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

Artikel: Pliozän und Tektonik des Juragebirges
Autor: Liniger, Hans
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: 27.03.2026

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

Pliozän und Tektonik des Juragebirges

Von HANS LINIGER (Basel)

Mit einem Anhang von FRANZ HOFMANN, Neuhausen am Rheinfall:

Sedimentpetrographische Untersuchungen an den Vogesensanden, Vogesenschottern und Sundgauschottern

Mit 5 Figuren und 5 Tabellen im Text, mit 5 Tabellen im Anhang sowie 2 Tafeln (I und II)

ZUSAMMENFASSUNG

Der Jura W Basel (Ajoie und Sundgau) enthält eine ziemlich vollständige Serie von terrestrisch-fluviatilem Pliozän: pontische Hipparionsande (früher Vogesensande), mittelpliozäne Vogesenschotter, Reste einer Serie gebleichter Erden (älteres Oberpliozän), alpine, oberpliozäne-altpleistozäne Sundgauschotter der Uraare. Letztere enthalten in der Bresse (Dôle) die entscheidenden Fossilien. Im Rheintalgraben wurde die «Jüngere Hauptterrasse» als deren Äquivalent festgestellt. Glaziale Günzschotter scheinen im E-Sundgau zu fehlen. Die Stratigraphie ist durch sediment-petrographische Analysen von F. HOFMANN untermauert (Anhang).

Tektonisch enthält der Jura-N-Rand eine komplizierte, winklig verspringende, WNW–ESE laufende Flexurzone von Basel bis Delle, die von meridionalen Bruchsystemen des Rheingrabens gekreuzt wird. Manche dieser alttertiären Strukturen wurden im Pliozän und Altpleistozän reaktiviert. Es wurde ein allgemeiner pliozäner Sockelschub N–S, alpenwärts als möglich erachtet und diskutiert; er könnte die nördlichen Randketten und Überschiebungen im N-Jura (Pfirt, Lons-le-Saunier) erzeugt haben, wobei die disharmonische Faltung an der salinären Trias erfolgt wäre. Bei Lons-le-Saunier ist eine post-pontische Faltungsphase zu beobachten; demgemäss könnten die nördlichen Jurarandketten als post-pontische, das Helvetische Bündel als postmittelpliozäne Strukturen aufgefasst werden, wobei die grossen Plateaus im französischen Jura Trennungszonen darstellen würden. Analoge Bewegungszeiten wurden 1934 von J. GOGUEL in den W-Kalkalpen festgestellt.

RÉSUMÉ

Au Jura à l'Ouest de Bâle (Ajoie et Sundgau) se présente une serie assez complète du pliocène terrestre-fluviatile: des sables à Hipparion-Pontien, des graviers des Vosges – Pliocène moyen, des couches décolorées – commencement du pliocène sup., des graviers alpins de l'Aar, «Sundgau-schotter» – Pliocène sup. – Pleistocène inf. Ces galets alpins contiennent dans la Bresse des fossiles caractéristiques; dans le fossé rhénan ils forment la «Jüngere Hauptterrasse». A l'Est du Sundgau les graviers glaciaires du Günz font peut-être défaut. La stratigraphie se base sur des analyses des minéraux lourds faites par F. HOFMANN (Annexe).

La tectonique de la bordure N du Jura entre Bâle et Delle est caractérisée par une zone de flexures de directions variées, ONO–ESE et par des faisceaux de failles méridionales du fossé rhénan. Quelques unes de ces structures éocènes-oligocènes ont été réactivées pendant le Pliocène et le Pleistocène inf. Quant à ces mouvements, l'auteur est d'avis que peut-être le socle cristallin ait glissé au Pliocène du N au S vers les Alpes et que les couches salifères du Trias ont joué le role de lubrifiant, qui favorisait le décollement jurassien des chaînes au N et les charriages (Ferrette, Lons-le-Saunier). Près de Lons-le-Saunier on a observé un charriage postpontien; il est possible que la phase postpontienne ait produit les faisceaux au N, p.ex. celles des f. lédonien et salinois, la phase postpliocène moyenne le faisceau Hélvetique. Les grands plateaux du Jura français non plissés séparent les deux zones de plissement. J. GOGUEL 1934 a constaté dans les Alpes calcaires provençales les mêmes cycles orogéniques.

ABSTRACT

The Jura Mountain W of Basle (Ajoie and Sundgau) includes the only areas of Switzerland in which a fairly complete sequence of terrestrial Pliocene deposits are to be found. They are represented by Pontian 'Hipparion Sand' (formerly known as Vogesensand), Middle Pliocene – 'Vogesenschotter', Upper Pliocene – Old Pleistocene 'Sundgauschotter' of the alpine proto-Aare river. The Sundgauschotter contains marker-fossils in the region of Bresse (Dôle). In the graben of the Rhine valley the contemporaneous deposits of the Sundgauschotter are represented by the 'Jüngere Hauptterrasse'. Glacial drift of Günz age is seemingly missing in the eastern part of the Sundgau. The stratigraphy is supported by petrographic analyses of the sediments by F. HOFMANN.

The northerly front of the Jura Mountain is characterized by a WNW–ESE trending zone of flexures with structurally complexly built projections. These are meridionally crossed by a system of faults, connected with the graben of the Rhine valley. Many of these early Tertiary structures were reactivated during Pliocene and early Pleistocene time. One may assume a general N–S directed shift of the basement toward the Alps in Pliocene-time, resulting in overthrusts of the northern fringing chains of the Jura Mountain (Pfirt, Lons-le-Saunier), whereby Triassic evaporites facilitated the formation of superimposed inconguous folds. The northerly frontal folds of the Jura Mountain may be of post-Pontian Age, whereas the folds of the Helvetic Jura have a post Middle Pliocene age. The large plateaus of the french Jura forms a separating zone between the two. Orogenic movements during the two periods were ascertained by J. GOGUEL (1934) in the western Calcareous Alps.

Einleitung und geologische Übersicht

Die Neubearbeitung der Sundgauschotterfrage entsprang der konsequenten Erweiterung meiner Neuaufnahmen des Pliozäns der N-Ajoie, die ihrerseits durch die Prüfung der These von ERZINGER, dass die Réchésykette nachpliozän entstanden sei, bedingt worden war. 1962 hatte ich in der Regio Basiliensis eine programmatische Studie der sich eröffnenden Probleme einer solchen Untersuchung publiziert, der sich später einige kleinere Abhandlungen anschlossen, die die vorliegende Arbeit entlasten sollten.

Die Ziele der vorliegenden Abhandlung bestehen einerseits in der möglichst präzisen Altersbestimmung der fossilleeren Sundgauschotter und ihrer Unterlage, anderseits in der Erfassung der z. T. unbekannten Beziehungen und Datierungen der tektonischen Vorgänge am Juranordrand, an seiner Grenze zum Rheintalgraben und zum Becken von Dannemarie (Dammerkirch). Sie bildet in ihrer Gesamtheit einen recht weit ausgreifenden Beitrag zur geologischen Geschichte der «Region Basel» mit ihrem vieldiskutierten Rheinknie. Es kann jedoch nicht der Zweck der Studie sein, eine Monographie des Gebietes der N-Ajoie und des angrenzenden Sundgaus zu verfassen, bei der alle Beobachtungen und Ansichten früherer Autoren konfrontiert werden, sondern neue und wesentliche Tatsachen in ihren Zusammenhängen klarzulegen, vor allem auch durch Beiziehung der Ergebnisse der Bohrresultate im Sundgau selbst, im Rheintalgraben und in der Bresse. Das Grenzgebiet Ajoie-Sundgau ist tatsächlich für die Geologie quasi Neuland und noch nie eingehend durchforscht worden, was eine detaillierte Erörterung rechtfertigt.

Meine Feldaufnahmen in den Jahren 1960–1965 betrafen die topographischen Blätter 1:25000 der Schweiz Nr. 1066 (Rodersdorf), Nr. 1065 (Bonfol), begleitet von Exkursionen auf den Blättern 1064 (Montbéliard) und 1085 (St. Ursanne), dann im nördlichen Sundgau von Attenschwiller bis Froidefontaine und von Besançon bis Dôle in Frankreich. Neben den Feldaufnahmen konnten die Ergebnisse von Geröll-

statistiken, sedimentpetrographischen Analysen von F. HOFMANN, Quarzitdünnschliffen (durch O. GRÜTTER bearbeitet), Pollenanalysen (VON DER BRELIE) und einigen Handbohrungen (unter Beihilfe von cand. geol. H. FISCHER) verwendet werden. Über die Ergebnisse der sedimentpetrographischen Analysen durch PD Dr. F. HOFMANN, Neuhausen am Rheinfall, ohne die die vorliegende Arbeit Stückwerk geblieben wäre, orientiert Anhang I.

Es ist mir ein aufrichtiges Bedürfnis, folgenden Damen und Herren für mancherlei Beihilfe, Ratschläge und Auskünfte meinen besten Dank auszusprechen: Prof. Dr. J. BARTZ, Oberlandesgeologe am Geologischen Landesamt Baden-Württemberg in Freiburg i. Br.; Dr. VON DER BRELIE, am Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen in Krefeld; Prof. Dr. J. CADISCH, Bern; Dr. R. ELBER, Basel; Dr. H. FISCHER, Basel; F. GEISSERT, Sessenheim; PD Dr. R. HANTKE, ETH Zürich; Prof. Dr. H. ILLIES, Technische Hochschule Karlsruhe; Dr. H. KUGLER, Basel; Mme Dr. A. LEFAVRAIS-RAYMOND, Bureau de Recherches géologiques et minières Paris; Dr. H. SCHÄFER und Dr. P. STÄHELIN, beide Naturhistorisches Museum Basel; Dr. H. J. SCHMASSMANN, Liestal; Prof. Dr. N. THEOBALD, Geologisches Institut der Universität Besançon; Prof. Dr. H. TOBIEN, Geologisches Institut der Johannes-Gutenberg-Universität Mainz; Prof. Dr. R. TRÜMPY, Geologisches Institut der ETH Zürich; Prof. Dr. L. VONDERSCHMITT, Geologisches Institut der Universität Basel; Prof. Dr. P. WERNERT, Geologisches Institut der Universität Strasbourg; Dr. O. WITTMANN, Lörrach.

Vor allem aber standen mir zwei Kollegen in jahrelangem, selbstlosem Teamwerk bei: Dr. O. GRÜTTER (†), Direktor der mineralogischen Abteilung des Naturhistorischen Museums Basel und PD Dr. F. HOFMANN, Neuhausen; ihnen gilt mein spezieller Dank.

Geologischer Überblick

Die geologische Generalkarte der Schweiz 1:200000, Blätter 1, 2 und 3 sowie Carte géologique de la France 1:50000, F. XXXVII-22, Ferrette, orientieren gut über das neu untersuchte Gebiet, das auf Tf. I dargestellt ist.

Zwei total verschiedene Großstrukturen stossen am Jura-N-Rand in unserem Gelände aneinander: im N das westliche Teilstück des Rheintalgrabens, die Senke von Dannemarie-Montbéliard, im S der Jura, z. T. Tafel-, z. T. Faltenjura der Pfirt und des Elsgaus. Der Vogesen-S-Rand wurde nicht in die Untersuchung einbezogen.

Das westliche Teilstück des Oberrheintalgrabens, eine bedeutende Senke im Kristallinsockel, am Vogesenrand mit über 600 m Alttertiär angefüllt, kann heute als ziemlich gut erforscht gelten; vor allem dank den Bohrungen, von denen diejenigen von Suarce, Reppe, Foussemagne, Carspach in unser Gebiet fallen, ferner die detailliert bearbeiteten Bohrungen von Buix, Allschwil (C. SCHMIDT, L. BRAUN usw. 1924) und Hirtzbach (VONDERSCHMIDT 1942). Miozän ist im Dammerkircher Graben keines abgelagert worden, dagegen pliozäne Vogesensande und -schotter sowie noch jüngere alpine Kiese, durch einen von Basel nach W strömenden Sundgaufluss; dies sind die Sundgauschotter. Bedeutende Brüche in NS-Richtung (rheinisch) oder NNE–SSW- bzw. NE–SW-Verlauf (variszisch) durchsetzen die Senke, deren tektonische Haupttätigkeit im Alttertiär zu suchen ist. Von Altkirch aus Richtung Mülhausen verläuft eine wichtige Struktur, der Sattel von Altkirch-Illfurt, beidseits durch antithetische Brüche abgegrenzt; diejenigen an dessen W-Flanke bedingen das tiefe Becken von Dannemarie.

Der N-Rand des Juragebietes zeigt westlich Basel in der Randzone folgende Einheiten (von Basel aus gerechnet): die Blauenkette mit vorgelagerter, flexurartiger Landskronkette, die Bucht von Wolschweiler, die Bürgerwaldantiklinale, von SCHNEEGANS 1932–1952 bearbeitet, im Nachgang von GRAHMANN 1920; in der Gegend des Quersattels von Luppach (östlich Pfirt) stösst der Doggerkern der Bürgerwaldfalte längs einer Überschiebung bis an den Rand des Rheintaltertiärs vor, was durch zwei Bohrungen bei Mörnach und Dürlinsdorf klargestellt werden konnte (SCHNEEGANS und THEOBALD 1948). Weiter westlich zeigt sich ein zweiter neuralgischer Punkt bei Levoncourt (Luffendorf), wo die Bürgerwaldkette (Forêt-de-Montagne-Kette) aussetzt und an die nach N vorprellende Morimontantiklinale angrenzt. Jenseits der Largbucht bildet die bisher kaum untersuchte schwache Réchésyfalte den nördlichen Abschluss der Ajoietafel, und es schliesst sich im W die sog. Florimontantiklinale, eine Flexur, an; sie endet im Dorf Boncourt bei Delle. Aber auch im Innern des Tafeljuras des Elsgaus sind schwache Faltenzüge erkennbar; an der Bannéantiklinale südlich Pruntrut konnte SCHNEIDER 1960 früholigozäne Anlage nachweisen, ein Zeichen, dass Rheintalgraben und Elsgau im Alttertiär unter ähnlichem, tektonischem Regime standen (vgl. Tf. I und Fig. 4).

Das tektonische Problem: Sind die von S her vordringenden, pliozänen Faltungskräfte nach N auch im Rheintalgraben erkennbar, und wie verhält sich die sog. Abscherdecke der mesozoischen Juratafel am N-Rand des Gebirges?

Anmerkungen:

1. Die geologischen Aufnahmen ergaben allerlei schwierige Probleme landschaftlicher Natur: weitausgreifende Lehmdecken mit Aufschlüssen nur an den Talrändern und damit die Unmöglichkeit, die kleinen Malmausbisse (der obere Malm ist sozusagen einheitlich ausgebildet) zu korrellieren, was die Verfolgung von Brüchen im Untergrund fast ausschliesst; das überall vorhandene und konstatierte Hangfliessen von Schottern; die sog. Kulturschotter (künstlich zugeführte Schotter) und die Zufuhr von Malmschutt auf Feld- und Waldwegen.

2. Infolge der Vielschichtigkeit der in der Abhandlung zutagetretenden Probleme kann im Literaturverzeichnis nur die Hauptliteratur berücksichtigt werden.

3. Im nachfolgenden Text gebrauchte Abkürzungen:

N, S, E, W:	Nord, Süd, Ost, West.
V.-Sch.:	Vogesenschotter des Mittelpliozäns.
S.-Sch.:	Sundgauschotter des Oberpliozäns.
Sed.-petr. A.:	Sediment-petrographische Analysen von F. HOFMANN.
DS:	Dünnschliff.
Pr:	Probe.
JNF:	Jura Nagelfluh.
OSM:	Obere Süsswassermolasse.

4. Gesteinsproben und DS werden im Naturhistorischen Museum Basel deponiert.

STRATIGRAPHIE

Die Unterlage der Sundgauschotter

Da diese Ablagerung auf fast allen Stufen des Malms, des Oligozäns und auf dem ältern Pliozän beobachtet werden kann, so ist zur Erfassung der mannigfachen pliozänen und nachpliozänen Bewegungen eine gedrängte Zusammenfassung der Stratigraphie der Unterlage unerlässlich.

1. Weissjura

Sein Aufbau wurde für den Westteil des südlichen Elsgaus von SCHNEIDER 1960 und für den Ostteil von TSCHOPP 1960 genau beschrieben; dem Feldgeologen bietet der Malm im N-Teil der Ajoie Schwierigkeiten, da es wegen der Lehmbedeckung an Aufschlüssen fehlt. Das Oberrauracien zeigt an der Strasse östlich Ferrette (Pfirt), Koord. 590600/260690 und im Steinbruch östlich Bahnhof Courtemaîche, Koord. 571250/256280 synsedimentäre Jaspisknollen. Untersequan bot beim Neubau der Total-Garage beim Hotel Lion d'Or in Boncourt acht etwa 15 cm mächtige Mergelbänke. Obersequan, hie und da schwach oolithisch und rauracienähnlich, bildet mit dem untern Kimmeridge eine im Feld nicht trennbare Serie heller, weisslich-weisslichgelblicher Kalke; im Dorf Courcelles finden sich in dieser Serie Fossilien (unt. Kimmeridge). Die hangenden Pteroceramergel sind an mehreren Stellen entblösst, besonders fossilreich gegenüber dem Schweizer Zoll Vendlincourt an der Strasse nach Alle, Koord. 578.830/255.450, längs eines schwachen, streichenden Bruches. Virgulamergel und Portland finden sich ausschliesslich im Senkungsfeld von Pruntrut, von Alle an westwärts; in der N-Ajoie sind sie bereits abgetragen. Malm ist im Jura wie im Grabenareal die Unterlage des Tertiärs.

2. Tertiär

Eozän

Bolus und Bohnerz finden sich recht selten in kleinen Karrenspalten nahe bei Verwerfungen. Grössere Karrentaschen:

Steinbruch Strasse Miécourt-Courtavon (Ottendorf), Koord. 580.750/253.800. Im obern Teil der Tasche zeigt sich brauner Lehm, durchsetzt von 60 cm eingeschwemmter Brekzien- und Konglomeratlage; vermutlich handelt es sich um umgelagerten Bolus.

Am Waldsträsschen Bouxwiller–Sondersdorf, 800 m südsüdöstlich Kirche Bouxwiller, Koord. 592.540/260.930. Grosse Karrentasche, roter Bolus, weisslicher Ton, vermutlich im Liegenden harter braungelber Quarzsandstein; davon ein grosser Block neben dem Reservoir (Huppersandstein). Siehe Bl. Ferrette.

Calcaire de Daubrée meldete der Verfasser 1926 östlich ob Asuel bei Le Gypse. Koord. 583.150/249.200 auf Bl. Miécourt.

Das Eozän liegt bei Miécourt auf oberem Kimmeridge, bei Bouxwiller und in der Tiefe des Rheintalgrabens auf oberem Sequan; neben diesen Vorkommen weist das auffällige Verschontsein des Portland in der Mulde von Pruntrut auf prämitteleozäne Abtragung, evtl. auf eine präeozäne Peneplain (LINIGER 1925, p. 9, HAUBER 1960, p. 658).

Ferner lässt sich das Fehlen jeglicher Eozändecke auf Malm in der Pfirt wie im Elsgau nur durch starke Abtragung des Eozäns und Teilen des obern Malms bis Ende Sannoisien deuten; diese alttertiäre Erosion schuf zur Hauptsache die noch heute vorliegende Juratafel der Ajoie, wie dies ERZINGER 1943 treffend beschreibt.

Am Rand des Rheintalgrabens, im Dorf Florimont, konnte eine Süsswasserkalkbank entdeckt werden, unterteuft von grünlichen Mergeln, die – obschon fosilleer – dem Horizont des Melanienkalks von Bouxwiller zugeordnet werden können und deshalb, nach FISCHER 1965, ins Eozän zu placieren wären (siehe unten).

Unteroligozän

Untersannoisien. 1965 fand FISCHER bei Oltingen überraschend marines Unteroligozän mit Ostrakoden und kleinwüchsigen Foraminiferen in bis 30 m mächtigen Kalkareniten und Mergeln; diese Serie war bis jetzt als Sequan gedeutet worden. Sie liegt auf Malm, unter dem Konglomerat des Système de Bourogne (Obersannoisien), und FISCHER fasst sie als Randfazies der versteinerungsreichen Zone des Rheingrabens auf, als Transgressionsprodukt des Untersannoisien (p. 25ff.).

Der Verfasser hatte an mehreren Stellen ähnliche Kalkarenite, z.T. mit schlechten Abdrücken von kleinen Muscheln gefunden, z.B. bei Luppach, Levoncourt, Réchésy, Boncourt, und sie ins Rupélien gestellt.

Nun konnten obige Funde 1965 an zwei neuen Stellen bestätigt werden.

Im Dorf Boncourt, an der obern Hauptstrasse (Fig. 3), die neu formiert wurde, zeigte sich der bräunliche Kalkarenit, auf dem Pteroceramergel liegend, ebenfalls unter dem Obersannoisienkonglomerat. Nur enthalten die DS keine Foraminiferen, und eine andere Lokalität, Réchésat NW davon, enthält schlechte Abdrücke von kleinen Cyrenen, was schon KILIAN 1884, p. 741, bekannt war (siehe Fig. 3).

Sodann fand ich sie wieder in einem von Lehm fast völlig überrutschten, alten Grübchen im Dorf Florimont, Koord. 572.250/262.350. Das Anstehende konnte durch viele Lesesteine annähernd rekonstruiert werden. Von oben nach unten:

9.	Lehm.	
8.	Harte Sandkalke (Kalkarenite) dünnplattig, bräunlich, sichtbar	ca. 2 m
7.	Dasselbe mit kleinen Malmgeröllen	0,5 m
6.	Weissliche Konglomeratarenite (Brocken) ?	
5.	Bräunliche, harte Kalkarenite mit zahlreichen Schnecken ?	
4.	Weicher, gelbbrauner Sand-Sandstein ?	ca. 2,5 m
3.	Übergang von 4 in Süsswasserkalk ?	
2b.	Rötlicher, zelliger Süsswasserkalk (Algenkalk, DS) ?	
2a.	Graugrünlicher Süsswasserkalk, leicht knollig, fossilleer ?	
1.	Grünlicher, fetter Mergel, unten grau werdend	ca. 1 m

Als Unterlage kann E Florimont unt. Kimmeridge vermutet werden.

Die Kalkarenite im E unseres Gebietes weisen nur spärlich Foraminiferen auf: *Globularia*, *Textularia*, *Globigerina*, nebst Stengelfragmenten von Characeen; diejenigen im W (Florimont) sind beinahe frei von Foraminiferen, dagegen auffällig reich an Echinodermentrümmern. Überall zeigen sich Glaukonitkörner.

Danach hat man es mit dem Oltingerkalk zu tun, und es ist zu vermuten, dass ein Teil des «Système de Bourogne» auf der Karte 1:80000 Montbéliard zum Untersannoisien gehört.

Die Fossilschichten im Liegenden des Oltinger Kalkes in Florimont lieferten:

Limnaea marginatus, Sandb., in allen Stadien der Entwicklung.
Limnaea sp. (grosse Form).
Melanopsis carinata Sow.
Fascinella eocenica Stache.
Chara spec.

(Bestimmungen nach FÖRSTER 1892.)

Es könnte sich um einen lokalen Süsswasserkalk im Oltinger System handeln, ähnlich den Cyrenenkalken von Boncourt, Levoncourt, Courtavon, St. André bei

Florimont. Ich neige aber eher zur Annahme, dass es eine Variante des Melanienkalkes ist, weil der Horizont mit den Cyrenenresten doch eher brackisch sein dürfte. Auch KILIAN 1884 hat in der Umgebung von Montbéliard an mehreren Stellen Melanienkalk gefunden, und die Nähe der grünen Mergel, die von MEYER, FÖRSTER, VONDERSCHMITT unter dem Melanienkalk beobachtet wurden, weist gleichfalls auf diese Möglichkeit hin.

An einigen Stellen, z. B. südöstlich Courtavon, westlich Cœuve, fehlt Oltinger Kalk lokal, wohl infolge nachträglicher Erosion, und ist öfters in den hangenden, groben Konglomeraten als Geröll zu finden.

Obersannoisien

Das Système de Bourogne, KILIAN (siehe auch SCHNEIDER 1960, p. 16), lässt sich, vor allem bei Réchésy und Boncourt, recht gut gliedern; die folgende Schichtfolge ist kombiniert (vgl. auch Fig. 2):

oben:

Sandkalke (Arenite), z. T. mit Malmgeröllbänklein, wechsellagernd mit weinroten Mergeln (Boncourt, hinter Caltexgarage bei Hotel Lokomotive) (Fig. 3) . . . . . ca. 3 m
Graue Mergel, lokal mit Blättern (KILIAN, p. 746) (Flexur E Réchésy, Fig. 2) . . . . . 1,5–2 m
Grober Trümmersand (sed.petr. A., Pr. 3) . . . . . ca. 1 m
Grobes Konglomerat, (Kimmeridge und O. Sequan) (Steinbruch Strasse Réchésy–Beurnevésin) . . . . . 15–?50 m

Gute Aufschlüsse zeigen sich ferner (Tf. I):

Dorf Pfetterhouse, gegenüber Postbüro; das Konglomerat liegt konkordant auf Kimmeridge, NW-fallend. 1966 wurde der schöne Aufschluss zerstört.

Strasse Pfetterhouse–Courtavon, lokal unterlagert von Kalkarenit. Eisenbahneinschnitt zwischen Vendlincourt und Alle, in schwacher Mulde zwischen Fahy- und Morimontantiklinale.

Das Unteroligozän der N-Ajoie ist demnach reich gegliedert und stellt eine Randfazies, eine stark kondensierte Abfolge der mächtigen Serien im Innern des Dammerkircherbeckens dar.

Die Mächtigkeit des obern Sannoisien: bei Pruntrut nach SCHNEIDER etwa 40 m, bei Réchésy 20–50 m, wobei das antiklinale Bild als Unsicherheitsfaktor wirkt, bei Grandvillars nordwestlich Delle gemäss DREYFUSS und THEOBALD (1965) 105 m. Nach freundlicher brieflicher Mitteilung fasst F. HOFMANN diese Ablagerungen als Auffüllungen von Wadis auf; die groben Konglomerate mit Mergelzwischenlagen (Réchésy), weisen auf mächtige Sturzregen hin.

In der obenerwähnten Bohrung von Grandvillars erkannten DREYFUSS und THEOBALD unter 192 m Tertiär 24 m Rauracienoolith, 27 m Argovien und fossilreiches Oxford. Möglicherweise liegt in der Bestimmung von Rauracien und Argovien im Bohrschutt ein lithologischer Fehler vor; FISCHER hat 1965 bei Oltingen unter dem Sannoisienkonglomerat eine Serie grauer Mergel und darüber harte, weissliche Kalkarenite des Untersannoisien beschrieben, total 30 m mächtig. Diese Kalke wurden bis jetzt überall als Sequan taxiert. Ausserdem zeigt das Rauracien in der Gegend von Delle und Boncourt, etwa 5 km im SW, keine Spur eines Fazieswechsels.

Mitteloligozän

Rupélien, marin, zeigt sich in recht wechselnder Fazies, ist aber heute im N-Elsgau nirgends gut aufgeschlossen: in Konglomeratfazies (sogenannte Gompholithe

b. 1. Oligozän der Ajoie (Randfazien) und des mittleren Sundgaus (Grabenfazies)

	W-Ajoie (SCHNEIDER)		E-Ajoie (TSCHOPP)	
	SW-Kalk mit Fossilien Graue Elsässermolasse		Elsässermolasse Glimmersand Courtemantruy	5–10m
	Brauner Mergel Courgenay Septarienton Fischschiefer Cerithienkalk (Meeressand) Gompholithe d'Ajoie[1])	5–15m	Konglomerat Sous Plainmont Horizont *Ostrea cyathula* Cerithienkalk Gompholithe d'Ajoie Transgression	5–15m
	Malmkonglomerat von Porrentruy mit Kalksandstein und bunte Mergel (Système de Bourogne) Marnes lie de vie und SWK Sinterkalk	3–30m	Mergel von Réchésy (Pflanzenschicht) Grober Sandstein Malmkonglomerat (Système de Bourogne) [N-Ajoie, LINIGER] Transgression	2m 1m 10–50m
	Jurarand von Pfirt–Boncourt (LINIGER): Bräunliche Kalkarenite, marin-brackisch,			30m
	Oltinger Kalke mit Foraminiferen (FISCHER 1965)			
	Florimont–Boncourt: Fossilbank mit Cyrenen und Süsswasserschnecken ? Transgression			
			Calcaire de DAUBRÉE	
	Florimont: SWK grüne Mergel ? Quarzsande in Karrenschloten	2–3m	 Bolus nur in Karrenschloten	
unterlage	Portland, Virgulamergel und oberes Kimmeridge [Le Banné: unteres Kimmeridge und Ober-Sequan]		Virgulamergel, oberes und unteres Kimmeridge	

Dieser Begriff wird beschränkt auf marine Rupélienkonglomerate.

d'Ajoie, SCHNEIDER) beim Zoll Vendlincourt, angebohrte Malmgerölle; als mürber oder harter Kalksandstein, meeressandartig bei Cœuve und einigen andern Stellen, wo er wegen Fossilarmut nicht vom unteroligozänen Oltinger Kalkarenit zu unterscheiden ist; in Tonfazies, blauer Letten, in der schwachen Mulde von Bonfol-Vendlincourt, worin ROLLIER an unbekannter Lokalität typische Fossilien fand.

Sundgau (Meyer)	Bohrung Hirtzbach (Vonderschmitt)			
SWK (Roppentzwiller)	Limnische Zone Cyrenenmergel (Elsässermolasse)	190 m 300–350 m		
Graue Mergel	Melettaschiefer Fischschiefer Foraminiferenmergel	bis 300 m 4 m 6 m	Äquivalente im Kalibecken: Fischschiefer Foraminiferenmergel	 30 m 20 m
Bunte Mergel (Haustein)	Oberer mergelig-bunter Teil Ziegelrote Bank Unterer sandiger Haustein mit Konglomeraten Grüne, dolomitische Mergel	40 m 5–10 m 50 m	– Oberer Haustein Kalk mit *Helix* cf. *rugulosa* Unterer Haustein	
Streifige Mergel	Plattiger Haustein: Versteinerungsreiche Zone (marin) Mittlere mergelige Zone (marin) Untere sandige Zone	 20 m 10 m	Obere bituminöse Zone Versteinerungsreiche Zone Untere bituminöse Zone Konglomeratzone	 550 m
Mergel mit *Helix* cf. *hombresi*	Sandige Mergel Dünnschiefrige Mergel mit *Melania Nysti* (Desh.) Dünnplattige Mergel mit *Hydrobien*	 40 m	Kalibecken und Bohrungen Suarce und Reppe: Dolomitmergelzone mit *Helix* cf. *hombresi* (Font.)	
Grüne Mergel und Melanienkalk	Grauer Melanienkalk mit *M. albigensis*, *Cyrena semistriatea* (Desh.) Grüne, tonige Mergel mit *Melanopsis*, *Melania*, *Planorbis*, *Chara*	 180–231 m		
	Brekzie (Sequan), auch in Bohrung Suarce Tonige Quarzsande in Klüften	11 m		
	Ober-Sequan			

Im blauen Letten scheint stellenweise eine Cyathulabank vorzukommen, so unter dem Hipparionsand von Lugnez (Erzinger 1943, p. 10).

Chattien wurde nur im Dorf Köstlach, gegenüber Restaurant «Au Cerf» und östlich Pfetterhouse als Lesestein konstatiert. Die Molasse alsacienne ist im Miozän grösstenteils entfernt oder im Pliozän umgelagert worden.

Nach HOFMANN ist die Elsässer Molasse des Sundgaus, von Roppentzwiller, typische Thunerseeschüttung (Sed.-petr. A., Pr. 4 und 8).

Mitteloligozän liegt an den Rändern neben Unteroligozän stellenweise auch auf dem Malm, im Grabeninnern dagegen überall auf Sannoisien, ein Hinweis für andauernde Bewegungen und für erneute, schwache Denudation der altoligozänen Peneplain der Ajoie.

Miozän

Es sind nirgends miozäne Ablagerungen feststellbar; Vogesen- und Schwarzwald-S-Hang waren Erosions-, das Juragebiet nördlich und südlich Delsberg Akkumulationsareale.

Pliozän

Das gesamte Pliozän wird aus terrestrisch-fluviatilen Bildungen von differenziertem Gepräge aufgebaut, die auf einer von den S-Vogesen schwach südwärts geneigten Abtragungsebene des Miozäns bis weit in den Jura transportiert wurden (vindobone Fläche BUXTORFS).

Pontien

Hipparionsande von Charmoille. Zur Vermeidung irreführender Bezeichnungen wird vorgeschlagen, diese meist als Vogesensande und -schotter oder Dinotheriensande bezeichneten Sande nach dem Typort Charmoille in der S-Ajoie definitiv Hipparionsand zu benennen, im Gegensatz zum Wort Vogesenschotter. Von HUMMEL wurden die pontischen Fossilien entdeckt, deren letzter Bearbeiter SCHÄFER 1961 war. Vgl. LINIGER 1963b und 1964b.

1966 hat KÖNIGSWALD ein Sarmat ohne Hipparion vom Pannon mit Hipparion abgegrenzt (siehe International Union of Geological Sciences 1966). Dank den reichen Säugetierfunden war es möglich, Charmoille mit den Hipparionfaunen von der Höwenegg im Hegau (TOBIEN 1957), von Eppelsheim in Rheinhessen und solchen in der Gegend von Lyon zu vergleichen, zu parallelisieren und damit auch eine Pliozänstratigraphie im Elsgau und im Sundgau aufzubauen. Es kann hier ein verloren geglaubtes Profil der aufgelassenen Sandgrube nördlich Charmoille wiedergegeben werden, das 1920 aufgenommen wurde (Fig. 1) und auch tektonisch interessiert.

Die pontischen Hipparionsande liegen bei Bonfol und Lugnez (N-Ajoie)[1]), bei Charmoille (S-Ajoie) und im Bois de Robe westlich Delsberg in 30–80 m tiefen Erosionsrinnen, die ungefähr NNW–SSE verlaufen. Ein neues Element in deren Erforschung brachten die sed.-petr. A. von HOFMANN, für diese aus den Vogesen stammenden Sande zusammengestellt in LINIGER 1963b, p. 171 (auch A.-Pr. 3a, 3b, 11, 12). Danach ist für die Hipparionsande von Charmoille typisch: starker Gehalt an Zirkon, kleiner Gehalt an Staurolith und Granat. Neu war auch der Nachweis von beträchtlicher Aufarbeitung der Molasse alsacienne durch die Vogesenflüsse, was sich durch z.T. hohen Karbonatgehalt, Heraufschnellen der Prozentzahl von Epidot und einem durchgehenden Gehalt an Andalusit zeigt. Deshalb kann man von einer Abtragungsebene unter den Hipparionsanden sprechen.

---

[1]) Eine neue, grosse Grube in den *Hipparion*sanden befindet sich etwa 1 km nordöstlich Vendlincourt, bei P. 467 Esserts Noblats, Koord. 579.150/256.300; sie ersetzt die ältere, etwas südlicher gelegene, die in den letzten Jahren zugeschüttet wurde.

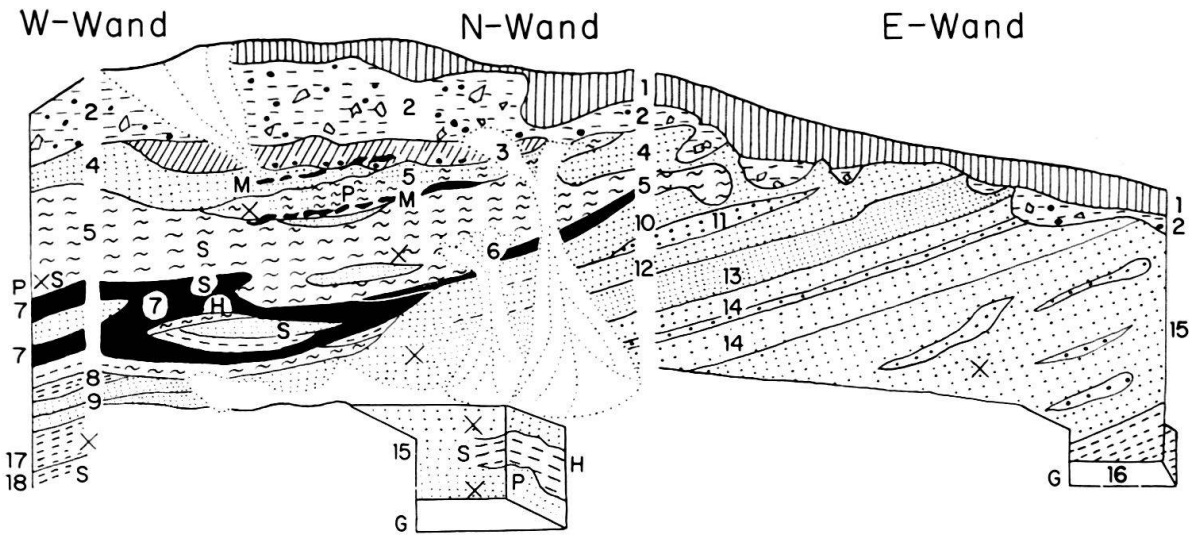


Fig. 1. Charmoille. Sandgrube La Tuilerie in pontischen Hipparionsanden. Aufgelassen (Aufnahme LINIGER 1920).

1	Humus, ungeschichtet mit Malmschutt	60–200 cm
	Pleistozän	
2	Jüngere Hanglehmterrasse mit verschwemmten Vogesengeröllen	80–200 cm
3	Ältere Hanglehmterrasse mit Vogesengeröllen an der Basis	50 cm
	Nordwand. Pont, Lettenserie	
4	Feine, gelbe Sande mit Manganstreifen	80–100 cm
5	Rotgelber–bräunlicher Mergel mit Säugerzähnen	0–250 cm
6	Dunkelbraune–dunkelblaue Mergellinsen	0–150 cm
7	Bläuliche und bläulich getupfte Mergellinse	0–250 cm
8	Blaugraue Mergellage	60 cm
9	Feine, gelbe Sande	80 cm
	Ostwand. Sandserie mit 13° N-Fallen	
10	Sand	120 cm
11	Sand, feinkonglomeratisch. Geröllchen bis 3 cm	40 cm
12	Sand, gelb, fein, bröcklig	130 cm
13	Sand, rot, fein, kompakt	120 cm
14	Grober Sand mit Geröllchenlage	160 cm
15	Sand, fein, mit Linsen von Grobmaterial	500–600 cm
16	Graue Mergel	40 cm
	Westwand	
17	Mergelige Bänke, fossilreich	25– 30 cm
18	Weissliche, mergelige Sandlage mit Schnecken	

X Fundstelle von Zähnen und Knochen von Säugern. *S* Fundstelle von Süsswasserschnecken. *P* Fundstelle von eingeschwemmten Blättern. *H* Fundstelle von eingeschwemmten Holzfragmenten. *M* Manganisierte Lagen. *G* Grabungen des Naturhistorischen Museums Basel.

Die sed.-petr. A. ermöglichten auch die Aufklärung der Natur der Sandserie im Liegenden der Hipparionsande des Bois de Robe, die von LINIGER 1925, p. 41, in Ermanglung von Fossilien mit Vorbehalt ins Torton gestellt worden war. Die sed.-petr. A. Pr. 11 und 12 aus dem Bachbett bei Pré Borbet-Dessous, Koord. 586.610/ 245.120 ergaben einen mürben, grauen, stark quarzführenden Sand mit viel rotem Chert, der von den bräunlichen Vogesensanden auffällig differiert. Eine analoge Sandlage konnte anlässlich Grabungen für Ferienhäuser auf Blatt Laufen, Kastelweid

bei Hof Prinzi, Koord. 610.690/252.080 unter Gehängeschutt mit JNF und Wanderblöcken festgestellt werden (sed.-petr. A. Pr. 13), sodann im unvollendeten Garten eines neuen Hauses an der Strasse Fehren–Meltingen (Bl. Laufen), (sed.-petr. A. Pr. 14), Koord. 610.950/284.280. HOFMANN fasst den Titanitgehalt der Schüttung als vulkanische Einlagerung auf. Dieses Vorkommen liegt deutlich über der Torton-Juranagelfluh und enthält ausserdem eine Linse aus grobem Sand mit viel Geröllchen bis etwa 5 cm ⌀. Keines wies deutlich auf Vogesenherkunft; etwa 50% waren Quarzite, viele Buntsandstein. Muschelkalk, Dogger oder Malm fehlten. Dadurch unterscheidet sich die Schüttung grundsätzlich von JNF. Dr. O. WITTMANN, der die Gerölle freundlicherweise untersuchte, glaubte eines mit ziemlicher Sicherheit als schwarzwäldischer Herkunft bezeichnen zu können. Auch KOCH 1923 kannte diese Sandablagerung, die mehr als 4 m mächtig sein muss; er und MÜHLBERG (KOCH, p. 30, 31), nannten daraus schwarze Feuersteine, buntes Konglomerat, Buntsandstein (33%), kristalline «Schwarzwälder», Quarzite (50%), Malm und Dogger 0%. Da KOCH sie meist über der JNF vorfand und die Geröllführung von derjenigen der Nagelfluh total verschieden ist, stellte er sie ins oberste Niveau der JNF und fügte bei: «...ob sie den Dinotheriensanden des Delsberger Beckens (= Hipparionsanden) entsprechen, kann man ohne Säugetierfunde nicht entscheiden[2])».

Ich fasse diese stellenweise quarzitführenden Sande als Unterpont auf. Über die Herkunft dieser pontischen Basallage gibt die sed.-petr. A. 7, Tab. 3) Auskunft. Nach HOFMANN ist der Gehalt an Grobsand sowie von rotem Chert typisch für Helvétiengrobkalk und der hohe Gehalt an Turmalin bei den Basalsanden und Probe 7 (Helvétien-Turritellensandkalk aus dem Bois de Robe (siehe ROTHPLETZ-LINIGER 1963, p. 177) deutet ebenfalls auf Verwandtschaft. Die Basallage besteht also aus aufgearbeitetem Helvétien. Danach war die frühere Auffassung LINIGERS ziemlich zutreffend.

Dieser Befund liefert nun noch einen wertvollen Hinweis, der bis jetzt noch nirgends abgeleitet werden konnte. Der pontische Vogesenfluss hat in seiner allerersten Phase nicht akkumuliert, sondern erodiert, und zwar im weiten Gebiet der heute völlig abgetragenen miozänen Strandsedimente des Gebietes nördlich des Delsbergertales, daher auch die seltsamen, kleinen Gerölle im Laufenbecken, die sowohl vogesisch als schwarzwäldisch sein können. Es ergibt sich weiter zu Beginn Pont eine leichte Landhebung, die die Gewässer zum Einschneiden zwang, und erst nach Abklingen dieser leichten Sockelbewegung konnten die Flüsse akkumulieren und mit dem Auffüllen der Rinnen beginnen.

Die lithologische Analogie der mürben Sande im Bois de Robe und im Laufenbecken erlaubt die Datierung der dortigen Quarzitschotter (= *Wanderblockformation*) KOCHS als mittelpliozän. Da dort die Hipparionsande aussetzen, muss der hangende Blocklehm gleich als sein wie der mittelpliozäne Vogesenschotter im Elsgau und im Bois de Robe. RUTTE 1950, p. 34–37, hatte die «Wanderblöcke», entgegen KOCH, ins Miozän, ins Juranagelfluhniveau eingereiht.

---

[2]) Neuestens macht A. SCHREINER 1965; *Die Juranagelfluh im Hegau* (Jb. des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg *7*, p. 303) darauf aufmerksam, dass JNF stellenweise bis ins Pont heraufreichen konnte (z.B. Erosionslücke am Eichberg). (Vgl. BARTZ 1961, p. 128.)

Den jurassischen Hipparionsanden von Charmoille entsprechen in der Bresse der Horizont von Soblay (südöstlich von St.-Claude), die Croix-Rousse-Schichten (vgl. DELAFOND und DEPERET 1894) sowie die fossilführenden, miopliozänen Serien in den Bohrungen Vincelles und Ratte (LEFAVRAIS 1958, p. 92–97).

Mittelpliozän

Früher, bis 1960 (TSCHOPP), wurden die pontischen Hipparionsande von Charmoille und die dort deutlich darüberliegenden Vogesenschotter als einheitliche Vogesenschüttung aufgefasst. 1963b, p. 172, schlug LINIGER vor, letztere als jüngere Ablagerung abzutrennen und sie ins Mittelpliozän zu setzen, mit dem Vorbehalt, dass sie (bei Auffinden von Fossilien) auch dem Oberpont eingereiht werden könnten. Zwischen beiden muss ein Hiatus vorausgesetzt werden.

Als Typort gilt Charmoille und als definitiver Name sollte *Vogesenschotter* gebraucht werden; frühere Bezeichnungen wie Dinotheriesande, «bloc pérégrin», Vogesensande müssen vermieden werden; bloc-pérégrin-Wanderblöcke sind als schwarzwäldische Ablagerung des Laufenbeckens und der Gebiete östlich davon zu deuten, und der Name soll nicht mit den groben Vogesengeröllen verquickt werden. Als zweites Hauptvorkommen muss das Waldgelände Bois de Robe im westlichen Delsbergertal genannt werden. Nähere Beschreibungen finden sich in LINIGER 1925, p. 42; TSCHOPP 1960, p. 20; LINIGER 1963b, p. 167, 1964b, p. 80; LINIGER und ROTHPLETZ, 1964.

Sie erwiesen sich bis jetzt als völlig fossilfrei. Ihre Leitgesteine sind: braunroter Vogesenporphyr (Rothüttelporphyr), grauer Labradorporphyr (weniger zahlreich), rotvioletter, durch Hämatitinfiltration gefärbter Quarzit, schwarze Kulmschiefer, gelber bis roter bis dunkelroter Chert (Silex).

Die vielen Quarzite erreichen Grössen bis 25 cm; in der Basallage treten solche aber auch vereinzelt zusammen mit Buntsandstein bis etwa 50 cm auf. Akzessorisch sind Amethystdrusen und verkieselte Hölzer des Perms der Südvogesen nicht selten.

Bis jetzt waren einzelne dieser Gesteinsarten der Herkunft nach nicht zu deuten, vor allem die grossen Quarzite. Nach L. MEYER (1922–1923, p. 21–23) finden sich nun bei Giromagny bedeutende Quarzgänge im Kulm, bei Château d'Auxelles, La Roche-La Dame usw., die auch Licht auf die allgemeine Stromrichtung des Mittelpont zu werfen vermögen. Amethystquarz hat, nach freundlicher mündlicher Mitteilung, Dr. O. GRÜTTER 1961 bei Urbès im Material eines Eisenbahntunnels gefunden (auf der N-Seite des Thurtales); die Gesteine stammen von der Progressive 0,0–0,9 ab E-Portal. Ferner kommt am Freundstein bei Uffholtz (etwa 1 km nördlich von Cernay) ebenfalls in den Vogesen, Amethystquarz vor. Roten und dunkelroten Chert hat Dr. O. GRÜTTER anstehend bei Schlüsselstein (Bergheim, Rappoltsweiler) in den Vogesen entdeckt.

Über die sediment-petrographischen Verhältnisse orientieren die Proben in Tab. 2a (Anhang I).

Der beste Aufschluss der Vogesenschotter findet sich zurzeit im Bois de Robe, 3,2 km nordwestlich Bassecourt bei P. 560. Vgl. LINIGER und ROTHPLETZ 1964, p. 78.

Die grosse Kiesgrube zeigte, dass der Vogesenschotter zwei verschiedenen Schüttungen angehört, einer untern, groben mit etwa 30% Malmgeröllen und einer obern, feinern, malmfreien. Beide sind getrennt durch eine sandig-mergelige Stillstandszone. LINIGER und ROTHPLETZ 1964.

Anlässlich einer Exkursion hat PD Dr. HANTKE, Zürich, in dieser Mergellage fossile Grasblätter entdeckt. Ob es sich dabei um die analoge Schicht in einem frühern Schacht bei Montavon handelt, die 20 Arten geliefert hat, ist vorläufig nicht zu entscheiden (LINIGER 1925, p. 45).

Der Vogesenschotter liegt in den Mulden auf Vogesensand, an den Rändern von Antiklinalen aber auch auf Oligozän und verschiedenen Jurakalkstufen auf (vgl. p. 46[2]). Er kann im Bois de Robe auf 20–25 m Mächtigkeit geschätzt werden; dasselbe gilt wohl auch für die Ajoie.

Verbreitungsgebiet: N- und S-Ajoie in der Breite von mindestens 25 km, im Delsbergertal und im S-Jura bis Tavannes-Les Genevez (ROTHPLETZ 1933, p. 108).

Im Sundgau schien er zu fehlen; aber durch Gelegenheitsbeobachtungen bei Grosnes-Suarce durch MEYER und VAN WERVECKE (1924) und durch MEYER bei Réchésy ergibt sich zunächst, dass im Liegenden der S.-Sch. grosse Vogesengerölle vorkommen – des blocs pérégrins –, die als Überreste oder aufgearbeitetes Material eines zugedeckten Strombereichs von Belfort bis Ajoie aufgefasst werden können.

Sodann ergaben die Kartierungen verbreitete Schotterfelder zwischen Courtavon, Levoncourt bis Köstlach (westlich Pfirt), die unter die Überschiebung der Bürgerwald-W-Antiklinale streichen (Tf. 1 und 2, Pr. 1a und 1b).

Als Parallelbildungen seien erwähnt:

a) Höhenschotter, vorwiegend aus Quarziten und Buntsandsteingeröllen bestehend, finden sich verstreut auf Antiklinalen und hochgelegenen Malmplateaus. Erstmals erwähnt von BUXTORF und KOCH 1920; dann LINIGER 1925, p. 46, und ROTHPLETZ 1933, p. 104. Dass es sich z.T. um umgelagerte Gerölle handelt, legten RUTTE 1950, p. 41, und LAUBSCHER 1962, p. 13, dar. Fussend auf der Arbeit von TSCHOPP 1960 bewies LINIGER 1964b deren vogesische Herkunft als verarmte Schotter.

b) Wanderblockformation KOCHS im Laufenbecken 1923, p. 33. Dieser Autor stellte sie ins Unterpliozän (Pont), was 1950 RUTTE ablehnte und sie als verarmte Juranagelfluh auffasste (p. 30). Der Nachweis einer Quarzsandschüttung über der Juranagelfluh, die zu 50% Quarzite und keinen Muschelkalk führt, oben p. 418 als Unterpontien beschrieben, ist ein starker Hinweis für die Richtigkeit von KOCHS Auffassung; sie stellt den Beginn einer neuen Phase der NS-Ablagerung im Pliozän dar und muss offenbar an die Basis der Wanderblockformation gestellt werden. Ein neuer Fund gelang 1960 HAUBER, der diese Formation auch auf dem Tafeljura bei Tenniken auffand und sie mit (?) ins Pliozän stellte. Der Verfasser besuchte die Lokalitäten solcher Ablagerungen bei Tenniken und fand den Wanderblöcke führenden Lehm in schwachen Rinnen der Juranagelfluh vor; es handelt sich wie im Laufenbecken offenbar um nachträglich in Bachrinnen abgeschwemmte Teile einer früher zuoberst liegenden Schicht. Die sed.-petr. A. zeigen zwischen JNF und Wanderblocklehm sehr deutliche Differenzen, wie ein Ausschnitt aus Tab. 3, Pr. 8–10 und 23–28 zeigt. BRILL stellte 1929 die Wanderblöcke zum Mittelpliozän.

c) Heubergschotter südlich Kandern im Schwarzwald. Schon KOCH und BRILL hatten diese mit gebleichten Sänden und Lehmen vermischte Formation zur Wanderblockserie gestellt, indes RUTTE sie 1950, p. 49, konsequent auch zur obermiozänen JNF einreiht; ein Vergleich der sed.-petr. A., Pr. 25–28 zeigt den grossen Unterschied.

Ins Alter der Sundgauschotter können sie nicht placiert werden, da sich im Ostsundgau nirgends Anzeichen für Einschleppung grosser Buntsandsteine in die alpinen Kiese fanden (vgl. SCHNARRENBERGER 1915, p. 84).

d) Französischer Jura und Bresse. Auf den Flächen um die Bresse und vor allem auf denjenigen des französischen Juras (Champagnole, Ornans usw.) sind von verschiedenen Autoren wie GIBERT, CHABOT, DREYFUSS Gerölle und Geröllstreuen gemeldet worden; da indes weder geröllanalytische Untersuchungen noch sed.-petr. A. vorliegen, kann darüber vorläufig kein Urteil gefällt werden.

Nun treten in den Tiefbohrungen der Bresse, Vincelles und Ratte, in Tiefen von 169,5–175,5 bzw. von 64,6 und 69 m Sande mit Geröllen im untern Pliozän (französisch), in den Sanden von Condal auf, die LEFAVRAIS nach GLANGEAUD mit solchen aus dem Elsass vergleicht (LEFAVRAIS 1958, p. 100, 104; GLANGEAUD 1949).

So galt es nun, die Möglichkeit zu prüfen, ob es sich bei diesen um V.-Sch. oder S.-Sch. des Sundgaus handeln könnte, wobei Mme LEFAVRAIS in der Lage war, mir drei Sandproben der obigen Schichten zu vermitteln[3]).

Probe 1. Bohrung Vincelles, Tiefe 169,5–175,5 m (sables lavés).
Probe 2. Bohrung Ratte, Tiefe 64,6 m (sables lavés).
Probe 3. Bohrung Ratte, Tiefe 69 m, mit Geröllchen.
Die Geröllanalyse ergab:

a) Etwa 10% weisser Gangquarz, intakt oder korrodiert. Herkunft: Alpen oder Vogesen oder Plateau Central.
b) Etwa 10% graue Quarzitchen, alle total verwittert, mit dunklen Verwitterungsrinden, hart. Herkunft?
c) Etwa 5% schwarze Quarzitchen, alle total verwittert, mit dunklen Verwitterungsrinden, hart. Herkunft?
d) Etwa 50% graubrauner, dunkler Quarzitsandstein, arkoseartig. Mittelhart. Herkunft? Flyschartig oder Miozän einer alpinen Schüttung.
e) Etwa 15% grauer, quarzitischer Sandstein, hie und da mit Muskovit, einige Stücke mit Andeutung von Bankung, Herkunft? Flyschartig oder Miozän einer alpinen Schüttung.
f) Etwa 5% grünlich-graues, sandiges Gestein? Diabastuff oder eher verwittertes Grüngestein der Alpen (penninisch).
g) 5% Mergel, sandig, ziemlich weich, grau ohne bestimmte Form. Herkunft: Gestein des Pliozäns oder aufgearbeitete Materialien.
h) 1 Trümmerstück von sandiger Braunkohle (Herkunft: Pontien). 1 Geröllchen von verwittertem, entfärbtem? Radiolarit (Alpen).

Total der untersuchten Stücke: 80; Grösse: 0,5–4 cm; $^2/_3$ derselben sind Gerölle, wenige sehr flach, die meisten gut gerundet, wenige nur kantengerundet; $^1/_3$ sind Trümmer oder eckige Brocken.

Typische Vogesen- oder Sundgaugesteine fanden sich keine; Herkunftsort müssen die Westalpen sein, wobei man an aufgearbeitetes Miozän zu denken hat; dafür spricht auch der starke Verwitterungsgrad. Nur die Gangquarzite könnten Zufluss aus andern Gebieten andeuten; wenn es sich um vogesische Herkunft handeln würde, käme die Ursaône in Betracht. Für direkten Absatz aus alpinen Gebieten fehlt jede Voraussetzung; die Barriere des aufgewölbten Bresseostrandes (LEFAVRAIS, p. 103) im Pont schliesst diese Theorie aus.

---

[3]) Dr. A. LEFAVRAIS-RAYMOND hatte die Güte, drei Sedimentproben der Bohrungen Vincelles und Ratte zu suchen und zu übersenden, wofür ihr auch hier der verbindlichste Dank ausgesprochen sei.

Die sed.-petr. A. von HOFMANN (Tab. 3, Pr. 31–33) bestätigen diese Erkenntnisse. HOFMANN schrieb dazu:

«Das Material aus den Bohrungen Vincelles und Ratte stammt ganz sicher nicht aus den Vogesen; auch die Schwermineralien zeigen das sehr deutlich. Probe 1 ergab sehr wenige Schwermineralien, Probe 2 ein bisschen mehr, und nur Probe 3 genügend. Man kann aber sagen, dass alle drei Proben grundsätzlich übereinstimmen. Es ist viel Epidot vorhanden, etwa wie in der Molasse alsacienne. Abweichend ist aber der hohe Hornblendegehalt. Es ist keinesfalls verfrachtete Molasse alsacienne wie bei Delsberg oder gar Originalvogesenmaterial, aber sehr wahrscheinlich handelt es sich um Schüttung aus den Westalpen. Dabei besteht keine Übereinstimmung mit der Schweizer Molasse, die mir aus den Ölbohrungen bekannt ist.»

Schlussfolgerungen: Geröllanalyse und Sedimentpetrographie ergaben übereinstimmende Resultate. Die Sand- und Geröllhorizonte der Condalsande im französischen Unterpliozän der Bresse sind rein bressanische Ablagerungen und haben mit vogesischen oder «sundgauischen» Schüttungen keine gemeinsamen Merkmale. Das Material dazu stammt vermutlich aus den Westalpen.

Demzufolge muss irgendwo westlich Belfort-Montbéliard eine Wasserscheide bestanden haben, die erst kurz vor Eintreffen der Sundgauschotter zerfiel. Die Gangquarzite dagegen könnten durch die Saône aus den NW-Vogesen stammen (siehe LINIGER 1966).

Die Vogesenschotter bilden einen bedeutsamen Bestandteil des Pliozäns im mittleren Teil des Profils; sie sind (vorläufig) als lokale Fazies aufzufassen und können wegen Fossilmangels mit keinem bekannten Pliozänprofil identifiziert werden. Eventuelle Funde von pontischen Fossilien müssten meines Erachtens als aufgearbeitetes Pont bezeichnet werden. Daher ist ihre stratigraphische Eingliederung nicht völlig gesichert.

Unteres Oberpliozän
(Weisse Serie, gebleichte Erden)

Obschon die wenig mächtige Serie praktisch bedeutungslos ist, da zurzeit keine Aufschlüsse vorhanden sind, ist sie theoretisch als Füllung des Pliozänprofils und seines Vergleichs mit andern Vorkommen recht wichtig.

Frühere Beobachter: VAN WERVECKE 1924, MEYER 1925, BRILL 1929, THEOBALD 1934.

Neue Hinweise: LINIGER 1963a, 1964a, 1965.

THEOBALD publizierte 1934 drei Profile durch Sundgauschotter und Weisse Serie, worin sie bald unter, bald über dem S.-Sch. liegt. Er hielt diese Sande und Tone als synsedimentär mit S.-Sch. LINIGER fand 1963 ein grosses Vorkommen von gebleichten Erden bei Bonfol in der Ajoie und hielt sie für Oberpliozän; in der Umgebung wurden für die Technik Bohrungen ausgeführt (Tf. 1)[4]). Gegenwärtig konnte man eine neue

[4]) Es kann hier eine Präzisierung meiner früher gemachten Angaben über diese Bohrungen, auf Anregung und im Einverständnis mit Herrn Dr. H. J. SCHMASSMANN, erfolgen (siehe LINIGER 1963a, p. 43). Die Bohrungen östlich Bonfol im Raum Sur les Creux wurden in den Jahren 1949 und 1962 abgeteuft, letztere im Auftrag der Firma Geigy AG Basel. In grösserer Tiefe wurden 1949 eine 4 m mächtige, unverkittete Lage aus Kies und Sand mit bis 80 cm grossen Geröllen gefunden, die seitlich in Sandfazies übergeht. In zwei Bohrungen zeigten sich darin Radiolarite und in einer andern in grösserer Tiefe desselben Horizontes identifizierbare Vogesengerölle.

Grube in denselben Schichten unmittelbar nördlich der Bahnlinie studieren, wo sich die Schichtgrenzen besser als in der ersten Grube zeigten. Nach den neuen Beobachtungen kann kein Zweifel mehr bestehen, dass es sich im Fall Bonfol um eine (? alt) pleistozäne Gleitsackung grösseren Ausmasses genau zwischen den Schüttungsgebieten der mittelpliozänen V.-Sch. und der oberpliozänen S.-Sch. handelt, welche Auffassung auch die Herren Dr. HANTKE, Zürich, und Dr. HOFMANN, Neuhausen, bei einer Besichtigung 1965 vertraten. Diese Sackung hat vermutlich das Urvendlinetal nordwärts zugeschüttet, so dass der Bach nach NW verdrängt wurde, wobei die junge Klus westlich Beurnevésin entstand.

Alle bisherigen Kenntnisse zusammenfassend, ergaben sich folgende Gesichtspunkte.

Die meisten frühern Vorkommen der Weissen Serie im Sundgau sind als altpleistozäne Verschwemmungen zu betrachten, z.B. sichtbar in den Profilen von THEOBALD bei Moernach und Rüderbach; bei letzterem zitiert der Autor u.a.: «argile très compacte, vert-bleue 1 m», was nur Bachlehm bedeuten kann.

Totale Bleichung, Entfärbung, Entkalkung, Abwandern von Eisengehalt zeigen einen klimatischen Vorgang an, ein extrem humides Klima mit Moorbildung; damit verbunden kann die Aussage erhärtet werden, dass diese Klimaperiode vor das Eintreffen der S.-Sch. zu setzen ist, d.h., dass sie bereits vor ihrem Absatz im Sundgau gebleicht waren. Die verschiedenen sed.-petr. A. von HOFMANN (siehe Anhang I, Tab. 2a, Pr. 12, 13) erweisen Vogesenherkunft der Weissen Serie, womit zuerst die Analyse der weissen Tone als Illit (und nicht Kaolin!) übereinstimmt, sodann die Beobachtungen von MEYER an den Quarzsanden (früher als Hupper aufgefasst) in einer Karrentasche von Bouxwiller. Damit wird wiederum die These von der synsedimentären Abstammung aus Sundgauschottern widerlegt. Vogesenmaterial am Sundgau-S-Rand konnte natürlich nur vor dem Eintreffen des alpinen Sundgaustromes dorthin gelangen. Die Weisse Serie ist also Triasmaterial, das im nördlichen Massiv verwitterte und später disloziert wurde. Damit in Übereinstimmung zeigt sich auf dem Heuberg bei Kandern die gebleichte Serie über den mittelpliozänen groben Geröllen (SCHNARRENBERGER, WITTMANN 1949b).

Auch das Alter der gebleichten Sedimente ist abgeklärt. BARTZ hat sie 1950 im nördlichen Rheingraben ins untere Oberpliozän placiert, unterlagert – stellenweise – von jungen Bohnerzen; in ihr Niveau gehört nach BARTZ der Pflanzenhorizont des Klärbeckens von Frankfurt.

Genau dieselbe Folge ist in der Bresse vorhanden, was aus den guten Beschreibungen (z.T. Bohrprofile) bei DELAFOND und DEPERET 1894 hervorgeht (p. 108–114). Die gebleichten Tone und Sande sind auch dort von jungen Bohnerzen unterlagert, auf die sich die Aufmerksamkeit der Autoren konzentrierte. Die gebleichten Erden weisen nach den Autoren *Mastodon borsoni* und *M. arvernensis* auf.

Zurzeit wird das Alter der Braunkohlenlagen von Sessenheim im Unterelsass, die 1965, p. 222, von LINIGER und HOFMANN ins obere Pliozän gestellt worden waren, erneut untersucht[5]). Zwischen zwei Braunkohlenflözchen ist, wie Fig. 1 zeigt, eine Lage von gebleichtem Sand mit *Mastodon borsoni*, laut GEISSERT, eingeklemmt. Da sie im Liegenden der als Äquivalent der Sundgauschotter erkannten

[5]) Herr FRITZ GEISSERT von Sessenheim hatte die Freundlichkeit, mich eingehend über die Geologie des linken Rheinufers nördlich Strassburg zu orientieren und bei der Beschaffung von Sedimentproben und Braunkohlenproben zu unterstützen. Es sei ihm auch hier bestens gedankt.

Kiese und Sande der Grube Soufflenheim W vorkommen und da bei Soufflenheim Oberpliozän zu fehlen scheint (Konglomerate von Riedseltz, WERVECKE 1892), so wurde älteres Oberpliozän vermutet. Anhand von Pollenanalysen, deren Resultate noch nicht vorliegen, und den Florenlisten der Braunkohlenschichten wird versucht, definitiv abzuklären, ob es sich um autochthone Sedimente oder um eingeschwemmtes Oberpliozän handelt. Nach GEISSERT 1964 stimmt deren Flora mit derjenigen des Frankfurter Klärbeckens überein.

Auch aus diesen Beschreibungen geht hervor, dass die gebleichten Lagen im Sundgau meist auf sekundärer Lagerstätte liegen, es fehlen ihnen Gerölle, dann die Braunkohlenschichten und die autochthonen, jungen Bohnerze. Die Weisse Serie ist ursprünglich eine rein terrestrische Bildung, zu konstatieren vom Rheingraben bis in die Bresse.

Die plio-pleistozänen Sundgauschotter

1. Der Name Sundgauschotter, obschon typisch und unmissverständlich, ist nicht sehr glücklich und sollte meines Erachtens durch die Altersbezeichnung ergänzt werden. Auch die Bezeichnung französischer Autoren als «alluvions anciennes» ist zu allgemein, besser der Name «graviers du Sundgau». GUTZWILLERS Bezeichnung «oberelsässischer Deckenschotter» basiert auf des Autors frühester Auffassung als glaziale Schüttung.

Folgende Autoren haben sich u.a. mit diesen «alpinen» Kiesen auseinandergesetzt:

E. KÖCHLIN 1829, 1830, DELBOS und KÖCHLIN-SCHLUMBERGER 1866, GUTZWILLER 1895 und 1912, LAMOTHE 1903, ROLLIER 1907, PENCK und BRÜCKNER 1912, R. FREI 1912, ALB. HEIM 1920, OBERDORFER 1920, MEYER 1922 und 1925, WERVECKE 1924, BRILL 1929, ERZINGER 1934, THEOBALD 1934 und 1952, RUTTE 1950, I. SCHAEFER 1957, LINIGER 1964a und 1965, 1966.

DAS ALTER

Die Arbeit 1965 «Das Alter der Sundgauschotter westlich Basel» war als Kapitel der vorliegenden Untersuchung geplant, musste jedoch aus Raumgründen separat erscheinen. Es wird darin nachgewiesen, durch Vergleiche mit fossilreichen Ablagerungen der Bresse und den Resultaten von Tiefbohrungen bei Karlsruhe, dass die Sundgauschotter etwa in der Mitte des Oberpliozäns westlich Basel erstmals erschienen, sich zuerst gegen W zu ergossen und gegen Ende der *Meridionalis*stufe des Altpleistozäns bei Basel nach N, in den Rheintalgraben wandten.

GUTZWILLER hatte sie 1912, p. 61, für altdiluvial und spätpliozän erklärt, indes die meisten neueren Autoren (mit Ausnahme von WERVECKE), sie dem Oberpliozän zuteilten.

Anschliessend kann zu der Arbeit LINIGER und HOFMANN 1965, p. 224, eine wichtige Ergänzung zugefügt werden. Der Eisenbahneinschnitt Nevy-Parcey zeigte 1965 bei einer Begehung zwei Aufschlüsse der fraglichen Schotter; der eine bestand aus fester Nagelfluh mit Nestern von gelbem Sand. Beide lieferten faustgrosse Radiolarite und andere Sundgaugerölle; es ist dadurch wegen des früheren Fundes von *Mastodon arvernensis* Croiz und Job der paläontologische Beweis erbracht, dass die untern Schichten der Falaise von Montbarrey zum Oberpliozän gehören. Die Schotter von Nevy-Parcey liegen in einer Rinne der unterpliozänen (französiche Einteilung) Mergel

Tab. 2. Geröllstatistik Sundgauschotter in Prozentzahlen

	Sammlungen GUTZWILLER			Analysen LINIGER	
	Hagenthal Volkensberg	Roppentzwiller usw.	Seppois	Seppois allgemein	Seppois (Basis)
1. Basel und Umgebung					
Tertiär, Molasse	–	–	–	2	1
Süsswasserkiesel	–	1,2	1,7	–	–
Malmkalke	4	1,2	1,7	2	6[a])
Hauptrogenstein	–	–	–	–	0,5
Muschelkalk	–	1,2	3,5	1,5	3
Hornstein (Trias)	2	1,2	–	2	2,7
Jaspis	–	–	–	0,7	0,5
Total %	6	4,8	6,9	8,2	13,7
2. Schwarzwald					
Buntsandstein	–	–	1,7	–	–
Roter Granit	2	1,2	1,7	0,7	0,5
Total %	2	1,2	3,4	0,7	0,5
3. Vogesen					
Kulm	2	–	1,7	1,5	3,3
Rothüttelporphyr	–	6	1,7	1,7	3,5
Grauer Porphyr	–	–	–	–	0,5
Rotvioletter Quarzit	–	–	–	0,7	–
Total %	2	6	3,4	3,9	7,3[b])
4. Schwarzwald oder Vogesen					
Buntsandstein	2	2,5	–	1,5	2
Buntsandstein gebleicht	–	–	–	3,5	–
Hauptkonglomerat	–	–	–	–	1
Total %	2	2,5	–	5	3
5. Molassetrog Schweiz					
Flyschmergel	4	1	3,5	–	0,5
Flyschkalkmergel	2	11,5	7	2	0,5
Flyschsandstein	10	1	7	10,5	3
Quarzsandstein (-brekzie)	2	–	8,5	1	2
Ölquarzit	6	1,2	3,5	–	1
Radiolarit	8	7	1,7	5,5	6,5
Fleischrote Granite[c])	10	2,5	1,7	1,5	3,3
Lydit	–	–	–	3,5	1,5
Total %	42	24,2	32,9	24	18,3
6. Alpen					
Taveyannazsandstein	–	3,5	3,5	0,7	–
Schrattenkalk?	–	–	7	–	–
Kieselkalk (Hauteriv.)	2	7	13,7	7	6,3
Gelber Kieselkalk (?)	–	–	–	–	2
Dogger, eisenschüssig	1,2	–	–	–	–
Echinodermenbrekzie	–	3,5	–	–	–
Arkose	–	1,2	–	–	–

	Sammlungen Gutzwiller			Analysen Liniger	
	Hagenthal Volkensberg	Roppentzwiller usw.	Seppois	Seppois allgemein	Seppois (Basis)
Verrukano[d])	2	1,2	–	–	–
Melaphyr (?)[e])	–	2,5	–	–	–
Serpentinchlorit[f])	–	1,2	–	–	–
Gneis	–	–	–	1,5	–
Kristalline Schiefer	–	2,5	1,7	0,5	–
Epidot	–	1,2	–	–	–
Quarzit (?Rhone)[g])	2	1,2	–	–	–
Vallorcinekonglomerat (?)[h])	2	2,5	–	0,7	1
Granit, Protogyn	4	1	3,5	–	–
Total %	13,2	28,5	29,4	10,4	9,3
7. Indet., verfärbt, unbestimmt					
Verwitterte Kalke	13	11	8,5	1,5	6
Grobe Quarzitsandsteine[i])	2	3,5	–	7,7	7
Feine Quarzitsandsteine[k])	6	1,2	1,7	7	10
Weisse Quarzite (Gangquarzite)	2	3,5	1,7	4	5
Grosse, weisse Quarzite	–	–	–	3,5	–
Gelbbraune, graue Quarzite	10	2,5	–	15	11,5
Ockergelbe Quarzite (?Vogesen)	–	–	–	1,5	2,5
Quarzporphyre (Brekzie)	–	3,7	1,7	–	–
Verwitterte Granite	–	–	3,5	3	2
Verwitterte Porphyre und Porphyrite	–	3,5	7	–	–
Grüngesteine, indet.	–	–	–	0,7	0,5
Kristallin, indef.	–	3,7	0,5	–	4
Problematica	–	–	1,7	4	0,5
Total %	33	32,6	26,3	47,9	49
	100,2%	99,8%	102,3%	99,7%	99,1%

[a]) Auffällige Zunahme von frischem Malm.
[b]) Zunahme von Vogesenmaterial nach W.
[c]) Von Gutzwiller als alpiner Buntsandstein bezeichnet.
[d]) DS, indet. Eruptivgestein.
[e]) Vermutlich Vogesenherkunft.
[f]) Siehe Text.
[g]) Siehe Text.
[h]) Durch DS als indet. erkannt.
[i]) Vermutlich Flysch.
[k]) Vermutlich Klippendecke.

von Auvillars. Spätere Forschungen können damit rechnen, dass die sog. oberpliozänen Sande im Saônetal alpines Sundgaumaterial, d.h. Aare-Napfschüttung enthalten. Nach einer früher übersehenen Notiz von ROLLIER 1907, p. 8/9, hat BERTRAND 1884 in den Geröllen vom Forêt de Chaux *Elephas meridionalis* gefunden, was aber seither von französischen Autoren nicht mehr erwähnt wurde. Somit hat der Forêt de Chaux die Nachweise für plio-pleistozänes Alter der Sundgauschotter vollgültig erbracht.

Mit der Arbeit LINIGER 1965 sind indessen noch recht viele Probleme dieser Ablagerung nicht geklärt, u.a. die Beziehungen zwischen ihrer Ablagerung und den tektonischen Verhältnissen, so dass im folgenden die seit 1960 gemachten Detailuntersuchungen, an denen sich F. HOFMANN massgeblich beteiligte, nun publiziert werden sollen.

Übersichtskarten sind bei THEOBALD 1934, I. SCHAEFER und umfassend in der Geologischen Generalkarte der Schweiz 1:200000 zu finden.

Das noch erkennbare Ablagerungsgebiet der etwa 20 m mächtigen Geröllschüttung setzt bei Oberhagenthal westlich Basel ein, beschlägt die Südhälfte des Sundgaus bis Altkirch im N und lässt sich im W über Montbéliard, Clerval ins Doubstal bis Dôle in der Bresse verfolgen (LAMOTHE), wo ROLLIER sie 1907, p. 7–9, im Forêt de Chaux als Sundgauschotter erkannt hatte, basierend auf den Angaben von E. DE BEAUMONT, der diese Gerölle 1858 als alpin deklariert hatte. ERZINGER wies als erster auf ihre Anwesenheit in der Ajoie hin.

2. *Zusammensetzung* (Geröllstatistik, sed.-petr. A.).

Die erste und einzige bisherige Geröllanalyse erfolgte 1894–1912 durch GUTZWILLER[6]), lokal unterstützt durch LUCIEN MEYER bei Grosnes und Suarce. Nach seinen Befunden handelte es sich um den Alpenrhein, vermischt mit Zufluss der Rhone, von Schwarzwald- und Vogesenflüssen, kurz um einen Vorläufer des ältern Deckenschotters des Glazials. Alle spätern Autoren übernahmen seine Befunde oder bestätigten sie durch eigene, globale Untersuchungen. GUTZWILLER hat eine grössere Zahl von Geröllen der Sundgauschotter im Naturhistorischen Museum Basel deponiert (von keinem Autor benützt); diese Aufsammlung, ergänzt durch meine Geröllzählungen in der grössten Kiesgrube bei Seppois-le-Bas (siehe Tf. 1), bilden die Basis der Tab. 2. Da alle Zählungen nicht auf Hunderterzählungen basieren, enthält die Tabelle auch Dezimalen von Prozent; bei Ziffern um 1 beziehen sie sich auf ein Geröll.

Zunächst zeigt sich beim Vergleichen eine recht gute Übereinstimmung bei den Totalzahlen der Gruppen beider Autoren, es kamen keine wesentlich neuen Verhältnisse zum Vorschein, d.h. der Schotterabsatz ist im grossen und ganzen, bis ins französische Doubstal hinein, sehr ähnlich. Im Detail bestehen gewisse Differenzierungen, erstens weil die Verfasser nach etwas anderen Prinzipien zu den Gruppen einteilten, z.B. weil ich die Quarzite nicht ins Wallis wie GUTZWILLER, sondern in Gruppe 6 einreihte, dann aber auch weil sich an verschiedenen Lokalitäten gewisse Gesetzmässigkeiten der Schüttung abzeichnen.

Den prozentual grössten Anteil von 26–40% haben die wegen starker Verwitterung und oft totaler Entfärbung der Gruppe 7 zugewiesenen Gerölle: Kristallin, undeter-

[6]) A. GUTZWILLER war 1911/12 mein Geologielehrer in Basel; ich bewahre dankbar sein Andenken.

minierbare Sand- und Kalksteine, die Quarzite aller Färbungen, die aus Alpen, Mittelland, Schwarzwald oder Vogesen stammen können. Da sich bei den Gruppen 6 und 5, Alpen und Mittelland, die grössten übrigen Prozentzahlen zeigen, so dürften die meisten unbestimmbaren diesen Arealen entspringen.

Gruppe 1, Jura, Dinkelberg haben 4,8–13,7 % geliefert, wobei frische Malmgerölle in der Basis der Grube Seppois die Zahl lokal hinaufschnellen lässt. Auch im Grossespenwald bei Feldbach wurden frische Malmkalke im Schotter gemeldet, dahin zu interpretieren, dass sie aus der Nähe, aus den Pfirterketten stammen und dass die untern Lagen der Sundgaukiese viel weniger verwitterten, sich entkalkten als die obern. Dass nur wenig Prozent aus den Nachbargebieten stammen, ist dahin zu deuten, dass es sich um ein Gewässer jungen Datums, d.h. ohne wohlentwickeltes Netz von Nebenflüssen handeln muss.

Gruppen 2 und 3, Schwarzwald- und Vogesengerölle, sind untergeordnet; der erstere Anteil kann direkt vernachlässigt werden, weil z.B. Muschelkalk und Buntsandstein auch den Vogesen entstammen könnten; letztere Gruppe gibt interessante Hinweise. Der Anteil an Vogesengeröllen nimmt von E nach W deutlich zu, auch in Gruppe 4 erkennbar, was darauf zurückzuführen ist, dass nach W der aufgearbeitete Anteil an V.-Sch. zunimmt. Nachdenklich stimmt aber, dass bei Roppentzwiller im E-Sundgau nach GUTZWILLER 6% Porphyre (vogesisch) gefunden wurden; bei Knöringen und Riespach in dessen Umgebung fand ich keinen Vogesenhinweis. Obschon auch im Schwarzwald Porphyr auftritt, muss doch darauf hingewiesen werden, dass schon im Pont eventuell ein Vogesenbach das Laufenbecken erreicht haben könnte und dass bei Mariastein verschwemmte Quarzite konstatiert wurden, vgl. BITTERLI 1945, p. 35. So könnte es sich um aufgearbeitetes Vogesenmaterial des ältern Pliozäns handeln. Wollte man an Vogesenzufluss durch einen Nebenbach des Sundgaustroms denken, dann dürfte man keinen 14 km breiten Schüttungskegel annehmen, wie dies frühere Autoren voraussetzten, mit Ausnahme von SCHAEFER 1957.

Gruppen 5 und 6 offenbaren Anteile von 18,3–42 bzw. 9,3–29,4 %; es sind die weitaus grössten, bestimmbaren Geröllanteile, die aus dem Mittelland oder den Alpen stammen und bestätigen, dass es ein Alpenfluss mit kräftigem Gefäll gewesen sein muss, denn die grössten Gerölle (Quarzite) messen 40–50 cm im Durchmesser und sind sehr gut gerundet.

Gegen den mittleren Sundgau nehmen sie etwas ab, da dort die Vogesengesteine merkbar werden. Doch muss schon jetzt eine Feststellung gemacht werden; weder die Leitgesteine aus der Ostschweiz (Verrukano? oder Grüngesteine) sind so zahlreich, dass man von einem Rhein sprechen, noch diejenigen aus dem Wallis so zahlreich und sicher, dass man sie ohne weiteres einer Rhone zuschreiben könnte. Die Kapitel «Dünnschliffe und sedimentpetrographische Analysen» (Anhänge) werden darüber mehr berichten.

Nach dieser vorläufigen Geröllstatistik handelt es sich offenbar um die *Ur-Aare*, die vor dem Eintritt in den Sundgau über Blumberg zur Donau abfloss.

Quarzite. Grosse, wohlgerundete Quarzite von 30–50 cm sind ein augenfälliges Leitgeröll der S.-Sch. Vogesenquarzite dieser Grösse sind in den V.-Sch. eher selten, man trifft dort meist Buntsandsteinkiesel von 25–40 cm ⌀. GUTZWILLER hielt sie für aus dem Wallis abkömmlich und nach ihm die meisten Autoren, THEOBALD aber leitete sie aus der miozänen Nagelfluh des schweizerischen Mittellandes ab. Tatsäch-

lich kommen dort in der Napfnagelfluh und in frühern Konglomeratlagen ähnlich grosse Quarzite vor, die vermutlich einst doch aus dem Wallis hergeschleppt worden waren. Und just im E des Sundgaus, wo man den Einfluss der groben Heubergschotter suchen möchte, fehlen dessen Quarzit- und Buntsandsteingerölle. Da demnach sowohl Vogesen als Schwarzwald als Quarzitlieferanten sehr wenig in Betracht kommen, so bleibt als wahrscheinlichstes Herkunftsgebiet die Nagelfluh des Mittellandes, worauf auch die Quarzitdünnschliffe deuten. Immerhin hat THEOBALD in Rüderbach ein Gangquarzgeröll von 20 cm ∅ entdeckt.

Radiolarite usw. Sie sind das typischste Leitgestein, durch GUTZWILLER anhand von Dünnschliffen kontrolliert, ebenso vom Verfasser, z.B. an zwei Stellen auf dem Scheitel der Réchésykette. Nach Tab. 2 kann man mit 5–7% in den S.-Sch. rechnen, vom überfaustgrossen bis Millimetergeröll. Doch verwittern sie leichter als die andern Kieselgesteine und fehlen oft auf den Feldern. Sie waren auch in einigen der Aufschlüsse bei Dôle zu sehen (vgl. LINIGER 1966, p. 995).

Anlässlich einer Exkursion nach Seppois mit den Herren Dr. HANTKE und Dr. HOFMANN konnten noch folgende Geröllarten identifiziert werden:

1 Hauptrogenstein (frisch).
1 Klippenmalm, vorher als ?Schrattenkalk bestimmt); det. HANTKE mit DS.
1 Rhätkoralle, *Thecosmilia clathrata* Emmr. Riginagelfluh aus Klippendecke. Det. HANTKE. Sie ist identisch mit Fig. 10 aus J. SPECK 1953. Geröllstudien in der subalpinen Molasse des Zugersees. Mitt. ETH, Serie C51.
1 Spilit, miozäne Nagelfluh (aus der Radiolarit-Ophiolith-Decke. Det. HANTKE.
Rote Granite, von GUTZWILLER als alpiner Buntsandstein bestimmt, aus der Benkener Molasse. Det. HOFMANN.

Eine sed.-petr. A. von HOFMANN aus Sanden von Seppois ergaben, dass diese kein Gold führen, was bedeutet, dass wahrscheinlich nur in obern Lagen der Napfschüttung erodiert wurde.

Häufig sind die schwärzlichen Kieselkalke der helvetischen Decken und die Flyschsandsteine und -brekzien; dagegen sind Ölquarzite ziemlich selten und darum als Leitgestein kaum zu verwenden; südwestlich Dôle fand sich ein solcher. GUTZWILLER erwähnt einige Süsswasserkiesel aus der oligozänen Molasse bei Basel. Erwähnenswert sind ferner grosse Brocken von wenig gerollter Elsässer Molasse bei Bettlach, Hinweise auf die Erosionstätigkeit des Flusses.

Allgemein ist beizufügen, dass geschrammte Geschiebe nirgends zu beobachten waren, die vorglaziale Entstehung kann bestätigt werden. Auch die dachziegelartige Lagerung ist fast überall deutlich zu konstatieren, aber nicht nur in EW-Richtung; es zeigt sich, dass der Fluss die Richtung wechselte, vielleicht stellenweise mäandriert hat. Übergußschichtungen sind nur bei grossen Aufschlüssen vorhanden.

Dünnschliffe durch Quarzite

Aus zahlreichen, meist grossen Quarzitgeröllen wurden Dünnschliffe angefertigt, um die Möglichkeit abzuklären:

a) woher die grossen Gerölle stammen;

b) ob es sich um alpine oder vogesische Quarzite handelt, die im Mineralbestand verschieden sein sollen, wie es MANZ behauptet, und
c) ob sich die Heubergquarzite schwarzwäldischer Herkunft abtrennen lassen.

Angeregt wurde diese Methode durch die Ergebnisse von MANZ 1934, der in alten Donauschottern am Schwarzwaldsüdhang bei Blumberg (Randengebiet) schwarzwäldische und alpine Quarzite durch den Serizitgehalt unterschied. Es war klar, dass es sich um eine heikle Untersuchung handelte, denn MANZ deutete darauf hin, dass er vornehmlich die kleinen Gerölle von weissem Gangquarzit – freigewordene Bestandteile des triasischen Hauptkonglomerats – als schwarzwäldisch ausgeschieden hatte.

Nun war Dr. O. GRÜTTER bereit, diese Bestimmungen durchzuführen; die folgenden Ausführungen umreissen kurz dessen Resultate.

Das Material entstammte den S.-Sch., V.-Sch. (Charmoille), den Heubergschottern (Schwarzwald), den Vogesen (Sammlungen GRÜTTER), dem Penninikum des Unterwallis (Sammlung LINIGER). Die Nomenklatur erfolgte nach KRYNINE, P. (1945): *The Megascopic Study and Field Classification of Sedimentary Rocks.* School of Mineral Industries, State College Pensylvania, J. Geol. *56.*

In den DS zeigten sich Typen und Übergänge vom Gangquarzit zu Orthoquarzit-, Quarzsandstein-, Grauwacke- bis unreines Arkosequarz-Konglomerat, dann auch reiner Chert. (KRYNINE bezeichnet Psammite mit Körnern kleiner als 4 mm als «fine conglomerate».)

Es ergaben sich deutliche, aber keine entscheidenden Unterschiede zwischen den sundgauischen und den Walliser Quarziten.

Alle Quarzite sind unter ähnlichen äussern Bedingungen entstanden, Gangquarzite ausgenommen.

Alle Quarzite einschliesslich Gangquarzite enthalten Akzessorien (vgl. MANZ); Quarzite vom Heuberg zeigten als einzige Turmalin.

Demnach lässt sich bündig die Herkunft der Quarzite aus dem Wallis nicht nachweisen; die Quarzite stammen wohl grösstenteils aus der Molasse des Mittellandes, die sie vermutlich vom Penninikum des Wallis bezog.

Zu einer abweichenden Ansicht der Quarzitherkunft der Gerölle der Nagelfluh kam MATTER 1954, p. 355/56, anhand zahlreicher DS durch permotriasische Quarzite des Penninikums von St. Niklaus und Bürchen im Wallis (dieselbe Zone wie unsere Proben 9 und 10) und Vergleiche mit solchen aus der miozänen Molassenagelfluh; er hält sie für Buntsandsteinquarzite aus der ostalpinen Schichtfolge.

Damit entfällt definitiv ein Hauptgrund, einen direkten Zufluss der Rhone zum Sundgaufluss anzunehmen.

Im Anschluss an die Quarzite wurden von Dr. GRÜTTER noch eine Anzahl anderer Gerölle begutachtet.

Verrukano von Volkensberg, Sammlung GUTZWILLER. Makroskopisch diesem Gestein sehr ähnlich, aber verwittert und verfärbt. DS ergab: total verwittertes Eruptivgestein.

Damit wird aber jeder Zweifel behoben, ob ein Rhein aus der Ostschweiz in die S.-Sch. geflossen wäre, denn der von GUTZWILLER genannte Melaphyr von Roppentzwiller (E-Sundgau) kann besser aus den Vogesen anstatt aus dem Glarnerland bezogen werden.

Walliser Gerölle

Makroskopisch beurteilten sowohl GUTZWILLER als der Verfasser einige graue Brekzien als mögliche *Vallorcinekonglomerate*. Der Vergleich je eines DS durch eine Probe GUTZWILLERS und eine aus einem Handstück der Sammlung des Geologischen Instituts der Universität Basel ergab:

Institut. Grauwackenartig, brekziös, mit Quarzkörnern, Chert und Glimmer auf den Korngrenzen.
GUTZWILLER. Viel feinere Brekzie, nicht grauwackenartig, gleicht dem Vallorcinegestein nicht. Provenienz unbekannt.

Gabbroartiges Gestein (Sammlung GUTZWILLER, det. G. MEYER 1905, Nr. 36. DS. Das stark zersetzte, fast grünlich anwitternde Gestein könnte dem Gabbrovorkommen vom Thalhorn bei Öderen nördlich von Urbès in den S-Vogesen gleichen. Unbestimmbar, vermutlich vogesisch.

Epidosit. Sammlung GUTZWILLER, Nr. 1036. Roppentzwiller, 1892. DS. Vermutlich ein metamorpher Schiefer der Vogesen, entspricht durchaus einem ähnlichen, aber dunkleren Gestein (weniger zersetzt) vom Bahndamm bei Urbès.

Granatgranulith (Sammlung GUTZWILLER, Nr. 1000. Heimersdorf, 1887). DS. Saures Eruptivgestein, felsophyrisch, Grundmasse SiO_2, mit Nestern (oberflächlich dunkelgefärbt) von Quarz (resorbierte Körner), Feldspat und Glimmer in Plättchen. Vermutlich aus dem Unterkarbon der Vogesen.

Gneis (Sammlung GUTZWILLER, Nr. 1042. Roppentzwiller, 1892). DS. Grünliches Kristallin mit grossen Feldspateinschlüssen, gleicht einem zerdrückten Augengneis der Alpen und nicht irgend einem Gestein der Markircherzone der Vogesen.

Hornblende, feinkörnig (Sammlung GUTZWILLER, Nr. 18, det. G. MEYER. Grosnes, 1905). DS. Der deutlich geschieferte Gneis gleicht keiner der vorhandenen Proben aus der Zone der Markircher Gneise. Diese Zone liegt zudem nördlich der Vogesenwasserscheide und dürfte für Einbezug in S.-Sch. kaum in Frage kommen. Sehr wahrscheinlich alpin.

Chloritgneis (Sammlung GUTZWILLER, Nr. 1037. Roppentzwiller, 1892). DS. Der massive, ungeschieferte, helle Gneis ist serizitisch und gleicht keiner Probe der Gneiszone von Markirch, die einzig in Betracht käme. Vermutlich aus dem Wallis.

Aus der Literatur ergibt sich, dass GUTZWILLER 1905 mit L. MEYER (Belfort) eine Exkursion nach einer heute nicht mehr auffindbaren Kiesgrube zwischen Suarce und Grosnes gemacht hatte; dabei wurden mehrere, typische Walliser Gerölle entdeckt (seither bei französischen Autoren oft genannt, z. B. GABBRO). Die Originale sind im Museum Belfort deponiert, nun für Jahre magaziniert und leider unzugänglich.

So bleiben denn als deutliche Hinweise für Zufuhr von Walliser Penninikum einzig die Gneise und Glimmerschiefer übrig, die kaum einer Urrhone entstammen können. Da überdies im mittleren und oberen Pliozän eine Wasserscheide (? La Sarraz) quer durch das Molassebecken im W anzunehmen ist (LINIGER 1966), handelt es sich vermutlich um Flüsse, die die Berner Alpen passieren konnten oder um Schuppen aus dem Flysch (zone interne) der Alpen.

3. *Die sedimentpetrographischen Analysen von* F. HOFMANN (siehe Anhang I)

Nachdem F. HOFMANN mich seit 1962 laufend mit sed.-petr. A. unterstützt hatte (vgl. LINIGER 1963b, 1964b, LINIGER und HOFMANN 1965) kann nun die Gesamtliste seiner Analysentabelle 3 publiziert werden. Sie gehört eigentlich in den Anhang.

Daraus wie auch aus Tab. 4a ist zu entnehmen, dass das Hauptmineral der S.-Sch. Epidot ist, nach HOFMANN, sehr frisch und typisch für jungtertiäre Napfschüttung der OSM; der S.-Sch. enthält viel Quarz (50% in Pr. 34) und blaue Hornblende, indes Zirkon, Rutil, Turmalin und Staurolith zurücktreten. Die Schwermineralfraktion gleicht derjenigen der Napfschüttung, diese weist aber auch Topas und Andalusit auf.

Tab. 3. Die sediment-petrographischen Analysen des Tertiärs und Pleistozäns im N-Jura usw. von F. HOFMANN

Nummern (Original-Nr. in Klammern)	Nr. im Anhang	Lokalitäten	Landschaft	Geologische Beschaffenheit und Zuteilung	Karbonat total	K	D	Feldspat	Quarz
Eozän									
1 (17)		Le Fahy Monsieur	Miécourt	Grauer Ton, Bolus					
Unteroligozän									
2 (57)		Neufcul	Delsberg	Gelberde, Oberes Sannoisien	34	33	1		
3 (61)		SE franz. Zoll Réchésy	Sundgau	Grober Sand, Sannoisien	Malmtrümmer, Bohnerz,				
Chattien									
4 (6)		Roppentzwiller	Sundgau	Elsässermolasse	44	43	1		
5 (9)	1	Roppentzwiller	Sundgau	Elsässermolasse	37	37	–	12	56
6 (56)		Breitenbach-E	Laufen	Cyrenenmergel	8	7	1	10	52
Helvétien									
7 (46)		Bois de Robe-W	Delsberg	Geröll in Vogesenschottern					
Tortonien, Juranagelfluh									
8 (10)	3	Montfaucon	Freiberge	Weisslicher Sand in Kalkkonglomerat	88	88	–	3	89
9 (20)	2	Dangeren bei Tenniken	Baselland	JNF Kiesgrube	69	68	1		
10 (55)		Breitenbach	Laufen	Kiesgrube Karhollen, JNF	11	10	1	31	50
Pontien									
11 (18)		Bois de Robe, Bachbett Borbet	Delsberg	Quarzsand, Unteres Pont	13	10	3	15	40
12 (19)		Bois de Robe, Bachbett Borbet	Delsberg	Quarzsand, Unteres Pont	25	24	1	10	47
13 (24)		Prinzi	Laufen	Quarzsand, Unteres Pont	10	8	2	18	65
14 (27)		Fehren-E	Laufen	Quarzsand, Unteres Pont				14	57
15 (3)	4	Lugnez, Grube, oben	N-Ajoie	Hipparionsand					
16 (3a)	5	Lugnez, Grube, unten	N-Ajoie	Hipparionsand				15	58
17 (11)	6	Lieu Galet, Grube, oben	Delsberg	Hipparionsand, grau	20	20	–	12	57
18 (11a)	7	Lieu Galet, Grube, Sandgeröll	Delsberg	Elsässermolasse, aufgearbeitet	42	41	1	9	59
19 (12)	8	Lieu Galet, Grube, unten	Delsberg	Hipparionsand, braun	–	–	–	5	44
20 (13)	9	Neufs Champs	Delsberg	Vogesenschotter über Hipparionsand				11	37
20a (13a)		Neufs Champs	Delsberg	Basisanriss. ?Hipparionsand	16	14	2	9	35
21 (36)		Bonfol, Grube, unten	N-Ajoie	Hipparionsand	26	24	2		
22 (37)		Bonfol, Grube, ?Quarzsand	N-Ajoie	Hipparionsand					
Mittelpliozän, Vogesenschotter und Wanderblockformation									
23 (14)	11	Strasse Develier–Les Rangiers	Delsberg	Quarzitschotter				10	45
24 (21)		Dangeren–Tenniken	Baselland	Blocklehm mit Geröllen	++	++			
25 (22)		Kastelhöhe	Grellingen	Blocklehm mit Geröllen	++	+	+		
26 (23)		idem	idem	idem	–	–	–		
27 (26)		Helgenmatt	Laufen	Blocklehm mit Geröllen				10	78
28 (54)		Steffen	Laufen	Blocklehm mit Geröllen	1	0,5	0,5	15	60
29 (7)	14	Heuberg Grube	Kandern (D)	Weissliche Tone Weisse Serie				21	45
30 (7a)	15	idem	idem	Quarzsand im Konglomerat					

Calcedon / Gesteinstrümmer	Sanidin	Granat	Epidot	Staurolith	Disthen	Apatit	Zirkon	Rutil	Hornblende		Turmalin	Zoisit	Titanit	Topas	Andalusit	Chloritoid	
							+++										
Quarzit																	
1		20	31	6	+	8	41	6	+		2	6	–	–	–		
+ 31		29	34	14	4	18	12	6	2	blau	3	7	–	+	+		
38		20	29	30	4	6	23	5	–		2	+	–	–	+		
roter Chert		24	52	4	2	11	11	4	–		15	1	–	+	–		
2																	
6		7	5	12	2	2	63	10	–		6	–	–	+	+		
1		5	8	8	+	9	53	17	–		4	+	–	–	+		
18		10	2	6	–	58	25	8	–		1	–	–	–	+		Junge JNF. Hoher Gehalt an Apatit, u. Biotit: vulkanische Einstreuung
4																	
41		49	19	42	+	14	15	+	+	blau	8	+	+	+	+		
2																	
+ 41		40	41	16	3	25	3	+	2	blau	10	–	–	+	+		
1 17		57	23	43	4	8	6	3	+	braun	10	+	+*	–	+		* Titanitgehalt
28		53	30	18	+	23	8	9	–		9	2	–	–	+	+?	vulkanisch
3		3	2	5	2	–	77	3	–		11	–	–	–	–		
24		+	–	2	+	–	86	12	–		+	–	–	–	–		
+																	
31		23	22	11	2	16	41	4	+	blau	3	+	–	+	+		
+																	
32		35	27	6	+	30	18	5	+	blau	+	+	+	–	?+		
+																	
51		7	10	3	2	14	58	7	–		4	2	–	–	+		
+																	
+ 52		6	3	8	3	15	58	5	–		6	1	–	+	+		
55		25	23	14	+	30*	24	4	4	blau	4	–	–	–	+		* id. gr.
		+	8	3	–	–	59	24	–		6	–	+	–	–		
		1	5	4	–	–	71	17	–		3	–	–	–	–		
2																	
43		2	4	+	+	21	67	5	–		2	+	–	+	+		
		4	12	5	1	13	57	6	+	braun	5	–	–	–	–		
		26	9	21	+	3	44	15	–		6	2	–	–	–		
2		38	14	41	4	–	30	10	–		+	+	–	–	–		
+ 10		40	31	14	+	–	37	12	–		5	1	–	–	–		
3 25		35	18	11	2	+	50	11	2*		4	2	–	–	–		* relativ viel Magnetit
31		–	–	–	–	+	91	6	–		3	–	–	–	–		
		–	–	–	–	2	87	8	–		3	–	–	–	–		

Tab. 3 (Fortsetzung)

Nummern (Original-Nr. in Klammern)	Nr. im Anhang	Lokalitäten	Landschaft	Geologische Beschaffenheit und Zuteilung	Karbonat total	K	D	Feldspat	Quarz
31 (43)		B. Vincelles 169–175	Bohrungen						
32 (44)		B. Ratte 64 m	der Bresse	Sables de Condal (Unteres Pliozän, franz. Einteilung)	19	16	3		
				= aufgearbeitetes Miozän	2	1	1		
33 (45)		B. Ratte 69 m			17	13	4		
Oberpliozän-Altpleistozän, Sundgauschotter und Analoga									
34 (1)	17	Knöringen-N	Sundgau	Alpine Schotter	–	–	–	12	50
35 (2)	20	Pfetterhouse-SE	Sundgau	Alpine Schotter	–	–	–		
36 (5)	16	Riespach, Grube	Sundgau	Granitgeröll, verwittert					
37 (28)	18	Seppois-le Bas	Sundgau	Basis der Kiesgrube				13	59
38 (28a)	19	Seppois-le Bas	Sundgau	Oberer Teil der Kiesgrube				10	77
39 (62)		Villiger Geissberg	Aargau	Quarzitschotter? Uraare					
2039		Eichberg	N-Randen	Quarzitschotter Aare–Donau (HOFMANN)	–	–	–		
Rheingraben, Bohrungen Karlsruhe (BARTZ)									
40 (38)		Bohrung K. Hardwald	Karlsruhe	Aareschotter 53–56 m	9,5	6	3,5	10	72
41 (39)		Bohrung K. Hardwald	Karlsruhe	Schwarzwald > Aare 59–62 m	–	–	–	8	62
42 (40)		Bohrung K. Hardwald	Karlsruhe	Schwarzwald > Aare 74–75 m	–	–	–	13	72
43 (41)		Bohrung K. Hardwald	Karlsruhe	Schwarzwald > Aare 85–88 m	–	–	–	19	63
44 (42)		Bohrung K. Hardwald	Karlsruhe	Schwarzwald > Aare 96–100 m (Pliozän)	–	–	–	14	74
Bresse, Gegend von Dôle									
45 (52)		Nevy-Parcey	Eisenbahn-einschnitt	Sundgauschotter	18	16	2		
46 (53)		Nevy-Parcey	Hügelanriss	Sundgauschotter	–	–	–		
Pleistozän									
47 (15)		Damphreux-E	N-Ajoie	Lehm in Karrenspalte von Malm	3	3	–		
48 (16)		Vendlincourt-W	N-Ajoie	Lehm mit wenig Vogesengeröllen	–	–	–		
49 (4)	12	Bonfol-E, Grube I, Sur les Creux	N-Ajoie	Oben: Weisse, gebl. Serie					
50 (4a)	13	Bonfol-E, Grube I, Sur les Creux	N-Ajoie	Unten: Weisse Serie, ? umgelagert				14	67
51 (34)		Moulin de la Largue-E (Grube)	Sundgau	Decksande der Sundgauschotter					
52 (35)		Moulin de la Largue-E (Grube)	Sundgau	Linse im Sundgauschotter					
53 (29)		Schönenbuch	Baselland	Alter, zersetzter Schotter	–	–	–		
54 (30)		Attenschwiller	Sundgau	Jüngerer (alpiner) Schotter als 53	–	–	–		
55 (31)		Arisdorf	Baselland	Sog. Günzschotter	33	33	+		
56 (32)		Bruderholz	S Basel	Mindelschotter	–	–	–		
Rheingraben N Strasbourg, Soufflenheim									
57 (47)		Grube Hanhoffen 1	U-Elsass	Sand, aus Zahn von El. trogontherii		++	+	11	64
58 (48)		Grube Hanhoffen 2	U-Elsass	Sand, aus Zahn von El. trogontherii		+	+	7	58
59 (49)		Grube Hanhoffen 3	U-Elsass	Sand aus Zahn von El. meridionalis	?	+	+	13	41
60 (50)		Mothern, Sandgrube	U-Elsass	Sand, sog. Vogesensand	12	10	2	10	57
61 (51)		Soufflenheim, Grube	U-Elsass	Brauner Sand, mit Vogesen- und Sundgauschottergeröllen	–	–	–	20	61

Calcedon	Gesteinstrümmer	Sanidin	Granat	Epidot	Staurolith	Disthen	Apatit	Zirkon	Rutil	Hornblende		Turmalin	Zoisit	Titanit	Topas	Andalusit	Chloritoid	
			+	+++						+			+					
			ca.50	45	2	2	+	2	–	45		3	1	+	–	–		
			52	64	+	+	3	4	–	21		4	4	+	–	–		
–	38		3	83	2	1	–	13	1	–		+	–	–	–	–		
			–	18	9	4	–	63	13	+	blau	3	–	–	–	–		
			4	52	–	–	–	44	4	–		–	–	–	–	–		
2	26		3	86	2	+	–	5	4	+	blau	+	3	–	–	–		
1	12		+	93	2	–	+	+	3	+	blau	2	+	–	–	–		
			20	48	2	1	–	26	17	3	blau grün	3	+	–	–	–		Gerölle: Qu., Verrucano? Radiolarit, Taveyannazsandstein (Napf)
			9	43	+	+	–	44	6	2	braun blau	4	+	–	–	–		
2	16		46	67	2	+	4	11	3	8	grün braun	2	2	–	–	–	+	brauner Biotit
2	25	3	29	6	+	+	–	65	5	3	st grün	21	–	–	–	–		st = strahlsteinartig brauner Biotit
1	13	1	25	9	–	+	+	56	6	10	st grün	16	–	–	–	2		brauner Biotit
2	16	+	29	+	2	–	5	65	3	10	st grün	15	–	–	–	–		brauner Biotit, Pyroxen +
+	12	–	4	+	+	+	–	83	3	3	st grün	11	–	–	–	–		braun. Biotit, Pyroxen + (grün: vulk. Basalt des Kaiserstuhls)
			21	78	+	–	4	4	1	9	grün	+	3	+	–	–	–	
			24	65	2	–	–	19	8	3	grün	+	2	–	–	–	+	
			10	23	24	2	2	38	7	+	blau	3	–	–	+	+		Enthält Molasse alsacienne, aufgearbeitet
			+	++	+	–	–	++	+	+		+	–	–	–	–		
			–	–	5	+	–	77	15	–		3	–	–	–	–		
2	17		–	–	12	2	–	74	8	–		4	–	–	–	–		
			+	85	3	+	–	6	1	+	grün braun	+	5	–	–	–		
			+	87	2	2	–	+	+	4	braun	+	5	–	–	–		
			6	78	+	+	–	16	2	+	blau	2	2	–	–	–		? Sundgauschotter
			32	82	–	–	–	15	+	–		+	3	–	–	–		? Glazialschotter
			33	80	+	–	10	+	3	4	grün	+	2	–	–	–		? Jüngerer Glazialschotter
			25	82	+	–	2	6	6	+	grün	+	2	–	–	–		
1	25		30	62	–	–	7	15	–	16	braun grün	+	+	–	–	–		
2	33		60	90	–	–	+	3	+	7	st	+	–	–	–	–		
1	45		64	32	+	+	9	56	+	–		3	–	–	–	–		
+	33		46	78	7	+	+	5	–	7	grün	+	+	–	–	2		
+	19		23	72*	7	–	+	12	1	2	grün	4	+	–	–	–		* Typ NAPF

Der analysierte, völlig zersetzte, von Illit umhüllte Granit von Riespach lieferte ebenfalls Epidot und ist als typisch alpin (Aarematerial) zu kennzeichnen.

Wo in den Analysen der Zirkongehalt der S.-Sch. hinaufschnellt, wie in Pr. 35, Strasse Pfetterhouse–Courtavon, Höhe 470 m, muss mit weitgehender Durchsetzung durch aufgearbeitete V.-Sch. gerechnet werden; es ergibt sich die Fazies der Mischschotter (vgl. p. 24).

Die Schlussfolgerung nach HOFMANN erlaubt nun eine durch die andern Methoden nicht erreichte Präzisierung der Herkunft:

Die plio-pleistozänen Sundgauschotter sind aus der Napfschüttung der schweizerischen Molasse des Mittellandes und vom westlichen Alpenrand abkömmlich.

Damit sind die weniger präzisen Folgerungen der Geröllstatistik und der Quarzitdünnschliffe eindrucksvoll bestätigt.

Man hat es mit einer Uraare zu tun, nicht mit einem Rhein, wie die meisten Autoren schrieben und schreiben; RUTTE hatte 1950, p. 62, bereits diesen Schluss gezogen, und 1961, p. 131, folgte ihm BARTZ.

Ohne weiteres ergeben sich neue Schlüsse:

a) Man kann nun stratigraphisch und zeitlich die S.-Sch. mit den Ablagerungen der Donau-Uraare im S-Schwarzwald vergleichen. Die Uraare bei Blumberg muss älter als der S.-Sch. sein.

b) Die von BRÜCKNER 1912 und von R. STAUB 1934 geäusserte Ansicht, der S.-Sch. habe den eingeebneten Jura von S nach N her überquert, ist erledigt. Erstmals etwa im mittleren Oberpliozän durchfloss die Uraare das Flussbett Koblenz–Basel (vgl. p. 33 u. p. 55).

Es muss demnach in der Gegend Waldshut–Koblenz eine Wasserscheide bestanden haben (LINIGER 1966), die infolge tektonischer Vorgänge unwirksam wurde.

Damit ist eine Basis geschaffen, um sedimentologisch und zeitlich die S.-Sch. mit den fluvioglazialen Deckenschottern zu vergleichen. Das Rheintalstück Koblenz–Bodensee kann erst später, nur durch die glazialen Schmelzwässer des Hochrheins geformt worden sein.

4. Fazies der plio-pleistozänen Sundgauschotter

Hierher gehören die Mischschotter am Juranordrand und die aus Vogesenmaterial bestehenden Geröllplatten am Vogesensüdfuss.

Mischschotter

Die schmale Zone am Juranordrand und in der N-Ajoie, von Pfirt im E bis nach Delle im W reichend, die ungefähr zur Hälfte Vogesen- und Sundgaumaterial enthält, ist bereits früher beschrieben worden. Von ERZINGER wurden die beiden verschiedenen Bestandteile genannt, aber im Gelände nicht auseinandergehalten, so dass darüber keine Klarheit bestand. Sie sind kurz beschrieben in LINIGER 1964a und 1964b und müssen als rein lokale Aufarbeitungszone der S.-Sch., begünstigt durch leichte Diskordanzen der Unterlage, gedeutet werden.

Sundgauschotter in Vogesenfazies

LINIGER hat 1963a, p. 43, darauf aufmerksam gemacht, dass die von WERVECKE, THEOBALD, RUTTE, SCHAEFER u.a. nördlich Altkirch am Vogesensüdhang liegenden

Schotter aus Vogesenmaterial nicht nur eine Fazies der plio-pleistozänen S.-Sch. sein könnten, sondern ältere, dem Mittel- oder Unterpliozän zugehörende Geröllablagerungen. Da keine Fossilien vorliegen, bleibt die Auffassung der Autoren Hypothese. Es ist nämlich nicht einzusehen, dass alle Reste der frühen, pliozänen Vogesenschüttungen verschwunden, erodiert sein sollen, und erst minutiöse Geröllanalysen verbunden mit Geländeaufnahmen 1:20000 könnten darüber grössere Klarheit bringen.

Es fällt dreierlei auf. Erstens ist der geröllarme Streifen zwischen alpinem und dem sog. vogesischen Sundgauschotter nördlich Dammerkirch etwa 6 km breit. Sodann notiert SCHAEFER 1957, dass die fraglichen «Vogesenschotter nördlich Dammerkirch an ihrem S-Ende tiefer liegen als das südlich anschliessende Hochgelände», das Sundgauschotter trägt. Eine primäre Tieflage als Liegendes der Sundgauschotter wäre also möglich, obgleich auch tektonische Verstellungen in Betracht kommen könnten.

SCHAEFER versucht, den geröllarmen Streifen zwischen beiden Geröllschüttungen durch eine vom Rücken von Altkirch nach W zu ziehende, orographisch hochliegende Zone zu erklären, was bedingen müsste, dass sich die zu gleichen Zeiten nach W fliessenden Gewässer gegen Belfort zu irgendwo vereinigt hätten. Ferner ist die Flussrichtung der Vogesenbäche, gegen SE, auffallend; diese Richtung kann ebensogut schon im Unterpliozän bestanden haben, worauf ja früher bereits hingewiesen wurde.

Nun fand THEOBALD 1956 in Belfort und Umgebung ebenfalls Geröllvorkommen aus Vogesenmaterial, die er ins «Niveau» der Sundgauschotter stellt. Dies ist natürlich möglich, aber auch in diesem Fall muss auf die Möglichkeit hingewiesen werden, dass z. B. das mittelpliozäne Flußsystem bestanden und Spuren hinterlassen hat, die, weil petrographisch gleichartig, ohne Fossilien kaum zu unterscheiden sind. Es fällt auf, dass auf dem Block Bure (Le Maira), in den Freibergen, auf den französischen Jurahochflächen bis hinab nach Pontarlier Quarzite festgestellt wurden, die z. T. vogesisch sein können, Äquivalente der mittelpliozänen V.-Sch. der Ajoie. Falls ein anderer mittelpliozäner Fluss aus den Vogesen bestanden hätte, so wäre er nicht mit demjenigen, der ins Delsbergerbecken führte, zu identifizieren. In diesem Zusammenhang fällt ferner die N–S verlaufende Flußstrecke des Doubs zwischen Montbéliard und St. Hippolyte auf. Es könnte sich um ein mittelpliozänes und später, nach der zweiten Jurafaltung in unserem Jurateil, erneut benütztes Bett des gesuchten Vogesenstroms handeln.

Interessant ist die Stellungnahme von WERVECKE in einer von mir früher übersehenen Fussnote 1924, p. 134. Er hält die Vogesenschotter auf der N-Seite des Buchwalds zwischen Dannemarie und Gottesthal als gleichaltrig wie die Sundgauschotter auf dem S-Hang dieses Hügels; Vogesenschotter bei Gevenatten (zwischen Altkirch und Masmünster) seien wegen anderer Zusammensetzung und stärkerer Verwitterung eher «unterpliozän». Danach scheinen doch Ansätze zur Aufsplitterung der Vogesengeröllabsätze am Vogesen-S-Hang zu bestehen.

5. Verbreitung der Sundgauschotter

Südschwarzwald-Randengebiet (Tab. 3, Pr. 39 und 2039).

SCHALCH beschrieb 1908, p. 55, vom Eichberg bei Blumberg auf Höhe etwa 900 m ein Vorkommen von Quarzitschottern und hielt es für altdiluvial oder älter. MANZ studierte 1934 diese ausgedehnten Geröllvorkommen an den Rändern der alten Donau und fand darin alpine Elemente, z. B. Ölquarzite und andere alpine Quarzite. Eine

weisse Quarzart ohne Serizit (Gangquarz aus dem Hauptkonglomerat der Trias) deutete er als typisch schwarzwäldisch und leitete daraus eine Uraare ab, auf die bereits früher schweizerische Geologen wie VOSSELER, AMSLER usw. hingewiesen hatten. Ohne weiter auf seine Unterscheidungsmethoden einzugehen, muss darauf hingewiesen werden, dass die DS von GRÜTTER deutlich erwiesen, dass auch die Gangquarzite der süddeutschen Massive meist Muskovit und Serizit enthalten.

HOFMANN hat aus diesen Eichbergschottern eine sed.-petr. A. gewonnen und charakterisiert sie (briefliche Mitteilung) als epidotreiche, kurzfristige Aare-Donau-Verbindung, jünger als Höwenegg und Basaltvulkanismus des Hegaus, was auch TOBIEN 1957, p. 203ff., anmerkt. Es fällt auf, dass nach MANZ in diesen Uraarequarzitgeröllen Radiolarite fehlen, die in den Sundgaukiesen vorhanden sind; man muss daraus auf deutlich höheres Alter der ersteren schliessen. Nach MANZ treten solche dann erst gegen Ulm zu auf, als Zeugen des Zuflusses eines glazialen Rheins.

Da die Uraare etwa seit Mitte Oberpliozän durch den Sundgau floss, kann angenommen werden, dass seit dem Aussetzen der Glimmersandrinne HOFMANNS, die nach W zu durchs schweizerische Mittelland floss, eine neue Entwässerungsader, die Uraare von W nach E über Koblenz zur Donau sich bilden konnte, also etwa seit dem Mittelpliozän.

Nun fand 1964 Prof. Dr. TRÜMPY, Zürich[7]), auf dem Villiger Geissberg nördlich Brugg auf Kote 600–660 Reste eines Quarzitschotters, sandte eine Probe davon an HOFMANN, dessen Befund in Tab. 3, Pr. 39, zu finden ist. Mit dem Vorbehalt, dass es sich bei diesem hochinteressanten Fund um Überreste einer frühglazialen Aare handeln könnte, wage ich es, gestützt auf die Ähnlichkeit der Hofmannschen Befunde mit denjenigen des Eichberges, diese als Bindeglied zwischen der Uraare des Mittellandes und dem Eichberg aufzufassen; er wäre dann die einzige Stelle, wo die Höhenlage der spätern Sundgau-Aare, relativ schwach durch tektonische Bewegungen verändert, ausgewertet werden könnte. Nimmt man als ungefähre Basis dieser Schotter die Kote 600 an (siehe unten), so ergeben sich folgende Daten:

1. Der Schwarzwald-S-Rand muss sich nach dem Absatz auf dem Eichberg um 250–300 m gehoben haben.
2. Die Strecke Geissberg–Koblenz–Hagenthal beträgt 68 km; man kann daraus das Gefälle der oberpliozänen Uraare, die das heutige Rheintal bei Koblenz benützte, auf etwa 2,08‰ berechnen, wobei man die bei Hagenthal tektonisch verstellte Basis der Sundgauschotter mit etwa 460 m einsetzt, anstatt mit etwa 510 m.

Der letzte Bearbeiter der Brugger Gegend, S. MOSER 1958, an dessen Areal der im Tafeljura liegende Geissberg (710 m) allerdings nur nahe herantritt, legte die Höhe der präglazialen Talfläche des Aaretals zwischen 530–600 m, indes R. FREI diese zwischen 580–680 m annahm. Die Höhe von 660 m, die die Quarzitschotter gemäss TRÜMPY am Geissberg aufweisen, mag als früheste Ablagerung der mittelpliozänen Uraare gedeutet werden, indes die Höhe 600 m als ungefähr dem inzwischen erosiv vertieften Bett der oberpliozänen Aare, kurz vor der Abweichung nach W bei Koblenz, angesprochen werden kann. Nicht in Betracht gezogen wurde dabei die Möglichkeit der

---

[7]) Herr Prof. Dr. R. TRÜMPY erteilte gütigst die Erlaubnis, seine Beobachtung am Geissberg hier zu publizieren; es sei ihm der beste Dank dafür ausgesprochen.

Schotterversackung sowie einer allgemeinen, schwachen Hebung des Gebietes nach der Schotterablagerung; beides kann sich gegenseitig etwa aufheben.

Man ersieht daraus, dass trotz der sorgfältigen Geländebearbeitung Mosers dieser Autor vermutlich die präglaziale Aarefläche etwas zu tief eingeschätzt haben mag (Aaretalliteratur bei MOSER).

Bresse (vgl. p. 424, 427 und LINIGER 1965, p. 995).

Rheingraben, Mittelrhein, Niederrhein

Meine Arbeit 1965 über das Alter der S.-Sch. hat dazu geführt, deren Äquivalente in den Bohrungen von Karlsruhe den untersten Mosbachersanden mit *Elephas meridionalis-trogontherii* bei Wiesbaden E altersmässig gleichzusetzen.

Weitere Literaturstudien, vor allem VON DER BRELIE 1959, dessen Überblick auch die folgenden Zitate entnommen sind, haben den ersten Absatz von alpinem Uraaremateriał auch am Mittelrhein und weiter abwärts erkennen lassen. Am Mittelrhein sind im Profil von Klärlich (Gegend von Düsseldorf) in der Jüngern Hauptterrasse eine Turmalin-Pyroxen-Zone, eine Granat-Epidot- sowie eine Granat-Hornblende-Zone und unten eine titanitreiche Zone unterscheidbar. Somit kann die Jüngere Hauptterrasse, in der wie ersichtlich auch viel Vulkanmaterial angeschwemmt wurde, als erster Durchgang der Uraare eingeschätzt werden (vgl. p. 377).

Am Niederrhein kennzeichnen (nach VINKEN) Granat, Epidot und grüne Hornblende die Jüngere Hauptterrasse (p. 377) und in Tab. 2 werden in Nordwestdeutschland und in den Niederlanden die analogen Absätze der Eburonkaltzeit (Eburonien) und der Günz(Weybourne)-Kaltzeit (Menapien) gleichgesetzt.

Die sed.-petr. A., Pr. 40–44, erlauben demnach, den ersten Durchgang alpinen Materials im untern Rheingebiet bis an die holländische Grenze als *Jüngere Hauptterrasse* zu fixieren und sie als mittleres Alt-Pleistozän aufzufassen; interessant ist dabei, dass laut Tab. 2 die Günzzeit ausfällt, da die nächst jüngere Terrasse «Unterstufe der Jüngern Hauptterrasse» schon der Cromerwarmzeit und damit dem Interglazial zur Mindel(Elster)-Kaltzeit zugezählt wird.

6. Ablagerungsmodus, Mächtigkeit, Gefälle

Die frühere Auffassung, dass die S.-Sch. westlich Basel einen 14–20 km breiten Aufschüttungskegel hinterlassen hätten, muss heute, vor allem seit der Ausführungen von SCHAEFER 1957, als überholt bezeichnet werden. Wertvolle Kriegsbefunde veröffentlichten OBERDORFER 1920 und MEYER; morphologische Untersuchungen können jedoch keine definitiven Lösungen ergeben, wenn sie nicht mit tektonischer Kleinarbeit gekoppelt sind. Da vor allem GUTZWILLER 1912, THEOBALD 1934, OBERDORFER und WERVECKE 1925 eine Menge Einzelheiten über das obige Thema brachten, soll hier nur eine kleine Auslese wiedergegeben werden. Abnorme Gefälle hat 1934 THEOBALD in seinen Profilen gezeichnet und auf die postsundgauischen Verstellungen der alpinen Kiese hingewiesen und SCHAEFER hat in seiner guten Arbeit deren tiefere Bedeutung klargelegt.

Die Unterlage. Der Sundgau war beim Eintritt der alpinen Schotter kein Senkungsgebiet (SCHAEFER 1957, p. 61); WILSER 1929 und VONDERSCHMITT 1942 haben darauf hingewiesen, dass die früholigozänen, grossen Senkungen im Rheintalgraben im

Chatt beendet waren, und seitdem war der westliche Teil, die Senke von Montbéliard-Dammerkirch (Dannemarie), eine schwach nach S geneigte Ebene, die mit den miozänen Flächen weiter im S identisch ist (vgl. p. 414). Die letzte, beträchtliche Aufschüttung brachte das Mittelpliozän in Gestalt der Vogesenschotter. Senkungen setzten erst postoberpliozän ein (Tf. 2, Pr. 4).

Nach der Hauptfaltung im Jura bildete sich zwischen Jura-N-Rand und der S-geneigten Aufschüttungsfläche eine schwache Rinne nördlich der Pfirt, in der eventuell die Vogesenbäche, deren Weg nach S versperrt war, nach W abflossen, zur neuen Erosionsbasis in der Bresse.

Auch die etwa Mitte Oberpliozän eintreffende Uraare benützte diese (erste) Rinne und räumte vorerst vieles von Vogesensanden und -schottern des Pliozäns ab, es entstanden die Mischschotter. Diese Fazies sowie die Tatsache, dass die S.-Sch. in der Ajoie heute durch eine antiklinalartige Barriere (Réchésykette) vom übrigen Schotterkomplex getrennt sind, zeigen die Richtigkeit dieser Annahme. Im Verlauf der spätern Schüttung wurden dann immer mehr frühpliozäne, klastische Bildungen erosiv entfernt und die miozäne Fläche abgedeckt; letztere bildet heute fast überall im Sundgau die Unterlage der S.-Sch. Zugleich aber verlegte die Uraare ihr Strombett nach N, infolge tektonischer Ereignisse.

Mächtigkeit. Sie beträgt zwischen 0–21 m, letzteres anlässlich einer Brunnengrabung bei Bisel durch GUTZWILLER festgestellt. Da nun an mehreren Stellen, unweit voneinander, geringste Dicke und dann volle Mächtigkeiten, z. B. auch in Schützengräben, zu finden waren, so ergibt sich, dass die Uraare über 20 m tiefe Flussrinnen in die Unterlage gegraben haben muss, sie war schwach erosiv. Gegen Altkirch zu tritt hie und da das Oligozän deutlich aus den heutigen Hochflächen.

Bei Oberhagenthal im E-Sundgau fand OBERDORFER 5 m Mächtigkeit, bei Froidefontaine im W stellte ich auch 5 m fest; allgemein kann mit 10–20 m in den ehemaligen Rinnen gerechnet werden. Diese Tatsachen wiederlegen die These vom Streukegel.

Durch Vergleich mit heutigen Stromtälern kann es sich höchstens um Täler von 3–5 km Breite gehandelt haben; die Basis des Aaretals bei Solothurn misst 2–3 km, die des Rheins bei Waldshut etwa 3 km, das Hochtal bei Blumberg im S-Schwarzwald unter 0,5 km. Eine gute Übersicht über die Sundgau-Aaretäler ist auf der Karte von SCHAEFER zu finden; nach ihm zeigen sich auf einer Breite von etwa 14 km bis Altkirch 3–4 solche Uraarerinnen.

Das erste oberpliozäne Uraaretal im Sundgau. Die neuen Untersuchungen lassen es in folgender Aufzählung von E nach W erkennen (Tf. 2, Pr. 3):

Oberhagenthal (Basis 510 m)[8]), Luppach bei Pfirt 455–460 m, Köstlach 460 m, Kiesgrube Moos 425–430 m (Verwerfung!), Kiesgrube östlich ob Pfetterhouse 470 m, Haute Charme südlich Beurnevésin 460 m, Les Voirandes westlich Lugnez 460 m, Montignez 440 m, Höhe ob Boncourt 490 m (Nähe von Verwerfung), bei Delle 390–400 m, Höhen von Etupes 370–380 m, Höhen nördlich und südlich Montbéliard 350 m.

Aus diesen Angaben kann nun das Totalgefälle der ersten Uraare abgeleitet werden (siehe Prof. 3).

Gefälle Oberhagenthal–Montbéliard (49 km) . . . . . 2,04‰

[8]) OBERDORFER rechnet über bei den Höhenzahlen und Gefällsrechnungen mit der Oberfläche der S.-Sch.; da die Basis an vielen Orten zuverlässig abzuschätzen ist, nehme ich sie als Grundlage.

Zum Vergleich:

Gefälle Villingen Geissberg–Koblenz–Oberhagenthal (68 km)	2,08‰[9])
Gefälle Montbéliard–Dôle (Montbarrey) (160 km)	1,98‰
ALB. HEIM (Bd. 1, p. 287 und 294)	
Mindelterrasse Aaretal–Waldshut	5,23‰
Hochterrasse Kaiserstuhl–Basel	4 ‰
Niederterrasse bei Basel	0,5 ‰

Die geringen Promillezahlen weisen auf ausgeglichene Landschaften ausserhalb der Faltungsgebiete. HEIM gibt für den Sundgauschotter 10–15‰ an, den Zahlen der Literatur folgend (HEIM, Bd. 1, p. 280).

Nebenbei drängt sich wegen der angenommenen Basis der S.-Sch. westlich Hagenthal von 460 m eine kritische Bemerkung auf, da alle bisherigen Autoren dieses Basis auf 510 m angesetzt hatten (vgl. Tf. 1 und Tf. 2, Pr. 3). Der S.-Sch. liegt heute tatsächlich 110 m höher als die Basis des glazialen Günzschotters mit 390–400 m bei Schönenbuch-Niederhagenthal. RUTTE hatte im Dinkelberg nördlich Basel den S.-Sch. etwa 30 m über dem Günzniveau (Lingert-N.) angenommen; verlängert man die S.-Sch.-Platte Bettlach-Hagenthal nach E in die Luft, so läge der S.-Sch. bei 2‰ Gefäll etwa 80 m über dem Tüllingerhügel bei Basel, wo nach freundlicher Mitteilung von O. WITTMANN, Lörrach, glaziale Gerölle bei 450–460 m vorauszusetzen sind, und läge 100 m über dem Günzschotter bei Vogelsand (Arisdorf, Kanton Basel-Land). Das sind unwahrscheinliche Zahlen.

Das östlichste Vorkommen von S.-Sch. liegt auf P. 526 – Bois de St.-Bricé; er senkt sich nach W bis Bettlach auf 460–470 m. Dieses ungewöhnliche Gefälle innerhalb zweier Kilometer und die Nähe des bedeutenden Allschwiler Bruches lassen vermuten, dass bei der zu hohen topographischen Lage im Bois de St.-Bricé tektonische Verstellung, d.h. eine postsundgauische Hochpressung vorhanden ist, die ich auf etwa 50 m beziffere. Darum die Annahme der ursprünglichen Basis Hagenthal auf 460 m, die allen spätern Deduktionen zugrunde liegt.

Bei der Annahme eines Gefälls von 2‰ läge der S.-Sch. etwa 40 m über Tüllingerhügel und 47 m über Vogelsand.

Pr. 3 auf Tf. 2 ist erstellt auf diesen Voraussetzungen; es zeigt den theoretischen Verlauf des ersten, oberpliozänen Uraarebettes Hagenthal–Montbéliard. Man erkennt darin ohne weiteres, dass zwei Gebiete deutlich nach der Schotterablagerung gehoben worden sind, die Gegend zwischen Luppach und Köstlach sowie das Teilstück Pfetterhouse–Montignez. Diese postsundgauische Hebung hat als erste Wirkung den Sundgaustrom nach N abgedrängt. Sodann ist ebenso klar ersichtlich, dass diese Bewegung mit rheintalischen, postsundgauischen Brüchen zusammenhängt, was im Kapitel Detailtektonik, p. 463, näher ausgeführt werden wird.

Interne Gefälle des S.-Sch.-Komplexes. Vor allem OBERDORFER hat ihnen grosse Aufmerksamkeit geschenkt. Er unterscheidet Gefälle nach N und W und schliesst daraus auf allgemeine Absenkung nach NW.

Beispiele:

Gefälle nach N Oberhagenthal–Dreihäusern (im E)	10,6‰
Gefälle nach N Largtal(Largin)–Largitzenbach	7 ‰
Gefälle nach N Altpfirt–Grossespenwald (bei Riespach)	18,5‰
Gefälle nach N Pfetterhouse–Dannemarie	9 ‰
Gefälle nach W Hagenthal–Moos	5 ‰

Sie zeigen deutlich abnorme Gefälle und damit Flexuren oder Brüche im Absenkungsgebiet an, die aber wegen der starken Lehmbedeckung nicht lokalisiert wer-

[9]) Bei der Berechnung der Kilometerzahl wurde Koblenz als Ablenkungsort der Uraare angenommen.

den können. Die tiefste Rinne der alpinen S.-Sch. liegt auf etwa 320 m zwischen Altkirch und Dannemarie (siehe Pr. 4, Tf. 2).

Wandert man von Altkirch nach S gegen den Jurarand, so fällt deutlich das stete Ansteigen der Oberfläche nach S auf; einzelne Teilstücke sind dabei topfeben, und es zeigen sich kleinere Gefällsbrüche. Diese sind früher als Terrassen im Schüttungskegel aufgefasst worden. Die Oberfläche ist später durch eine verschieden dicke Lehmhülle derart bedeckt worden, dass das Gebiet als schräggestellte, einheitliche Platte erscheint. Nach dem Verlassen des Sundgaus durch die Uraare, die sich nach N wandte, blieb der Schotterkomplex als solcher im grossen und ganzen erhalten; es formten sich diluviale Täler und Tälchen in demselben und erodierten vorwiegend an den Rändern. Der Sundgau bietet heute noch ein typisches Beispiel einer guterhaltenen, altdiluvialen Wasserscheide.

Jungpleistozän

Da sowohl im eigentlichen Untersuchungsareal wie im ganzen Gebiet der alpinen Fazies des S.-Sch. keine fluvioglazialen Schüttungen vorkommen, ausgenommen eine junge Lehmbildung, kann ich mich kurz fassen. Zunächst wurden vier Proben fluvioglazialer Kiese zum Vergleich mit den S.-Sch. sedimentpetrographisch untersucht, drei Günz- und 1 Mindelschotter (Tab. 3, Pr. 53–56).

a) Älterer Deckenschotter, südlich Dorfgrenze Schönenbuch, Höhe etwa 390 m. Im Dorf selbst war gleichzeitig ein Kanalisationsgraben auf Höhe etwa 380 m offen, der bis 4 m Tiefe die Schotter in wirrer Lagerung zeigte; der Habitus glich denen der S.-Sch. Mächtigkeit über 15 m[10]).

[10]) Mit dieser Analyse wurde (1964) auch eine solche vom sog. Vogelsand, 750 m nördlich Arisdorf (Basel-Land) verglichen, die bisher als Günzablagerung galt und sich als deutlich glazial erweist (Pr. 55 in Tab. 3).

Im April 1965 wurde mit Herrn Dr. HANTKE, Zürich, dieses Vorkommen erneut untersucht; an einem neu erschlossenen Weg am Grübchen Vogelsand waren lose, grobe Schotter auf etwa 200 m Länge aufgeschlossen, die Rheingerölle ohne Jurageschiebe verrieten. Das in der Literatur mehrfach zitierte Grübchen zeigt einen lokal verkitteten Nagelfluhklotz derselben Schotter. Da etwa 150 m westlich Hof Homberg bunter Keuper ohne Gerölldecke auftritt, überragt von Lias α auf P. 455,8, 25–30 m höher als das Schottervorkommen, so kann es sich nicht um eine ausgebreitete Decke der fluvioglazialen Gerölle handeln, sondern gemäss Auffassung HANTKE um eine 700–800 m breite Schmelzwasserrinne, eingetieft in Keuper. Dieselbe Rinne ist auch an den Waldrändern 500 m nördlich Stift Olsberg festzustellen, wo auffallend viele Gerölle von 30–45 cm Länge vorkommen, bedeutend mehr als bei Vogelsand. Das Lehmgrübchen im Wald Frauenwacht (Koord. 624.820/264.140) ist frei von Geröllen, ebenso die Höhe nördlich Olsberg. Die Mächtigkeit der Schotter beträgt 5–10 m; deren Unterlage ist beim Stift Olsberg unterer Keuper oder Muschelkalk, die Auflage quartärer Lösslehm und nicht Grundmoräne. HANTKE hält den Rinnenschotter für mindeleiszeitlich. Diese Beobachtung ist als Originalmitteilung von Dr. R. HANTKE zu betrachten. Literatur: R. FREI 1912; C. DISLER 1931: *Geologie des Bezirks Rheinfelden und der angrenzenden Gebiete*, Vom Jura zum Schwarzwald 6.

Herr Dr. R. HANTKE schrieb mir dazu noch: «Die von DISLER 1931 und 1945 auf dem Deckenschotterplateau von Berg südlich und südwestlich Rheinfelden erwähnten Erratiker bekunden keinen über Möhlin hinaus vorgestossenen Gletscher. Da sie auf einer mit Herrn Dr. LINIGER durchgeführten Exkursion nicht aufgefunden werden konnten, sich jedoch an den von DISLER angegebenen Stellen stets grössere, aber deutlich gerollte Geschiebe vorfanden, liegt der Verdacht nahe, dass es sich um solche aus dem unter der Lösslehmdecke liegenden Deckenschotter handelt. Auch der von DISLER 1931 in Fig. 7 abgebildete Erratiker dürfte ein derartiges, mit der Geröllflut des Deckenschotters verfrachtetes Geschiebe darstellen. Ebenso konnte die von DISLER erwähnte Grundmoräne über dem Deckenschotter von Vogelsand nicht beobachtet werden; die darüber liegende Decke ist, wie neue Weganschnitte gezeigt haben, als verlehmter, wahrscheinlich risseiszeitlicher Löss zu deuten.

b) Älterer Deckenschotter, etwa 1 km östlich Dorf Attenschwiller, am E-Hang des Lielbaches, Kote etwa 320. Stark verwittert, vielleicht weniger alt als S.-Sch. GUTZWILLER reihte das Vorkommen nur mit Reserve zum Günzniveau ein.

c) Älterer Deckenschotter (Nagelfluh), etwa 1 km nördlich Arisdorf (Basel-Land), auf Vogelsand, Höhe etwa 400 m, Koord. 624.850/263.040[10]).

d) Jüngerer Deckenschotter, Bruderholz südlich Basel, 300 m südwestlich Wasserturm; Höhe etwa 3 m. Gelbbrauner, eher frisch aussehender Schotter (Koord. 610.750/263.975).

Ergebnis:

Pr. 53 gleicht durchaus dem Sundgauschotter, enthält nach HOFMANN fast ausschliesslich Aarematerial, auch blaue Hornblende. Er ist kein älterer Deckenschotter, entspricht entweder der stark abgesenkten Uraare, da der Komplex 100 m tiefer als Hagenthal liegt und grosse Mächtigkeit zeigt, oder ist abgesackter S.-Sch.

Pr. 54–56 enthalten neben Aare- auch Rheinmaterial, vom letzten mindestens die Hälfte, was sich im stark erhöhten Granatgehalt und im mehr oder weniger starken Auftreten grüner, alpiner Hornblenden äussert. Sie sind also deutlich fluvioglaziale Rheinkiese; auffallend ist der grosse Karbonatgehalt vom Vogelsand, der Verdacht erregt, dass es sich nicht um Deckenschotter handeln könnte.

Mindestens der ältere Deckenschotter am Sundgau-E-Rand darf demnach angezweifelt werden und kann kaum mit den Vorkommen in der nähern Umgebung von Basel gleichgestellt werden. Es entfallen also alle damit angestellten Gefällsverhältnisse und -vergleiche.

An diesem Punkt der Untersuchung kann auf die momentane Situation der Glazialforschung im Rheingebiet hingewiesen werden. W. WAGNER hat 1962 die Auffassung vertreten, dass der Alpenrhein seine Günzablagerungen nach N, gegen Ulm zu, deponiert habe und der Hochrhein erst zur Mindelzeit ins heutige Rheintal abgeflossen sei. HANTKE hat 1963 die Schotterterrassen um Schaffhausen neu studiert und lehnt die Auffassungen von ALB. HEIM ab, dass es sich dort um jüngern und ältern Deckenschotter handeln kann; er vermutet z.T. Rissablagerungen. BARTZ hat 1959/60 in den Karlsruher Bohrungen nur drei glaziale Kiesniveaus festgestellt; der plio-pleistozäne Oberrhein vom Kaiserstuhl lagerte nur Sande und Schluffe ab.

Angesichts der Diskrepanz der Auffassungen und des Bestrebens, das Penck-Brücknersche Glazialschema zu revidieren, muss hier auf eine weitergehende Diskussion verzichtet werden.

Auf eine grundlegende Folgerung muss aber in diesem Zusammenhang und im Verein mit den Ausführungen auf p. 439, die die Schüttungen des Altpleistozän mit *Elephas meridionalis* Nesti usw. betreffen, festgehalten werden: Die Karlsruher Bohrungen mit ihrer ununterbrochenen Sedimentation vom Pliozän weg bezeugen, dass das Altpleistozän gegen zwei Drittel der Zeit des Quartärs beträgt und das eigentliche Rheinglazial nur in den Rest gedrängt ist, was BARTZ bereits gebührend formuliert hat (p. 657–659). Man kann meines Erachtens also mit Fug und Recht den etwas verpönten Begriff des «Präglazial» reaktivieren, als richtig anerkennen. Der Verfasser bedient sich aber der allgemeinen Formulierung «Altpleistozän».

Tab. 4. Pliozän und Pleistozän der Ajoie und des Südsundgaus

Formation		Stufen	Ajoie (Liniger)	Sundgau (Liniger)	Allschwil	Delsbergerbecken (Liniger)	Laufenbecken (Koch)	Raum Karslruhe (Bartz, von der Brelie)
Jung-pleistozän		Würm	Kleine Terrassen an Seitenbächen	Boden-bildung	Lösse und Lehme	Schotter	Schotter	Bohrungen Karlsruhe: Schotter, Nieder-T., Elmwarmzeit
		Riss	? Lösslehm, entkalkt (z.T.) 2–5 m	Lehm 0–17 m	Lehm Schotter	Schotter	Schotter	Schotter, Talwegterrasse, Holsteinwarmzeit
		Mindel	Verwitterungslehm 2–5 m	–		–	? Lokalschotter	Schotter Hochterrasse 36 m
Alt pleistozän	O	*Trogontherii-primigenius*-Stufe	–	Alte Sackungen (z.B. weisse Serie, Bonfol)		–	–	Cromerwarmzeit ?
	Mi	*Trogontherii*-Stufe	–	? Verwitterungslehm		–	–	Jüngere Hauptterrasse 52 m Sundgauschotter 56 m
	U	*Meridionalis*-Stufe	Verwitterungslehm	Sundgauschotter 21 m		–	–	Tegelenwarmzeit Ältere Hauptterrasse 88 m
Pliozän	O	Oberpliozän	O Sundgauschotter (Basis: Mischschotter) 0–15 m	Sundgauschotter (Basis: Mischschotter, z.T.) 21 m		–	–	Weisse Serie (gebleichte Erden) ? z.T.
			U Weisse Serie (gebleichte Erden) umgelagert	Weisse Serie (z.T. umgelagert)		–	Verwitterungslehm	
Pliozän	Mi	Mittelpliozän	Oben aufgearbeitet Vogesenschotter (=Höhenschotter Morimont) 10–20 m	Oben aufgearbeitet Vogesenschotter 10–15 m		Vogesenschotter (=Höhenschotter Caquerelle) 20–25 m	Wanderblock-formation 5–10 m	
	U	Pontien	O Hipparionsand Charmoille usw. 15–30 m	Hipparionsand im S 30 m		Hipparionsand Bois de Robe 10–20 m	?	Urrheinsand (Dinotheriensand Eppelsheim)
			U			Mürber Quarzsand Basis Bois de Robe ? 10 m	Mürber Quarzsand Prinzi, Fehren 5 m	
Miozän	O	Tortonien	–	–		Vogesensand (Dinotheriensand Mont-Chaibeux)	Juranagelfluh II Juranagelfluh I	–

Der Sundgaulehm

Über den Schotterwänden liegt in den Kiesgruben des Sundgaus eine 1–3 m uneinheitliche Schicht von verwittertem Kiesmaterial, grauen oder bräunlichen Lehmen und Sanden, diluvial, und von Sandlöss im E (nach WERVECKE 1924, p. 136). Der darüber ohne scharfe Grenze lagernde, sepiabraune, einheitliche, kalkfreie Lehm ist gegenwärtig nirgends in grösserem Zusammenhang aufgeschlossen. Man gewahrt ihn in den Kiesgruben und an Steilborden der Strassen.

Nirgends sind darin Gerölle oder Sandlinsen zu sehen, wodurch er sich auffallend von den Lehmen in der Ajoie unterscheidet. Sobald aber in lehmigen Feldern am Fuss von Abhängen Gerölle auftreten, kann mit Sicherheit auf abgeschwemmte Hanglehme geschlossen werden. GOUDA beschrieb 1962 die Lösse und Lehmzonen im Profil der bekannten Ziegeleigruben von Allschwil. Auf p. 185 und 188 beschreibt er die unterste Lehmzone, rötlichbraun, die nach ihm auf dem Verwitterungsboden der Riss-I-Terrasse ruhen soll. Es scheint mir möglich, dass der Sundgaulehm in dieses Niveau einzuordnen ist.

Auffallend ist die stellenweise grosse Mächtigkeit des Sundgaulehms, der durchschnittlich 5–10 m umfasst. Lokal wurden von verschiedenen Autoren 15 und 17 m gemeldet; derartige Anhäufung könnte auf tektonische, schwache Senkungen an reaktivierten Brüchen zur Glazialzeit zurückgeführt werden, wobei der (ehemalige) Löss in die Vertiefungen eingeblasen oder der vorhandene Lehm hineinverschwemmt wurde.

Echter Löss liegt nach OBERDORFER 1920 im Illtal und seinen Nebenrinnen, bei Volkensberg 8 m mächtig.

Plateaulehm der Ajoie

Interessant erscheinen die Lehme auf dem Block von Bure. In einem Hausaushub etwa 400 m E Hof Vâloin N Bure war folgendes Profil zu sehen:

Graubrauner Verwitterungslehm mit Kalkbrocken	20 cm
Übergang in schokoladebraunen, kompakten Lehm, ohne Gerölle	60 cm
Ohne Übergang dicht auf grauem Kalkmergel, Verwitterungsschicht des Jurakalks	20 cm
Horizontaler Plattenkalk (Oberes Rauracien oder Sequan)	110 cm

Beim nahen Strassenaushub waren im Schutt noch mehrere Stellen zu beobachten, wo gelbrötlicher, nicht sandiger Lehm gefördert worden war, der nur unter der braunen Schicht liegen konnte, vermutlich in Karrentaschen des Jurakalks. Dieser auffallende, alte Lehm ist wahrscheinlich der letzte Rest einer einstigen, pliozänen Decklage. Es resultiert demnach – wegen absoluten Fehlens von Geröllen auf dem Block von Bure – eine Erosionsperiode postpliozän. Der schokoladebraune Lehm könnte das Äquivalent des entkalkten Sundgaulehms sein.

Fortschritte in der Lehmdatierung wären durch Fossilfunde oder durch die Ermittlung von steinzeitlichen Kulturschichten möglich, wie sie in mustergültiger Weise von WERNERT in den Lehmgruben von Achenheim bei Strassburg durchgeführt worden sind.

Es bleibt noch übrig, eine Anmerkung zur Dauer des Pleistozäns beizufügen. Die Übergänge der Elefanten von *meridionalis* über *trogontherii*, *antiquus* zu *primigenius* bedingten wohl eine lange Zeit, wenn auch ihre systematische Einordnung in Spezies oder Subspezies noch nicht völlig abgeklärt ist. Heute wird zwar die Zeitspanne von 500000 Jahren zur Neubildung einer Spezies bestritten (GÜNTHERT 1964, p. 154).

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.

Fig. 2

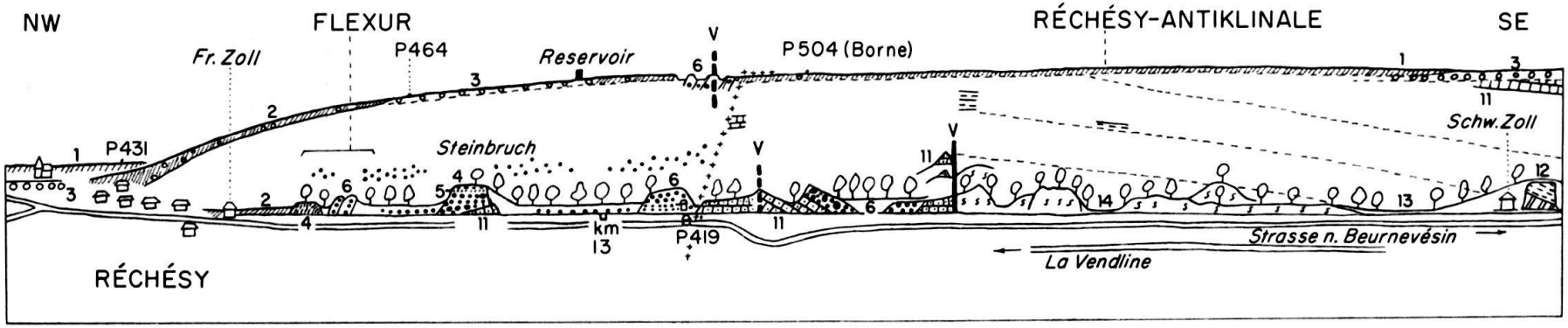
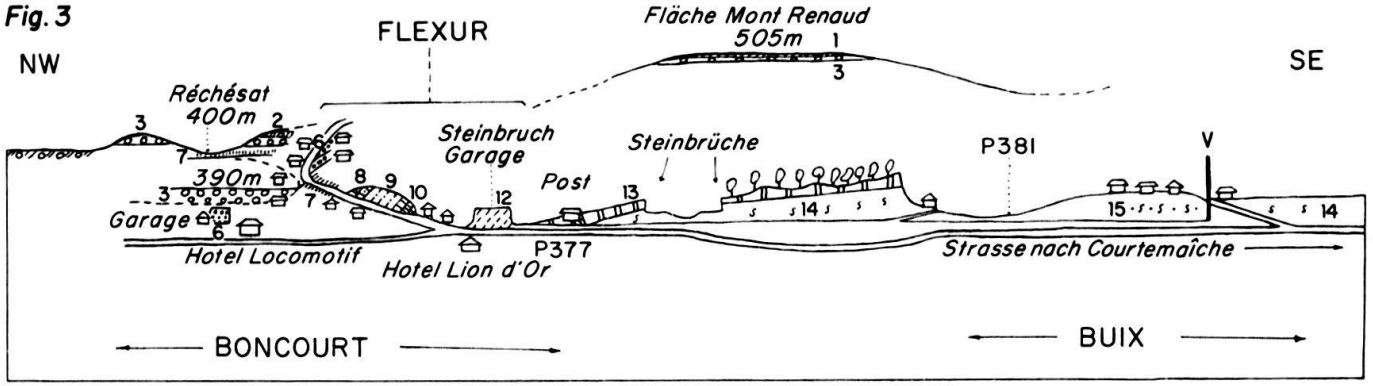


Fig. 3



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.

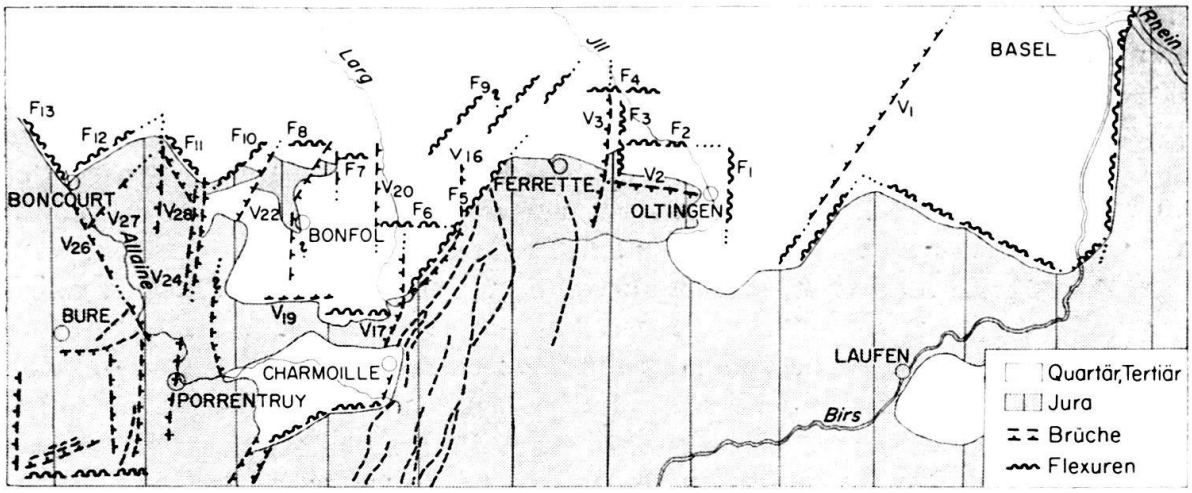


Fig. 4. Vorläufige Übersicht der alttertiären Bewegungslinien am Jura-N-Rand W Basel (Stand Ende 1965).

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 Gerölldecke 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 ± 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.

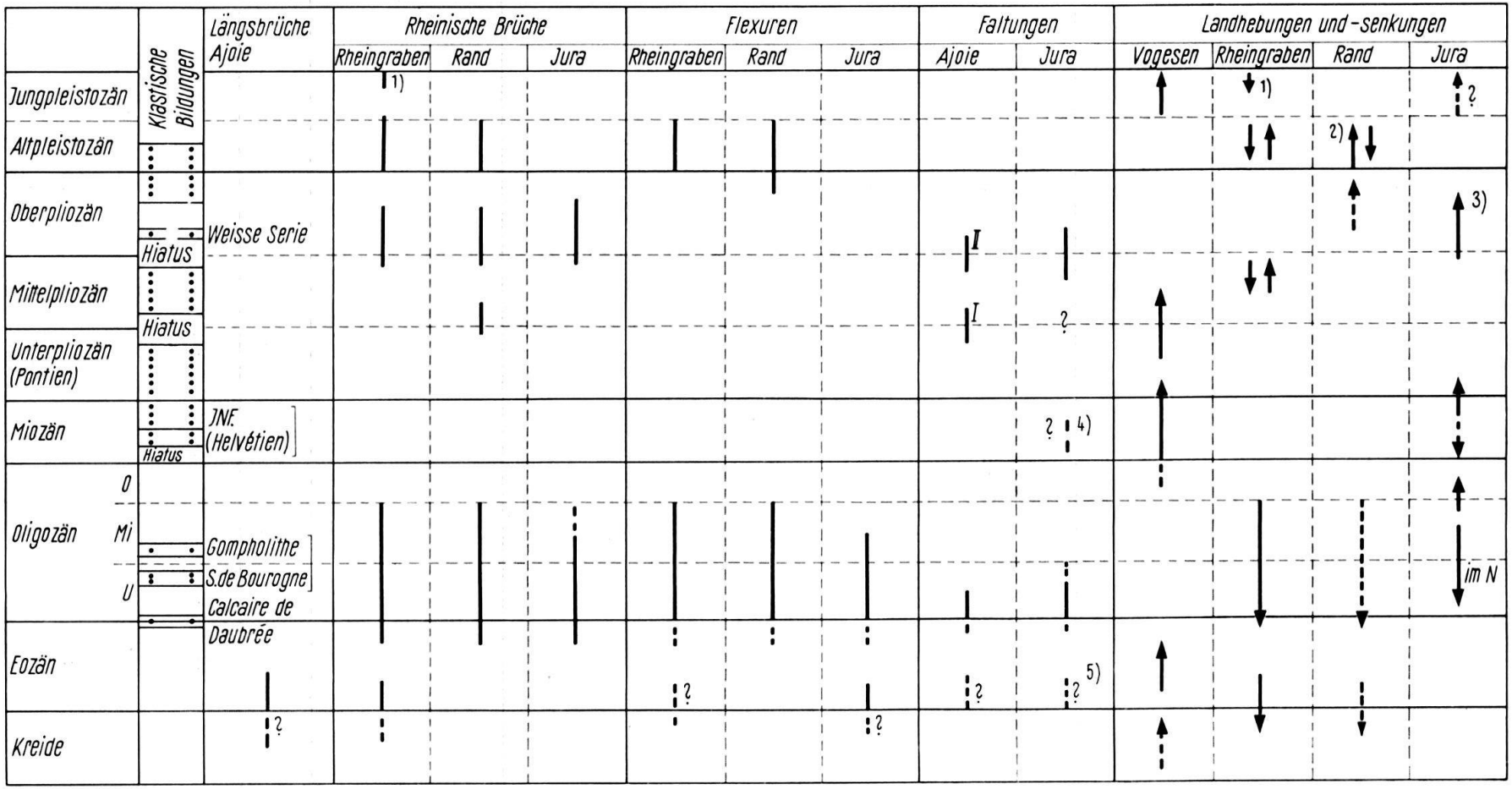
Die pleistozäne Sundgautektonik besteht in einer von W herkommenden, queren Einmuldung an den ältern Bruchsystemen, begleitet von randlichem Höherstau der südlichen Schollen; diese Bewegungen schufen der oberpliozänen Uraare in der Ajoie ein neues Flußsystem in der Sundgaumulde und erzeugten im Endstadium 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-

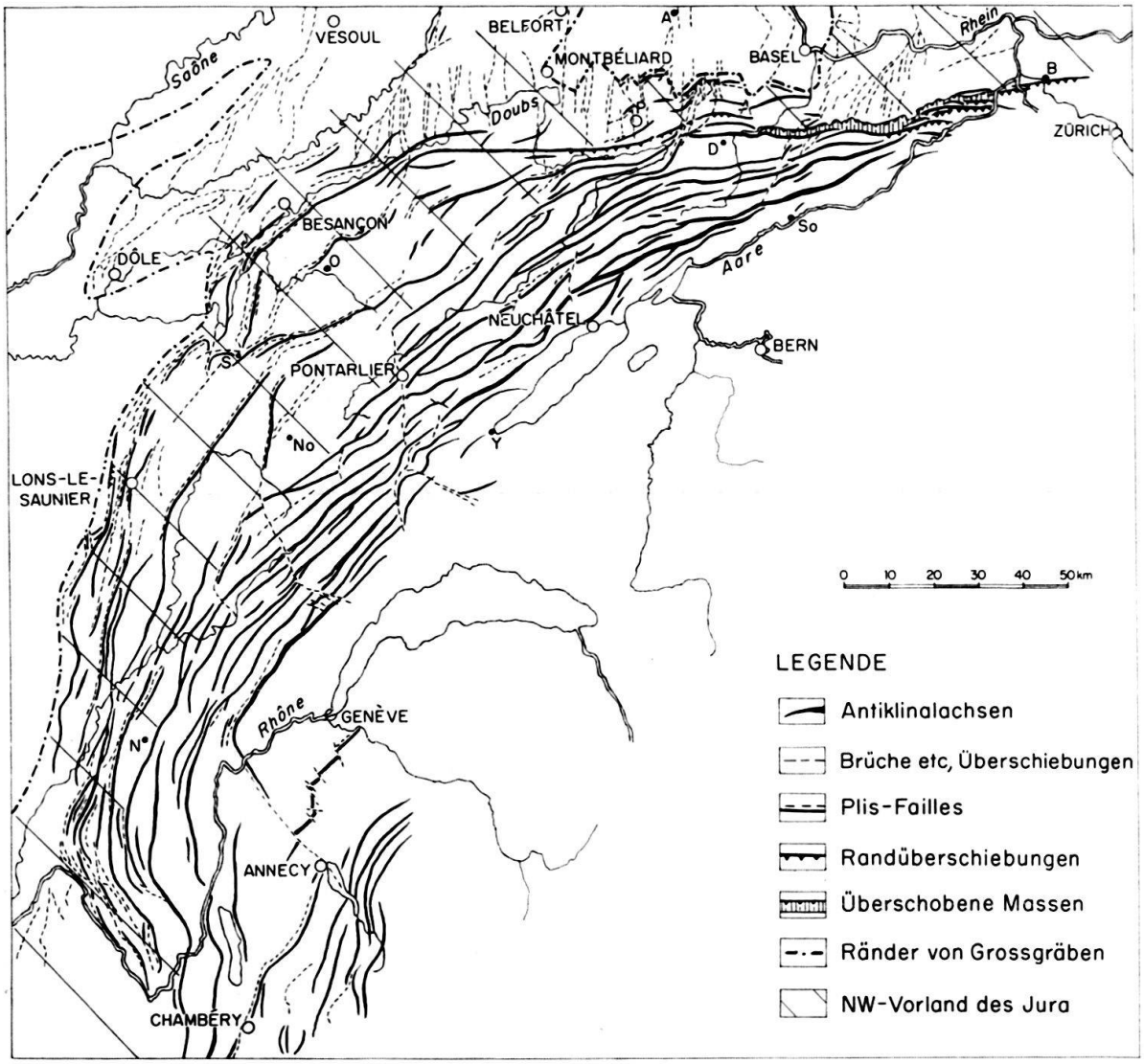


Fig. 5. Längsgliederung des Juragebirges in NW-Vorland und Helvetisches Bündel (vgl. BERSIER, Geol. Führer 1934/1).

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.

LITERATUR

ADAM K. D. (1952): *Die altpleistozänen Säugetierfaunen Südwestdeutschlands.* N. Jb. Geol. Paläontol. Mh. 229–236.

AMSLER A. (1922): *Beziehungen zwischen Tektonik und tertiärer Hydrographie.* Eclogae geol. Helv. *16.*

– (1926): *Bemerkungen zur Juratektonik.* Eclogae geol. Helv. *20.*

ARIKAN Y. (1964): *Etude géologique de la chaîne Grand Crédo-Vuache (Ain-Haute Savoie, France).* Eclogae geol. Helv. *57*/1, 1–74.

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

– (1959): *Le décrochement de Pontarlier et l'orogenèse du Jura.* Mém. Soc. vaud. Sci. nat. *76*, 12, 4.

BARTZ J. (1936): *Das Unterpliozän in Rheinhessen.* Iber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [NF] *25*, 119–226.

– (1950): *Das Jungpliozän im nördlichen Rheinhessen.* Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch. *6*/1, 201–243.

– (1960): *Zur Gliederung des Pleistozäns im Oberrheingebiet.* Z. dt. geol. Ges. *111*, 653–661.

– (1961): *Die Entwicklung des Flussnetzes in Südwestdeutschland.* Jh. geol. Landesamt. Baden-Württ. *4*, 127–135.

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

BRELIE G. VON DER (1959): *Probleme der stratigraphischen Gliederung des Pliozäns und Pleistozäns am Mittel- und Niederrhein.* Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. *4*, 371–388.

BRILL R. (1929): *Paläogeographische Untersuchungen über das Pliozän im Oberrheingebiet.* Mitt. bad. geol. Landesanst. *10.*

BUBNOFF S. VON (1936): *Geologie von Europa,* in *Geologie der Erde.* Bornträger, Berlin.

BÜCHI U. P., WIENER G., HOFMANN F. (1965): *Neue Erkenntnisse auf Grund von Erdölbohrungen in der Zentral- und Ostschweiz.* Eclogae geol. Helv. *58*/1.

BÜCHI U. P., LEMCKE K., WIENER G., ZIMDARS J. (1965): *Geologische Ergebnisse der Erdölexploration auf das Mesozoikum im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens.* Bull. ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. *32*, 82, 7–38.

BUXTORF A. (1916): *Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnel.* Verh. naturf. Ges. Basel *27.*

BUXTORF A., KOCH R. (1920): *Zur Frage der Pliozänbildungen im nordschweizerischen Juragebirge.* Verh. naturf. Ges. Basel *21*, 113–132.

CADISCH J. (1942): *Die Entstehung der Alpen im Lichte der neuern Forschung.* Verh. naturf. Ges. Basel *59.*

– (1953): *Geologie der Schweizer Alpen.* Wepf, Basel.

CAIRE A. (1960–1963): *Problèmes de Tectonique et de Morphologie Jurassiennes.* Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot J.II. Paris.

CHABOT G. (1927): *Les Plateaux du Jura Central, étude morphologique.* Paris.

CONTINI D. (1965): *Présence d'anticlinaux à noyau keupérien dans la région de Gouhenans (Haute-Saône).* C. r. des Séanc. Acad. Sci., Paris [9], *260*, 5846–5848.

DAVID E. (1963): *Inventaire des restes d'éléphants fossils trouvés en Franche Compté.* Annls scient. Univ. Besançon [2], 17.

DELAFOND F., DEPÉRET CH. (1894): *Les terrains tertiaires de la Bresse et leurs gîtes de lignites et de minerai de fer.* Paris.

DELBOS J., KÖCHLIN-SCHLUMBERGER J. (1866): *Description géologique et minéralogique du département du Haut-Rhin.* Mulhouse.

DIEBOLD R. (1960): *Geologie des Siegfriedblattes Ocourt (Berner Jura).* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *111.*

DREYFUSS M. (1960): *Caractères généraux et Histoire géologique du Jura.* Bull. Un. Naturalistes Enseignement public Nr. *2.* Besançon.

DREYFUSS M., THEOBALD N. (1965): *Les rejets successifs de la faille de Grandvillars* (T.d.B.). Annls scient. Univ. Besançon [3] Geologie, Fasz. 1.

ELBER R. (1920): *Geologie der Raimeux- und der Velleratkette im Gebiet der Durchbruchstäler von Birs und Gabiare (Berner Jura).* Verh. naturf. Ges. Basel *32.*

ERB L. (1948): *Zur Frage der jungquartären Hebung des südlichen Schwarzwaldes.* Mitt.-Bl. bad. geol. Landesanst. Freiburg i. Br.

ERZINGER E. (1943): *Die Oberflächenformen der Ajoie.* Mitt. geogr.-ethnol. Ges. Basel *6.*

FISCHER H. (1965): *Geologie des Gebietes zwischen Blauen und Pfirter Jura (SW Basel),* Mit einem mikropaläontologischen und einem paläogeographischen Beitrag. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 122.

FISCHER H., LUTERBACHER H. (1963): *Das Mesozoikum der Bohrungen Courtion I (Kt. Fribourg) und Altishofen (Kt. Luzern).* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *115.*

FÖRSTER B. (1888): *Die Gliederung des Sundgauer Tertiärs.* Mitt. Komm. geol. Landes-Untersuchung Elsass-Lothringen *1.* Strassburg.

– (1892): *Geologischer Führer für die Umgebung von Mülhausen i. E.* Mitt. geol. Landesanst. Els.-Loth. *3,* 199–309.

– (1898): *Erläuterungen zu den Blättern Mülhausen W, Mülhausen Ost und Homburg.* Geol. Spezialkarte von Elsass-Lothringen. Herausgegeben von der Direction geol. Landes-Untersuchung Elsass-Lothringen. Strassburg.

– (1909): *Oberer Melanienkalk zwischen Huppererde und Fischschiefer bei Buchsweiler im Ober-Elsass.* Mitt. geol. Landesanst. Els.-Loth. *7.*

FORRER R. (1925): *Les Eléphants, Hippopotamus et l'homme de l'Alsace quaternaire.* Bull. Soc. Hist. nat. Colmar [NS] *18,* 1924.

FOURNIER E. (1923): *Sur la structure tectonique profonde de la zone des Avants-Monts du Jura.* Bull. Carte géol. France [4] *25,* 225–233.

FREI R. (1912): *Monographie des schweizerischen Deckenschotters.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *37.*

Geologischer Führer der Schweiz (1934): Herausgegeben schweiz. geol. Gesellschaft (E. GAGNEBIN und P. CHRIST). Wepf, Basel.

GIBERT A. (1930): *La Porte de Bourgogne et d'Alsace.* (Troué de Belfort.) Etude géographique. Paris.

GLANGEAUD L. (1949): *Les caractères structureux du Jura.* Bull. Carte géol. France [5] *19,* 669–688.

– (1949/50): *Le role du socle dans la tectonique du Jura.* Session extraordinaire de la Soc. géol. de Belgique à Besançon (Jura, France) du 25 sept. 1947. *735.*

GOGUEL J. (1937): *Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var.* Thèse Paris.

GOUDRA H. G. (1962): *Untersuchungen an Lössen der Nordschweiz.* Geographica helv. *17*/3.

GRAHMANN R. (1920): *Der Jura der Pfirt im Oberelsass.* Ein Beitrag zur Kenntnis der Geschichte des Oberrheintalgrabens. Neues Jb. Miner. Geol. Paläont. *44.*

GUILLAUME A. (1960): *Contribution à l'Etude géologique de la région de Champagnole (Jura).* Thèse du 3e Cycle, Paris (nicht publiziert).

– (1961): *Rélations et Evolution Morphotectonique des Plateaux Centraux et de la Haute Chaîne du Jura dans la région de Champagnole-Morez.* Revue Géogr. phys. Géol. dyn. *4,* Fasz. 2, 103–114.

GUENTHER E. (1941): *Die jüngern tektonischen Bewegungen in Südwestdeutschland.* Neues Jb. Miner. Geol. Paläont. *85.*

GÜNTHERT A. (1964): *Die nach Holmes und Kulp revidierte geologische Alterstabelle.* Leben Umwelt *20,* 103–110, 148–155, 174–180.

GUTZWILLER A. (1894): *Die Diluvialbildungen der Umgebung von Basel.* Verh. naturf. Ges. Basel *10*/5.

– (1910): *Die Wanderblöcke auf Kastelhöhe.* Verh. naturf. Ges. Basel *21.*

– (1912): *Die Gliederung der diluvialen Schotter in der Umgebung von Basel.* Verh. naturf. Ges. Basel *23.*

HANTKE R. (1962): *Zur Altersfrage des höhern und tiefern Deckenschotters in der Nordostschweiz.* Vjschr. naturf. Ges. Zürich *107,* 221–232.

– (1963): *Chronologische Probleme im schweizerischen Quartär.* Iber. U. Mitt. oberrh. geol. Ver. [NF] *45.*

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

– (1960b): *Über das Tertiär im nordschweizerischen Tafeljura.* Eclogae geol. Helv. *53*/2.

HEIM ALB. (1916): *Geologie der Schweiz.* Tauchnitz, Leipzig.

HOFMANN F. (1955): *Beziehungen zwischen Tektonik, Sedimentation und Vulkanismus im schweizerischen Molassebecken.* Bull. Verein. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. *22,* 62.

– (1957): *Pliozäne Schotter und Sande auf dem Tannenberg NW St. Gallen.* Eclogae geol. Helv. *50*/2, 477–482.

– (1958): *Ursachen und Wirkungen des Vulkanismus im Hegau und in der Ostschweiz.* Schaffhauser Nachrichten *97,* Jahrg. Nr. 44.

HOFMANN (1959): *Die vulkanischen Aschenablagerungen in der Molasse des thurgauischen Seerückens und ihre Beziehungen zu den Eruptionen am Schienerberg und im Hegau.* Schr. Ver. Gesch. Bodensee Umgebung *77.*

– (1960a): *Materialherkunft, Transport und Sedimentation im Schweizerischen Molassebecken.* Jb. St.-Gall. naturw. Ges. *76.*

– (1960b): *Das moderne, geologische Bild des Hegauvulkanismus.* Zt. Gesch. Volksk. Naturgesch. des Gebietes zwischen Rhein, Donau u. Bodensee *2* (10). Singen (Hohentwil).

– (1965): *Bericht über die Exkursion der schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in den Hegau vom 12.–13. Okt. 1964.* Schweiz. min.-petrogr. Mitt. *45*, 1.

HOTZ W. (1927/28): *Das Profil der neuen Bohrung Allschwil bei Basel.* Eclogae geol. Helv. *21*, 90.

HUMMEL K. L. (1914): *Die Tektonik des Elsgaus.* Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br. *22.*

ILLIES H. (1962): *Oberrheinisches Grundgebirge und Rheingraben.* Geol. Rdsch. *52*, 8, 317–332.

– (1963): *Entstehung geologischer Gräben.* Umschau *16*, 508–510.

– (1964): *Kontinentalverschiebungen und Polverschiebungen – Ursachen und Probleme.* Geol. Rdsch. *54*, 549–579.

KELLER W. T. (1922): *Geologische Beschreibung des Kettenjuras zwischen Delsberger Becken und oberrheinischer Tiefebene.* Eclogae geol. Helv. *17*/1.

KILIAN W. (1884): *Note sur les terrains tertiaires du territoire de Belfort et des environs de Montbéliard (Doubs).* Bull. Carte géol. France [3] *12*, 729–759.

KNETSCH G. (1963): *Geologie von Deutschland und einiger Randgebiete.* Enke, Stuttgart.

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

KOECHLIN E. (1829): *Aperçu géologique sur les environs de Mulhouse.* Bull. Soc. ind. Mulhouse *2*, 258–276.

– (1830): *Notice sur le sondage artésien fait au pied du vignoble de Mulhouse, dans le jardin de M. Lehr etc.* Bull. Soc. ind. Mulhouse *3*, 275–289.

KÖNIGSWALD G. H. R. VON (1966): *Zur Obergrenze des Miozäns.* International Union of Geological Sciences. Proceedings of the third session in Berne, 8–13 June 1964. Leiden.

LAMOTHE GENERAL DE (1903): *Sur le passage du Rhin par la vallée du Doubs.* C. r. Acad. Sci. *137*, 389–391.

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

– (1961): *Die Fernschubhypothese der Jurafaltung.* Eclogae geol. Helv. *54*/1, 221–282.

– (1962a): *Die Zweiphasenhypothese der Jurafaltung.* Eclogae geol. Helv. *55*/1.

– (1962b): *Erdbeben und Tektonik im Rheintal.* Verh. naturf. Ges. Basel *73*/2, 281–289.

– (1962c): *Neue Aspekte und Probleme der Jurafaltung.* Verh. naturf. Ges. Basel *73*/2, 347–348 (Autorreferat).

LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1958): *Contributions à l'Etude géologique de la Bresse d'après les sondages profonds.* Thèse, Paris. Publié dans les mémoires du bureau de Recherches géologiques et Minières S.A. Nr. 3976.

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

– (1953): *Zur Geschichte und Geomorphologie des schweizerischen Juragebirges.* Geographica helv. *8*/4.

– (1963a): *Geologische Beobachtungen in der Ajoie (Berner Jura).* Regio basil. *4*/1.

– (1963b): *Zur Revision des Pontien im Berner Jura.* Mit 1 Tab. von F. HOFMANN, Neuhausen. Eclogae geol. Helv. *56*/1, 165–174.

– (1964a): *Sundgauschotter in der nördlichen Ajoie.* Regio basil. *5*/1, 73–77.

– (1964b): *Beziehungen zwischen Pliozän und Jurafaltung.* Mit sedimentpetrographischen Analysen von F. HOFMANN, Neuhausen. Eclogae geol. Helv. *57*/1, 75–90.

– (1965): *Pliozän und Juratektonik W Basel.* Eclogae geol. Helv. *58*/2, 995–998.

– (1966): *Das plio-pleistozäne Flussnetz der N-Schweiz.* Regio basil. *7*/2, 158–177.

LINIGER H., HOFMANN F. (1965): *Das Alter der Sundgauschotter.* Eclogae geol. Helv. *58*/1, 215–229.

LINIGER H., ROTHPLETZ W. (1964): *Ein neuer Aufschluss in den Vogesenschottern westlich Delsberg* Regio basil. *5*/1, 78–83.

MANZ O. (1934): *Die Uraare als Oberlauf und Gestalterin der pliozänen obern Donau.* Hohenzollersche Jahreshefte *1.*

MATTER A. (1964): *Sedimentologische Untersuchungen im östlichen Napfgebiet (Entlebuch-Tal der Grossen Fontanne, Kt. Luzern).* Eclogae geol. Helv. *57*/2, 315–428.

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

MEYER L. (1916): *Géologie et Industrie. Le sondage de Charmois.* Bull. Soc. belfort. Emul. *36.*

– (1920): *Notes géologiques sur le front de guerre d'Alsace* (excursions de l'automne 1919). Revue d'Alsace 152–159.

– (1922/23): *Recherches sur les alluvions anciennes du Territoire de Belfort et des nord-ouest de la Suisse.* Bull. Soc. Hist. nat. Colmar.

– (1925): *Réflexions sur la genèse des alluvions anciennes du Sundgau, avec prise en considération spéciale des gisements de Bouxwiller et de Lauw (Haut-Rhin).* Bull. Soc. Hist. nat. Colmar.

– (1927): *War zur Unteroligozänzeit die burgundische Pforte nach W abgeschlossen?* Zentbl. Miner. Geol. Paläont. [B] *4*, 130–137.

– (1928): *Etude stratigraphique du terrain oligocène de la Haute-Alsace et du Territoire de Belfort.* Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr. *1*/3, 153–262.

MEYER L., HOTZ W., BAUMBERGER E., BUXTORF A. (1928): *Compte rendu des excursions de la Société géologique suisse dans les environs de Bâle et en Alsace.* Eclogae geol. Helv. *21*/1, 93–118.

MOSER S. (1958): *Studien zur Geomorphologie des zentralen Aargaus.* Mitt. geogr.-ethnol. Ges. Basel *10*, 1–98.

MURAWSKI H. (1960): *Das Zeitproblem bei der Tektogenese eines Grossgrabensystems.* Notizbl. hess. Landesamt. Bodenforsch. Wiesbaden *88.*

OBERDORFER R. (1920): *Über den Sundgau-Deckenschotter.* Jb. Mitt. oberrh. geol. Ver. [NF] *9.*

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

RIGASSI D. (1962): *A propos de la tectonique du Risoux (Jura vaudois et franc-comtois).* Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. *29*, Nr. 76, 39–50.

ROLLIER L. (1907): *Sur la provenance des galets et sables de la Forêt de Chaux près de Dole et sur l'origine de la terre agraire en Franche-Comté.* Bull. Soc. Agric., Lett., Sci. Haute-Saône. Vesoul.

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

ROTHPLETZ W., LINIGER H. (1963): *Brackisches Oligozän im westlichen Delsberger Becken.* Eclogae geol. Helv. *56*/1, 175–178.

RUTTE E. (1950): *Über Jungtertiär und Altdiluvium im südlichen Oberrheingebiet.* Ber. dt. naturf. Ges. Freiburg i. Br. *40*, 23–122.

SALOMON W. (1919): *Die Bedeutung des Pliozäns für die Morphologie Südwestdeutschlands.* Akad. Wissensch. math.-naturw. Klasse.

SCHÄFER H. (1961): *Die pontische Säugetierfauna von Charmoille.* Eclogae geol. Helv. *54*/2.

SCHAEFER J. (1957): *Geomorphologische Analyse des elsässischen Sundgauschotters.* Machatschek-Festschrift. Petermanns geogr. Mitt., Ergänzungsheft *262.* Gotha.

SCHALCH F. (1908): *Erläuterungen zu Blatt Blumberg (Nr. 133).* Geolog. Spezialkarte grossherzogl. bad. geol. Landesanst.

SCHMIDT C., KOBY F. (1917): *Geologisches Gutachten über das Projekt einer Tiefbohrung auf Steinkohle der Gegend von Pruntrut.* Birkhäuser, Basel (als Manuskript gedruckt).

SCHMIDT C., BRAUN L., PALTZER G., MÜHLBERG M., CHRIST P., JAKOB F. (1924): *Die Bohrungen von Buix bei Pruntrut und Allschwil bei Basel.* Beiträge, geotechn. Serie *10.*

SCHNARRENBERGER K. (1915): *Erläuterungen zu Blatt Kandern* (Nr. 139).

SCHNEEGANS D. (1932): *Notes sur la tectonique du Jura alsacien.* Bull. Serv. géol. Als. Lorr. *2.*

SCHNEEGANS D., THEOBALD N. (1948): *Observations nouvelles sur le chevauchement frontal du Jura alsacien.* Bull. Carte géol. France *5*, 18.

SCHNEIDER A. (1960): *Geologie von Siegfriedblatt Porrentruy (Berner Jura).* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *110.*

SOERGEL W. (1916): *Die pliozänen Proboszidier der Mosbachersande.* Jb. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. [NF] *5.*

SUTER H. (1956): *Tektonische Juraprobleme, ein historischer Rückblick.* Eclogae geol. Helv. *49*/2.

STAUB R. (1924): *Bau der Alpen.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *52.*

STAUB (1934): *Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie.* Denkschr. schweiz. naturf. Ges. *69*/1.

STUMM F. (1964): *Das Tertiär des Basler Tafeljuras mit besonderer Berücksichtigung der miozänen Ablagerungen.* Verh. naturf. Ges. Basel *75*/2, 153–218.

THEOBALD N. (1934): *Les Alluvions du Pliocène supérieur de la Région du Sundgau.* Bull. Soc. ind. Mulhouse.

– (1952): *Comparaison entre le tectonique rhénan du massif primaire et les champs de fractures des Vosges.* C. r. 19e Congr. géol. int. Alger. *13*, 14.

– (1955): *Comparaison entre les dépots pliocènes et quaternaires de Lorraine et la plaine d'Alsace.* Actes 4e Congr. Assoc. int. l'étude Quaternaire (JNQUA). Rome et Pisa, 1953.

– (1956): *Les alluvions anciennes aux environs de Belfort.* Annls scient. Univ. Besançon [2] Géologie 4.

– (1957a): *Analyse de la disposition des alluvions anciennes le long du versant rhénan des Vosges et de la Forêt Noire.* Annls Univ. sarav. *1*/2.

– (1957b): *Excursions géologiques dans le Jura. III: Le Jura alsacien.* Bull. Soc. Hist. nat. Doubs *13* (typoskript).

– (1959): *Observations stratigraphiques sur la feuille de Belfort au 50000.* Bull. Carte géol. France *54*, Nr. 255, 1958.

– (1962): *Structure géologique du Massif de Chagey et de ses Abords (Feuille Lure au 50000).* Bull. Carte géol. France *59*, Nr. 269.

TOBIEN H. (1957): *Die Bedeutung der unterpliozänen Fossilfundstelle Höwenegg für die Geologie des Hegaus.* Jh. geol. Landesamt Baden-Württ. *2*, 193–208.

TRÜMPY R. (1960–1963): *Sur les racines des Nappes helvétiques (1960).* Livre à la Mémoire du Prof. P. Fallot. Bd. 2. Soc. géol. France. Paris.

– (1962): *Mesozoischer Untergrund und ältere Meeresmolasse im schweizerischen und oberschwäbischen Molassebecken.* Erdöl-Zeitschrift *9*.

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

UMBGROVE J. H. F. (1948): *Origin of the Jura Mountains.* Proc. K. ned. Akad. Wet. *51*, Nr. 9.

VONDERSCHMITT L. (1942): *Die geologischen Ergebnisse der Bohrungen von Hirtzbach bei Altkirch.* Eclogae geol. Helv. *35*/1, 67–99.

WAGNER G. (1962): *Zur Geschichte des Bodensees.* Jb. Ver. Schutz Alpenpfl. u. -Tiere *27*.

WAGNER W. (1950): *Diluviale Tektonik im Senkungsbereich des nördlichen Rheintalgrabens und an seinen Rändern.* Notizbl. hess. Landesamt. Bodenforsch. Wiesbaden *6*, Fasz. 1, 178ff.

WEGMANN E. (1963): *Le Jura plissé dans la perspective des études sur le comportement des socles.* Livre à la Mémoire du Prof. P. Fallot. Bd. 2, 1960–1963, 99–104.

WERVECKE L. VAN (1892): *Über das Pliozän des Unter-Elsass.* Mitt. geol. Landesanst. Els.-Loth. *3*/2.

– (1913): *Die Tektonik des Sundgaus.* Mitt. geol. Landesanst. Els.-Loth. *8*.

– (1924): *Das Alter der Sundgauschotter im Oberelsass.* Z. dt. geol. Ges. [B] *76*, 1–4.

WILSER J. L. (1929): *Die Entwicklungsstadien des südlichen Rheintalgrabens,* Neues Jb. Miner. Geol. Paläont. Beil.-Bd. [B] *62*.

WINNOCK E. (1961): *Résultats géologiques du forage Risoux 1.* Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. *28*, 74, 17–26.

WITTMANN O. (1938/39): *Die Phasengliederung der diluvialen Rheintalrandtektonik und die Stratigraphie des gebirgsnahen oberrheinischen Diluviums.* Bad. geol. Abh. *10*, 38–94.

– (1949a): *Das südöstliche Ende des Oberrheingrabens.* Geol. Rdsch. *37*.

– (1949b): *Stratigraphie und Paläogeographie des Tertiärs nördlich von Basel.* Z. dt. geol. Ges. *101*/2.

– (1955): *Bohnerz und präeozäne Landoberfläche im Markgräflerland.* Jh. geol. Landesamt Baden-Wurtt. *1*, 267–299.

TOPOGRAPHISCHE KARTEN

Bl. 1065, 1066, 1085, 1086. Blätter der Landeskarte der Schweiz, 1:25000 (Carte nationale de la Suisse). Topographische Karte der Schweiz, 1:100000. Bl. Porrentruy.

GEOLOGISCHE KARTEN

Herausgegeben von der Schweizerischen Geologischen Kommission: Geologische Generalkarte der Schweiz, 1:200000.
Bl. 1. Neuchâtel.
Bl. 2. Basel–Bern.
Geologische Karte der Schweiz, 1:100000: Flle 7. Porrentruy–Solothurn, par L. ROLLIER et E. KISSLING, 2e éd. 1904.
Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25000:
Bl. 92–95. Movelier–Soyhières–Delémont–Courrendlin, 1930 (Nr. 1).
Bl. 96–99. Laufen–Bretzwil–Erschwil-Mümliswil, 1936 (Nr. 3).
Bl. 1066. Rodersdorf, 1965 (Nr. 49).
Bl. 1085. St.-Ursanne, 1963 (Nr. 40).

GEOLOGISCHE SPEZIALKARTEN

Nr. 77. A. GUTZWILLER und E. GREPPIN: Geologische Karte von Basel. Erster Teil: Gempenplateau und unteres Birstal, 1:25000, 1916.
Nr. 83. A. GUTZWILLER und E. GREPPIN: Geologische Karte von Basel. Zweiter Teil: SW-Hügelland und Birstal, von A. GUTZWILLER, 1:25000, 1917.
Tektonische Karte der Blauen- und Landskronkette. P. BITTERLI, 1:25000, 1940–1943, in: Geologie der Blauen- und Landskronkette südlich Basel. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz [NF] *111*, 1945.
Carte géologique de la France:
Nr. 114. Montbéliard, 1:80000, 1930.
Nr. 115. Ferrette, 1:80000, 1885.
Nr. 126. Besançon, 1:80000, 1880.
Flle 37/22. Ferrette, 1:50000, 1934.
Geologische Spezialkarte von Baden:
Nr. 152. Lörrach, 1952.
Geologische Übersichtskarten von Deutschland:
Geologische Karte des Deutschen Reichs in 27 Blättern. Bl. 25. Mülhausen i. E., 1:500000, von RICHARD LEPSIUS, 1892.
Geologische Übersichtskarte von Württemberg und Baden, dem Elsass, der Pfalz und den weiterhin angrenzenden Gebieten. C. und K. REGELMANN, 1919, 1:600000.

ANHANG

Sedimentpetrographische Untersuchungen an den Vogesensanden, Vogesenschottern und Sundgauschottern

Von Franz Hofmann (Neuhausen am Rheinfall)

Mit 5 Tabellen

EINLEITUNG

Die neue geologische Bearbeitung der pliozänen Vogesensande, Hipparionsande, Vogesenschotter und Sundgauschotter im nordwestlichen Schweizer Jura, in der Ajoie und im Sundgau (Elsass) durch H. Liniger gaben Anlass zu einer sich erfreulich und fruchtbar entwickelnden Mitarbeit des Verfassers auf sedimentpetrographischem Gebiet. Die gewonnenen Untersuchungsresultate mögen zur Illustration und Dokumentation der Untersuchungen von H. Liniger dienen. Sie halfen mit, zahlreiche Probleme zu klären und die teilweise komplizierten Herkunftsverhältnisse der Vogesensande, Vogesenschotter und Sundgauschotter zu analysieren.

Methodische Hinweise

Untersucht wurden in erster Linie die Karbonatgehalte und die Schweremineralführung, in mehreren Fällen auch die Leichtmineralverhältnisse der Sande oder der Sandfraktion der Schotter. Die Schwereminералangaben beziehen sich auf die Fraktion 0,06–0,4 mm, die Leichtmineraldaten auf jene zwischen 0,09 und 0,15 mm ohne Karbonatkörner und Glimmer (in Anlehnung an die Vorschläge von H. Füchtbauer 1958). Die Karbonatgehalte gelten immer für die Sandfraktion. Granat ist in Prozenten sämtlicher ausgezählten Schwereminералien ausgedrückt, die übrigen Schwereminералien sind Prozente des Schwereminералanteils ohne Granat.

Vergleichende Untersuchungen an vorpliozänen jurassischen Tertiärsanden

Vorpliozäne Molassesande kommen vor allem für die Vogesensande als Aufarbeitungsmaterial in Frage, während sie an den etwas jüngeren Vogesenschottern nur sehr schwach und an den Sundgauschottern überhaupt nicht beteiligt sind. In erster Linie kommt die Molasse alsacienne (mehr oder weniger Chattien, alpin) in Betracht, in geringerem Umfang die Sedimente der Juranagelfluhschüttungen (obere Süsswassermolasse, nichtalpin), und untergeordnet wurden auch die einstmals offenbar über ein weites Gebiet vorhandenen Ablagerungen der oberen Meeresmolasse aufgearbeitet.

Für die Molasse alsacienne (vorwiegend Sande) ist Probe 1 durchaus repräsentativ. Es handelt sich um fluviatiles Material, das von einer *chattischen Thunerseeschüttung* geliefert wurde, zu einer Zeit, da noch eine Entwässerung aus dem schweizerischen Molassebecken über das Gebiet des heutigen Delsberger Beckens und die Ajoie und auch über das Laufenbecken nach der oberrheinischen Tiefebene bestand (A. von Moos 1935, H. Füchtbauer 1958). Kalk dominiert immer bei weitem über Dolomit. Glimmer ist stets deutlich vorhanden. Auffallend sind der wesentliche Epidotgehalt und die blauen Hornblenden. Damit gibt sich diese chattische Schüttung als Vorläuferin der Napfschüttung im oberen Teil der unteren Süsswassermolasse zu erkennen, die sich dann ganz besonders in der oberen marinen Molasse und in der oberen Süsswassermolasse entwickelte (vgl. Tab. 5a). Im Gegensatz zu diesen späteren Schüttungsphasen

treten aber im Chattien als charakteristische Schwereminerallen Topas und Andalusit auf, wie sie für die Graupensandschüttungen der oberen marinen Molasse (A. VON MOOS 1935, U. P. BÜCHI und F. HOFMANN 1960) so typisch sind.

Die Juranagelfluhschüttungen (Proben 2 und 3) sind nichtalpin, sondern bezogen ihr Material vom mesozoischen Deckgebirge des Schwarzwaldes und der Vogesen. Kennzeichnend für diese Schüttungen sind der hohe Zirkon-Rutil-Gehalt. Die auftretenden Epidote, Topase und Andalusite lassen sich aus in geringer Menge aufgearbeiteter älterer Molasse, vor allem aus der oberen Meeresmolasse, ableiten. Bezeichnenderweise führt Probe 2 deutlich Grobsand, der nur aus der oberen marinen Molasse stammen kann (Helvétien-Burdigalien). Sonst stimmen diese Juranagelfluhsedimente durchaus mit jenen der analogen Schüttungen im Gebiet Schaffhausen-Hegau überein (F. HOFMANN 1958).

Vogesensande und -schotter

Das Einzugsgebiet der Flüsse, die die pliozänen Vogesensande und -schotter lieferten, lag im Grundgebirge der Vogesen. Für die geologischen Gesichtspunkte sei auf die Untersuchungen von H. LINIGER (1925, 1962, 1963, 1964) und auf die darin zitierte Literatur verwiesen. Die geröllarmen oder -freien Vogesensande sind fossilbelegt pontisch. Die eigentlichen V.-Sch. überlagern diese Sande und könnten einem etwas jüngeren Abschnitt des Pliozäns entsprechen.

Typisch für die V.-Sch. sind vor allem folgende Geröllarten: rote und graue Porphyre, Lydite, Grauwacken und Buntsandstein.

Die Analysen der Sandfraktionen sind in Tab. 2a zusammengestellt. Reines Vogesenmaterial ist granatarm, epidotfrei und führt wohl schon primär kein Karbonat. Kennzeichnend ist hingegen der hohe Zirkongehalt. Fast oder ganz reinrassig sind die Proben 4 und 5 (Vogesensande), die aus der nördlichen Ajoie (Lugnez) stammen. Probe 4 ist sekundär ganz schwach mit Sundgauschottermaterial infiziert.

Die schüttungsferner entnommenen Proben (Bois de Robe) von Vogesensanden zeigen teilweise massive Aufarbeitung von Molasse alsacienne (Probe 6), was sich in einem entsprechenden Karbonatgehalt äussert, ausserdem im bedeutenden Epidotanteil und nicht zuletzt im Auftreten von mehr Granat, Apatit und bezeichnenderweise blauen Hornblenden, Topas und Andalusit. Probe 8 ist ein Vogesensand aus dem Bois de Robe, dessen Anteil an aufgearbeitetem Material sehr gering ist.

Die Proben 7 und 10 sind eigentliche aufgearbeitete Gerölle aus Sandstein der Molasse alsacienne.

In den Proben 9 und 11 dominiert wieder das Vogesenmaterial; es handelt sich in diesen Fällen um typische V.-Sch., die im Bois de Robe die Vogesensande überlagern.

Etwas abweichenden Charakter zeigen die Proben 12 und 13 von Bonfol. Es sind arkoseartige Sande mit viel weissem Bindeton, meist sogar sandige Tone. Der weisse Ton ist jedoch nicht kaolinitisch, wie oft angenommen wird, sondern illitisch. Ein Vergleich mit den Heubergschottern am südwestlichen Schwarzwaldrand (vgl. Tab. 3a), die zwar makroskopisch gleichartigen Charakter haben, zeigt aber deutliche sedimentpetrographische Unterschiede: Die Sande von Bonfol führen im Gegensatz zu den Heubergsanden erheblich Staurolith und Disthen, ebenso mehr Quarz und weniger Feldspat. Gleiche Herkunft ist deshalb unwahrscheinlich. Vielmehr müssen

die Sande von Bonfol aus den Vogesen stammen. Die Übereinstimmung mit den typischen Vogesensanden (Proben 4 und 5) ist offensichtlich. Immerhin muss ein etwas spezielleres Einzugsgebiet angenommen werden.

Heubergschotter und -sande

Für Vergleichszwecke gibt Tab. 3a Daten der Heubergschotter. Es handelt sich um Ablagerungen, deren Einzugsgebiet in einem offenbar betont granitischen Kristallin des Schwarzwaldes lag. Die Vorkommen liegen S Kandern, etwa 17 km NNE Basel.

Wie bei den Sanden von Bonfol sind die auftretenden Sandlagen des Heubergebietes meist grob, arkoseartig und stark verwittert, aber das weissliche Bindemittel ist auch hier kein Kaolin, was gewisse paläoklimatologische Rückschlüsse erlaubt (keine tropisch-humiden Auslaugungsbedingungen, wie bei den Huppererden; vgl. F. HOFMANN 1958).

Es ist durchaus naheliegend, diese Heubergablagerungen als schwarzwäldisches Äquivalent der Vogesenschotter zu interpretieren, insbesondere bei einem Vergleich mit den sehr ähnlichen Sanden von Bonfol und in Übereinstimmung mit O. WITTMANN (1948). E. RUTTE (1950) postulierte obermiozänes Alter (Juranagelfluh), was aber aus materialmässigen Gründen nicht in Betracht kommen kann.

Sundgauschotter

Die jüngeren S.-Sch. sind von den V.-Sch. völlig verschieden und rein alpiner Herkunft. Die lange Exposition hat sie praktisch immer völlig entkalkt. Dieser Auslaugungsprozess dürfte einen erheblichen Teil nichtresistenter Gerölle eliminiert haben. Geblieben sind als wichtigste Komponenten: weisse, stark zersetzte Granite (epidotführend, Probe 16), Gangquarze, Sandsteinquarzite, verrukanoartige Gesteine, Ölquarzite, ausgelaugte kieselige Kalke, Radiolarite, Flyschsandsteine.

Tab. 4a zeigt sedimentpetrographische Daten der Sandfraktionen und eines stark zersetzten Granitgerölls (Riespach), das Epidote führt, wie sie auch in den Sanden als dominierendes Schwereremineral auftreten. Probe 20 entstammt einem Vorkommen mit auch geröllmässig starker Aufarbeitung liegender V.-Sch.

Der geringe Granat- und der hohe Epidotgehalt lassen zusammen mit den nie fehlenden blauen Hornblenden eine *Identität mit der Napfschüttung* der oberen Süsswassermolasse (? auch älterer Phasen) erkennen, die nichts zu wünschen übrig lässt. Als Vergleich dazu diene Tab. 5a mit entsprechenden Angaben von Sanden aus dem Napfschuttfächer. Andalusit und Topas fehlen darin im Gegensatz zu den Sanden der Molasse alsacienne, Apatit ist relativ selten. Es ergibt sich daraus mit Sicherheit, dass die Sundgauschotter zu einem wesentlichen Teil umgelagerte Nagelfluhen der jüngeren Napfschüttungen darstellen (obere marine und obere Süsswassermolasse), doch sind auch jüngere Beiträge, aus dem Einzugsgebiet der pliozänen Aare, anzunehmen. Beim Vergleich der Tab. 4a und 5a ist auch der erheblich stärkere Verwitterungsgrad der Sundgauschotter in Rechnung zu stellen.

Sicheres zugemischtes Rheinmaterial (Einzugsgebiet Ostschweiz) konnte nicht nachgewiesen werden. Es müsste u.a. einen wesentlich höheren Granatgehalt ergeben.

Diskussion der Untersuchungsergebnisse

Die Vogesensande sind fossilbelegt pontischen Alters. Die südlicheren Vorkommen (Delsberger Becken: Bois de Robe) enthalten teilweise sehr viel aufgearbeitetes Molassematerial, besonders Molasse alsacienne, während die äquivalenten nördlicheren Vorkommen, die dem vogesischen Einzugsgebiet näher gelegen sind, viel reiner sind und praktisch nur Vogesenmaterial führen.

Über den Vogesensanden wurden die etwas jüngeren eigentlichen Vogesenschotter abgelagert, in deren Sandanteil auch in den südlichen Vorkommen (Bois de Robe) das Vogesenmaterial dominiert. Dies ist auf die grössere Transportkraft der entsprechenden, viel Geröll führenden Flüsse zurückzuführen.

Ein altermässiger Vergleich der V.-Sch. und -sande mit den alpinen Tannenbergschottern NW von St. Gallen (F. HOFMANN 1957) drängt sich auf. Auch sind übrigens die unteren Partien vorwiegend sandig, die höheren Anteile betont konglomeratisch ausgebildet.

Die S.-Sch. entstammen einer aus dem Napfgebiet herzuleitenden Beschotterung des südlichen Elsass mit rein alpinem Material. Im Bereich der direkten Verbindungslinie zwischen Herkunftsgebiet (Napfschuttfächer) und Ablagerungsraum (Sundgau), d.h. im Gebiet des Kettenjuras der Umgebung des Delsberger Beckens, wurden bis anhin keinerlei Äquivalente gefunden. Es ist wahrscheinlich, dass die Entstehung der S.-Sch. ins jüngere Pliozän fiel. Das Material wäre durch Flusstransport über den in Entstehung begriffenen oder bereits vorhandenen, aber durch die Erosion noch lange nicht zum heutigen Zustand blossgelegten östlichen, d.h. aargauischen, Kettenjura via Basel in den Sundgau verfrachtet worden. Dem Geröllbestand und den übrigen sedimentpetrographischen Daten entsprechend konnte aber zu jener Zeit noch kein rheinischer Zufluss vom Bodenseegebiet her via Hochrhein existiert haben. Anderseits muss das kurzfristig vorhanden gewesene Aare-Donau-Entwässerungssystem (O. MANZ 1934) etwas älteren Datums sein. Diesbezügliche Untersuchungen sind im Gange und werden in absehbarer Zeit publiziert werden können.

Tab. 1a. Sedimentpetrographische Daten typischer jurassischer Molassevergleichsproben

	1	2	3		1	2	3
Kalk	37	68	88	Staurolith	14	8	12
Dolomit	–	1	–	Disthen	4	+	2
Gesamtkarbonatgehalt	37	69	88	Apatit	18	9	2
Quarz	56	–	89	Zirkon	12	53	63
Feldspat	12	–	3	Rutil	6	17	10
Chalcedon	1	–	2	Hornblende (blau)	2	–	–
Gesteinsbruchstücke	31	–	6	Turmalin	3	4	6
Granat	29	5	7	Topas	+	–	+
Epidot	34	8	5	Andalusit	+	+	+
Zoisit	7	+	–				

1 Molasse alsacienne, Südgraben, Roppentzwiller (Elsass) [5]*).
2 Juranagelfluh [9], Sandlinse, Grube S P. 602 SW Dangeren (SW Tenniken, Baselland).
3 Juranagelfluh, Sand, SW Montfaucon (Freiberge) [8].

*) In allen Tabellen von Anhang I beziehen sich die eckig eingeklammerten Ziffern auf diejenigen in Tab. 3 der Hauptarbeit.

Tab. 2a. Sedimentpetrographische Daten von Vogesenschottern und -sanden

	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Kalk	–	–	20	41	–	–	14	–	–	–
Dolomit	–	–	–	+	–	–	2	–	–	–
Gesamtkarbonat	–	–	20	42	–	–	16	–	–	–
Quarz	–	58	57	59	44	37	35	45	–	67
Feldspat	–	15	12	9	5	11	9	10	–	14
Chalcedon	–	3	+	+	+	+	+	2	–	2
Gesteinsbruchstücke	–	24	31	32	51	52	55	43	–	17
Granat	3	+	23	35	7	6	25	2	–	–
Epidot	2	–	22	27	10	3	23	4	–	–
Zoisit	–	–	+	+	2	1	+	+	–	–
Staurolith	5	2	11	6	3	8	14	+	5	12
Disthen	2	+	2	+	2	3	+	+	+	2
Apatit	–	–	16	30	14	15	30	21	–	–
Zirkon	77	86	41	18	58	58	24	67	77	74
Rutil	3	12	4	5	7	5	4	5	15	8
Hornblende (blau)	–	–	+	+	–	–	+	–	–	–
Turmalin	11	+	3	+	4	6	4	2	3	4
Topas	–	–	+	–	–	+	–	+	–	–
Andalusit	–	–	+	+	+	+	+	+	–	–

4 Reiner Vogesensand (mit Hipparion gracile), 500 m E Lugnez (Ajoie) [15].
5 Reiner Vogesensand, Liegendes von 4 [16].
6 Vogesensand mit aufgearbeiteter Molasse alsacienne. Lieu Galet, Bois de Robe (Berner Jura) [17].
7 Aufgearbeitete Knollen von Molasse alsacienne in Vogesensanden. Lieu Galet, Bois de Robe (Berner Jura) [18].
8 Vogesensand mit aufgearbeiteter Molasse alsacienne. Liegendes von 6. Lieu Galet, Bois de Robe (Berner Jura) [19].
9 Vogesenschotter mit wenig aufgearbeiteter Molasse alsacienne. Neufs Champs, Bois de Robe (Berner Jura) [20].
10 Geröllchen aus Sandstein der Molasse alsacienne in 9.
11 Vogesenschotter, S P. 625, E Lieu Galet, Bois de Robe (Berner Jura) [23].
12 Arkoseartiger, feiner Sand in weissem Ton. Grube der Geigy AG, Bonfol [49].
13 Grobsandiges Material, wie 12 [50].

Tab. 3a. Sedimentpetrographische Daten von typischen Sanden aus dem Ablagerungsgebiet der Heubergschotter, Kandern, Südbaden [29, 30]

	14	15		14	15
Kalk	–	–	Staurolith	–	
Dolomit	–	–	Disthen	–	–
Gesamtkarbonat	–	–	Apatit	+	2
Quarz	45		Zirkon	91	87
Feldspat	21		Rutil	6	8
Chalcedon	3		Hornblende	–	–
Gesteinsbruchstücke	31		Turmalin	3	3
Granat	–	–	Topas	–	–
Epidot	–	–	Andalusit	–	–
Zoisit	–	–			

Tab. 4a. Sedimentpetrographische Daten von Sundgauschottern

	16	17	18	19	20
Kalk	–	–	–	–	–
Dolomit	–	–	–	–	–
Gesamtkarbonat	–	–	–	–	–
Quarz	–	50	59	77	–
Feldspat	–	12	13	1	–
Chalcedon	–	–	2	10	–
Gesteinsbruchstücke	–	38	26	12	–
Granat	4	3	3	+	–
Epidot	52	83	86	93	18
Zoisit	–	+	3	+	–
Staurolith	–	2	2	2	9
Disthen	–	1	+	–	4
Apatit	–	–	–	+	–
Zirkon	44	13	5	+	63
Rutil	4	1	4	3	13
Hornblende (blau)	–	+	+	+	+
Turmalin	–	+	+	2	–
Topas	–	–	–	–	–
Andalusit	–	–	–	–	–

16 Weisser verwitterter Granit als Geröll im Sundgauschotter, Grube Riespach, 1,5 km SW Waldighofen (Sundgau) [36].
17 Reiner Sundgauschotter, Knöringen (Sundgau), 15 km W Basel [1].
18 Reiner Sundgauschotter, Seppois-le-Bas (Sundgau)-Basis [37].
19 Sandlage im obern Teil von 18, Seppois-le-Bas [38].
20 Sundgauschotter mit aufgearbeitetem Vogesenschotter, Grube an der Strasse Pfetterhouse–Courtavon (Nord-Ajoie) [35].

Tab. 5a. Sedimentpetrographische Daten von drei typischen Sandsteinen der Oberen Süsswassermolasse des engeren Napfgebietes (sed.-petr. A. HOFMANN)

	21	22	23		21	22	23
Kalk	44	51	41	Staurolith	–	–	–
Dolomit	+	1	1	Disthen	–	–	–
Gesamtkarbonat	44	52	42	Apatit	8	2	2
Quarz	61	64	63	Zirkon	+	+	+
Feldspat	16	16	9	Rutil	+	1	1
Chalcedon	2	+	1	Hornblende (blau)	+	+	+
Gesteinsbruchstücke	21	20	27	Turmalin	+	+	+
Granat	10	3	6	Topas	–	–	–
Epidot	86	82	87	Andalusit	–	–	–
Zoisit	5	15	11				

LITERATUR

BÜCHI U. P., HOFMANN F. (1960): *Die Sedimentationsverhältnisse zur Zeit der Muschelsandsteine und Grobkalke im Gebiet des Beckennordrandes der Oberen Meeresmolasse zwischen Aarau und Schaffhausen.* Bull. Verein. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. *27*, 72.

FÜCHTBAUER H. (1958): *Die Schüttungen im Chatt und Aquitan der deutschen Alpenvorlandsmolasse.* Eclogae geol. Helv. *51*/3.

HOFMANN F. (1957): *Pliozäne Schotter und Sande auf dem Tannenberg bei St. Gallen.* Eclogae geol. Helv. *50*/2.

– (1959): *Zusammenhänge zwischen Entstehungsbedingungen und Beschaffenheit toniger Sedimente mit gleichartigem Ausgangsmaterial an einem Beispiel aus dem Tertiär des Kantons Schaffhausen (Schweiz).* Eclogae geol. Helv. *51*/3.

LINIGER H. (1925): *Geologie des Delsberger Beckens und der Umgebung von Movelier.* Beitr. Geol. Karte Schweiz [NF] *109*.

– (1963a): *Geologische Beobachtungen in der Ajoie (Berner Jura).* Regio basil. *4*.

– (1963b): *Zur Revision des Pontien im Berner Jura.* Eclogae geol. Helv. *56*/1.

– (1964a): *Sundgauschotter in der nördlichen Ajoie.* Regio basil. *5*, 1.

– (1964b): *Beziehungen zwischen Pliozän und Jurafaltung.* Mit sedimentpetrographischen Analysen von F. HOFMANN. Eclogae geol. Helv. *57*, 1.

MANZ O. (1934): *Die Uraare als Oberlauf und Gestalterin der pliozänen oberen Donau.* Hohenzollersche Jahreshefte *1*.

RUTTE E. (1950): *Über Jungtertiär und Altdiluvium im südlichen Oberrheingebiet.* Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br. *40*.

WITTMANN O. (1948): *Die umstrittenen Wanderblöcke der Umgebung von Lörrach.* Mitt. bad. geol. Landesanst.

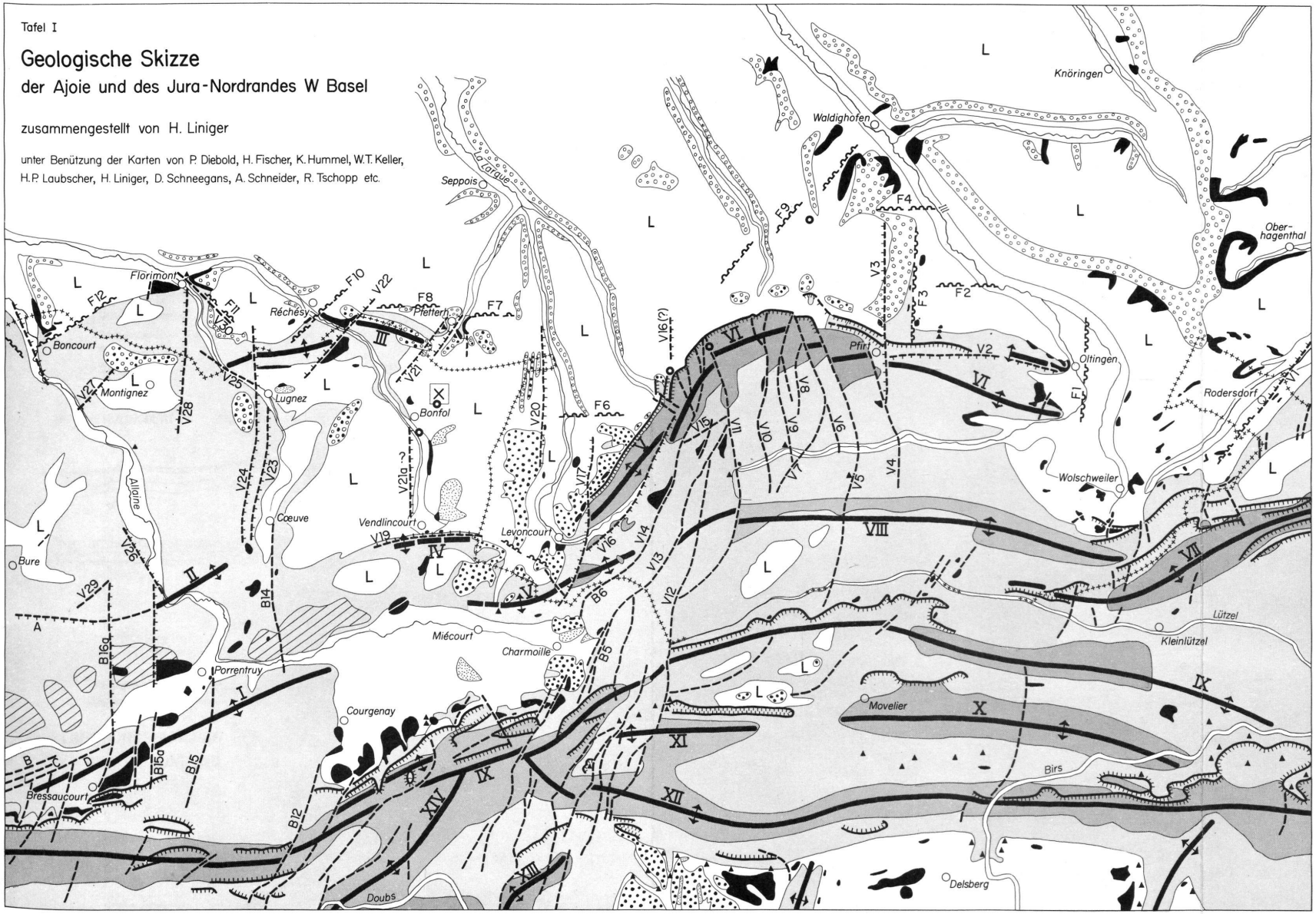
Tafel I

Geologische Skizze

der Ajoie und des Jura-Nordrandes W Basel

zusammengestellt von H. Liniger

unter Benützung der Karten von P. Diebold, H. Fischer, K. Hummel, W.T. Keller, H.P. Laubscher, H. Liniger, D. Schneegans, A. Schneider, R. Tschopp etc.



Legende

- Holozän und Quartär
- L — Lehme aller Art
- Gebleichte Erden (weisse Serie). Mittel-Oberpliozän, im Quartär versackt. Bohrgebiet NE Bonfol
- Sundgauschotter, Oberpliozän-Altpleistozän
- Mischschotter aus Sundgaukies und Vogesengeröllen
- Vogesenschotter, Mittelpliozän
- Hipparionsand, Pontien
- Oligozän
- Eozän
- Portland und Virgulamergel
- Uebriger Malm und Oxford
- Dogger, Lias und Keuper
- Antiklinalachsen
- V B — Brüche (nummeriert)
- Überschiebungen
- F — Flexuren (nummeriert)
- Tiefbohrungen
- Landesgrenze

0 1 2 3 4 5 km

1:125000

GEOLOG. PROFILE JURA-N-RAND

QUARTÄR UND TERTIÄR

- Sundgauschotter
- Vogesenschotter
- Vogesensande, Pontien
- Chattien
- Rupélien
- Sannoisien

DOGGER

- Callovien
- Ob. Hauptrogenstein
- Unt. Hauptrogenstein etc.
- Opalinuston
- Lias

B Bohrung

Bruch

Überschiebung

Flexur

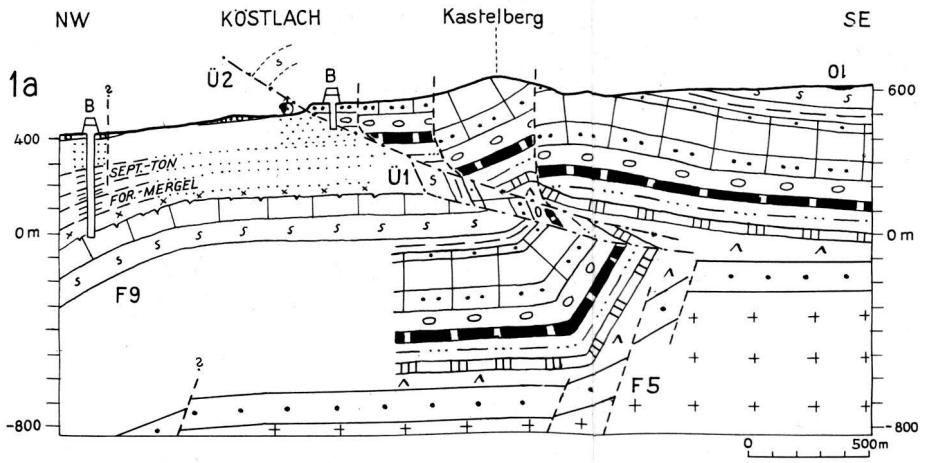
MALM

- Ob. Kimmeridgien
- Unt. Kimmeridgien
- Sequanien
- Rauracien
- Oxfordien

TRIAS UND ÄLTERES

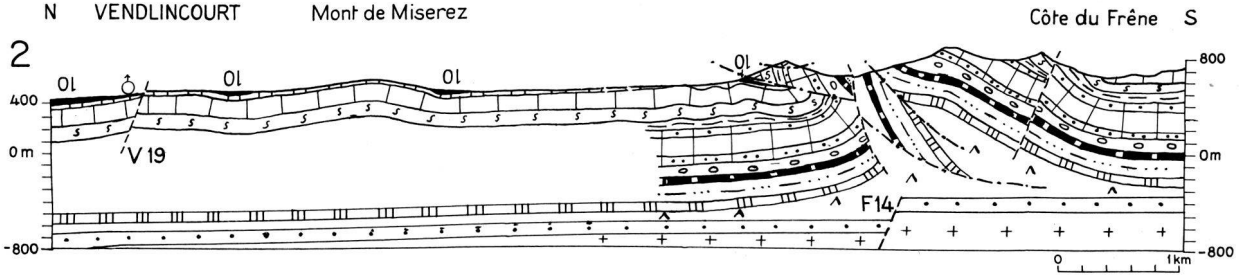
- Keuper
- Hauptmuschelkalk
- Unt. Trias
- Perm
- Grundgebirge

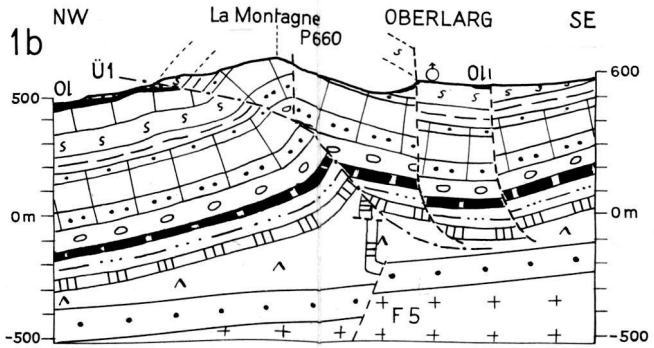
ZWEI PROFILE DURCH DIE BÜRGERWALD-ANTIKLINALE W

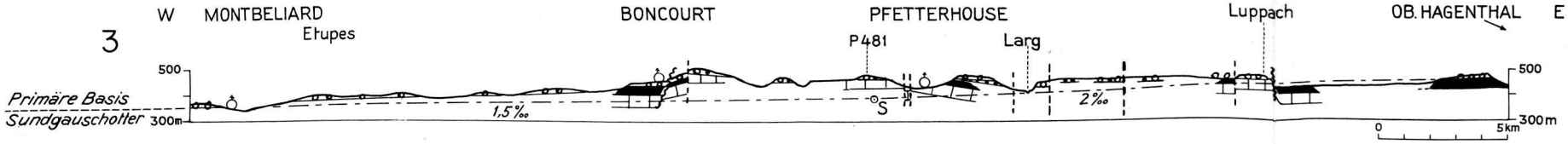


S-AJOIE UND MT. TERRI-ANTIKLINALE

(nach R. Tschopp (Profil 18), ergänzt)







AUFLAGERUNGSFLÄCHEN DER SCHOTTER IM SUNDGAU

