Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 60 (1967)
Heft: 2

Artikel: Pliozän und Tektonik des Juragebirges
Autor: Liniger, Hans
Kapitel: Tektonik
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-163494

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: 02.10.2025

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

Dass aber die allgemeinen Zeitbestimmungen, bei denen dem Pleistozän eine Million Jahre zugemessen wird (GÜNTHERT 1964, p. 109, Tabelle, E. KUHN-SCHNYDER: *Das Leben im Strom der Zeit*, p. 218, in: *Das Zeitproblem im 20. Jahrhundert*, Francke Bern, München), wohl zu knapp ausfielen, zeigen die vorliegenden Ausführungen, speziell auch das Profil der Bohrungen von Karlsruhe (vgl. GÜNTHERT 1964, p. 109).

TEKTONIK

Das untersuchte Gebiet des Jura-N-Randes umfasst zwei total verschieden gebaute Einheiten: im N den Rheingraben, speziell dessen W-Abschnitt Dammerkircher Senke, mit mächtiger Tertiärfüllung und zahlreichen Schollenbewegungen, sowie das im S anschliessende, gefaltete Juraareal, das Jurasockelplateau (LAUBSCHER 1961) mit mesozoischem Mantel (siehe Tf. 1 und 2). Die Schwierigkeiten der oft diskutierten Deutung der Beziehungen zwischen der nach N vorspringenden Pfirt und dem benachbarten Elsgau – ein Stück Rheingraben, quasi eine Vorbergzone – werden noch vermehrt durch die vielen zeitlichen Differenzierungen der Bewegungen vom Eozän bis ins Jungpleistozän sowie durch die Erkenntnisse der Rheingrabenautoren, wonach die oberflächlich erkennbaren Brüche als durchgepauste Bewegungen des Sockels nur recht bedingt die eigentlichen Vorgänge in der Tiefe rekonstruieren lassen. Eine Übersichtskarte der Tiefenverhältnisse im Graben-S-Teil, die die vielen Bohrungen verwertet, ist leider nicht zugänglich.

Ein erstes Kapitel umfasst die Analyse der Detailtektonik, ein zweites versucht eine theoretische Deutung der Resultate.

Tektonik des Jura-N-Randes

(vgl. Tf. 1 und 2)

Folgende Fragestellungen standen vorerst im Vordergrund:

Wie verhält sich das Juraplateau tektonisch zum Grossgraben?

Gehen die alttertiären, rheintalischen Brüche nach S in den Jura hinein? Können Flexuren, Brüche und Faltungen datiert werden und wie verhalten sich diese Strukturen zueinander[11]).

Für die Abschnitte südlich Basels sei verwiesen auf die Arbeit von BITTERLI 1945 (Blauenkette) und von FISCHER 1965 (Landskronkette und Oltingen); die Pfirt hat SCHNEEGANS 1952 1:50000 kartiert. Die Randzone im W des Bruches von Levoncourt V 17 ist eigentliches geologisches Neuland; immerhin hatte HUMMEL 1914 die Ajoie kursorisch begangen[12]). Wichtig ist überall die Ermittlung der Sprunghöhen der Störungen; nach VONDERSCHMITT 1942, p. 96, kann man annehmen, dass Brüche über 100 m den Sockel erreichten.

---

[11]) Vgl. LINIGER 1966. Pliozän und Juratektonik W Basel.

[12]) Eine Kopie der Originalkarte HUMMELS wird in der Geographischen Anstalt der Universität Basel aufbewahrt.

Die Flexuren (vgl. Fig. 4)

Sie sind die wichtigsten oberflächlichen, rheintalischen Bauelemente der Randzone von Aesch südlich Basel bis Montbéliard.

Eine erste, allerdings theoretische Flexur lässt sich von Aesch aus direkt nördlich der Blauenkette voraussetzen, dann am N-Rand der Bürgerwald-Ostantiklinale und nördlich der Réchésyfalte erkennen, ungefähr WNW streichend (Bl. II der geologischen Karte 1:200000). Ihr Alter ist nach den Tertiärprofilen BITTERLIS, p. 20ff., FÖRSTERS 1909 und FISCHERS bei Bouxwiller und Oltingen (p. 25ff.) an die Wende Eozän-Unteroligozän zu setzen.

Nun wird diese Hauptflexur durch mehrere Tertiärbuchten unterbrochen. Die erste ist die Bucht von Wolschweiler im W der Landskronkette, die im E von der (nicht festgestellten) Verlängerung der Allschwiler Verwerfung V 1, im W von der von FISCHER eingezeichneten Flexur von Oltingen F 1 umgrenzt wird. Die Flexurabsenkung mag gegen 200 m betragen. Das Alter der Allschwiler Störung kann obereozän bis unteroligozän sein; demnach ist es möglich, dass diese Bucht etwas älter als die Randflexur ist und deren Verlauf beeinflusst hat. Eine zweite Flexur mit Absenkung nach E ist im Steinbruch nördlich Kurhaus Luppach zu beobachten; es könnte sich um einen Flexurbruch handeln.

Im W, in der Bürgerwaldantiklinale-W, ist unter den Überschiebungsmassen durch Profilkonstruktion (Prof. 1) eine SW–NE-Flexur zu erkennen, deren Absenkungsbetrag ± 300 m ist. Sie leitet, nach W absenkend, den Übergang vom Sequanrücken von Luppach zur Largbucht ein. Diese wird speziell vom Levoncourtbruch V 17 betont, der die Verwerfungen V 20 und V 21 als Gegenflügel, nach E verwerfend, hat. Die beiden letztern scheinen an der Randflexur F 8 nördlich Pfetterhouse zu endigen; sie ist im Gelände durch eine Niveaudifferenz der Sundgauschotter markiert; danach ist sie nach Oberpliozän reaktiviert worden.

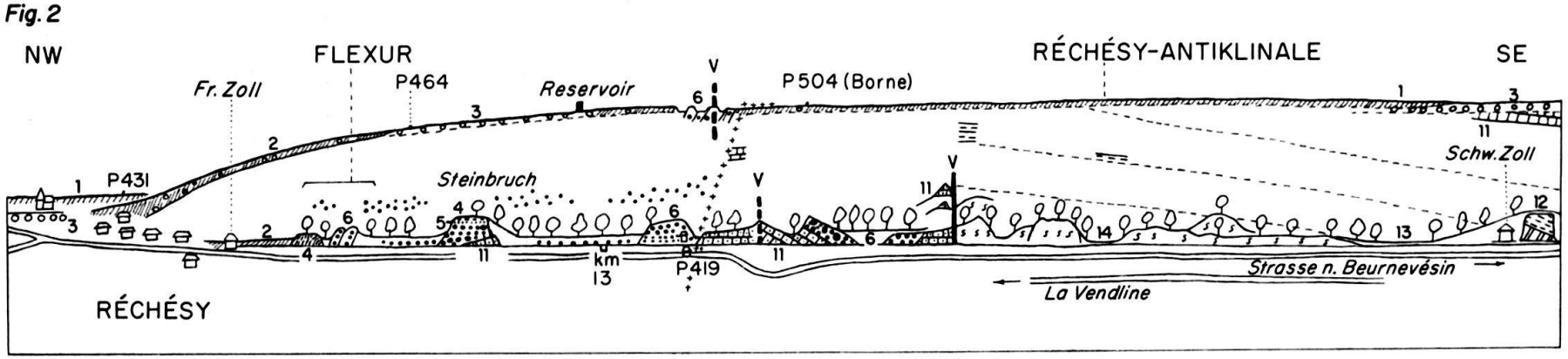
Eine sehr schön erschlossene, SW–NE streichende Flexur F 10 zeigt sich an der Strasse Beurnevésin–Réchésy im Obersannoisienkomplex (Fig. 2), etwa 100 m östlich des französischen Zollhäuschens in Réchésy; das Konglomerat und die hangenden Mergel biegen mit etwa 55° nach NW ab. Der Bruch V 22 hat dieselbe Richtung, dürfte gleichaltrig wie die Flexur sein und kann als Dehnungsbruch, als Folge der Flexursenkung betrachtet werden. Die Flexur verwirft aber auch deutlich Sundgauschotter auf dem Rücken der Réchésyantiklinale gegen diejenigen im Dorf Réchésy um etwa 40 m; auch hier liegt eine postoberpliozäne Reaktivierung vor (Réchésybucht).

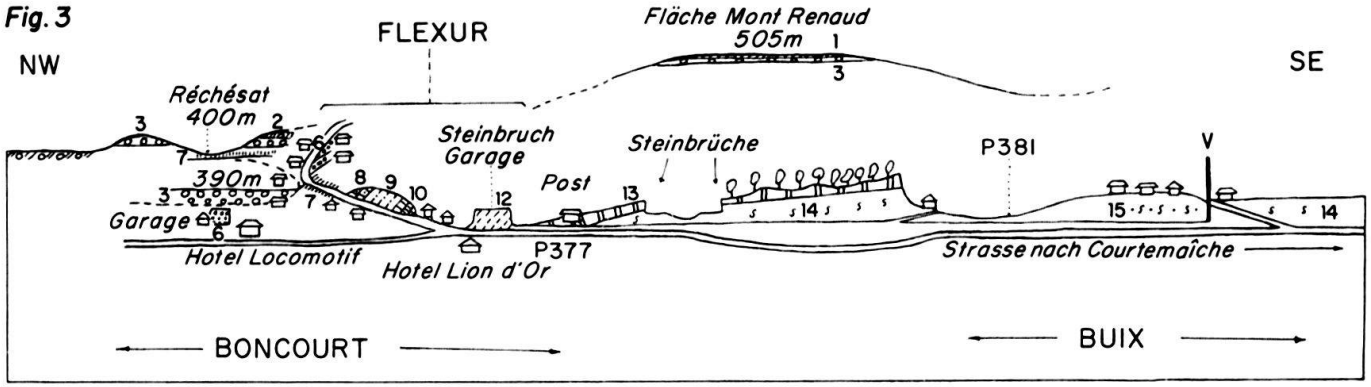
Das Konglomerat setzt südlich der Vendline aus, und es liegen unteroligozäne Kalkarenite auf dem Malm. Demzufolge muss die Flexur nach S in einen Flexurbruch übergehen, dessen Richtung SW sein kann; eine Flexur nach NW von Réchésy aus, wie sie die französischen Autoren zeichneten (siehe ERZINGER, Karte), existiert evtl. nicht. Dagegen ist eine solche im Tal der Cœuvatte SE Florimont erkennbar.

Auch die Réchésybucht ist kompliziert gebaut und springt tief in die flache Malmplatte der N-Ajoie ein (vgl. Fig. 4). Leider ist sie grösstenteils von Lehm und S.-Sch. überdeckt.

Übrigens verläuft im Cœuvattetal zwischen Lugnez und Florimont eine schwache Verwerfung V 25, die in einem Anriss an der Strasse, 450 m südöstlich P. 388 Florimont

Flexurgebiete.
Fig. 2. Aufschlüsse an der Strasse Réchésy–Beurnevésin, etwa 2,25 km.
Fig. 3. Aufschlüsse an der Strasse Boncourt–Buix, etwa 3,75 km.





1 Plateaulehm mit Geröllen.
2 Gehängelehm mit Geröllen.
3 Sundgauschotter (Plio-Pleistozän).
4 Graue Mergel (Obersannoisien).
5 Grobe Sandlage (Obersannoisien).
6 Grobes Malmkonglomerat (Obersannoisien).
7 Bräunlicher Kalkarenit (Untersannoisien).
8 Oberkimmeridge.
9 Pterocera-Mergel (Ober-Kimmeridge).
10 Unterkimmeridge.
11 Ober- bis Mittelsequan.
12 Untersequan.
13 Plattige Kalke (? Untersequan).
14 Oberrauracien.
15 Unterrauracien.
V Verwerfung. *F* Flexur.
++ Landesgrenze.

mit N 30° W 87° E, fassbar ist. Es zeigt sich auch in diesem Fall, dass das Gewässernetz der N-Ajoie weitgehend vom Auftreten alter Verwerfungen bestimmt ist.

Ein Analogon zu F 10 ist im Dorf Boncourt an der untern und obern Hauptstrasse aufgeschlossen (F 12); die flache Malmplatte von Buix biegt im Untersequan hinter der Totalgarage gegenüber Hotel Lion d'Or nach NW mit 55° ein, und an der obern Hauptstrasse zeigt sich dasselbe Phänomen in den *Pterocera*mergeln und im Système de Bourogne rechts der Strasse (Fig. 3). Da nun etwas weiter westlich hinter der Caltexgarage beim Hotel Locomotive das Oligozänkonglomerat mit weinroten Mergeln nur mit 3–5° nach NW einfällt, kann die Verwurfshöhe mit etwa 130 m berechnet werden. Da aber auch hier die Sundgauschotter im W abgesenkt sind, um etwa 60 m, ist der Totalbetrag der Absenkung mit etwa 190 m einzusetzen (Boncourtbucht).

Schliesslich ist zu erwähnen, dass mit französischen Autoren zwischen Boncourt und Delle eine SE–NW-Flexur F 13 vorhanden sein muss, die als Fortsetzung der Allainetalbrüche aufzufassen ist.

Auch im S der Ajoie zieht sich längs der Mont-Terri-Kette eine altoligozäne Flexur F 14 von E nach W, gekennzeichnet durch transgredierende Sannoisien- und Rupélienkonglomerate (vgl. die Arbeiten TSCHOPP 1960, SCHNEIDER 1960, DIEBOLD 1960). Bei ihr liegt der Fall besonders günstig, als sich der zugehörige Sockelsprung von 100–150 m ohne weiteres aus den Profilkonstruktionen ergibt. Siehe Pr. 2, Tf. 2, und LAUBSCHER 1961, p. 274 und 1962, p. 3.

Gesamthaft lässt sich demnach am ganzen Jura-N-Rand eine kompliziert gebaute, spitzwinklig vorspringende und gestaffelte Flexurzone in ungefähr ESE–WNW-Richtung von Aesch bis Boncourt erkennen; eigentlich handelt es sich um drei Zonen, eine am S-Rand der Ajoie, eine im Breitengrad von Pfirt (die eigentliche Randzone) und eine nördlich davon im Graben verlaufende, nur undeutlich zu erkennende. Durch die vorspringenden Flexurabschnitte wird der Jurarand in vier sehr ähnliche Buchten (Oltingen, Larg, Réchésy und Boncourt) und das Hinterland in blockartige Segmente aufgeteilt.

Die Jurasedimentplatte wurde vom Eozän bis ins Pleistozän rein passiv in den Graben von Dammerkirch (Dannemarie) abgebogen, hinabgezerrt; die aktive Zone muss am Vogesen-S-Rand gesucht werden, wo die Tiefbohrungen, z. B. Chavannes, etwa 500 m Unteroligozän aufweisen und wo zwei Hauptbruchlinien das Kristallin des Vogesenmassivs vom Rheingraben trennen. GUILLAUME hat 1961, p. 10, im französischen Jura ebenfalls auf mögliche Flexuren im Oligozän hingewiesen, die nach N absenkten und im Pliozän reaktiviert wurden. Vgl. auch ILLIES 1962, p. 319.

Nördlich der Randzone ist im Graben eine Vortiefe zu erkennen, die mehrfach erwähnte «dépression subjurassienne» THEOBALDS (1952), die wie die Randzone vermutlich nur geringmächtiges Unteroligozän aufweist; auch sie dürfte an ihrem N-Rand durch Flexuren oder Flexurbrüche zum Grabentiefsten von Hirtzbach absinken (siehe VONDERSCHMITT 1942).

In der Randzone speziell muss noch auf zwei allgemeine Beobachtungen hingewiesen werden.

Altersmässig lässt sich schon jetzt mit Hilfe der verschiedenen, oligozänen Randsedimente eine zeitliche Abfolge der Einbrüche erkennen; dabei spielen die von FISCHER 1965 bei Oltingen entdeckten Untersannoisien-Foraminiferenkalke ein

wichtiges Indiz, das auf allgemeine Bewegung an der Wende Eozän-Oligozän weist. Wenn später auch das Oligozän am W-Rand des Dammerkircher Grabens revidiert sein wird, lässt sich die Geschichte des Dammerkircher Teilstücks paläogeographisch vollständig erfassen.

In der Kinematik zeigen sich – wie im Delsberger Becken –, sehr deutlich eine Reihe paralleler SW–NE-Flexuren, deren Bedeutung aber erst im Zusammenhang mit der zunehmenden Kenntnis der Taphrogenese des Rheingrabens erfasst werden kann; VONDERSCHMITT 1942 deutete sie als Begleiter der NS-Brüche «en échélon». Die zerrenden Flexuren bedingten in ihrem unmittelbaren Hinterland sekundäre Einbrüche, die sich evtl. nur im mesozoischen Deckgebirge abspielten; ich fasse sie als reine Dehnungsbrüche auf. Beispiele: F 2 mit V 2, F 5 mit V 16 (Pr. 1a, p. 16, Tf. 2), F 10 mit V 22, F 12 mit V 27.

Das Abbiegen der mesozoischen Juratafel in den Grossgraben muss als Sockelbewegung aufgefasst werden; die Verwurfbeträge liegen zwischen 200 und 300 m. Das scheinbar unmotivierte Abschwenken der schwarzwäldischen Grabenflexur Lörrach–Dornach bei Aesch aus der NS-Richtung nach E–W kann nicht zufällig sein. Ebenso wie im N das Schiefergebirge der Grossgrabenbildung eine Grenze setzte, muss im Sockelplateau, dem der Faltenjura aufgesetzt ist, eine tiefe, präexistierende Struktur verborgen sein, die das südliche Querende des mächtigen Grabens bewirkte.

Die Verwerfungen

Sie treten meist im eigentlichen Grabengebiet und seinen mesozoischen Rändern (Grabenschultern) auf. WITTMANN hält sie für durchgepauste Bilder der darunterliegenden Sockelrisse, MURAWSKI spricht gelegentlich von durchprojizierten Bewegungen des tiefen Untergrundes. Auf alle Fälle hat man bei den oberflächlichen Rissen an den Schollenrändern mit sekundären Ausgleichsbewegungen aller Art zu rechnen.

Die meisten deutschen Autoren geben die Bruchrichtung nach dem Kompass und mit Worten an (siehe z.B. KNETSCH 1963, p. 51, ILLIES 1962, p. 320); im folgenden beschränken wir uns meist auf die Angabe nach der Himmelsrichtung. Es sind folgende Systeme (z.T. Bruchbündel) festzustellen:

a) Rheintalische: N–S laufende (NNW–SSE) (eggische), NNE–SSW laufende (rheinische), NE–SW laufende (variszische), NW–SE laufende (herzynische).
b) Im Faltengebiet: Zusätzlich zu den obigen zeigen sich noch streichende Brüche, mehr oder weniger EW-Richtung, abirrende, durch Lateraldruck bei Faltung entstandene Risse.

Das Alter

Gruppe a: Späteozän bis Chatt (vgl. VONDERSCHMITT 1942, WILSER 1929): reaktiviert z.T. vom Pliozän an bis ins Jungpleistozän.

Gruppe b: Streichende Brüche, evtl. früheozän bis späteozän. Abirrende, Jurafaltungsrisse mittel- bis oberpliozän.

Gruppe a sowie die Gruppe b (teilweise) sind von E–W mit V 1, V 2 usw. numeriert; in der Ajoie wurden die Nummern B 1, B 2 usw. von TSCHOPP und SCHNEIDER beibehalten.

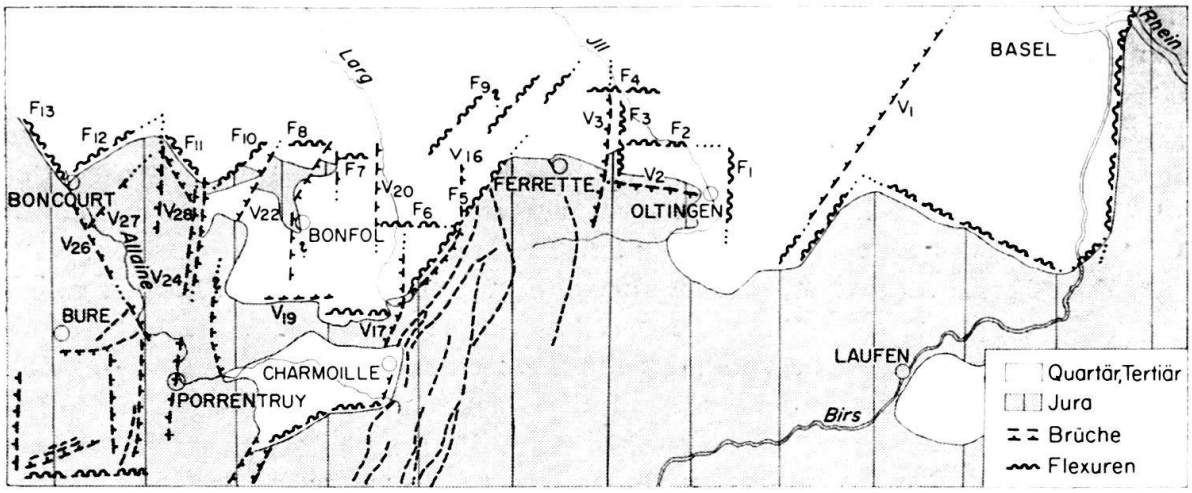


Fig. 4. Vorläufige Übersicht der alttertiären Bewegungslinien am Jura-N-Rand W Basel (Stand Ende 1965).

a) Die alttertiären Rheingrabenbrüche (Fig. 4)

V 1. Allschwiler Bruch. NE–SW, Verwurf nach W, Sprunghöhe 350–375 m, Alter unteroligozän. Nach FISCHER 1965 geht er westlich der Landskronkette in eine Flexur über. Möglicherweise ist er im Altpleistozän reaktiviert worden.

Der Sequanquerrücken von Luppach (siehe Tf. 1)

Dieser bisher zu wenig beachtete Malmausbiss in NS-Richtung ist einem Auftauchen des E-Teils des Horstes von Altkirch-Illfurt am Jurarand zuzuschreiben. Er unterbricht im S tektonisch die Bürgerwaldantiklinale, teilt sie in zwei verschiedene Äste und taucht im N, im Kühwald südlich Durmenach, unvermittelt ab, so dass mit einer Flexurzone F 4 zu rechnen ist.

Seine östliche Begrenzung ist F 3 (Fig. 4), eine sichtbare Flexur, die in der Tiefe wahrscheinlich zu einem Bruch ausläuft (Flexurbruch). N–S, Verwurf nach E, Höhe 20–40 m, Alter wahrscheinlich prästampisch, reaktiviert im Altpleistozän (vgl. Pr. 3, Tf. 2).

V 3 bildet seine W-Grenze; N–S senkt nach W ab, Verwurf 20–40 m, vermutlich prästampisch; die Verwerfung durchsetzt die Bürgerwaldkette und bildet dort eine Gleitschiene erster Ordnung (Vorprallen der Doggerfrontüberschiebung).

V 16 im Gebiet von Oberlarg, nach E verwerfend, muss sich in N-Richtung weit in den Graben hinaus erstrecken, wie man indirekt aus dem Vergleich der Höhen der Grundgebirgssockel in den Pr. 1a und 1b auf Tf. 2 sowie an der Tiefbohrung der PREPAC Société de Prospection et Exploitations petrolifères en Alsace, Strasbourg), nördlich Pfirt feststellen kann (Pr. 1a). Die Sprunghöhe kann 300–400 m betragen; V 3 und V 16 bilden einen Graben, der den Altkircher Horst südlich begrenzt. Ich nenne ihn Köstlacher Graben. Alter unbekannt, vermutlich altoligozän.

V 17 (B 6c), Levoncourt-Oberlarg-Verwerfung GRAHMANNS. N–S, absenkend nach W, Sprunghöhe 70–110 m, Alter späteozän oder noch älter. Nach N ist ein Zusammenhang mit dem Bruchbündel von Hirtzbach möglich; im S setzt er (als spätere Gleitschiene) durch die Forêt de Montagne, die Morimontantiklinale, durch die Ajoie (?verdeckt) und taucht als B 6 ins Caquerellegebiet ein. Bei Levoncourt ist er

sicher postmittelpliozän, bei Charmoille nach TSCHOPP vermutlich postpontisch reaktiviert (siehe LINIGER 1964, Fig. 3). 1965 konnte auf dem Rücken des Altkirch-Illfurt-Horstes, zwischen Aspach und Walheim, eine deutliche Decke von Vogesenschotter festgestellt werden, woraus sich ebenfalls eine postmittelpliozäne Absenkung des Horstes um etwa 40 m nach W ergibt. Schon FÖRSTER hatte diese Vogesenschotter erkannt (WERVECKE 1924, p. 134). Dieser wichtige Riss hat vermutlich im Früheozän die Senke von Pruntrut – mit Virgulien und Portland – von der Pfirt getrennt.

V 20, neuentdeckte Verwerfung im Largtal beim Largin. N–S, rein lokal, verwirft nach E, Sprunghöhe etwa 40 m, Alter wohl nur altpleistozän.

V 21, das auffallende Trockental, das von Pfetterhouse nach S zum Schweizer Zoll Beurnevésin hinaufführt, ist vermutlich durch einen oligozänen Bruch, kenntlich am Sannoisienkonglomerat Pfetterhouse, verursacht, der morphologisch direkt westlich Pfetterhouse zu sehen ist. NE–SW, verwirft nach E, kleine Sprunghöhe. Ein Begleitbruch ist im Kimmeridgesteinbrüchlein etwa 80 m östlich des letzten Gehöfts (an der Strasse nach Courtavon) am dortigen Nebensträsschen erschlossen.

V 22, der Réchésybruch, schneidet, sichtbar an der Strasse Beurnevésin–Réchésy, etwa 150 m östlich der Landesgrenze den Hang und trennt Oberrauracien vom Obersequan, auf dem das Système de Bourogne aufliegt (HUMMEL 1914, p. 21, 44, 52), vgl. Fig. 2.

Übrigens muss das Konglomerat an einer nach Dekametern hohen Malmwand abstossen, ähnlich wie dies SCHNEIDER 1960, p. 30, von Pruntrut meldet. NE/NNE–SW/SSW, Absenkung nach W, Sprunghöhe etwa 120 m, Alter Untersannoisien. Nördlich davon kann auf dem Scheitel der Réchésyfalte unmittelbar westlich des Grenzsteins 148 in einer Doline das Konglomerat mit etwa 70° N-Fallen gemessen werden; es handelt sich vielleicht um einen kleinen Begleitbruch. Nach S kann die Störung bis in die Höhe der Chapelle St.-Imier bei Lugnez verfolgt werden; das Oligozänkonglomerat liegt dort südlich der Vendline, auf Mittelsequan des Ostflügels auf.

V 28 ist im Steinbruch bei Derrière Château, etwa 100 m südlich Florimont zu sehen, mit mehr oder weniger NS-Richtung; er ist (vorläufig) bis 1 km südlich Montignez vorauszusetzen.

V 27 ist am obern Hauptsträsschen in Buix aufgeschlossen und verstellt Oberrauracien im E-Flügel gegen Unterrauracien im W-Flügel (siehe Tf. 1). Zu den Jurarandbrüchen muss auch der Allainetalbruch V 26 gerechnet werden, der im Oberrauraciensteinbruch an der Kantonsstrasse in Courchavon schön aufgeschlossen ist mit N 35° W, 64° N. Da seine Sprunghöhe gering erscheint, dürfte er zu einem Staffelbruchsystem gehören, das den Block von Bure (ERZINGER) im NE abschliesst und versenkt. Alter vermutlich oberpliozän. Er ist auf der Karte von HUMMEL 1914 eingetragen und auch 1917 von C. SCHMIDT und F. KOBY anlässlich der Prognose zur Bohrung Buix eingezeichnet.

Von den alten Brüchen in der Pfirt ist vor allem das Bruchpaar V 11 und V 12 zu erwähnen, das vereint nach S in die Caquerellebruchschar zieht.

b) Streichende Brüche

V 19 ist ein streichender EW-Bruch, der infolge einer Strassenkorrektur Vendlincourt–Alle gegenüber der Douane am Strassenknie südöstlich Vendlincourt sehr schön

zutage tritt. Fossilreiche Pteroceramergel des obern Kimmeridge mit 2–3 m Kimmeridgekalk im Hangenden glitten an einer etwa 70° N fallenden Fläche am Unterkimmeridge nach N ab. E–W, verwirft nach N um 10–15 m, Alter vielleicht frühpräeozän. Der Bruch tritt landschaftliche nicht in Erscheinung, ist eingeebnet, was für hohes Alter plädiert; ausserdem hat SCHNEIDER 1960 im W des Senkungsfeldes von Pruntrut ebenfalls streichende Brüche (A–D) entdeckt, die Portland und Virgulamergel einschliessen und deshalb meines Erachtens ein ähnliches Alter wie V 19 besitzen müssen (vgl. Tf. 1).

Schon jetzt ist darauf hinzuweisen, dass dieser Längsbruch, der wohl eine forcierte Flexur darstellt (Flexurbruch), vermutlich im Pliozän bei der Faltung mitbestimmend war. Diese Faltung ist jedoch nur an dieser Stelle, im Eisenbahneinschnitt, festzustellen und ist dermassen schwach, dass man kaum von einer Fahyantiklinale reden kann.

Eine komprimierte Übersicht der verschiedenen, vertikalen Bewegungserscheinungen vor der Jurafaltung ergibt lokale und regionale Zusammenhänge; letztere ausführlich zu erörtern überstiege den engen Rahmen der Abhandlung, die sich nur mit der Tektonik des Südendes des Rheingrabens befassen kann.

1. Deutlich heben sich bei Flexuren und Verwerfungen zwei grosse Bewegungszeiten mit einzelnen «Phasen» ab, eine alttertiäre von Beginn Eozän bis Chatt, eine jungtertiäre von Pont bis Jungpleistozän. Diese Phasen bedeuten wohl nur stratigraphisch erfassbare Etappen (paroxysmale Spitzen) kontinuierlicher Vorgänge.

2. Verhältnis der Brüche zur Jura-N-Randflexurzone. Einerseits treten die meisten der im Graben erkennbaren Verwerfungen nicht in das Juraareal über, speziell V 1 (besonders typisch, siehe auch FISCHER 1965), F 3, V 20, V 21, sodann fast alle im Pruntruter Senkungsfeld von SCHNEIDER 1960 kartierten Meridionalbrüche längs der Mont-Terri-Flexur F 14. Die Randflexur diente also als vorhandenes Hindernis und dieses Ergebnis könnte beweisen, dass sie ungefähr gleichzeitig wie die meisten rheinischen Störungen entstanden oder auch dass manche Brüche ein etwas jüngeres Alter besassen. Anderseits finden sich fünf Strukturen, die entweder die Randflexur kreuzen oder – wenn sie im pleistozänerfüllten Graben nicht erkennbar sind – doch eine Anzahl Antiklinalen im Faltengebiet durchsetzen: V 3, V 5, V 11/12, V 16, V 17. Besonders interessant erscheint V 17, da sie wahrscheinlich in das Bruchfeld von Hirtzbach führt, 17 km nördlich des Jurarandes. Diese grossen, meridionalen Bewegungslinien, die vielleicht leicht älter als die Randflexur sind, zeigen uns die wichtigen Störungs-(Senkungs-)Zonen des Rheingrabens an. Ihr Verlauf im Jurafaltenareal macht ferner deutlich, dass man auch in diesem mit plio-pleistozänen Reaktivierungen zu rechnen hat. Diese letzteren hat HUMMEL 1914 (p. 63) gemeint, als er von pliozänen Reaktivierungen der alten Brüche sprach. Die zahlreichen Verstellungen – vor allem nach dem Absatz der S.-Sch. – waren ihm noch unbekannt (vgl. auch Tab. 5).

Das allgemeine, vorläufige Bewegungsbild (Fig. 4)

Das Studium der Regelmannschen Übersichtskarte des südlichen Rheingrabens, der Arbeit PHILIPPS 1942, WITTMANNS 1949 u.a. erlaubt zunächst, die grossen Meridionalbruch-(flexur-)systeme und die Querbruchlinien festzustellen, die alle auch am

Jura-N-Rand vertreten sind: Meridionalstörungen in N–S (bis NNW–SSE), NNE–SSW, NE–SW, Querstörungen in W–E, WNW–ESE und NW–SE-Richtung.

Diejenigen der Gruppe 1 interferieren, anscheinend gestaffelt und segmentweise, mit denjenigen der Gruppe 2 und bilden die in Tf. 1 und Fig. 4 ersichtlichen, spitzwinkligen Einbrüche und Vorsprünge in der Randflexur.

Die seit langem bekannten und viel diskutierten tektonischen Einheiten des südlichsten Rheingrabenstücks lassen sich gemäss dem Einfallen der Flexuren und Brüche z.T. auch am Jurarand erkennen, allerdings bedeutend differenzierter; der Sierenzer Graben mündet in die Wolschweiler Bucht und erstreckt sich zwischen V 1 und F 3; der Horst von Altkirch wird nur noch in engen Horsten, demjenigen von Luppach und demjenigen westlich der V 17, Pfetterhouse, usw. angedeutet; direkt südlich von ihm zeigt sich bis zum Jurarand der tiefe Graben von Köstlach zwischen V 3 und V 16; der Teilgraben von Dammerkirch generell westlich der V 17, wo sich zwei kleine Buchten (Réchésy, Boncourt) finden. Es zeigt sich am Rand jedoch ein viel reicheres Bild eines Schollenmosaiks, eines Bruchgitters, bei dem die NS-Richtung mit angrenzenden Schollenwinkeln von 40–43°, 50°, 60° dominiert; dazwischen findet man gelegentlich Flexurabschnitte, die E–W oder ESE–WNW laufen und vermutlich jungen Datums sind, reaktivierte Teile.

Vergleichsstrukturen finden sich längs der grossen Rheingrabenflexur um Lörrach. Nach WITTMANN 1949 (Fig. 3 und 6) herrscht dort ein ausgesprochen schwarzwäldisches Bewegungsbild, wobei rheinische NNE-Linien (Bewegungsbahnen) mit herzynisch streichenden Strukturen etwas differenter Richtung (z.B. Brüche, Keilgräben) ein Bruchgitter bilden, das ebenfalls winklig, gestaffelt und blockweise den Flexurrand begleitet. Im Prinzip kommen unsere obenerwähnten Bewegungslinien – und z.T. Blockwinkel – auch in der Lörracher Gegend vor, sind aber anders «gemischt». WITTMANN betont, dass es sich um durchgepauste und oberflächlich richtungsgemäss veränderte, abgedrehte Bewegungsbilder des tiefern Stockwerks (paläozoischer Sockel) handeln muss.

Der Grossgraben wird heute als riesige Scherzone einer Erdsutur mit eigener Grabentektonik (Taphrogenese, d.h. Grossgrabenbildung), (WEBER 1924, ILLIES 1962, 1963) aufgefasst, als Blattwerk in ungefährer NS-Richtung mit einer Mylonitzone im Sockel. Auch WITTMANN erkennt, dass die rheinischen NNE–SSW-Risse als Hauptbewegungsbahnen mit vertikalen und horizontalen Bewegungskomponenten zu betrachten sind. Die Sundgauer Gegend zeigt demgegenüber etwas veränderte Merkmale: gestaffelte NS-Strukturen, erkannt an den Bohrungen Hirtzbach (VONDERSCHMITT 1942), die wohl z.T. Keilgräben sind, und die grosse WNW laufende, quere Flexurzerrzone. Was sagt dieses Bewegungsbild aus? (vgl. Fig. 4). Zwischen der gehäuften Bruchschar am W-Rand der Pfirt und dem hohen Block von Bure (abgegrenzt durch einen auffallenden, herzynisch streichenden Bruch im Allainetal) ist die Malmtafel im wesentlichen durch meridional laufende Verwerfungen in gleichmässigen Abständen gestört; die eigentliche Ajoie ist eingeklemmt zwischen zwei Flexurzüge, an denen fiederige Brüche auftreten, und ungefähr in deren Mitte sind Reste einer W–E streichenden Bewegungslinie erhalten, die tektonische Ursache der Zweiteilung des Elsgaus. Es lässt sich nicht aussagen, ob es sich um reine Vertikalbewegungen handelt oder um horizontale Blattverschiebungen. Der Elsgau als S-Schenkel der Dammer-

kircher Senke ist als Vorbergzone des Rheingrabens aufzufassen und gleicht in mancher Beziehung derjenigen von Istein nördlich Basel.

Die Details der Schollenmechanik

Es wurde bereits eingangs erwähnt, dass in unserem Abschnitt die Zerr- und Dehnungstätigkeit (WITTMANNS Biegedehnung) vorherrscht. Zuerst möchte ich wieder WITTMANN zitieren, der sich am eingehendsten mit dieser Materie befasst hat: «Alle W–E, ESE–SE gerichteten Brüche und Gräben des Schwarzwaldes sind genetisch gleichwertige, historisch unterschiedlich alte und gering verdrehte Frakturen, oft am gleichen Ort reaktiviert, erzeugt von ältesten, quer zu den Meridionalbrüchen verlaufenden Frakturen eines tiefen Stockwerks» (1949, p. 35). Demgemäss anerkennt er nur eine grosse Querrichtung, die herzynische; bei den meridionalen Strukturen findet er ebenfalls «Schwankungen» der Richtung bei den «posthumen» Oberflächenbewegungen und pflichtet VONDERSCHMITT 1942 bei, der die NE–SW gerichteten Linien als Fiederbrüche «en échélon» an den Hauptmeridionallinien gedeutet hat. Diese im Detail vielfach belegte Auffassung des Schollenmosaiks beruhe nach WITTMANN auf einem Nordvorschub des Sockels, auf vertikalen und horizontalen Gleitbahnen vorwiegend in gestaffelten Bewegungsstreifen mit Rotationsabdrehungen von Randschollen nach W bis zu 25°. Die junge Bewegung bediente sich ebenfalls der frühern Bruchgitter.

Dieser Bewegungsmechanismus kann grosso modo auch auf unsern Randsektor des Rheingrabens angewendet werden, allerdings mit verschiedenen Variationen. Zunächst ist die N-Bewegung des Sockels nicht bewiesen und wird in einem folgenden Kapitel noch erörtert. Sodann hat man es im Sundgauerabschnitt viel mehr mit passiver Zerrtätigkeit als mit häufiger Rotation zu tun; VONDERSCHMITT hat 1942 die Dehnung nach W westlich der Hirtzbacher Brüche mit 0,5–2 km eingeschätzt; der Ostteil des Grabens im Wittelsheimer Becken, Sierenzer und Lörracher Gebiet erfuhr wohl eine weniger abgebremste Bewegung.

Das Bewegungsbild am Jurarand ist merklich verschwommener, weil viel weniger brauchbare Aufschlüsse vorhanden sind und das Sundgaupleistozän stark hemmend wirkt; immerhin kommen auch hier antithetische Brüche vor, V 2, V 3, V 20, V 21, V 27. So zeigen sich ähnliche Bewegungsstreifen und Staffelungen sowie antithetische Höherpressungen einzelner Blöcke wie Gegend von Beurnevésin, Block von Bure, Altkircher Horst; letztere sind z.T. junger Entstehung. Ausgeprägt sind auch die später zu nennenden Gleitschienenbewegungen an präexistenten Rissen, die bedeutsame Einflüsse auf den Gang der Faltungen ausübten. Wichtig erscheint mir vor allem der Eindruck, dass im Becken von Dannemarie die Hauptfrakturen meridional gerichtet sind, wie VONDERSCHMITT schon 1942 bemerkt hatte, und dass die kleineren Brüche nach NE oder NW nur fiederig an ersteren auftreten, als sekundäre, spannungsausgleichende Risse zu bewerten.

Sockelbewegungen

Die vielfach festgestellten Sprunghöhen von Flexuren und Brüchen im Betrag von 100 bis gegen 400 m sprechen deutlich für Sockelbewegungen in vertikaler und horizontaler Richtung. Sie ziehen sich bis in den Faltenjura der Caquerelle hinein;

die Flexur F 14 mit 100–150 m Sprungdifferenz scheint in den Sockelsprung am W-Ende des Delsbergerbeckens mit gegen 300 m Höhenunterschied nach N umzubiegen, und letzterer ist wohl junger Entstehung[13]).

Vor eine schwierige Frage sieht man sich gestellt, wenn man die Richtung dieser Sockeltätigkeit einordnen will. Meines Erachtens kommen zwei Möglichkeiten in Betracht. Entweder haben sich die Grabenpartien mitsamt den Grabenschultern autonom, d.h. unabhängig, von den umgebenden Sockelblöcken (z.T. Massiven) bewegt, also rein taphrogenetisch, oder das Kristallin mitsamt der starren Permtriasmasse hat sich nach S verschoben, wobei wohl auch die nördlichen Massive Schwarzwald und Vogesen in Mitleidenschaft gezogen wurden. Eine N-Bewegung des Sockels hat 1961 LAUBSCHER entschieden abgelehnt.

Eine gewisse Unabhängigkeit der zwei alten Massive zeigt sich jedoch durch zwei Beobachtungen. Zwischen den alttertiären und den jungen Bewegungszeiten hat die Bruch- und Flexurbildung im Rheingraben in unserem Gebiet ausgesetzt, aber zugleich begannen im Miozän die Massive eine autonome Aufwärtsbewegung, die sich bis ins Jungpleistozän fortsetzte. Solange man über das Gebiet zwischen dem Rhein- und Bressegraben in dieser Hinsicht nicht besser orientiert ist, kann darüber nichts Genaues ausgesagt werden.

Aus den bisherigen tektonischen Erörterungen lässt sich eine wichtige, allgemeine These ableiten, wobei an Absatz 1 oben erinnert sei. Durch die erkannten Reaktivierungen der frühtertiären Strukturen in der Zeit vom Pont bis Jungpleistozän[14]) *an denselben Strukturen und in demselben Sinn* ergibt sich eine Einheitlichkeit der Gesamtbewegung seit Beginn des Eozäns. Schon WITTMANN 1949 hat dieselbe Gesetzmässigkeit erkannt, siehe z.B. p. 37. Demzufolge könnten auch wenigstens im nördlichen Faltenjura Sockelbewegungen während der Jurafaltung angenommen werden.

Die Faltungsvorgänge

Von eigentlichen Antiklinalen des Hochjuras kommen im Randgebiet nur die Bürgerwaldkette in der Pfirt und die Mont-Terri Kette im S der Ajoie zur Besprechung. Daneben sind in letzterem Bereich auch schwache Brachyantiklinalen zu verzeichnen, mit denen die Analyse eröffnet wird.

a) Ajoie

Die schwachen Malmwellen des Elsgaus sind, von W–E: die *Bannéfalte* (SCHNEIDER 1960), das *Pont d'Ablegewölbe* (SCHNEIDER), die *Réchésykette* (LINIGER 1963a, 1964b), die *Morimontkette* (TSCHOPP 1960), die sog. *Fahy- (oder Vendlincourt-)Falte* (HUMMEL 1914, p. 52). Für das Bestehen einer Florimontfalte im NW bei Boncourt wurden keine Hinweise vorgefunden (vgl. Tf. 1). Es sei zuerst ihre historische Entstehung gezeichnet, die ihre Sonderstellung beleuchtet.

---

[13]) Eine Begehung der Gegend nordwestlich Montavon mit Dr. D. BARSCH, Basel, hat eine zusammenhängende Zone von Vogesenschottern von Montavon bis an den Rand des Tälchens südlich von Les Rangiers ergeben. Die Bewegung ist demnach postmittelpliozän.

[14]) Es sei an WITTMANN 1949 erinnert, der den Hochterrassenschotter zwischen Wiechs und Maulburg im Wiesental verstellt fand (p. 35).

Die *Bannéantiklinale* ist zwischen zwei NS-Brüche, B 14 und B 19, eingeklemmt; ausserdem greift das aufliegende Unteroligozän von Portland bis auf Unterkimmeridge, evtl. sogar auf Obersequan hinab (SCHNEIDER 1960, p. 31–32). Dies spricht für frühunteroligozäne bis eozäne Anlage der Struktur. Direkt nördlich davon sind die Längsbrüche A–D verzeichnet, die eine Mulde mit Portlandkalken in annähernd ENE–E-Richtung schneiden und dem Achsenverlauf der Banné parallel laufen. Das Vorhandensein von Virgulien und Portland im nördlichsten Jurabezirk, das sich bei Audincourt wiederholt, ist recht auffällig; es deutet auf Niveaudifferenzen bereits vor der mitteleozänen Bohnerzeinebnung, auf schwache Bewegung im Früheozän oder sogar präeozän, da im Delsberger Becken mit seiner tektonischen Tieflage nur Unterkimmeridge (bei Glovelier Pteroceramergel) dem Bohnerz als Unterlage dient. Diese Niveaudifferenz beträgt 80–100 m und ist auch anderwärts im Jura bekannt geworden. HAUBER hat 1960 solche Bewegungen im Tafeljura notiert; sein Pr. C, Fig. 1 ist dann von STUMM 1964, p. 189, etwas korrigiert worden. TRÜMPY 1962, p. 5, erwähnt eine S–SE streichende, voreozäne Aufwölbung im Aargauerjura, die durch Fehlen «von erheblichen Teilen des obern Malms» charakterisiert ist; dies wird durch die neuesten Bohrergebnisse im Mittelland bestätigt (BÜCHI, WIENER, HOFMANN 1965, p. 89). SCHNEIDER betont das plötzliche Anschwellen der Kimmeridgemächtigkeit am S-Rand der Ajoie (p. 12) und im Delsberger Becken ist Kimmeridge in der Klus Glovelier-Undervelier vollständig enthalten. Auch LINIGER 1925, Übersichtstabelle, wies auf früheozäne Bewegungen am Rand des Delsberger Beckens hin.

Der obenerwähnte, streichende Bruch bei Vendlincourt V 19 in der Fahyfalte ist völlig eingeebnet, das Unteroligozän hat ihn eingedeckt; er fällt demnach wohl auch in eozäne Zeit und deutet an, dass die schwachen Wölbungen der Ajoie im Prinzip an derart kleine Flexurbrüche wie V 19 anfänglich gebunden sein konnten.

Man hat demnach mit einer schwachen Bewegungsphase im Früheozän (? bis Präeozän) zu rechnen, die deutlich vor das offizielle Einsetzen der NS-Verwerfungen im Rheintalgraben zu stellen ist.

Bestätigt wird diese Ansicht durch die Ergebnisse der Bohrungen Hirtzbach (VONDERSCHMITT 1942), wo in der Profiltafel 2 das Sequan auf dem Altkircher Rücken merklich weniger mächtig ist als im abgesenkten, westlichen Flügel; dann von WITTMANN 1955, p. 292–295, der im Gebiet von Istein N Basel die Rheingrabenanlage als prälutetisch postulierte und das Vergitterungssystem der Rheintalbrüche als präeozän hält. Auch die mitteleozänen Braunkohlen von Messel bei Darmstadt liegen in einem tektonischen Graben.

Die Einklemmung der Banné- und Fahygewölbe zwischen Brüchen, ihr Gebundensein an sehr alte Längsstrukturen und z. T. ihr Besatz mit Unteroligozän stempeln sie zu Produkten früher Schollenbewegung in der Ajoie. Für die Réchésykette kann ein ähnliches Alter vermutet werden – Besatz mit Unteroligozän und z. T. mit Obersannoisien –, ist aber doch nicht strikte beweisbar. Die Morimontantiklinale ist wohl erst jüngerer, aber immerhin oligozäner Entstehung.

Nach einem langen, miozänen Unterbruch in den Bewegungen des Rheingrabens setzten im Pliozän erneut kräftige Störungen ein, die zu den obengenannten Faltenbildungen an frühtertiären Anlagen führten; sie sind besprochen in LINIGER 1964b, so dass man sich hier kurz fassen kann. Die kompliziert gebaute *Réchésyfalte*, die drei pliozäne Überflutungen erfahren hat, zeigt den einzigartigen Fall von drei pliozänen Bewegungen. Die Aufschlüsse finden sich fast völlig am E-Teil.

Eine eventuelle Wölbung vor Pont ist an heutigen Aufschlüssen nicht erkennbar und wäre eingeebnet. Der Faltenzug steht quer zur Richtung der Rinne der pontischen Hipparionsande, deren sed.-petr. A. enthalten keinen Kalk, und Vogesensande beidseits der Höhe am Schweizer Zoll ob Beurnevésin, auf dem Periklinal-E-Ende der Falte, weisen darauf.

Nun liegt beim erwähnten Schweizer Zoll wenig mächtiger Vogesenschotter (Mischschotter) auf dem Pont, westlich davon, auf dem Scheitel der Antiklinale bei P. 510 aber auf Mittelsequan; im Muldenteil bei Bonfol und Lugnez findet sich Oligozän auf unterem und oberem Kimmeridge, bedeckt vom Pont. Es spielte sich also nach der Pontzeit eine schwache Aufwölbung ab, gefolgt von einer schwachen Einebnung. Die geringe Winkeldiskordanz, die vorauszusetzen ist, könnte am ehesten nördlich Charmoille am S-Schenkel der Morimontfalte ergraben werden; übrigens ist das Pont dort mitgefaltet (vgl. Fig. 1). Diese postpontische, eher schwache Faltungsphase ist auch an der Morimontfalte feststellbar. Die Faltungsintensität der Phase I beträgt an der Réchésyantiklinale etwa 150 m; immerhin sind die Malmwellen dieser Zeit postpontisch merklich eingeebnet worden, auf der Bannéfalte liegen z. B. Vogesenschotter auf Obersequan (SCHNEIDER 1960, p. 65, 66) wie auf der Réchésyfalte.

Es ist Geschmackssache, ob man solche Aufwölbungen Faltenwurf nennt; es muss darauf hingewiesen werden (siehe unten), dass zur selben Zeit viel stärkere Bewegungen im französischen Jura erkannt wurden.

Für eine viel stärkere postmittelpliozäne Bewegung sprechen die starken Verstellungen der Vogesenschotter am E-Ende der Réchésy-, auf der Achse der Morimont- und an der N-Flanke der Bürgerwaldantiklinale bei Levoncourt. Die vorhandene Winkeldiskordanz zwischen dem liegenden Vogesen- und dem hangenden Sundgauschotter kann wohl nirgends beobachtet werden, weil erstere bei der Transgression aufgearbeitet wurden.

Im Zusammenhang mit diesen auf Lateralschub deutenden Bewegungen stehen einige Schollenhochpressungen; am schönsten ist diejenige der Réchésyfalte nachweisbar. Der Vogesenschotter ist auf P. 510 N Beurnevésin mit hangendem Sundgauschotter gemischt, und diese Decke liegt etwa 50 m höher als die gleiche bei P. 481 (Haute Charme) südlich Beurnevésin. Diese Beobachtung wurde im Verlauf der Untersuchung zunächst als schwache Nachphase der pliozänen Faltung gedeutet (LINIGER 1964); sie erklärt sich einfacher durch Schollenhebung an der Flexur F 8/F 7 bei Pfetterhouse, nach Absatz der S.-Sch.

In einer kleinen Detailbeschreibung der Réchésy-, Fahy- und Morimontfalten können noch neue Beobachtungen mitgeteilt werden.

Über die *Réchésykette* berichtete bereits LINIGER 1963a und 1964b. Sie zerfällt beidseits von V 22 in zwei völlig ungleiche Teile. Der W-Teil zeigt eine regelmässige Antiklinale mit Schenkelneigungen von etwa 25° und einem Besatz von Untersannoisien und transgredierendem Obersannoisien. Die nördliche Verlängerung von V 23 schneidet sie ab und das Dreieck des Moron NW Lugnez zeigt ein schmales Periklinalende. Der E-Teil ist komplizierter und schlechter aufgeschlossen. Er stellt als Ganzes ein nach E tauchendes Periklinalende dar, das eine breite S-Flanke mit Einfallen von etwa 12° S und einen schmälern N-Schenkel mit etwa 10° N aufweist (eine einzige Messung im verlehmten N-Hang). Infolge dieser Messung in Grenzbänken des untern Kimmeridge zum Oligozän muss die Darstellung im Profil 1 1964b

widerrufen werden; der N-Hang ist nicht mit einer Geröllldecke bedeckt, es handelt sich um abgerutschte Vogesen- und Sundgaugerölle. Der E-Teil wird direkt westlich Pfetterhouse von dem rheintalischen Bruch V 21 abgeschnitten, und im Endteil der Periklinale, im E von Pfetterhouse, zeigen sich auf dem Malm die frühergenannten, groben Gerölle des Système de Bourogne. Dieser Faltenzug erhebt sich direkt südlich der Flexur F 8/F 7. Ob im Scheitel der Antiklinale auch ein Längsbruch versteckt ist, kann vorläufig nicht abgeklärt werden.

Über die Beschaffenheit des *Fahygewölbes* kann man sich nur im Strassen- und Eisenbahneinschnitt zwischen Vendlincourt und Alle orientieren. Die bekannten Sannoisienkonglomerate etwa 1,5 km südlich Vendlincourt liegen in einer sehr flachen Mulde der untersten Bänke des obern Kimmeridge. Nördlich davon zeigt das untere Kimmeridge eine äusserst flache Erhebung von etwa 10° S-Fallen; der N-Schenkel der Erhebung wird durch den Flexurbruch V 19 gebildet. Diese äusserst minimale Wölbung, die kaum mehr als Antiklinale anzusprechen und vermutlich pliozänen Alters ist, erhebt sich (ohne sichtbare, rheinische Grenzbrüche) aus dem Tafelgebiet zwischen dem Cœuvatte- und dem Largtal.

Die *Morimontantiklinale* beginnt im W nicht an einem rheinischen Bruch; sie fällt dadurch stark auf, dass sie nördlich Charmoille, im S-Schenkel, überkippt und von Brüchen durchsetzt wird, die von TSCHOPP als Ableger des B 6 gedeutet werden. Ihre Sonderstellung wird noch dadurch betont, dass sich auch der westliche Teilbruch B 6c an der Landesgrenze gabelt: Der westliche Ast ist auf Blatt Bonfol neu gefunden und ist eine Horizontalverschiebung im Malm-N-Schenkel (neu benannt V 18). Nach Tf. 1 TSCHOPP muss man nun annehmen, dass B 6 und B 6d die Mulde zwischen Frégiecourt und Charmoille queren und in der Morimont aufspalten.

b) Hochjura

Die grosse Hochjurafalte des *Mont Terri* westlich der Caquerelle wurde 1960 von TSCHOPP, SCHNEIDER und DIEBOLD untersucht, so dass ich mich kurz fassen kann. Zudem hat LAUBSCHER 1962, p. 3, ein Profil durch die Mont Terri entworfen, dessen Sockelsprunghöhe sich ziemlich genau mit derjenigen in Pr. 2, Tf. 2, deckt. Dagegen zeichnen die drei Autoren überall eine sehr flach nach S einschiessende Überschiebungsfläche, die mit der theoretischen Darstellung eines negativen Sockelsprungs, wie sie LAUBSCHER 1961 auf p. 276 entwarf, nicht übereinstimmt. Die Mont Terri ist ein Beispiel einer überschobenen Falte des Hochjuras und zeigt deutlich die typische Triasabscherung.

Ob die Malmfalten der Ajoie ebenfalls durch eine Triasabscherung entstanden sein könnten, ist völlig ungewiss; LAUBSCHER hat die Möglichkeit der Überwindung negativer Sockelsprünge durch die jurassische Abscherung bejahend beantwortet. Die Ajoiewölbungen sind Schollenbildungen, zeigen mit Ausnahme der Morimont weder Kofferfalten noch Überschiebungstendenzen und könnten gewiss, wie auch SCHNEIDER 1960, p. 53, diskutiert, disharmonisch auf höhern Gleitflächen ausgerutscht sein.

Resümiert man alle die oben geschilderten Seltsamkeiten der Brachyantiklinalen der Ajoie, so kommen drei Lösungsmöglichkeiten in Frage: Sie könnten durch Fernschub aus S, durch Überwindung eines negativen Sockelsprungs erklärt werden. Angesichts der Schollenmechanik des Elsgaus ist dies am wenigsten wahrscheinlich.

Es kann sich um rein taphrogenetische, oberflächliche Schollenkompression in der Randzone des Rheingrabens handeln. Danach wäre Faltungsphase I der Ajoie etwas prinzipiell anderes als Fernschubfaltung des Hochjuras (im Gegensatz zu LINIGER 1964, p. 88). Diese Möglichkeit hat beim heutigen Stand der Forschung am meisten Aussichten.

Ferner wäre auch an einen allgemeinen NS-Schub des Grundgebirgssockels zu denken, der regional gewirkt und zu Stauungen am N-Rand des hochliegenden Jurasockels geführt hätte (siehe p. 50). Die oberflächliche Wirkung wäre von derjenigen bei Taphrogenese nicht unterscheidbar. Diese letzte Deutung soll im Schlusskapitel noch erörtert werden.

Merkwürdig und andersartig erweist sich in obiger Sicht die Tektonik der Morimontfalte nordöstlich Charmoille (siehe TSCHOPP 1960, Tf. 1). Fast unvermittelt richtet sich deren S-Flügel steil auf, überkippt, und der N-Flügel mit 45–55° N-Fallen lässt die flache Wölbung plötzlich zur leicht südwärts neigenden Kofferfalte werden. Die Änderung erfolgt bei Beau Site, NW Charmoille, von wo zugleich ein rapider Axialanstieg nach E einsetzt. Der Zusammenhang mit den Meridionalbrüchen B 6c und B 6a ist unverkennbar; zudem ist am N-Ende von B 6c eine Blattverschiebung zu konstatieren, die einzige im weiten Umkreis. All dies zeigt deutlich, dass man den E-Teil der Morimontfalte in die hochjurassische Tektonik mit Triasabscherung einzureihen hat. Westlich des Bruches B 6d (Frégiécourt)–B 6c (La Vigne), der zugleich der Levoncourtbruch V 17 ist, herrscht Tafeljuratektonik, östlich davon Hochjurafaltung, die auch den Muldenteil von Charmoille erfasst hat (siehe z.B. Fig. 1). Letztere Beobachtung zeigt erneut, dass das Becken von Charmoille bereits gebildet war (Phase I der Ajoiefaltung), als der heftige Faltenschub der Phase II einsetzte. Nebenbei: Die Reaktivierung der alttertiären Brüche, die der Faltung II als Gleitbahnen dienten, ist in diesem Fall evident; es sei auf p. 453 und auf die Meinung von HUMMEL 1914 verwiesen.

c) Die Pfirt

Bürgerwaldantiklinale E-Teil bis Pfirt (Ferrette)

Der neuestens von FISCHER 1965 kartierte Abschnitt bis zum W-Rand von Blatt Rodersdorf 1:25000 weist nur die bereits früher genannte Dehnungsverwerfung V 1 auf. Aber schon am E-Rand des Blattes Pfirt zeigen sich neue Komplikationen. Im Sequansteinbruch südlich Bouxwiller (Koord. 592.770/261.000) erscheint der Malmgrabenrand aufgestülpt, verkehrt S-fallend. Unmittelbar westlich davon verläuft ein lokaler Querbruch, und in seinem W-Flügel erkennt man beim Reservoir Bouxwiller (Koord. 592.550/260.930) eine Rauracienüberschiebung nach N auf flaches Sequan.

Am Waldrand zeigt sich Septarienton, im untersten Teil des Waldwegs zum Reservoir vermutlich Untersannoisienkalk (Oltingerkalk FISCHERS), dann bräunlicher Hupper auf einer Bank Obersequan beim Reservoir. Etwa 30 m südlich davon steht Oberrauracien mit 35° N-Fallen an. SCHNEEGANS hat die Stelle 1:50000 richtig kartiert, ohne die Konsequenz zu ziehen.

Diese zweite Störung, die Malmüberschiebung, wird erneut an der Hauptstrasse Ferrette–Luppach sichtbar. Am Strassenkreuz Ferrette steht gequältes Rauracien des

nordwärts streichenden Burgfelsens an, etwa senkrecht stehend. Durch einen Hangeinschnitt erkennt man weiter ostwärts an der Strasse ein W-fallendes, zweites Rauracienpaket, nur kenntlich an einer etwa 45° W-fallenden Jaspislage, das auf das hangwärts ansteigende, normale Sequan überkippt ist.

Bürgerwaldkette-W (Forêt de Montagne) (Tf. 2, Pr. 1a und 1b)

Die beiden soeben erwähnten Rauracienzüge lassen sich just westlich der Querstörung Ferrette wieder erkennen, ebenso die dazugehörigen Oxfordlagen; beide zeigen sich auf der Karte 1:50000. Der innere Rauracienzug (Burgfelsenserie) wird vom nach N vorprallenden Doggerkern der Falte überfahren und verschwindet; der überschobene Rauracienzug tritt an der Strasse nach Vieux–Ferrette zutage und dokumentiert sich in einem kleinen Paket 800 m NW Vieux–Ferrette als zerknitterte, senkrecht stehende Masse (Karte 1:50000). MEYER beschreibt die Stelle 1920 als Schützengrabenanlage, Rauracien soll an Sundgauschotter gegrenzt haben. Der Lehm über dem Malm enthält aber Vogesenschotter und ist abgeschwemmter Hanglehm. Es lässt sich an dieser Stelle also das Alter der Überschiebung nicht feststellen (vgl. Tf. 1).

Westlich dieser Lokalität scheint die Überschiebung in die Luft auszustreichen oder über dem Doggerkern zurückgeblieben zu sein. Bis Dürlinsdorf bildet Dogger den N-Rand der grossen Frontüberschiebung der Forêt-de-Montagne; sie ist meines Erachtens aus der nach SW abgebogenen V 1 hervorgegangen, die zur Gleitbahn wurde. In Köstlach konnte ich zufällig in einer im Aushub begriffenen Mistgrube gegenüber Restaurant «Au Cerf» Blagdenischichten auf Molasse alsacienne konstatieren, unmittelbar vor der Stirn des überschobenen Doggers.

In Dürlinsdorf verzeichnet Blatt Ferrette erneut zwei Rauracienpakete; SCHNEEGANS deutete sie als kleine Blattverschiebungen im wieder einsetzenden Rauracien-N-Schenkel. Meines Erachtens handelt es sich im Prinzip erneut um die im Malm von Pfirt beobachtete Rauraciendoppelung der überschobenen Antiklinale. Westlich Dürlinsdorf bleibt an V 16 der Dogger zurück und ein langer Rauracienzug bildet bis zur V 17 bei Levoncourt den N-Rand der Überschiebung.

Das bedeutende Ausmass dieser Störung von 2,3–2,8 km ist bei zwei Bohrungen bei Mörnach und Dürlinsdorf entdeckt worden (siehe SCHNEEGANS und THEOBALD 1948 und Pr. 1, Tf. 2 dieser Arbeit[1]). Dort ist allerdings nur die Doggerüberschiebung verzeichnet, tatsächlich existiert also, eventuell nur im überschobenen und disharmonisch bewegten Malm, eine zweite[15]).

Die bedeutende und auffällige Randstörung, die «charriage» der Forêt de Montagne wird im E und W durch alte, meridionale Brüche begrenzt, innerhalb eines Sektors; sie bildet ein hervorragendes Beispiel der Segment- und Schienentektonik innerhalb der Jurafaltung, wo die alten Brüche zu Gleitbahnen mit horizontaler Bewegung im obern Stockwerk des mesozoischen Mantels wurden. Da in der Ajoie eine entsprechende Struktur fehlt, so kann man einen tiefen Unterschied zwischen beiden «Seg-

---

[15]) Dieselbe Auffassung hat gesprächsweise auch Herr Dr. R. ELBER, Basel, vertreten. Er vermutete allerdings, dass die zweite, nördlichere Überschiebung auch in den Kern eintritt, so dass es sich um eine verbogene Überschiebung handeln müsste.

menten» voraussetzen. Die grosse Doggerüberschiebung erfolgte im Bereich eines Grabens, des Köstlachergrabens; sie verläuft also nicht, wie WERVECKE 1908, p. 336, angenommen hatte, unmittelbar südlich des Horstes von Altkirch-Illfurt.

Vergleicht man die zwei Überschiebungen der Mont-Terri- und Bürgerwaldfalten, Tf. 2, Pr. 2 und 1a, so zeigt sich, dass beide über negativen Sockelsprüngen liegen; während aber die Mont-Terri-Falte eine stark deformierte Großstruktur des Hochjuras darstellt, muss die Bürgerwaldkette eigentlich als ein flaches Tafeljuragebilde, ähnlich denen der Ajoie, aufgefasst werden.

Das Alter der Frontüberschiebung liess sich bei Levoncourt ermitteln (LINIGER 1964, p. 83). Eine erste Phase ist indirekt vorauszusetzen: Erosion von Oligozän und (?) Pont bis auf Obersequan am ungestörten N-Schenkel der Falte bei Levoncourt, gefolgt von der Transgression des mittelpliozänen Vogesenschotters. Die zweite (Haupt)Phase drückt sich durch die Schrägstellung des Schenkels und durch dessen Abschneiden an der V 17 aus. Überdies hat es sich gezeigt, dass längs des Rauracienzuges Dürlinsdorf–Levoncourt eine geschlossene Decke von Vogesenschotter unter die wohl sehr flache Überschiebungsfläche einsticht. Das Alter der Störung ist demnach postmittelpliozän.

Diesen Feststellungen kommt prinzipielle Bedeutung zu.

a) Wenn man gemäss LAUBSCHER den Pfirter Faltenjura zum von S her abgeglittenen Mantel des Jura rechnet, so ist das Datum der Überschiebung bei Levoncourt einwandfrei festgelegt: postmittelpliozän und präoberpliozän (vor dem Eintreffen der Sundgauschotter erfolgt). Vgl. auch LINIGER 1964, p. 83.

Es handelt sich meines Wissens um die bisher einzige Lokalität, wo durch die Kartierung eindeutig das Alter der jurassischen Überschiebung erkennbar ist; als Parallelfall kommt nur Lons-le-Saunier in Betracht. Letzteres ist aber postpontisch, es fällt demnach eine zeitliche Differenz auf (vgl. p. 467).

b) Das postpontische Übergreifen des Vogesenschotters auf Malm – beide sind zusammen schräg gestellt und verbogen – beweist die Richtigkeit der Beobachtung einer schwachen postpontischen Faltung in der Ajoie (LINIGER 1964, p. 81). Da der Verfasser sie nun als taphrogenetische Schollenmechanik auffassen muss, so muss auch die Vorphase bei Levoncourt der Wirkung von grabeneigenen Kräften zugeschrieben werden und hätte demnach mit der nach LAUBSCHER als einphasig erklärten Faltung im Hochjura nichts gemein (LAUBSCHER 1962).

Noch ist ein aufschlussreiches Detail zu erwähnen: Blatt Ferrette 1:50000 zeigt die südlich anschliessende Blochmontantiklinale in sozusagen ungestörter Situation, ruhig dahinziehend, indes das Gebiet der Forêt de Montagne hackbrettartig von z. T. abirrenden Brüchen der Kompression der Überschiebungsmassen durchsetzt ist. Es entsteht der suggestive Eindruck, als sei eine nach N vorgeschobene Gesteinsdecke über eine Schwelle gepurzelt und sei dabei zerbrochen; diese Schwelle kann nur der negative Sockelsprung F 5 sein.

Die pleistozäne Sundgautektonik (Tab. 5)

Sie umfasst nur die seit Oberpliozän feststellbaren Störungen und scheint eine neue Variation der Grabentektonik zu sein. Charakterisiert wird sie durch die verschiedenen, orographischen Höhen der Sundgauschotter, die die frühere These eines einheit-

lichen Aufschüttungskegels widerlegen. Diese jungen Absenkungen bewirkten fortgesetzte Stromverlegungen der Uraare nach N und NW, und SCHAEFER hat 1957 die von ihm propagierten Verlegungen durch ein einfaches Treppenbruchschema von S her zu deuten versucht, was sich nun aber nicht halten lässt. Wichtig bei der jetzigen Auffassung ist die Zuweisung des ersten Durchgangs der Aare durch die Ajoie im Oberpliozän; die später im Sundgau deponierten Schotter müssen altpleistozän sein.

Diese neuen Bewegungen begannen wohl im Gebiet der Bresse, pflanzten sich nach E fort, denn nur so kann man sich das Entstehen einer neuen Flussrinne vom Sundgau nach W erklären; dabei wurden die seit dem Miozän bestehende, S-neigende Abdachung und die Aufschüttungsrinne quer durchschnitten, und die bis Mittelpliozän bei Belfort bestehende Wasserscheide wurde überwunden (LINIGER 1966, p. 167, 171).

Die erste Bewegung im Untersuchungsgebiet lässt sich im N der Réchésykette feststellen, in einer Flexur F 8 direkt neben der Strasse Pfetterhouse–Réchésy. Spätere Flexuren (oder Brüche) sind im Lehmareal des Sundgaus sehr schwer fassbar, es sind nur deren zwei, F 4 und F 9, angedeutet. Durch diese ebenfalls winklig abgebogenen Senkungsfronten verzog sich der Fluss schliesslich – schwache «Terrassen» bildend, auf welche frühere Autoren hingewiesen hatten – in die tiefste Rinne auf der Linie Altkirch–Dannemarie.

Deutlich zeigen sich nun südlich dieses Quergrabens Höherpressungen einzelner Schollen, wiederum beim Réchésyblock um etwa 50 m, sodann im S durch Hebung des Blocks von Bure $\pm$ 100 m; unten folgen weitere Details. Es drängt sich die Vermutung auf, dass sie als Kompensationen eines allgemeinen Lateraldrucks im Sockel, als «durchprojizierte» Deformationen im Deckgebirge zu deuten sind.

Anhand des schon früher besprochenen Pr. 3 auf Tf. 2, das die theoretische Höhe des Uraarebettes im Oberpliozän darstellt, soll nun auf die Einzelheiten der Höhenverschiebungen einzelner Blöcke hingewiesen werden. Die Höhe des ursprünglichen Aarebettes bei Oberhagenthal liegt bei etwa 460 m. Es fallen sofort die Erhöhungen der Landoberfläche beim Luppacher Horst, dann in der Gegend von Köstlach–Mörnach und überraschenderweise diejenige des Plateaus P. 481 (Haute Charme) auf. Diese sozusagen allgemeine Aufpressung des mesozoischen S-Randes des Rheingrabens erfolgte wiederum block- und segmentweise, wobei z.T. bereits postpontisch und postmittelpliozän bewegte Linien reaktiviert wurden.

Die grabenartige Einsenkung im Sundgau wird durch Pr. 4, Tf. 2, erläutert. Sie bezieht sich auf den Punkt S, den wichtigen Schnittpunkt der hypothetischen, primären Strombasis, der Sundgau-Uraare mit der hypothetischen Basis N–S der mittelpliozänen Vogesenflüsse; dieser Punkt S auf den Pr. 3 und 4 – kritische Stelle zur Beurteilung aller (relativen) postsundgauischen Hebungen oder Senkungen – zeigt, dass die Sundgauschotterfläche zwischen Pfetterhouse und Lauw am Rand des Vogesenkristallins um etwa 100 m eingesenkt wurde und dass evtl. auch die Vogesenmasse abgesenkt worden ist.

Die von W stammenden Einsenkungen ergriffen schliesslich am Ende der Meridionaliszeit des Altpleistozäns auch den Horst von Altkirch-Mülhausen, und antithetische Störungen unbekannter Linien versenkten den W-Rand des Sierenzer Grabens um etwa 50 m, so dass die Uraare der langsamen Biegung folgte, den Sundgau verliess und von Basel sich gegen die Vogesen nördlich Mülhausen wandte.

Ähnliche, gleichzeitige Einbrüche, die sich auf den Grabenteil östlich des Horstes von Altkirch beschränkten, hatten auch die Absenkung des nördlichen Teils der alten Kaiserstuhl Wasserscheide bewirkt, so dass sich die Uraare mit dem pontischen, nördlich dieser Wasserscheide entspringenden Urrhein vereinigen konnte (LINIGER 1966).

Im östlichen Teil des S-Grabens sind noch spätere Bewegungen im Jungpleistozän zu notieren; die glazialen Terrassen der Mindel- und Risszeit im Raum Basel–Bartenheim senken sich gegen N ein und verschwinden unter der Niederterrasse, worauf schon GUTZWILLER und dann THEOBALD (1934) hinwiesen. Interessant ist nun die Tatsache, dass auch bei diesen jüngsten Verschiebungen südlich anschliessende Schollen gehoben wurden; man erinnert sich der Schrägstellung des Blocks um Hagenthal, der im südlichen Teil die Sundgauschotter um etwa 50 m höher stellte. Es entsteht der Eindruck einer Kippung nach dem Sierenzer Graben und dem Wittelsheimer Becken zu.

Man kann in unserem Gebiet die altpleistozänen Phasen als wallachische auffassen, nach dem Vorgang von WITTMANN 1938/39, und die Postrisskippung als seine ortenauische Phase. Damit wären sie nach diesem Autor in einen regionalen Rahmen eingefügt.

Dass sich diese pleistozänen Bewegungen auch im Hochjura bemerkbar machten, kann leider nirgends nachgewiesen werden, ist aber durchaus möglich.

Nun ist, abschliessend, noch auf die Neuaufnahme des Massivs von Chagey (früher Saulnot), 7 km westlich Belfort, aufmerksam zu machen, das im mesozoischen, nicht versenkten Areal zwischen Rhein- und Bressegraben direkt am Rand des Kristallins der Vogesen liegt (THEOBALD 1962). Es zeigt eine deutliche, etwa 16 km lange, ungefähr W–E streichende Antiklinalstruktur der Trias mit oberm Devon als Kern, einen steilen S-Flügel sowie einen schwachen N-Schenkel; es ist von NS-Brüchen eingerahmt und durchsetzt. THEOBALD gibt als Alter dieser auffallenden Struktur allgemein das Tertiär an; obwohl oligozänes Alter gemäss den Befunden in der Ajoie möglich ist, könnte man aus Analogie mit den Verhältnissen am Massif de Serre, das Kristallin enthält und von «Alluvions anciennes» umrahmt wird (Karte DREYFUSS 1960), gleichfalls pliozänes, speziell postmittelpliozänes Alter annehmen (siehe auch CAIRE 1963, Fig. 8, Pr. 11). Auch in diesem Fall ist ein tangentialer Sockelschub durchaus möglich; THEOBALD spricht nur von «mouvement epirogénique positif», aber eine allgemeine Hebung könnte eine derart prononcierte Struktur wohl kaum verursachen. Es kann sich um ein Gegenstück der gefalteten Ajoieschollen handeln; nach THEOBALDs Meinung: «Elles affectent le socle cristallin ... dans son mouvement de l'âge tertiaire le massif de Chagey est resté en grande partie solidaire de l'ensemble du massif vosgien», hat sich also das Vogesenmassiv an den Krustenbewegungen beteiligt. Wiederum ergibt sich aus diesem Hinweis das Dilemma, ob man es mit einer autonomen Bewegung vom Massif (oder vom südlichen Vorland) oder mit einem regionalen Sockelschub nach S zu tun hat. Die Frage der Sockelbewegungen spielt, wie bekannt, auch im nördlichen, französischen Jura eine wichtige Rolle (CAIRE 1963, p. 135). In diesem Zusammenhang sind zwei neue Antiklinalen im Keuperliasgebiet der Ognonlinie bei Gouhenans, 9 km südlich Lure, zu erwähnen, 1965 von CONTINI festgestellt. Diese NNE–SSW streichenden Antiklinalen, die nördlichsten der Ognonlinie, schliessen unmittelbar im S an das Massiv von Chagey an, gehören zum Sedimentmantel des Vogesen-S-Fusses und weisen auf die soeben

diskutierten Probleme erneut hin. Der Chageyaufbruch ist ein vereinzeltes Vorkommen, die Antiklinalen längs der Ognonlinie aber eine gehäufte Erscheinung, die kaum durch Einzelschollenmechanik gedeutet werden kann.

Die vielen Beispiele einer langen, alttertiären und einer kürzern, plio-pleistozänen Bewegungsphase in unserem Gebiet (wie im ganzen Rheingraben) erfahren durch eine Bemerkung von ILLIES 1964, p. 574, einen hochinteressanten Zusammenhang: «Es fällt auf, dass sich die Entwicklung anderer Grossgräben *synchron* mit dem Rheingragen vollzogen hat. So erfuhr der Graben des Roten Meeres gleichfalls Kulminationen seiner tektonischen Entwicklung im mittleren Eozän und untern Miozän (SWARTZ und ARDEN 1960). Alle grossen Gräben Europas und des Nahen Ostens steigerten sich zu besonderer Aktivität um die Plio-Pleistozänwende und im ältern Pleistozän ... ein phasenhafter Gleichklang der taphrogenen Abläufe scheint unverkennbar.»

Zusammenfassung der tektonischen Detailresultate (vgl. LINIGER 1965)

Der Jura-N-Rand wird von Basel bis Delle durch eine NS-gestaffelte und abgewinkelte, WNW laufende Flexurzone gebildet. Zwei Bewegungszeiten: eine lange, alttertiäre von Beginn Eozän-Chatt und eine viel kürzere jungtertiäre im Pliozän und Pleistozän, letztere mit Reaktivierungen. Mit den Flexuren interferieren in Bruchgittern zahlreiche Hauptbrüche in N–S und sekundäre Brüche in NE–SW- und NW–SE-Richtung; sie zeigen ebenfalls die obengenannten Bewegungsphasen mit Reaktivierungen im Plio-pleistozän. Grosse Brüche können synsedimentär sein; einige ziehen weit nach S in den Faltenjura hinein. Als Hauptstruktur des Grossgrabens wird der Horst von Altkirch-Mülhausen aufgefasst, dessen Frakturen wohl in die Caquerellezone nach S zu verlängern sind und die das Untersuchungsgebiet in zwei Großsegmente, Vorbergzonen (Pfirt und Elsgau) zerteilten, die ihrerseits in tektonisch differente Schollenmosaike aufsplitterten. Die Grabenbewegungen (Phasen) sind wohl als paroxysmale Spitzen andauernder Tätigkeit aufzufassen, so dass man im Rheingraben auf einheitliche Bewegungen im selben Sinn und an denselben Strukturen schliessen kann. Alle diese Bewegungen sind als «oberflächliche» Frakturen zu betrachten, als durchgepauste Brüche des tiefen Sockeluntergrundes. Der Teilgraben von Dannemarie kann nicht als Keilgraben sondern als unregelmässige Mulde mit dem Achsentiefsten am Vogesen-S-Rand bezeichnet werden.

Am S-Rand der Ajoie und des Sundgaus wird die Schollentektonik vom Stockwerk der jurassischen Sedimentdecke überlagert, die am Rand an den alten Strukturen in Schienentektonik gefaltet wurde. Hierher gehören Mt. Terri (im W) und Bürgerwaldantiklinalen mit grossen Überschiebungen im N-Schenkel und Triasabscherung infolge Fernschub aus S. Das Alter der Überschiebungen ergibt sich aus Beobachtungen am N-Schenkel der Bürgerwald-W-Falte: postmittelpliozän, genauer unteres Oberpliozän. Die schwachen Malmfalten der Ajoie, die als Vorbergzone des Rheingrabens gewertet werden, sind z.T. im Alttertiär entstanden, schollenbedingt. Nach Pont wurden sie reaktiviert und postmittelpliozän erneut merklich gefaltet, eventuell durch Fortsetzung des Triasabscherung am negativen Sockelsprung des Mt. Terri nach N bis an die Randflexur.

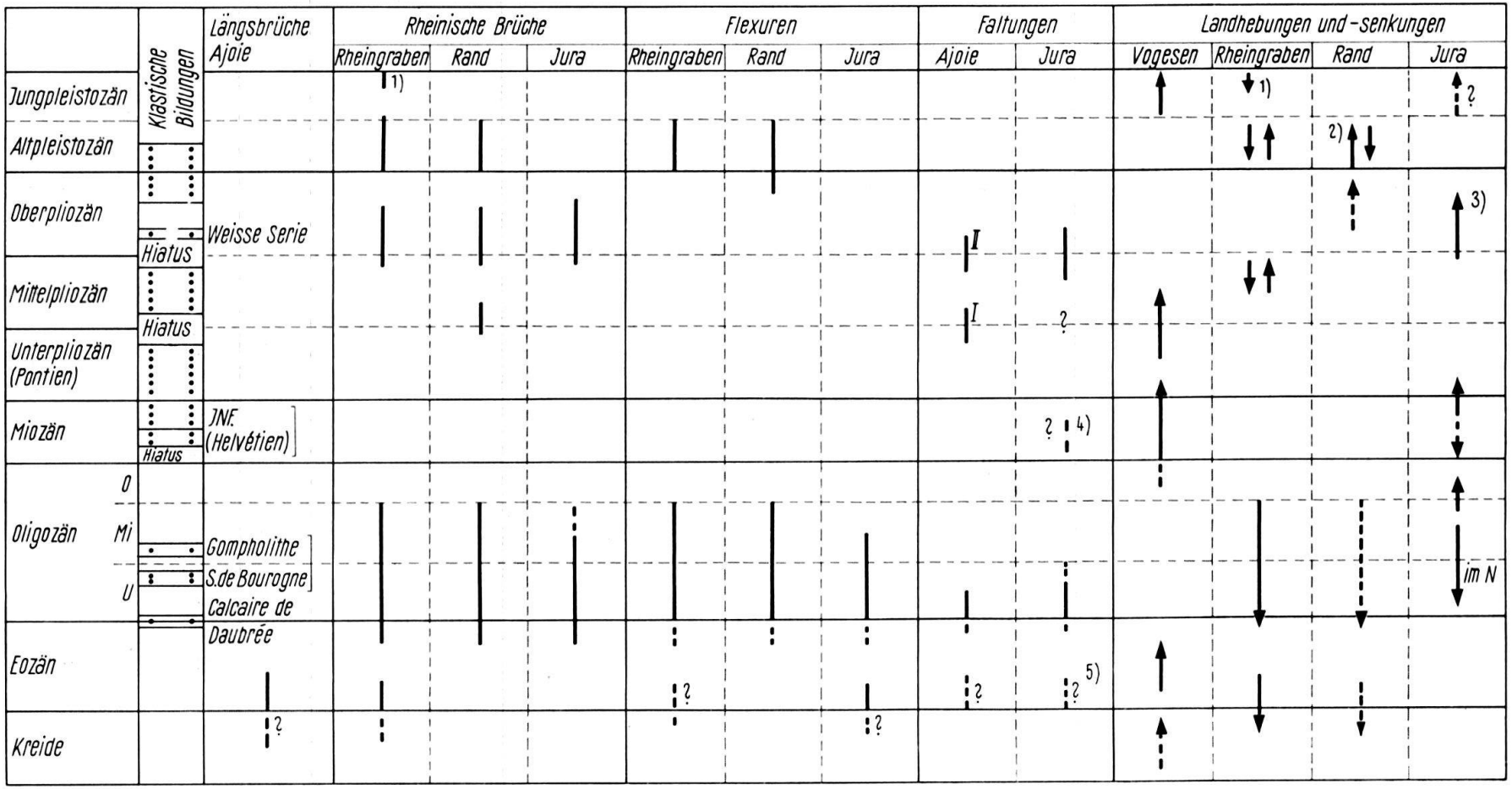
Die pleistozäne Sundgautektonik besteht in einer von W herkommenden, queren Einmuldung an den ältern Bruchsystemen, begleitet von randlichem Höherstau der südlichen Schollen; diese Bewegungen schufen der oberpliozänen Uraare in der Ajoie ein neues Flußsystem in der Sundgaumulde und erzeugten im Endstadium den Abfluss des Stromes aus dem Sundgau nach E in den Rheingraben, zum pontischen Urrhein am Kaiserstuhl, am Ende der Meridionaliszeit des Altpleistozäns.

Die Frage nach der Natur der Sockelvorgänge – autonome, taphrogenetische Grossgrabenbewegung oder allgemeiner Sockelschub nach S (im Pliozän) – stellt sich zwangsläufig bei vielen Detailbeobachtungen[16]).

---

[16]) Es sei hier nebenbei auf die sich auch ausserhalb der Schweiz mehrenden Hinweise für Sockelbewegungen aller Art schon vor der Kreidezeit im Juragebiet hingewiesen, die CAIRE 1960–1963, p. 144, zusammengestellt hat.

Tab. 5. Schema der Bewegungszeiten im N-Jura und im Sundgau



1) Postrißsenkungen im Wittelsheimer Becken usw.
2) Regionale Hebung, vielleicht Tangentialsockelschub.
3) Landhebung im S-Jura, LAUBSCHER 1961.
4) Nach KOCH 1923 und BUXTORF-SCHLAICH 1928.
5) Im Tafeljura.

Theoretische Bemerkungen zur allgemeinen Juratektonik

Als Hauptergebnis der obigen, tektonischen Sachbeschreibung, die gedrängt ausfallen musste, betrachtete ich die Datierungen einer plio-pleistozänen, jungen (im Gegensatz zur alttertiären) Bewegungsperiode, die bisher nur lückenhaft bekannt war; eine pliozäne Stratigraphie der N-Schweiz kann eben nur im Randgebiet Ajoie-Sundgau studiert werden.

Aus der Menge der sich ergebenden tektonischen Probleme werden im folgenden nur zwei herausgegriffen, da sie im unmittelbaren Zusammenhang mit den vielen Einzelheiten mehrfach erschienen:

Ist die Zweiphasenhypothese der Jurafaltung überwunden? Soll man bei den Sockelbewegungen am Jura-N-Rand autonome, grabeneigene Bewegungen annehmen oder einen regionalen Sockelschub aus N voraussetzen?

Zur Zweiphasentheorie der Juraentstehung

LAUBSCHER 1962 hat in grosstektonischen Studien die seit BUXTORF und KOCH 1920 vieldiskutierte Theorie, wonach die Jurafaltungen in zwei Etappen erfolgt seien, kategorisch abgelehnt. In dieser Arbeit musste der Verfasser ferner feststellen, dass eine im Gebiet der Ajoie erkannte Vorphase der Jurafaltung sich evtl. auf schollenmechanische Kompression innerhalb des Rheingrabens zurückführen lässt. Damit scheint die frühe Auffassung einer einheitlichen Faltungszeit, die in der Ära ALB. HEIMS herrschte, bestätigt zu sein.

Die Vergleiche und Zusammenhänge von stratigraphisch datiertem Pliozän mit Faltungserscheinungen führten nun zu einer andern Möglichkeit, im Juragebirge zwei zeitlich differierende Faltungszeiten zu postulieren, die im folgenden kurz umrissen wird.

Es wurde durch Tiefbohrungen am Bresserand bei Lons-le-Saunier eine bedeutende Überschiebung der gefalteten, mesozoischen Plateaudecke nach N mit Abscherung auf der salinären Trias erkannt (MICHEL 1953, LEFAVRAIS und RAYMOND 1958), die das Bressetertiär 5 km weit überfuhr und von LAUBSCHER 1961 als N-Rand der Juraabscherung von S her gedeutet wurde. Ihr Alter ist unzweideutig postpontisch, das Pont ist überall stark zerknittert, das nördlich anschliessende, hangende Unterpliozän dagegen ungestört (LEFAVRAIS, p. 96, 123, Fig. 49). (Aufgrund der Stratigraphie kann man also deren Alter mit demjenigen von Phase I der Ajoie gleichsetzen.)

Südlich dieser Zone folgen die bekannten französischen, ungefalteten oder welligen Plateaus, von bedeutenden Verwerfungen durchzogen, d.h. Bruchschollen. Diese «alten» Hochflächen werden von französischen Forschern wie GUILLAUME 1961, p. 11, oder CAIRE 1960–1963, p. 123, als Bildungen nach dieser ersten Bewegungsphase aufgefasst. Nebenbei: LAUBSCHER wie auch CAIRE setzten voraus, dass diese Plateauzonen von der allgemeinen Triasabscherung über dem Sockel mitbetroffen seien. Es ist jedoch schwer einzusehen, wieso weiter im S grosse Überschiebungen stattfinden und sich dann nördlich ungefaltete Zwischengebiete erhalten konnten; nach allen vorliegenden Profilen muss man einen ziemlich gleichmässigen Sockelabfall nach S voraussetzen.

Nun machte GUILLAUME 1961, p. 11, darauf aufmerksam, dass die erste, hohe Falte des Helvetischen Bündels «anticlinal des Planches» im S des Plateaus von Nozeroy auf dasselbe aufgeschoben sei. «La surface de Nozeroy est postérieure au paroxysme pontien (Lons-le-Saunier). La surface du Haut Jura est postparoxysmale. Plateau de Nozeroy et la surface du Haut Jura sont séparées par un talus de 200 m d'hauteur, qui ne semble pas être un talus d'érosion. Souvent la haute chaîne chevauche le Plateau de Nozeroy.... Il faut donc admettre que postérieurement au paroxysme certains grands accidents ont réjoué au pontien supérieur dans le socle.»

Damit wäre gemäss diesen Unterlagen das Alter der Überschiebungen am N-Rand des Helvetischen Bündels deutlich jünger und kann mit der Hauptphase in der Ajoie verglichen werden. Allerdings fehlen stratigraphische Unterlagen, d.h. pliozäne Ablagerungen sind nicht bekannt. Und LAUBSCHER 1962 hält anlässlich seiner Untersuchung über Einphasigkeit des Faltenjuras die «alte Abtragungsfläche» in den Freibergen als jünger als die Hauptfaltung. Eine Untersuchung über diese Theorie ist zurzeit im Gang[17]).

Es ist aber darauf aufmerksam zu machen, dass die Natur der Frontüberschiebung von Lons – eine horizontale Schubfläche – völlig verschieden von den grossen Störungen weiter südlich im Mont Tendre ist und vor allem in der Risouxkette (Bohrung Risoux 1, WINNOCK 1961) ein beträchtlich grösseres Ausmass von mindestens 12 km hat, verbogen ist und alpenähnlichen Charakter besitzt. Nach den Beschreibungen von WINNOCK muss man die Abscherung wohl in den Keuper verlegen, indes sie bei Lons in der salinären Trias stattfindet.

Nun wies 1937 GOGUEL am Aussenrand der westlichen Kalkalpen bei Castellane usw. ebenfalls zwei deutlich altersverschiedene Phasen im Faltenwurf nach (p. 313). Bei Jabron transgrediert Pont (brackisch) auf aufgestülpte Kreide, bei Majastre, am Rand des Beckens von Valensole, ist es selbst stark aufgerichtet. Es resultiert eine postpontische Phase, die bei Jabron bereits vor Pont eingesetzt hatte.

---

[17]) Das komplexe Problem der «alten» Flächen im Jura, dem seit BRÜCKNER viel Zeit und Tinte gewidmet worden ist (siehe BUXTORF und KOCH 1920, p. 128), wird durch Beobachtungen in der Ajoie stark beleuchtet, kann aber in dieser Arbeit nicht näher diskutiert werden. Erstens müssen weite Bezirke, vor allem nördlich der Strandlinie des Helvetmeeres, nie mehr eingedeckt worden sein, auch von Pliozän nicht, so dass sie vorerst «uralte» Verwitterungsböden bilden konnten, was französische Beobachter zu bestätigen scheinen. Sodann ergab sich, dass durch die plio-pleistozänen, leichten Blockbewegungen im Tafelland, von oft nur wenig Dekametern Verschub auf oder ab, die höhern Niveaus ungefähr bis auf die Kalkunterlage abgeräumt werden konnten; ihre Lehme wurden auf diejenigen der untern Flächen aufgelagert, wodurch der dortige Boden «verfälscht» und zugleich der Höhenunterschied mehr ausgeglichen wurde, was zur Bildung von Pseudoflächen führte. In der Ajoie sind sehr verschiedene Lehme auf dem Malm festzustellen.

Solche Prozesse haben sich mehrmals wiederholt, von der Jurafaltung an bis ins Jungpleistozän, wo wohl das meiste von ältern Lehmen in Mulden und Depressionen abgespült wurde; auf den Arealen gefalteter Schenkel bildeten sich neue Verwitterungslehme, die dicht an ältere grenzen konnten. Erschwerend tritt der Forschung noch lokal der glaziale Lösslehm entgegen.

Genetisch völlig verschiedene, ineinander laufende, unabgeklärte Böden auf kaum verschiedener Höhe, besonders deutlich im französischen Plateaujura, müssen fortlaufend zu Missverständnissen der Morphologie führen. Eine Abklärung dieser komplizierten Fragen ist wohl nur durch sedimentologische Bodenforschungen, im Verein mit vielen kleinen Vertikalbohrungen zu erreichen, die unverfälschte Profile garantieren.

Im Innern des westalpinen Faltenbündels, am Dôme de Châteauredon, der im untern Pont aufgerichtet worden war, liegt auf einer Einebnungsfläche die Überschiebung von Dourbes, neben andern Falten, die ebenfalls auf das oberste, mächtige Valensolekonglomerat aufgeschoben sind (Fig. 40 bei GOGUEL); letzteres enthält *Mastodon borsoni*, Leitfossil für das französische Pliozän, und diese zweite Phase der Faltenzüge der Westalpen, die die Fortsetzung des schweizerischen Juragebirges sind, ist als postmittelpliozän (deutsche Einteilung) zu kennzeichnen.

An mehreren, z.T. stratigraphisch belegten Stellen sind also im Jura und in den westlichen Kalkalpen zwei pliozäne «Phasen», Bewegungszeiten, erkennbar, wovon die postpontische deutlich am Aussenrand, die postmittelpliozäne mehr im Innern der Faltenbündel auftritt. Es scheint demnach die theoretische Möglichkeit zu bestehen, in der *Längsrichtung des Gebirges* von der NW-Schweiz bis im S der westlichen Kalkalpen eine nördliche, ältere Faltungsregion von einer etwas jüngern, südlichen trennen zu können; diese Möglichkeit hat einen ganz andern Charakter als die 1920 von BUXTORF und KOCH und 1925 von mir angenommene «Zweiphasigkeit» aller Jurafalten. Fig. 5 ist ein Versuch, diese Längstrennung des Gebirges nach der Karte von BERSIER (Geologischer Führer 1930, Bd. 1) darzustellen; die Gebiete nordwestlich des Helvetischen Bündels werden als *Nördliches Vorland* bezeichnet. Lässt sich diese Hypothese mit der herrschenden Fernschubhypothese vereinbaren? Obschon stillschweigend bis jetzt wohl angenommen wurde, dass das Abgleiten des mesozoischen Deckgebirges von den Alpen ein ununterbrochener Vorgang sei, lässt sich ebensogut denken, dass eine derartige Grossgleitung z.B. in zwei Etappen hätte vor sich gehen können; als retardierende Faktoren kämen in Betracht: verschiedene auslösende Ereignisse in den Alpen selbst, zu überwindende Schwellen im Tief des Molassetrogs, die nicht in Rechnung gestellte Trägheit der enormen Mittellandmolasse usw. Damit wird in die Modelle der Jurafaltung, die LAUBSCHER 1961 entwarf, der Faktor Zeit hineingetragen, denn ausser den stratigraphischen Zeitmarken mag es noch zeitlich unbestimmte «tektonische» geben, was schon BUXTORF beim Studium der Grenchenbergüberschiebungen 1916 anmerkte.

Neuestens hat nun auch LAUBSCHER 1965 (siehe Fussnote p. 60) solche postuliert (p. 281 und 310). Tektonische Phasen sind zeitliche Abschnitte eines Ablaufs und müssen als solche mit den stratigraphisch erkannten und datierbaren Störungen korreliert werden, im Juragebiet also durch pliozäne Unterlagen. Erst durch Vergleiche beider Zeitbestimmungen kann sich eine Synthese des gesamten Faltenwurfs ergeben. Mit diesen Feststellungen, wenn auch an Modellstudien, wäre also das Prinzip eines zeitlich fortlaufenden Vorgangs beim Abgleiten von den Alpen aufgegeben.

Über die Sockelbewegungen im Jurarandgebiet

Während der Zweiphasenhypothese der Faltung im Jura nur ein bedingter Wert zugemessen werden kann, da die mittelpliozänen Vogesenschotter nur routinemässig und nicht stratigraphisch, d.h. mit fossilhaltigem Mittelpliozän korrelierbar, einzugliedern waren, rührt das Problem eines eventuellen Sockelschubs an die Grundthese der Faltenentstehung. Da es sich dabei um grosstektonische, weitausgreifende Fragen handelt, ist sich der Verfasser der Unzulänglichkeit der geologischen Erkenntnisse darüber sowie der Lückenhaftigkeit der eigenen Orientierung in dieser Materie be-

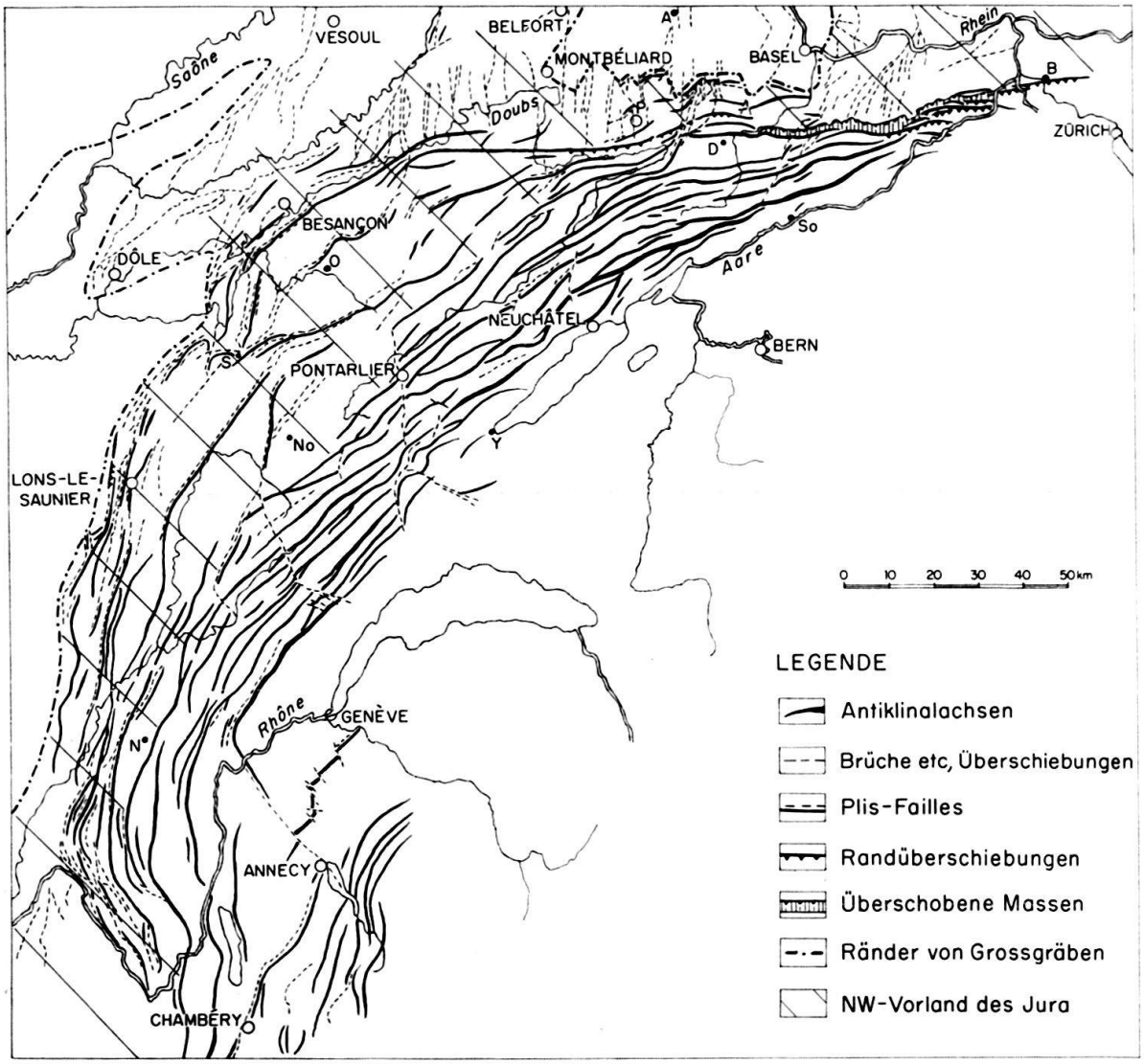


Fig. 5. Längsgliederung des Juragebirges in NW-Vorland und Helvetisches Bündel (vgl. BERSIER, Geol. Führer 1934/1).

wusst; weil sich in den letzten vierzig Jahren aber doch manche Ansichten in diesem Bereich stark geändert haben, soll der Versuch gewagt werden. Es spielen dabei Bewegungen in den Vogesen, im Schwarzwald, in der rheinischen Erdnaht, evtl. vindelizischer Strukturen im Molassebecken (BÜCHI u.a. 1965, Fig. 16) und in den Alpen wichtige Rollen, die schon vielfach diskutiert worden sind. Was kann das kleine Jura-N-Randgebiet dazu aussagen? Mindestens liegt es im Schnittpunkt der Längsachse des Rheingrabens mit dem Faltenjura und ist als südlicher Rand des Grossgrabens noch recht ungenügend durchforscht worden.

Es sind vier Möglichkeiten von Sockelbewegungen denkbar.

1. Die vor 30–40 Jahren von den Geologen fast allgemein angenommene N-Bewegung des Kristallins, d.h. ein von den Alpen weggeschobener Sockel (z.B. R. STAUB in den Profilen 1924) wurde von LAUBSCHER 1961 begründet und kategorisch abgelehnt. Er wird deshalb hier nicht in Betracht gezogen.

2. Die von MURAWSKI 1960 und THEOBALD 1960–1963 vertretene Ansicht, es hätten keine regionalen Sockelschübe nördlich der Alpen stattgefunden, es herrsche in Mitteleuropa eine «germanotype» Grosstektonik, also etwa nur Schollenverschiebung in vertikaler Richtung, scheint auch LAUBSCHER vorzuschweben, wenn er vom «starren» Sockel spricht.

3. Eine erhebliche Modifikation von Punkt 2 stellt die These von ILLIES 1962, 1963 dar, der eine Rotation des S-bewegten Vogesenkörpers und des relativ N-bewegten Schwarzwalds um den Rheingraben vertritt.

In Fig. 6 (1962) zeichnet ILLIES eine Blattverschiebung im S-Schwarzwald bei Badenweiler mit 1,0–1,2 km Verschubbetrag des W-Flügels, die man ebenfalls als S-Schub auffassen kann. Es zeige sich darin (wie bei vielen andern) eine postume, tertiäre Rejuvenation von spätvariszischer Grabentektonik. Diese These könnte unser Gebiet tangieren, da das bedeutende und auffallende Bruchbündel Sennheim–Horst von Altkirch–Caquerelle als Grundzerriss zwischen den beiden alten Massiven aufgefasst werden könnte.

4. 1942 (p. 46/47) ist CADISCH für einen regionalen Sockelschub nach S eingetreten, ebenso 1948 UMBGROVE und 1962 WEGMANN (p. 103).

Es handelt sich danach im wesentlichen um eine Entscheidung zwischen den Punkten 2 und 4, und im folgenden seien einige der im Text verstreuten Aussagen zusammengefasst.

Wieder erhebt sich die heikle Frage, ob man es bei den frühergenannten Beispielen nur um taphrogenetische Vertikalbewegungen von Rheingraben und Schultern zu tun hat, um antithetische Schollenrotationen, die lokale Höherpressungen und faltenartige Wölbungen erzeugten, oder ob man mit einem allgemeinen Sockelschub aus N-Richtung zu rechnen hat. Nach den zahlreichen Darstellungen von ILLIES (1962, 1963, 1964) ist die Tektonik des 300 km langen und 40 km breiten Rheingrabens rein taphrogenetisch, eigengesetzlich, aber sie tritt nicht an Ort und Stelle; die Zerrisse im Graben werden als Blattverschiebungen mit horizontalen Rutschstreifen geschildert (die meisten wohl paläozoisch), daneben solche mit bedeutenden Vertikalauf- und -abschiebungen. 1964 und 1965 zeichnet er das paläozoische und tertiäre Bewegungsschema des Grabens, und just dieses Schema, nebst dem Ausdruck Blattverschiebungen, legt nahe, die Grabenentstehung selbst durch eine den Hauptriss einleitende Drift von Kontinentsockelschollen zu erklären, durch (? leichte) tangentiale Verschiebung der Schwarzwald- zur Vogesenscholle.

Sofort kann das weitere Problem auftauchen, ob nicht neben und über der Kleinschollenmechanik im Graben eine allgemeine Sockelschubtendenz auch innerhalb des Grabengrundgebirges anzunehmen sei, denn Blattverschiebungen sind seitliche Bewegungen und dürften kaum als solche bezeichnet werden, wenn innerhalb der 40 km Breite im wesentlichen nur vertikal bewegte Blätter vorhanden wären. Auf jeden Fall ist das tertiäre Bewegungsschema auch durch seine Pfeilchen aufschlussreich, legen sie doch verschiedene Bewegungstendenzen von Vogesen und Schwarzwald klar.

Seitliche Blattverschiebungen sind auch für unser Untersuchungsgebiet von Interesse; man kann sich z. B. die Entstehung des Horstes Altkirch–Illfurt–Mülhausen mit seinen Ausbissen alttertiärer Schichten kaum anders vorstellen als durch seitlichen Schub und Druck, verbunden mit Hochstau (vgl. WILSER 1929).

Sockelbewegungen lassen sich am ehesten an den Rändern des Grabens erfassen, und so möge im folgenden kurz analysiert werden, ob im untersuchten Gebiet Struk-

turen vorhanden sind, die darauf hindeuten. Das Massiv von Chagey kann mit seiner Antiklinalstruktur in WE-Richtung, mit seinem Zusammenhang mit dem Grundgebirge der Vogesen und seiner evtl. plio-pleistozänen Entstehungszeit als möglicher Hinweis dafür in Frage kommen, dass die Vogesen nach S gerückt sind. Desgleichen das Massiv von Serre. Die vielen Kleinantiklinalen in Lias und Keuper an der Ognonlinie mit SSW–NNE-Achsen dürften eher alttertiären Ursprungs sein, wie die gleichlaufenden Keilgräben der NW-Schweiz; da für letztere BUXTORF eine Sockelkompression von den Alpen, von S, her mit guten Gründen annahm (1916, p. 240–244), können sie nicht in Betracht fallen. Dadurch wird ein eventueller Sockelschub aus dem N ins Jungtertiär verwiesen. Die Brachyantiklinalen der Ajoie in WO-Richtung (alttertiär angelegt, pliozän reaktiviert) können als Beweise nicht in Betracht gezogen werden, und für andere in den Kantonen Baselland und Aargau sind nur alttertiäre Anlage bekannt (VONDERSCHMITT 1942, p. 95). Sie scheinen also auszuscheiden; es ist jedoch darauf hinzuweisen, dass 10 km lange Antiklinalen und Synklinalen wie diejenigen am badischen Isteinerklotz im N des Rheingrabens fehlen, was als Hinweis auf andere als rein taphrogene Einflüsse gewertet werden kann. Auffällig ist dagegen die ausgesprochene Hebungstendenz der Schollen am Jura-N-Fuss; Gempenplateau, der Block von Bure, die Hebung der Südajoie (vgl. Pr. 4, Tf. 2, Gegend von Charmoille) sind nur einige typische Beispiele.

Die bisherige Analyse förderte also nur vorläufige und recht dürftige Hinweise für die Stützung der These eines Sockelschubes. Aber ein schönes Beispiel dieser Art ist die Frontverschiebung der Forêt de Montagne in der Pfirt, das zwei entgegengesetzte Deutungsmöglichkeiten erlaubt. Von der Fernschubhypothese aus wird die Überschiebung als Teil-(Rand)Stück der Grossabgleitung von den Alpen her betrachtet, als Schub auf das Tertiär des Rheingrabens. Die enge Verflechtung und zugleich Begrenzung der Überschiebung mit den meridionalen Bruchbündeln des Grabens, im Zusammenhang mit den lokalen, tektonischen Verhältnissen direkt nördlich der Störung, lassen nun aber auch die Möglichkeit zu, diese grosse Störung als Unterschiebung durch den nach S bewegten Sockel zu deuten, wobei besonders die subhorizontal einfallende Überschiebungsfläche auffällt. Dabei hätte wiederum die salinäre Trias die ausschlaggebende Rolle als Gleithorizont ausgeübt und den tiefliegenden Sockel und Sedimentmantel des Rheingrabens unter die kaum gewölbte Pfirter Platte gestossen. Das nicht zufällige Vorbranden der Doggerstirn der «charriage» im Rahmen der Brüche des Köstlacher Grabens scheint einen starken Hinweis für diese Betrachtungsweise darzubieten (Tf. 2, Pr. 1a und 1b). Wäre die Pfirter Platte nach N geglitten, so müsste wohl die ganze Bürgerwaldkette bis nach Oltingen nach N in den Graben geglitten sein und es müssten tiefe Querrisse am E-Ende auftreten, die auch die südlich folgende Blockmontkette durchsetzten; diese aber zeigt sich von der Pfirter Störung völlig unberührt.

Ähnliche Überlegungen ergeben sich auch bei der Blauenkette im E der Pfirt, die durch mehrere Überschiebungen in der Scheitelgegend eine Art Pilzform aufweist (Pr. 10–20 bei BITTERLI 1945); diese Überschiebungen ergeben eine recht deutliche Verkürzung an der Basis. Nun ist aber am E-Ende der Blauenkette südlich Aesch kein Querriss gefunden worden, längs welchem sich das N-bewegte Sedimentpaket hätte gegen das ungefaltete Gempenplateau (Tafeljura) verschieben und verkürzen können. Das Bewegungsbild der Blauenantiklinale lässt – genau wie bei der Pfirt – als Faltungs-

ursache auch die Möglichkeit einer Unterschiebung von N her zu, wobei die bisher als Überschiebungen taxierten Scherflächen als Unterschiebungen zu deuten wären. Daraus aber ergibt sich die Folgerung, dass man den ganzen «rheintalischen Faltenjura der Pfirt» und Umgebung nördlich der Rangierskette mit ihrer Brandungszone als nicht von S her in den Graben vorgestossene und abgedrehte Platte, wie die allgemeine Auffassung ist, sondern als eine von N her durch Sockelschub zusammengequetschte Grabenschulter des Rheingrabens deuten könnte.

Ein ähnlich gelagertes Beispiel bietet die oft zitierte Frontüberschiebung von Lons-le-Saunier in der Bresse. Auch sie kann als Sockelunterschiebung unter der Trias als Gleithorizont aufgefasst werden und weist wie das Pfirter Gegenbeispiel eine völlig horizontale Schubfläche auf (siehe LAUBSCHER 1961, Fig. 2; 1962, Fig. 8; 1965, Fig. 34; LEFAVRAIS 1958, Fig. 40, 49). Es ist nicht ausgeschlossen, dass auch diese grosse Überschiebung zwischen meridionalen Brüchen eingeklemmt ist; Karten 1:20000 scheinen zu fehlen. Im übrigen verweise ich auf die p. 462 u. 467 gemachten Ausführungen.

Es ergibt sich somit, dass – am Beispiel von Lons gemessen – die eventuelle Zone eines erkennbaren NS-Schubes des Sockels bis in die Bruchfelder bei Syam reichen und dass diese Zone mit derjenigen, die pontisches Faltungsdatum aufweisen könnte, zusammenfällt. Gesamthaft bieten die genannten Beispiele zwei Deutungsmöglichkeiten an, und es sollen nun vorerst die tektonischen Auswirkungen eines eventuellen NS-Sockelschubs untersucht werden.

Variante 1

Der Sockel habe sich – ohne tektonische Nebenwirkungen im höhern Stockwerk des Mantels – ruhig, vielleicht flexurartig, gegen die Tiefe des Alpenkörpers bewegt. Fig. 34, LAUBSCHER 1965, zeigt ihn als wenig gestörte, flach S-fallende Masse. Ähnliche Profile publizierten – schematisiert – GLANGEAUD 1949 und z.B. CAIRE 1963, p. 137, auch AUBERT 1959; letzterer hat allerdings die «contraction du socle» verbunden mit «rétrécissement du socle» nicht deutlich als S-Schub gekennzeichnet (p. 140/141). Dagegen hat CADISCH, wie erwähnt (1942/43, p. 46/47 und 1953, p. 277–279) die Verschluckungstheorie von AMPFERER 1906–1911 als zutreffend erachtet und damit eine neue Forschungsphase für die Tiefenvorgänge im Alpenkörper eingeleitet. TRÜMPY hat 1960–1963, p. 426, bereits Beobachtungen in den Zentralalpen gemeldet, die nur durch «Verschluckung» von Massiven zu deuten seien. Die zeitlich gestaffelten Vulkanausbrüche in der E-Schweiz (HOFMANN 1958, 1959, 1960) zwischen St. Gallen und der Höwenegg liegen auf einer NW–SE-Linie und könnten evtl. für meridional gerichteten Sockelschub plädieren, der ausserhalb des Faltenjuraareals liegt.

Mit diesen Resultaten steht also die vage Hypothese eines allgemeinen Sockelschubes südwärts, an dem wohl auch das gleitende Sial von den Vogesen und dem Schwarzwald beteiligt sein müsste, theoretisch untermauert da, wenn gegenwärtig auch noch nicht alle Konsequenzen überschaut werden können. Für das Juragebiet sind solche bisher meines Wissens noch wenig erörtert worden (WEGMANN 1963). In diesem Zusammenhang sei auf die eigenartige Hebung (? Stauung) des Schwarzwald-S-Randes hingewiesen, die speziell seit Oberpliozän einen Klimax aufweist.

ILLIES 1962, 1963 macht für den Höherstau dieser Massive Grabenbewegungen des Rheintals verantwortlich; der im südlichen Teil des Rheingrabens versenkte Sockel hätte die seitlichen Ränder aufgetrieben. Hier geraten also taphrogenetische Kontinentaltektonik und Alpenorogenese in Konflikt,

denn es ist nicht einzusehen, warum dieser Höherstau seinen Klimax im allersüdlichsten Teil erfahren hätte, da doch im Rheingraben-N-Teil viel beträchtlichere Absenkungen erfolgt sind.

Auch LAUBSCHER 1962b, p. 284ff., macht auf den «ganz andern Mechanismus (des Höherstaus von Schwarzwald usw.), der mit Grabenbildung nichts zu tun hat, sondern sich diesem überlagert», aufmerksam. Er erwägt einen Zusammenhang mit den Alpen.

Mit der Fernschubhypothese kann die Theorie einer solchen Sockelbewegung nicht in Widersprüche kommen, da sich Mantel und Kristallin unabhängig voneinander unter den Gleithorizonten der Trias zu verschieben vermochten. Möglicherweise hat dabei ein Sockelstau an unbestimmter Stelle einen Unterbruch in der Grossabgleitung des Juramantels verursacht.

Variante 2

Ein Sockelsüdschub zeitige tektonische Konsequenzen im mitgeschleppten Sedimentmantel und beeinflusse die Faltung. Eine solche Auffassung ist vertretbar, weil neben den kleinen Störungen der Oberfläche auch tiefer greifende Brüche und Flexuren vorauszusetzen sind, die durch die Schollenbildung eine Verzahnung von Sockel und Mantel erzeugen mussten. Ein nach S gleitender Untergrund musste deshalb die präexistierenden, meridionalen Teilstücksegmente (compartiments) nebst den vorhandenen Längsabschnitten (voussoirs) des Bruchgitters mitenthalten, von neuem durchbewegen, vertikale Reaktivierungen und tangentiale Auspressungen auslösen und verwirrend wirken.

Eine solche Tektonik scheint vor allem der französische Jura darzubieten, wo die Forscher die Faltungen als Monoklinalen, als «pli à failles», Diapyre usw. bezeichneten, die dem Bau der Längswellen des Helvetischen Bündels nicht entsprechen und vielleicht postpontische Reaktivierungen oligozäner Frühstrukturen darstellen.

Hierher gehört nun das bereits erwähnte Beispiel im Juraprofil LAUBSCHER 1965, Fig. 34[18]). Darin springt die Bedeutung des tiefliegenden Plateaus von Nozeroy unmittelbar in die Augen; rechts davon ist die Antiklinale Haut Joux des Helvetischen Bündels als Triasabscherung auf das Plateau überschoben, links ist das ungefaltete Gebiet ebenfalls darauf geschoben, in verkehrtem Sinn. Vom Verfasser ungewollt, ergibt sich daraus eine frappante Modellvorstellung, wie sich beide Schübe gegenseitig begegnen konnten; es ist schwer einzusehen, warum sich die nach N gerichteten Überschiebungen des Helvetischen Bündels bei Syam plötzlich umkehren sollten.

Es zeigt sich also in tektonischer Beziehung die eigentliche Bedeutung dessen, was im obigen Abschnitt als «Nördliches Vorland der Jurafaltung» bezeichnet wurde: die Möglichkeit einer grundsätzlich andern Durchbewegung des mesozoischen Mantels, wobei sich, segmentbedingt, komplizierte Falten bilden konnten. Man vergleiche etwa die Jurakarte von BERSIER 1934 (Geologischer Führer 1). Die W-Grenze des Helvetischen Bündels – und diejenige der Grossabgleitung von den Alpen – würden damit zusammenfallen.

Eine ähnliche Zone kann man auch in der Ajoie und in der Pfirt voraussetzen. Im nördlichen Teil des Hochjuras sind Einflüsse der Segmentierung deutlich vorhanden

[18]) H. P. LAUBSCHER 1965: Ein kinematisches Modell der Jurafaltung. Eclogae geol. Helv. 58/1. LAUBSCHER versucht seit 1961, anhand von «Modellen» und mathematisch-geometrischen Analysen die Grundlagen und Möglichkeiten eines Juraschubes von den Alpen her abzuklären, wobei auch das neue Werk, das sich vorwiegend mit den möglichen Rotationen von Juraschollen befasst, zu eindrucksvollen Vorstellungen über die Fernschubhypothese S führt. Doch konnte in der vorliegenden Studie nicht mehr auf die umfangreiche Arbeit eingegangen werden.

und beweisen damit entweder, dass sich die aufgeprägten Falten dem Untergrund angepasst oder dass noch während der Faltung reaktivierte Bewegungen die entstehenden Wölbungen modifiziert haben. Oligozäne Strukturen bei Yverdon und damit verbundene Segmentierung im W-Teil des Mittellandes hat AUBERT 1959 deutlich gekennzeichnet und damit nahegelegt, dass auch Teile des fast unbekannten Untergrundes des Molassetroges derart struiert sein könnten. In diesem Zusammenhang kann nebenbei auf die Ergebnisse der Untersuchung von Bohrproben des Mittellandes durch FISCHER und LUTERBACHER 1964 verwiesen werden, die stark deformierte Trias entdeckten, was zugunsten der Fernschubhypothese wie eines Sockelsüdschubes sprechen kann.

Endlich sei noch erwähnt, dass sich die Bruchgitter des Grossgrabens in die beiden alten Massive im N fortsetzen; insbesondere können die interessanten Keilgrabenscharen am Schwarzwald-E-Rand die nämliche Zerr- und Dehnungstektonik und damit dieselbe Bewegungstendenz aufweisen wie die bekannteren im Tafeljura östlich Basel–Lörrach.

Variante 2 hat demnach die Möglichkeit skizziert, dass die jurassische Grossabgleitung auf der Trias nicht bis an den Bressegraben bei Lons reichte und dass das «Nördliche Vorland» durch einen Sockelschub N–S deformiert wurde. Interessant ist in diesem Zusammenhang die Beobachtung, dass die grossen Querstörungen des Helvetischen Bündels sich nur innerhalb desselben befinden und nicht in dieses Vorland übertreten.

Variante 3

Der regionale Sockelsüdschub konnte die ganze Sedimenthaut des Juragebirges nach S schleppen und durch Unterschiebung die nördlich gerichteten Strukturen und die bekannte «Verkürzung» erzeugen. UMBGROVE hat 1948 auf diese Möglichkeit verwiesen, allerdings unter tektonisch andern Voraussetzungen. Theoretisch könnte man sich wohl die meisten jurassischen Faltenstrukturen auch unter NS-Sockelschub gebildet vorstellen; bei der heutigen Kenntnis der Sockelunterlage im Jura (LAUBSCHER 1965, Fig. 34) wäre es jedoch schwer verständlich, wieso sich mitten in der bewegten Masse das einheitlich geformte Helvetische Bündel mit seinem Bogencharakter im SW gebildet haben könnte, da grosse Längsstörungen zu fehlen scheinen. Man müsste an rein mechanische Wirkungen appellieren oder an präexistente Flexuren, wie wir sie oben unter den nördlichen Antiklinalen im N-Jura postulierten. Ferner wäre es schwierig, die letzte und eigentliche Ursache der Verfaltungen in der Decke zu diagnostizieren; man müsste einen Stau durch die mächtige Mittellandmolasse in Anspruch nehmen (CAIRE 1960–1963, p. 135). Variante 3 kann als Alternativlösung neben der Fernschubhypothese S bezeichnet werden; sie scheint aber viel weniger vertretbar als 2 oder 1.

Prüfen wir zum Schluss nun noch, ob ein NS-Krustenschub unter den Alpenkörper überhaupt von demselben «verdaut» werden konnte, insbesondre, ob diese Hypothese nicht zu unmöglichen Vorstellungen führt. Auskunft könnten allein konkrete Zahlen geben, und als solche kommen nur die Daten der sog. Verkürzung in den Faltengebieten des Jura in Betracht. Sie ergibt sich aus der kurvimetrisch gemessenen, längern Linie der Faltenstrukturen längs eines bestimmten Horizontes zwischen zwei

Punkten im Vergleich mit der als ungefaltet angenommenen Sockeloberfläche und kann verschieden gedeutet werden.

Die Fernschubhypothese fasst sie als relative Verkürzung auf, als Differenz zwischen der ehemaligen, gestreckten Lage der mesozoischen Faltenbündel und deren heutiger NS-Länge nach der Faltung.

Die These des Sockelschubs nach S dagegen muss sie als absolut bezeichnen, weil die Verkürzung das zahlenmässige nach S-Rücken der Kruste bedeutet. Dies wird an folgendem Beispiel erläutert.

Variante 2. Die Verkürzung im «Nördlichen Juravorland» betrage 10 km, d.h. die ausgeglätteten Faltungen und Überschiebungen zeigen nach der Faltung eine um 10 km kleinere Horizontalbreite. Der Sockel muss demnach um 10 km südwärts runter den Alpenkörpe gerutscht sein. Nach LAUBSCHER 1961 beträgt die Krustenmächtigkeit unter dem Jura 30 km und nach CADISCH 1942 konnte sich der Krustenzustrom auf 80 km verteilen, d.h. auf die Alpenbreite bis zur Wurzelzone Bellinzona.

Volumen $= 10 \cdot 30\ km^3 = 300\ km^3 : 80 = 3{,}75\ km^3$ per 1 km^2, d.h. die allgemeine Erhöhung durch Sockelzuwachs in den Alpen beträgt 3750 m. Eine solche Ziffer bleibt im Rahmen des Möglichen.

Bei Variante 3 sind andere Zahlen bekannt geworden.

E-Jura. Verkürzung etwa 20 km, Sockeldicke 30 km. Erhöhung = 7500 m. Oder: V = 20 km, S (nach KNETSCH 1963, p. 3) = 20 km. E = 5000 m.

Auch diese Zahlen würden von den Alpengeologen vielleicht akzeptiert werden können; die frühere Oberfläche des Aarmassivs, heute auf etwa 4500 m Meereshöhe, käme bei Ziffer 2 (5000 m Erhöhung) und bei Einrechnung von etwa 5000 m überliegender Sedimenthülle auf etwa 5500 m unter den Meerespiegel, bei Erhöhung um 7500 m aber auf etwa 8000 m unter den Meeresspiegel zu liegen.

W-Jura. Nach LAUBSCHER 1965 (p. 313) beträgt die Verkürzung in der Gegend des Mont Risoux um 30 km. Es handelt sich in allen Beispielen um pliozäne Vorgänge.

V = 30, S = 30 (LAUBSCHER); E = 11250 m.

V = 30, S (nach KNETSCH) = 20; E = 7500 m.

Die Zahl von 11250 m erscheint in obigen Gedankengängen als unannehmbar. Eine Sockelzufuhr zu den Alpen von N *während des ganzen Tertiärs* ist unmöglich. Schon die beiden letzten Ziffern weisen darauf hin, dass eine gleichmässige Verteilung der Sialzufuhr unter die Alpen im Raum von 80 km rein hypothetisch bleiben muss und dass man u.a. gezwungen würde, eine Verdrängung in tiefere Magmazonen anzunehmen. Es geht daraus hervor, dass Variante 3 als unwahrscheinlich ausgeschlossen werden kann, dass aber die Varianten 1 und 2 als relativ kurze Schübe theoretisch möglich wären und als *rein pliozäne Ereignisse* betrachtet werden müssten.

So komme ich neuerdings auf die Grundfrage der Tektonik des Jura-N-Randes zurück, die bereits auf p. 455 und 464/65 diskutiert wurde. Im Kapitel «Tektonik des Jura-N-Randes» wurde der Rand als Zerrzone mit Schwerpunkt am Vogesen-S-Fuss aufgefasst, wobei vorauszusetzen war, dass das Vogesenmassiv von den rheinisch-taphrogenetischen Grabenbewegungen nicht erfasst worden sei und sich nur isostatisch bewegt hätte. Als Konsequenz der autonomen, durchgepausten Oberflächenbewegungen würde eine «germanotype» Tektonik unseres Gebietes hervorgehen.

Das Kapitel «Theoretische Bemerkungen zur allgemeinen Juratektonik» prüfte die Varianten eines sanften Sockelschubes nach S bis unter den Faltenjura; es ergaben

sich Möglichkeiten eines solchen, der vor allem im Pliozän nachweisbare Spuren hinterlassen hätte: die gehäuften Beispiele für tangentialen Druck aus N in Form von Flexuren und Hebungen innerhalb von Schollen und Segmenten, Antiklinalen in den Schollen des französischen Juras sowie die schienengebundene und eigentümlich nach N vorspringende «Unterschiebung» bei Pfirt.

Ein Sockeltangentialdruck, eine Kompression aus N würde also die im Kapitel «Tektonik des Jura-N-Randes» erwähnte Auffassung desavouieren; letztere wäre nur als oberflächlich erkennbare, nachhinkende Bewegung zu deuten, der in Wahrheit ein Sockelgleiten nach S zugrunde läge, die eine Verschiebung der Massive (z. T. wohl im Sinn der Thesen von ILLIES) in sich schlösse und auf die von AMPFERER postulierte «Verschluckung unter den Alpen» zurückzuführen wäre. Ein Teilproblem der Sockelschubhypothese wäre die Frage, ob nicht im S der Vogesen- und Schwarzwaldmassive verschiedene Sockelbewegung anzunehmen sei, worauf mehrere Beobachtungen hinweisen könnten, unter anderem der von BÜCHI u. a. 1965, p. 34, erneut namhaft gemachte Zusammenhang von Schwarzwald und Aaremassiv. Damit sind die Möglichkeiten der Grundprinzipien des Baus des Jura-N-Randes und seines nördlichen Vorlandes auf zwei einfache Fragen zurückgeführt, die vorderhand nicht zu lösen sind.

Die Fernschubhypothese BUXTORF-LAUBSCHER

Diese immer noch überragende Annahme – Grossgleitung des Mesozoikums von der Alpen-N-Seite her – ist 1961 durch LAUBSCHER rechnerisch als möglich erwiesen worden. Sie stützt sich auf die tatsächlichen Beobachtungen in zwei Juratunnels (BUXTORF 1916) und auf die im Helvetischen Bündel überzeugende N-Vergenz des Faltenwurfs als wichtigste Bestandteile. Sie kann das ganze Juraareal einheitlich deuten und sich letzten Endes auch auf moderne Alpentheorien – Entstehung der Decken, speziell der helvetischen, durch Grossgleitungen – stützen. Aber sie ist sich auch der noch ungelösten Probleme in ihrem Bereich bewusst, so z. B. die Beschaffenheit im Innern des Molassetroges, von der die Schubmöglichkeit abhängt, sowie der Eingliederung der Faltungen im Molassetrog. Noch nicht genügend abgeklärt ist die Tektonik ihres N-Randes; man kann nicht einfach die nördliche Grenze der Gleitungsmasse an wenigen Stellen zwischen Ambérieux und den Lägern als überschobenen Rand begutachten und dazwischen interpolieren, es bedarf dazu zeitraubender Detailstudien. Dazu haben die vorliegenden Erörterungen weitere, evtl. mögliche Einschränkungen ihrer Ausdehnungen erwiesen.

Die Fernschubhypothese konnte also nicht widerlegt werden; es ist jedoch darauf hinzuweisen, dass heute noch keine schlüssigen Kriterien bekannt sind, um zwischen der Fernschubhypothese im «Nördlichen Vorland des Juragebirges» und der Variante 2 als Bewegungsursache zu unterscheiden. Grossgleitung aus S und sanfter Sockelschub aus N – ohne grosse Deformationen der Kruste – als gleichzeitige Bewegungen brauchen sich ja nicht auszuschliessen.

Der hier vorliegende Schlussbericht über die Untersuchungen des Jura-N-Randes westlich Basel, von dem der Verfasser hofft, dass er der Jurageologie einige Anregungen bietet, ohne dass eine persönliche Stellungnahme zu einem der theoretisch-tektonischen Probleme beabsichtigt war, enthält auch einige Korrekturen früherer Teilpublikationen, die sich im Verlauf der Arbeit ergaben; was gebührend vermerkt sei.