-le-Saunier im Pontien, vor der Jurafaltung. Rekonstruktion basiert auf RICOUR (1956) und LEFAVRAIS et al. (1957). Bei der Faltung wurde das Plateau im SE über subhorizontaler Abscherungszone auf die Bressesenke hinausgeschoben. Dabei wurden ältere Bergstürze und Sackungsmassen überfahren. BS = Buntsandstein, PK = Permokarbon.

und Überschiebungsfläche in diesem Gebiet auf einer Breite von mindestens 15 km subhorizontal verläuft. Unter diesen Umständen konnten die flachen Doggermassen des Plateaus von Lons bei der postpontischen Abscherung und Überschiebung ihre Höhenlage gegenüber der Bresse nur unwesentlich verändern. Und da sie heute das Pontien der Bresse um 600 m überragen, mussten sie dies auch während des Pontien, vor der Faltung, annähernd getan haben. Genaueres lässt

sich zudem der Stratigraphie der Bohrungen entnehmen. Vor der Jurafaltung, namentlich im Oligozän, wurde der Bressegraben gegenüber der angrenzenden Juraplattform um an die 2500 m versenkt. Diese tektonische Niveaudifferenz wurde auf der Tiefscholle durch mächtige oligozäne Aufschüttungen, auf der Hochscholle durch Erosion mehr und mehr ausgeglichen. Über Ausmass und Wesen dieser Erosion informieren gewisse in einigen Bohrungen gefundene Konglomerate (LEFAVRAIS et al. 1957). Diese Konglomerate sind der Gompholithe pralinée von Le Locle ähnlich, sie bestehen aus Jurageröllen, die von Algen umkrustet sind. Sie sind vermutlich miozänen Alters. Sie transgredieren vom Graben auf die Hochscholle und kommen dabei sogar auf Paläozoikum zu liegen. Mit Hilfe dieser Daten lässt sich das Bild der morphologischen Verhältnisse vor Beginn der Jurafaltung wie folgt verfeinern (Fig. 8):

Die Steilstufe des Bressegrabenrandes war durch Erosion degradiert und wenige Kilometer nach Osten zurückgedrängt worden. Mit dieser Stufe begann das Plateau von Lons, das von einer Haupttrogensteinplatte gekrönt war und die Bressesenke um mindestens 600 m überragte. Zwischen der Steilstufe und dem eigentlichen Bressegraben erstreckte sich ein Hügelland mit verschiedenen Relikten alter Sackungen, die später in die Jurafaltung einbezogen wurden und heute als chaotische Fetzen von Malm und sogar Kreide die frontalen Massen des Faisceau Lédonien durchsetzen.

Das Hochgebiet des Plateaus von Lons war also bestimmt im Tertiär weder vor noch nach der Jurafaltung je auf ein tiefstes Niveau, auf das Niveau der Bressesenke peneplainisiert. Es war Liefergebiet für die Konglomerate der Senke, dem Schwarzwald und den Vogesen vergleichbar, die eine entsprechende tektonische Lage als Hochschollen am Rande von Einbruchgräben einnahmen und Liefergebiete für die Sedimente des Rheintalgrabens und der benachbarten Tiefgebiete waren (Juranagelfluh).

Ähnliche, wenn auch etwas mildere morphologische Züge vor Beginn der Faltung darf man nach den Darlegungen auf S. 10 wohl auch für das Randgebiet zwischen Freibergen und Rheintalischem Jura annehmen; ohne detaillierte Begründung sei hier nur festgestellt: die tortonen Kalkkonglomerate von Tramelan (FORKERT 1933) zeigen ein jurassisches Liefergebiet an, während die Vogesensande des Delsbergerbeckens sowie die Juranagelfluh des Baselbietes und des Aargauer Juras beweisen, dass östlich der Caquerellezone ein Tiefgebiet vorhanden war, in welches die Vogesen- und Schwarzwaldflüsse strömten (vgl. auch die Sockelkarte des Juragebietes in LAUBSCHER, 1961, Fig. 1).

Wie musste sich auf eine solche regionale morphologische Lage die Jurafaltung auswirken?

Zunächst ist sicher, dass sie für das ganze von der Faltung erfasste Gebiet eine bedeutende durchschnittliche Hebung brachte. Die Antiklinalen wurden um mehrere hundert bis über 1000 m herausgedrückt, in den grossen südlichen Ketten sogar bedeutend mehr. Allerdings kamen die topographischen Erhebungen wohl nie den tektonischen gleich, da sie schon in statu nascendi von der Erosion angenagt wurden; doch wurde ein grosser Teil der Erosionsprodukte, also Gehängeschutt, Bergstürze und Sackungen, zunächst in den benachbarten Mulden gelagert, so dass durch die lokale Abtragung die *durchschnittliche* regionale Hebung nur lang-

sam abgebaut wurde. Für den ganzen Rheintalischen Jura ergibt sich so eine durchschnittliche Hebung von 500–700 m, für das Gebiet südlich des Delsberger Beckens gesondert eine solche von etwa 800 m. Zu dieser durchschnittlichen Hebung durch Herauspressung der Antiklinalen muss nach der Fernschubtheorie noch eine regionale Hebung des Molassebeckens und der südlichen Gebiete des Faltenjuras hinzugezählt werden (LAUBSCHER 1961, p. 259). Denn indem ein gegen Süden sich beträchtlich verdickender Sedimentkeil hangaufgestossen wurde, hob sich zugleich die Oberfläche. Im Gebiet des südlichen Rheintalischen Juras betrug der Gradient etwa 1000 m pro 20 km, die Tangentialverschiebung etwa 10 km, die relative Hebung also etwa 500 m. Diese Hebung erfasste die Mulden ebenso wie die Antiklinalen. Man wird bemerken, dass die Rumpffläche der Freiberge nach SCHWABE (1939, Tafel 6) in der Mulde von Tavannes 300 bis 400 m höher liegt als im Delsberger Becken, obwohl die Sockeloberfläche nach Süden einfällt (LAUBSCHER 1961, Fig. 1): dieser Befund liesse sich z. B. sehr gut durch die oben skizzierte Hebung der südlichen Teile infolge des Fernschubs erklären. Sonst müsste man annehmen, das Südfallen des Sockels sei ursprünglich steiler gewesen und später durch unvollständige Rückkipfung nach Norden wieder etwas abgeflacht worden, die Höhendifferenz zwischen dem Becken von Tavannes und dem Delsberger Becken sei durch diese Rückkipfung bedingt.

Weiter im Südwesten, wo der Sockelgradient steiler und die Tangentialbewegung grösser ist, müssen auf Grund der Fernschubtheorie Hebungen von bis über 1000 m angenommen werden. Natürlich sind dies Durchschnittswerte, welche durch Unregelmässigkeiten der Abscherbahn lokal modifiziert sind.

Zwei wesentliche Faktoren der Faltung bewirkten also eine bedeutende Hebung, die im Durchschnitt für den Strang der südwestlichen Ketten über 2000 m, für den südlichen Rheintalischen Jura über 1000 m betragen haben mag. Das Molassebecken dahinter wurde ebenfalls um mindestens mehrere hundert Meter gehoben.

Mit der Jurafaltung musste sich also das Bild der regionalen Entwässerung grundlegend ändern. Das neue, ausgedehnte Hochgebiet musste ein eigenes, neues Entwässerungsnetz schaffen. Das regionale Tief im Bereich des Molassebeckens und der südlichen Juraketten, in welches Schwarzwald- und Vogesenflüsse während des Obermiozäns und noch des Pontien ihre Schotterlasten getragen hatten, war nun ein Hochgebiet. Es ist undenkbar, dass die Vogesen- und Schwarzwaldflüsslein dieses Hochgebiet hätten niederschleifen können; denn weder Vogesen noch Schwarzwald erreichten damals vermutlich Höhe und Ausdehnung des neuen Jurahochs. Wo hätten sie also die Energie hernehmen sollen? Und ausserdem hatten sie keinen Anlass mehr, durch das Juragebiet zu fliessen, da ja im Süden kein regionales Tief mehr lockte.

Im Rahmen des regionalen Bildes gehören also die pontischen Vogesenschotter des Berner Juras noch in die Ära der Juranagelfluhschüttung vor der Jurafaltung. Weiter erscheint die Peneplainisierung des Jurahochs durch irgendwelche jurafremden Flüsse als eine äusserst fragliche Möglichkeit. Die Resultate der regionalen Analyse stimmen also mit denen der lokalen Analyse vollkommen überein.

Unsere regionalen Untersuchungen betrafen nur den morphologischen Einfluss der Faltungsvorgänge im Sedimentmantel. Daneben aber war die postpontische Gestaltung der Oberfläche sicher auch durch Vorgänge im Sockel massgebend

bestimmt, wie sie Schwarzwald, Vogesen und den Rheintalgraben bis in unsere Zeit hinein weiter formen. Doch kommt für den Jura selbst der Faltung die erste Rolle zu, insbesondere für die Ausbildung der Rumpffläche der Freiberge.

SCHLUSSBEMERKUNGEN

Lokale tektonische Analyse gewährt die exaktesten quantitativen Kriterien, um zu entscheiden, ob die Wellungen der Rumpffläche der Freiberge durch eine zweite Faltungsphase hervorgerufen worden sind. Alle durchgeführten Konstruktionen und Berechnungen verneinen diese Möglichkeit.

Die *areale Analyse* erweist: die tektonischen und morphologischen Gegebenheiten am West- und Nordrand der Freiberge sind unvereinbar mit der Annahme, die Niveaudifferenzen zwischen der Hochfläche der Freiberge und der Rumpffläche des Rheintalischen Juras seien durch tektonische Verstellung einer Peneplain entstanden, sei es durch horizontalen Zusammenschub bei einer zweiten Faltungsphase, sei es durch vertikale Blockverstellungen.

Die *stratigraphische Analyse* der Lagerungsverhältnisse der pontischen Vogesenschotter im Berner Jura ergibt weniger eindeutige Resultate, doch lassen sie sich ohne weiteres in die sichereren Ergebnisse der tektonischen Analyse einordnen, und es finden sich mehrere gute Indizien dafür, dass sie vor der Jurafaltung abgelagert wurden.

Die *regionale Analyse* des gesamten Juragebietes führt zum Schluss, dass die Faltung postpontisch ist, dass sie einer grossen regionalen Hebung gleichkommt, welche ein umfangreiches eigenes Entwässerungssystem entwickeln musste. Dieses Hochgebiet wurde nie peneplainisiert. Es wurde zu einer Rumpffläche degradiert, die immer noch bedeutende Höhendifferenzen aufwies, und die im Plateau der Freiberge und in verschiedenen Relikten benachbarter Gebiete erhalten ist, im übrigen aber infolge regionaler, weit über den Jura hinausgreifender Sockelbewegungen (von denen hier nicht die Rede sein kann) mehr und mehr der Zerstörung anheimfällt.

Es wurde der Versuch unternommen, das Problem der zwei Faltungsphasen und der gewellten Rumpffläche von verschiedenen Seiten zu durchleuchten – immer mit demselben Resultat: die Hypothese der zwei durch eine Peneplainisierung getrennten Faltungsphasen ist unhaltbar.

LITERATURVERZEICHNIS

- BELOUSSOV, V. V. (1961): *The origin of folding in the earth's crust*. J. of Geoph. Res. 66, 7, p. 2241–2254.
- 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.
- BRÜCKNER, E. (1902): *Notice préliminaire sur la morphologie du Jura Suisse et Français*. Arch. des Sciences phys. et nat. 4e période, 14, 633–642.
- BUXTORF, A. (1916): *Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie des Juragebirges*. Verh. naturf. Ges. Basel, 27.
- BUXTORF, A., und KOCH, R. (1920): *Zur Frage der Pliozänbildungen im Nordschweizerischen Juragebirge*. Verh. naturf. Ges. Basel 31, 113–132.

- CADISCH, J. (1959): *Geologische Ergebnisse der Mineralquellenbohrung Eglisau II*. Bull. d. Ver. Schweiz. Petr.-Geol. und -Ing., 26, 70, p. 5–8.
- DIEBOLD, P. (1960): *Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt Ocourt (Berner Jura)*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 111.
- ELBER, R. (1920): *Geologie der Raimeux- und der Velleratkette im Gebiet der Durchbruchtäler von Birs und Gabiare (Berner Jura)*. Verh. naturf. Ges. Basel 32.
- FORKERT, E. (1933): *Geologische Beschreibung des Kartengebietes Tramelan im Berner Jura*. Eclog. geol. Helv. 26.
- GLAUSER, A. (1936): *Geologische Beschreibung des Kartengebietes von Blatt Montfaucon im Berner Jura*. Verh. naturf. Ges. Basel 47, 67–124.
- HETTNER, A. (1912): *Aus dem Schweizer Jura*. Geogr. Zeitschr. 18, 515–521.
- JARANOFF, D. (1935): *Zur Morphologie des Schweizer Jura*. Zeitschr. für Geomorphologie 9, 136–142.
- LAUBSCHER, H. (1948): *Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt St. Ursanne (Berner Jura)*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 92.
- (1961): *Die Fernschubhypothese der Jurafaltung*. Eclog. geol. Helv. 54/1, 221–282.
- LEFAVRAIS, A., LIENHARDT, G., MONOMAKHOFF, C., & RICOUR, J. (1957): *Données nouvelles sur le chevauchement 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.
- LINIGER, H. (1925): *Geologie des Delsberger Beckens und der Umgebung von Movelier*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 55/4.
- (1953): *Zur Geschichte der Geomorphologie des nordschweizerischen Juragebirges*. Geographica Helvetica 8/4, 289–303.
- (1954): *Neues von der Geologie der Birsklusen*. National-Zeitung Nr. 80, Basel.
- MACHATSCHKE, F. (1905): *Der Schweizer Jura. Versuch einer geomorphologischen Monographie*. Petermanns Geogr. Mitt. Ergänzungsheft 150.
- 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
- ROTHPLETZ, W. (1932): *Geologische Beschreibung der Umgebung von Tavannes im Berner Jura*. Verh. naturf. Ges. Basel 43.
- RUTTE, E. (1950): *Über Jungtertiär und Altdiluvium im südlichen Oberrheingebiet*. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., 40, 23–122.
- SCHMIDT, C., & BRAUN, L. (1924): *Die Bohrung von Buix bei Pruntrut*. Beitr. Geologie Schweiz [geotechn. Ser.] 10.
- SCHWABE, E. (1939): *Morphologie der Freiberge (Berner Jura)*. Mit. geogr.-ethnol. Ges. in Basel 5, 1–135.
- SUTER, H. (1936): *Geologische Beschreibung der Kartengebiete Les Bois und St. Imier im Berner Jura*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 72.
- TSCHOPP, R. (1960): *Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt Miécourt (Berner Jura)*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 110.
- VINCIENNE, H. (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.
-