

ZUR GESCHICHTE UND GEOMORPHOLOGIE DES NORDSCHWEIZERISCHEN JURAGEBIRGES

HANS LINIGER

Mit 3 Abbildungen

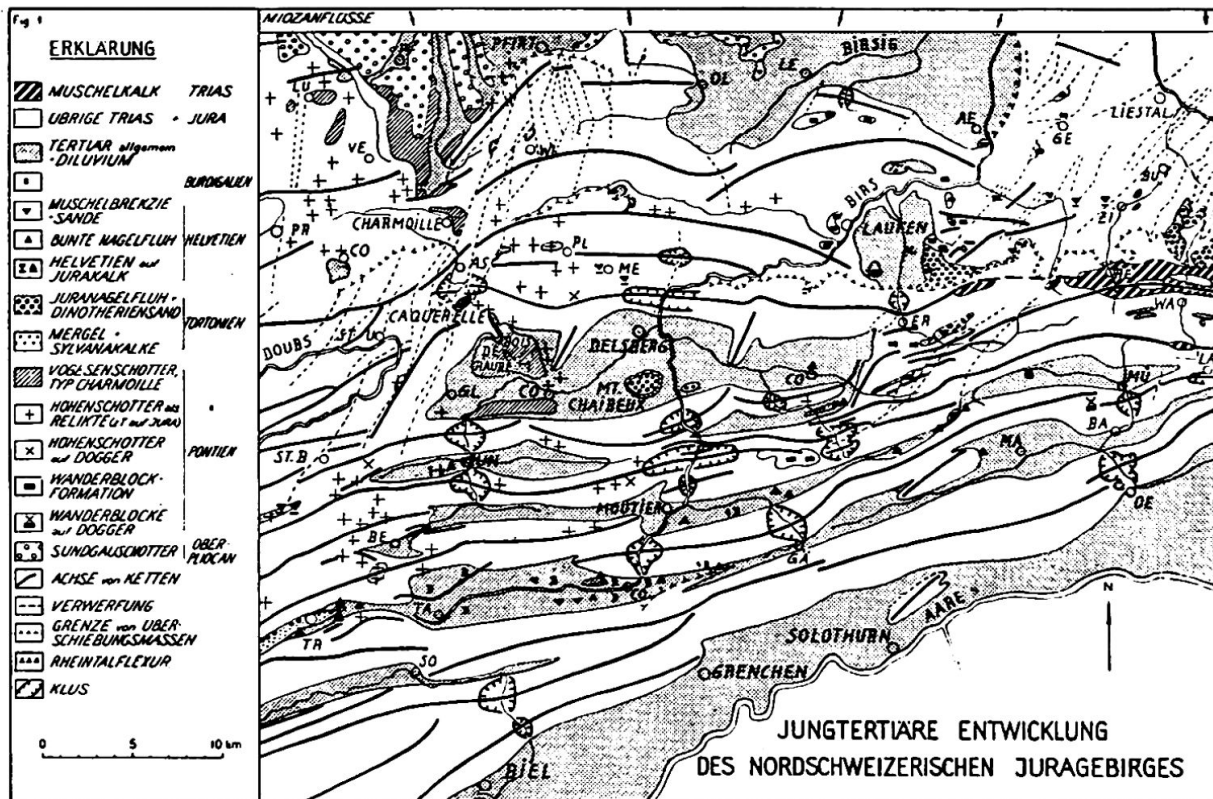
Nachdem der Basler und Berner Jura lückenlos durch geologische Aufnahmen 1:25 000 von Basel bis in die Freiberge erforscht wurden, nachdem durch zwei große Tunneldurchstiche Licht in den innern Aufbau der großen Ketten fiel¹², nachdem durch mehrere neue Arbeiten auch die morphologischen Verhältnisse weitgehend abgeklärt werden konnten^{49, 42, 20}, ist der Zeitpunkt für eine Synthese gekommen. Zwei morphologische Probleme sind noch umstritten: die Entstehung der imposanten Faltenquertäler (Klusen), sowie Bildung und Datierung der Einebnungsfläche an der Wende des Miozäns zum Pliozän. Da beide Fragen in enger Beziehung zum Gang der Auffaltung stehen, so soll im folgenden die Tertiärsedimentation genau untersucht werden, wobei ich mich auf das Miozän beschränke; die Einbeziehung des Oligocäns würde den Rahmen der Arbeit sprengen.

Vorerst sei das Werden der Landschaft seit der Eozänzeit kurz umrissen, wobei auf ähnliche Darstellungen wie diejenige von VOSSELER⁵¹ verwiesen sei. Seit dem Zurückweichen des Kreidemeeres aus dem s Juragebiet bestand in Mitteleuropa ein Festland, dessen Verwitterungsprodukte uns in den eozänen Hupper-Quarzsanden, den Roterden (Bolus) mit Eisenkonkretionen (Bohnerz), Süßwasserkalken und eozänen Konglomeraten erhalten geblieben sind. Es entwickelte sich eine Fastebene, die vom Schweizer Mittelland gegen den Schwarzwald-Vogesenhorst schwach anstieg. In der nachfolgenden Oligozänzeit zerbrach die alte Fastebene, sodaß durch den neu gebildeten Rheintalgraben das Meer von N her eindringen konnte und in einer breiten Senke, die quer durch den Jura verlief — Raurachische Senke nach BAUMBERGER⁶ — seine Spuren hinterließ, w der großen Rheintalflexur, die von Basel südwärts noch bis Äsch erkennbar ist (Fig. 1). Die marine und brackische Molasse süßte sich im Oberstampien aus und es kam zur Bildung eines jurassischen Süßwasserkalks, des Delsbergerkalks, auch Delémontien genannt, der eine Sedimentationsphase abschloß. Im Früholigozän war der Rheintalgraben eingebrochen, wobei sich Begleitbrüche aller Art bildeten, die weit nach S in das Gebiet des spätern Kettenjuras reichten (Fig. 1); vor Mitteloligozän war das Gebiet der Ajoie zu einer oligozänen Fastebene gewandelt worden. Ablagerungen des Oberoligozäns erscheinen nur am Jurasüdfuß und zwar in großer Mächtigkeit; es bestand also in der Aquitanzeit im Jurainnern eine Sedimentationslücke.

Die neu heranrückenden Miozänmeere hinterließen im Burdigalien in den südlichsten Juramulden Molasse grise und Muschelsandstein, im Helvetien eine n Strandlinie (Tenniken-Ziefen-Mettemberg-Montfaucon) mit Muschelbrekzien auf Malm und eine südliche Nagelfluhlinie auf Tertiär. Sie ist als bunte Nagelfluh oder poudingue polygénique bekannt und stammt zum Teil von N, z. T. von den Alpen. Ebenfalls von N müssen die Juranagelfluh und die Dinotheriensande, beides tortonische Bildungen kommen, wodurch eine Heraushebung der Vogesen-Schwarzwald-Horste dokumentiert wird. Im Tafeljura ist die Juranagelfluh vergesellschaftet mit roten Landschneckenmergeln mit *Helix silvana*, einem Aequivalent der Silvanahorizonte Südschwabens. Im W stellt BAUMBERGER²⁵ die Süßwasserkalke mit *Melania Escheri* (*Brotia Escheri*) in denselben Horizont, obschon WENZ dieses Niveau im Mainzerbecken dem jüngern Sarmatien zuzählt⁵³. Im Bernerjura schließen sich die Melanienkalke und die tortonischen Flußbildungen aus, was für Gleichaltrigkeit sprechen könnte.

Typisch jünger sind die Vogesenschotter von Charmoille und des Bois de Raube bei Delsberg, seitdem HUMMEL²⁷ von Charmoille eine Pontienfauna mit *Hipparion gracile* Kaup und *Dinotherium giganteum* Kaup beibringen konnte. Diese für die Jurafragen ausschlaggebende Datierung scheint neuerdings ins Schwanken zu geraten, seit TOBIEN⁴⁵ in den sarmatischen Öhningerschichten des Hegau *Hipparion gracile* feststellte. Nun liegen aber im Mainzerbecken und in der Wetterau die Dinotheriensande mit der Unterpliozänfauna von Eppelsheim über den Congerienschichten, die im Wienerbecken ebenfalls zum Pontien (Pannon) gestellt werden⁴⁰. SCHAFFER zitiert *Hipparion*funde aus dem untern und obern Pannon, wodurch sich auch dort zwei Horizonte des Pannon (= Congerienschichten) mit *Hipparion* ergeben. Bis zur Revision der Gattung *Hipparion*, die das Leitfossil des europäischen Unterpliozäns ist, und der damit verbundenen Gesamtrevision der Grenze des Sarmat und des Pontien (Unterpliozän) lasse ich die Charmoillekiese beim Pontien und rechne die ebenfalls *Hipparion* — führenden Hegautuffe zum Sarmatien, obschon auch BUXTORF die Möglichkeit der Verlegung der Charmoilleschotter in eine etwas ältere Stufe in Betracht zieht¹⁸.

Ungeklärt ist die Altersfrage der Quarzitschotterrelikte, die man vielfach auf den Höhen des Juras trifft. Im W sind sie unter dem Namen Höhenschotter beschrieben; im Laufenbecken hat KOCH sie Wanderblockformation genannt. RUTTE³⁸ hat letztere der Juranagelfluh und damit dem Torton zugewiesen; nachdem nun aber WITTMANN⁵⁴ die Heubergschotter bei Kandern dem Pontien



gleichstellt, ist die Wahrscheinlichkeit wieder größer, daß sie doch zum Unterpliozän gehören. WITTMANN hat übrigens bei Lörrach n Basel tortonische Konglomerate glaubhaft gemacht; sie gleichen der Wanderblockformation keineswegs.

Folgende Gründe bewegen mich, die umstrittenen Höhenschotter, die für die Datierung der Faltungphasen des Gebirges wichtig sind, den pontischen Charmoillesanden gleichzustellen: Sie kommen auch da vor, wo weder Juranagelfluh noch Helvetien abgelagert wurden; sie begleiten randlich die Charmoilleskiese²⁰, was ERZINGER in der Ajoie überzeugend nachwies, sie zeigen die typischen Schlagfiguren wie die Vogesenschotter, sie haben überall Verkieselungserscheinungen, Bleichungen und sind mit Brauneisenkonkretionen behaftet und vergesellschaftet, wie übrigens die Wanderblöcke auch. Erst Fossilfunde könnten die Altersfrage dieser Quarzschotterrelikte definitiv lösen.

Eine neue Theorie der Klusenentstehung.

Eine eingehende Darstellung der Juraklusenformen, ihrer Entstehungstheorien und ihrer Literatur findet sich in HEIMS Geologie der Schweiz, Band I²⁰. THURMANN führte den Namen Kluse (mittel-lateinisch clusa = Engpaß) ein, woran WYSS erinnerte⁵⁵. STUDER und GRESSLY erklärten ihre Entstehung durch vulkanische Risse; später wurden rein erosive Vorgänge wie Rückwärtserosion oder tektonische Bedingtheiten der Kettendurchbrüche in Betracht gezogen. Gewiß gibt es auch Klusen, die an bedeutenden Querstörungen entstanden, wie im Waadtländerjura. A. HEIM stellt sich auf die Seite derjenigen, die z. B. in den bekannten Birsklusen, die mehrere Falten direkt queren, ein angedeutetes Stromsystem erblickten; er faßt die Urbirs auf als entstanden nach der Jurafaltung im Pliozän, die von der ersten (und höchsten) Jurakette im S nach N abgeflossen sei. ELBER¹⁹, der letzte Bearbeiter der Juraklusen bei Moutier, meinte, daß eher ein Fluß aus dem N die Klusen geschaffen hätte, wobei er zwei Jurafaltungen voraussetzte. Neuerdings dachte R. STAUB auch an alpine Flüsse, die das Mittelland und das Gebiet des spätern Jura gequert hätten, die für die Klusenanlage verantwortlich sein könnten⁴⁴.*

Im folgenden sei nun versucht, die Frage durch das Studium der Tertiärschichten und der tertiären Erosionen zu lösen.

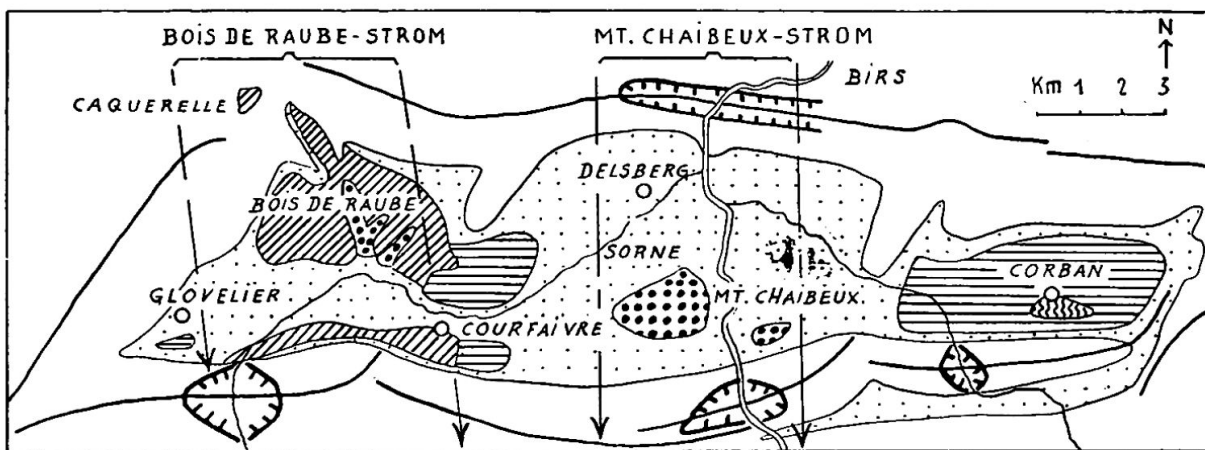
Begeben wir uns zuerst auf den Hügel Mont Chaibeux s Delsberg. Dort fehlt die auffallende Tafel der stampischen Delsbergerkalke (Fig. 2). Sie ist aber weder durch diluviale noch durch helvetische Flußerosion entfernt worden, denn in den Basislagen des Hügels trifft man Gerölle von angebohrtem Delsbergerkalk und umgelagerte Helvetienfossilien; zudem ruht das Helvetien bei Corban auf Oligozän auf⁵². Da der ganze Komplex des Mont-Chaibeux mit seinen Vogesensanden, die

* Neuestens haben sich auch VIRIEUX⁴⁰ und KUTTER (Klusen und Höhlen. St. Margrethen 1950) mit der Klusenentstehung befaßt.

Dinotherium Bavaricum führen, zum Torton zu stellen ist, so muß der Fluß aus dem N, der die Rinne ins Oligozän eingeschnitten hat, vortortonisch erodiert haben. Die Breite dieses tertiären Tales betrug ca 4 km (Fig. 2); es hatte Talränder von 80 m Höhe. Es liegt deshalb eine Rinne von beachtlichem Ausmaß vor, die natürlich auch Fortsetzungen nach N und S gehabt hatte, obschon bei Delsberg die Rinne aufgefüllt wurde und weiter s keine Vogesensande festzustellen sind. Dagegen fällt nun sofort auf, daß in der s Fortsetzung der Chaibeuxrinne die Klusen von Moutier und in der n Fortsetzung diejenigen von Soyhières liegen. Daraus möchte ich den Schluß ziehen, daß damit ein erster Hinweis einer Urbirs aus dem N vorliegt, womit die Theorie ELBERS Gestalt annimmt.

Fig. 2

MIOCENE FLUSSRINNEN BEI DELSBERG



 JURAKALK	 DELSBERGERKALK	: STAMPIEN
 TERTIAR (allgemein)	 MEERESABLAGERUNG	: HELVETIEN
 AXSEN der KETTEN	 DINOETHERIENSAND	: TORTONIEN
 KLUSEN	 VOGESENSCHOTTER	: PONTIEN

Im Delsbergertal findet sich nun noch eine zweite, ähnlich beschaffene Rinne; die Lücke der Delémontentafel zwischen Courfaiivre und Glovelier ist auch mit jungtertiären Vogesensanden und zwar mit denen des Bois de Raube ausgefüllt (Fig. 2). Nur liegt dort insofern eine Komplikation vor, als über einem teilweise entfernten Torton als Rinnentiefstes der jüngere Schotter des Pontien ruht; der pontische Fluß muß also das ältere Tortontal weiterbenutzt haben. Diese Rinne ist von ähnlichem Ausmaß wie diejenige unter dem Chaibeux und quert die heutige Mulde ebenfalls von N nach S. Nach N hängen die pontischen Bois de Raubeschotter augenfällig mit den Höhenschottern der Caquerelle zusammen; in der Ajoie sind sie bei Charmoille und Lugnez bekannt, wo sie Hipparion führen²⁰. Damit ist die Stromrichtung solcher Vogesenflüsse eindeutig festgelegt. Daß dieser jungtertiäre Fluß eine bereits bestehende Rangierskette gequert hat (bei der Caquerelle), läßt sich dadurch nachweisen, daß in den Schottern der Ajoie bei Charmoille Gerölle von Jurakalk sozusagen völlig fehlen, während sie im Bois de Raube weiter s in größerer Zahl vorkommen³². Damit ist die Paßlücke der Caquerelle mit ihren Höhenschottern als tertiäre Stromrinne, als uralte Klusenanlage gekennzeichnet. Daß sie später — nebenbei gesagt — nicht wie andere Querrinnen zum großen Klusen-zirkus eingetieft wurde, ist wohl darauf zurückzuführen, daß dort später eine vorerst nebensächliche Wasserscheide entstand. Mit diesen Ausführungen wäre also

der direkte Nachweis für Klusenanlage durch jungtertiäre Flüsse erbracht. Auch der Pontienfluß hatte erst kräftig erodiert, bevor er zur Aufschüttung überging, was sich an der schon J. B. GREPPIN²⁵ bekannten Stelle des Plateaus von Sur Chaux bei Courfaivre im Delsbergertal zeigt, wo die Vogesensande seitlich an den Delsbergerkalk angelagert sind; es ist ein fossiles, tertiäres Uferstück. In den Mulden s Courfaivre sind keine pontischen Sedimente bekannt oder erhalten; dagegen öffnen sich, analog wie beim Chaibeux, s des Bois de Raube die Doppelklusen von Undervelier (Fig. 1 und 2). Die Ursorne war also ein aus den Vogesen stammendes Gewässer des Jungtertiärs. Vielleicht haben die Pontienflüsse auch am Chaibeux Spuren hinterlassen, die aber wegen der analogen Sedimente nicht erkannt werden können.

Gestützt auf diese Befunde lassen sich nun vorerst die Klusenverhältnisse im Gesamtjura einer ersten Analyse unterziehen. Überall dort, wo jungtertiäre Schotter aus dem N bekannt sind, wo sich auf den Ketten auffällige Paßlücken finden (z. B. Pierre Pertuis), wo sich sonderbar verlaufende Flußabschnitte zeigen, wo Klusen auftreten, kann vorerst auf eine vortortonische Anlage geschlossen werden. Eine erste Einschränkung mag bereits hier erwähnt sein. Die Klus bei Court s Moutier hat keine Fortsetzung nach S durch die Montozkette. Es bestand also dort vermutlich noch kein deutliches Gewölbe, in das sich der Fluß bis auf die Juraunterlage hätte einschneiden können. Klusen in den Randketten sind demnach in ihrer Anlage noch näher zu untersuchen. Zum tertiären Flußnetz können z. B. gerechnet werden das Querstück des Doubs s St-Ursanne, alte N-S Rinnen bei Chaux-de-Fonds²⁶, die Klusen s des Laufenbeckens bis nach Envelier, diejenigen des Waldenburgtales bis nach Oensingen, ev. auch der Aaredurchbruch n Brugg. Überblickt man die Juranagelfluhkarte von SCHAAD³⁰, so fällt die deltaartige Verteilung dieser Kiese auf. SCHAAD fand auf der Lucheren die Juranagelfluh in einer ca. 30 m tiefen Rinne eingebettet; VOSSELER hat auf der Bötzerberghochfläche⁵⁰ ein Tälchen von ca. 80 m Tiefe, von Juranagelfluh zugeschüttet, beobachtet, was auch AMSLER bekannt war². All dies sind Anzeichen für eine vortortonische Erosion durch Flüsse aus dem N, die bis zur Erosionsbasis im Schweizer-Mittelland flossen. Eine weiterausholende Diskussion darüber erfolgt auf S. 296 und S. 301.

Die Verbreitung der Relikte der Höhengschotter.

Erstmals haben SCHWABE, später RUTTE versucht, die Höhengschotter kartographisch zu erfassen^{42 38}. Beiläufig sei bemerkt, daß auf Fig. 1 sowohl die Höhengschotter als auch die randlichen Relikte der pontischen Schottervorkommen mit den gleichen Zeichen versehen wurden.

Da die Höhenggerölle als gleichaltrig mit den pontischen Charmoilleschottern aufgefaßt werden, kann man den Charmoillesfluß über die Caquerelle, über Bois de Raube, Velleratkette bis nach Tavannes verfolgen, wo jüngere Glazialablagerungen ihn unkenntlich machen, es sei denn, man finde in ungestörter Lagerung typische Vogesenporphyre. Dieser Stromstrich umsäumt auch die Klusen von Undervelier, wo BIRKHÄUSER⁸ auf den Kämmen der Velleratkette Relikte der Quarzschotter bestätigen konnte; ROTHPLETZ hat typische Vogesengerölle in großer Zahl bis an die Pierre Pertuis gefunden³⁷. Die Höhengschotter ergeben ungezwungen die Fortsetzung der Bois de Raubekiese nach S.

ERZINGER²⁰ hat in der Ajoie bemerkt, daß sich vereinzelte Vogesengerölle auch außerhalb der Hauptakkumulation verstreut vorfinden, was ja schon vom Bois de Raube bekannt war. Es liegt deshalb die Vermutung nahe, daß die Charmoilleschotter ebenfalls in einer Rinne liegen, die der Fluß zunächst ausfüllen mußte, und die später bei Hochwasser seitlich weit überschwemmt wurde, in viel dünnerer Schicht, so daß ERZINGER eine Strombreite von ca. 20 km vermutete. Er hat darum den Zusammenhang der Charmoillekiese nach E mit den Höhengschottern von Scholis, Plainbois und Pleigne postuliert (siehe Fig. 1)³². Diese Angabe über die Streubreite mag sich vielleicht auf 15 km reduzieren, aber dieser Umstand ist ein wertvoller Hinweis für die Größe der tertiären Stromstriche und vor allem über seitlich anschließende, geröllfreie Zonen. Die Verfolgung ihrer Ausbreitung auf den Jura-höhen bietet eine weitere Methode des Studiums der jungtertiären Gewässer aus dem N.

Östlich Pleigne setzen nämlich die Höhenggerölle auf eine Distanz von ca. 10 km nach E fast völlig aus; erst n der Laufenermulde beobachtet man erneut ähnliche

Formationen, die Wanderblöcke²⁹. Dieselbe geröllfreie Zone zeigt sich auch im S auch auf den Rücken der Vorburgkette, Velleratkette usw., wo die nächsten Höhengerölle e Undervelier erst bei Moutier, an den Rändern der Birsklusen vorkommen. Dort ist die geröllfreie Zone 5—7 km breit. Die geröllfreie Zone begleitet also die pontischen Muldenkiese und die Höhenschotter quer durch den Kettenjura hindurch. W des Stromstrichs Charmoille—Bois de Raube sind die Verhältnisse komplizierter; eine eigentliche geröllfreie Zone ist in den Freibergen noch nicht festgestellt. Immerhin haben LAUBSCHER und SCHWABE^{30, 42} genaue Angaben über ihre Funde auf der Caquerellekette und bei St-Brais gemacht, so daß zu sagen ist, daß das N-S-Querstück des Doubs von Höhenschottern begleitet wird. Der dazugehörige N-S-Fluß hatte wahrscheinlich seinen Ausgang auch in der Caquerellelücke, wäre also mit dem Charmoillestrom identisch und kann als eine zeitlich divergierende Flußrinne in der deltaartigen Aufschüttung des Bois de Raube betrachtet werden.

Die vortortonische Rinne des Chaibeuxflusses mag im Pontien nur schwach benützt worden sein; Hinweise sind die Vorkommen von Höhenschottern bei Höfleine Pleigne und diejenigen s von Moutier, zuletzt von ELBER beschrieben¹⁹. Östlich des Chaibeuxstromes läßt sich erneut eine geröllarme oder -freie Zone auf den Höhen feststellen, bis man se Laufen auf die Wanderblockformation und auf die Quarzit- und Buntsandsteingerölle auf den Ketten um Erschwil, Envelier und Matzendörfler Stierenberg stößt, die die dortigen Klusen umsäumen^{43, 19, 52}.

Eindeutig scheint auch die Frenkentalrichtung mit den Juranagelfluhaufschüttungen n Waldenburg übereinzustimmen, in deren Stromstrich die Durchbrüche bei Waldenburg, Langenbruck,, Mümliswil und Balsthal liegen. Ihre Ränder schienen von Höhengeröllern frei zu sein, bis überraschend MÜHLBERG s Mümliswil ortsfremde Gerölle auf Dogger entdeckte¹⁵.

Die deutliche und durchgehende Gliederung der allerdings spärlichen Relikte der Höhenschotter in Geröllzonen und in geröllfreie Zonen von N nach S bietet einen weitem Hinweis auf die Gleichaltrigkeit der Bois de Raubekiese und der Höhengerölle. Das jungmiozäne Flußnetz war in unserm Gebiet sehr dicht; es war von der heutigen Tektonik, vom heutigen Faltenverlauf völlig unabhängig, ist also typisch antezedent.

Damit fallen nun aber auch die Gründe dahin, die einige Beobachter bewogen hatten, die Höhengerölle eventuell aus den viel ältern Nagelfluhen des Helvetien abzuleiten, ganz abgesehen von der von ihnen übersehenen Tatsache, daß die bunte Nagelfluh s der Linie von Moutier aus den Alpen stammt und demnach kein Vogesenmaterial liefern konnte. Natürlich können in Tertiärmulden vereinzelte Gerölle aus der helvetischen Nagelfluh frei geworden sein; sie sind petrographisch von den jüngern, pontischen Kieseln nicht zu unterscheiden. Aber sie bieten keinen stichhaltigen Grund für Zuweisung der Höhenschotter zum Helvetien und könnten die geröllfreien Zonen in N-S-Richtung nicht erklären.

Erosion und Akkumulation des Jungtertiärs in Verbindung mit den jurassischen Faltungsphasen.

Burdigalienmolasse ist zur Hauptsache nur im mittelschweizerischen Molassetrog abgelagert worden; ihre N-Grenze verläuft nach BAUMBERGER²³ vom E-Jura her dem Jurasüdfuß entlang, biegt indessen ungefähr w Solothurn ins Gebiet des Kettenjuras ein, wo sie in der Mulde von Court (und Moutier?) gefunden wird. Diese Einbiegung erfolgt just da, wo die schwarzwäldische Rheintalflexur in ihrer s Fortsetzung ins Mittelland münden würde; sie scheint sich also noch zu Beginn Miozän bemerkbar gemacht zu haben.

In Fig. 3 ist BAUMBERGERS Faziesprofil durch die Raurachische Senke (aus 23) reproduziert; man erkennt darin eine bedeutsame Absenkung am Jurasüdfuß, an der sowohl das mächtige Aquitan (Oberoligozän), das im Jura nicht vorkommt, als auch das darüber weggreifende Burdigal transgredieren. Die Flexuranlage erfolgte deutlich voraquitan. Diese S-flexur ist die oben genannte Faziesgrenze des Burdigals im E-Jura; sie fällt zusammen mit dem von BUXTORF im Hauensteinbasistunnel beschriebenen Südtauchen des Tafeljurasüdrandes, ist also Grenze zwischen Molassetrog der Schweiz

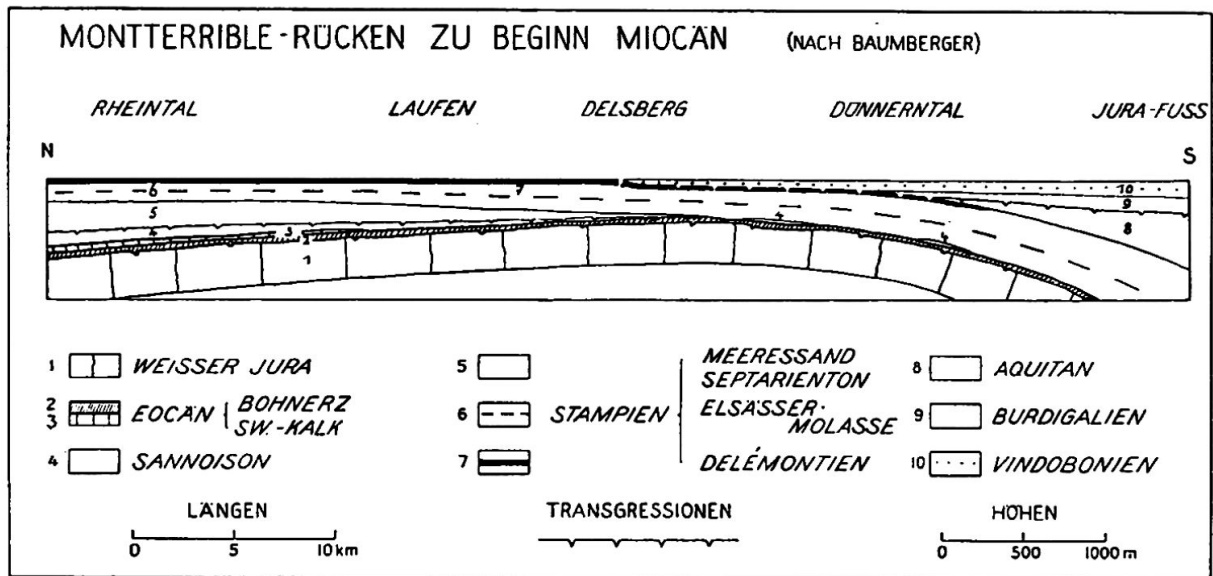


Fig. 3

und Sedimenttafel des Schwarzwaldes. BUXTORF nannte sie die Montterribleflexur; sie ist nicht nur unter dem Hauenstein, sondern nach AMSLER und HEIM auch unter der Staffelegg und bei Brugg erkennbar als Schwelle im Grundgebirge, „über welche die geschobene Gesteinsmasse des Juragebirges gestrauchelt ist“ (HEIM²⁶).

BAUMBERGERS Profil läßt aber noch eine zweite tektonisch wichtige Linie erkennen, die bisher eigentlich unbeachtet blieb. Die S-Flexur ist der Rand eines flachen Rückens aus Jurakalk, der eine Firstlinie bei Delsberg und einen flachen, vorstampisch angelegten Abfall zum Rheintalgraben aufwies. Dieser Montterrible Rücken ist wohl nichts anderes als das Gebiet, auf dem später die Jurafaltung erfolgte, also eine Großanlage des Gebirges; seine Firstlinie entwickelte sich zur Vorburg-Rangierskette und weiter im E, wo der Jura schmaler wird, fiel sie örtlich fast zusammen mit der S-Flexur, über welchen Hindernissen sich später die Muschelkalkaufbrüche türmten.

Während bis ins Oberstampien die variszischen NNE-SSW-Linien unser Gebiet beherrscht hatten, drang zu Beginn des Aquitans ein neues und wichtiges Element in die Entwicklung des Juras ein: mit der Ausbildung der S-Flexur und des Montterrible Rückens begann eine Faltung in W-E, resp. SW-NE-Richtung, die dann im Miozän dominiert. Schon AMSLER¹ hatte die Vermutung ausgesprochen, daß die Montterriblelinie mit Faltungsvorgängen zusammenhängen könnte.

Die Ablagerungen des Helvetien wurden bereits in der Einleitung skizziert. Die n Strandzone liegt im Tafeljura auf Malm und Dogger, was auf vorausgegangene Hebung und Abtragung des Gebietes weist; bei Mettemberg n Delsberg ruht die Strandbrekzie ebenfalls auf Malm, was eine erste Anlage der vom Tertiär entblößten Vorburgkette, also eine Verstärkung der Firstlinie des Montterrible Rückens bedeutet. Da ferner im E-Jura, im Gebiet der hohen Ketten, Helvetien überhaupt fehlt, haben bereits BUXTORF und nach ihm LEHNER³¹ die Vermutung ausgesprochen, es könnte dort im Helvetien Land, also eine Auffaltung vorhanden gewesen sein. In dieselbe Richtung weist der Umstand, daß im Hauensteinbasistunnel auf der tertiären Transgressionsfläche nur Obermiozän zu konstatieren war¹².

Für vorhelvetische, schwächere Faltung in den s Teilen plädieren auch die erfolgreichen Untersuchungen von SCHLAICH⁴¹ in der Mulde von Court, wo im Burdigalien deutlich S-N laufende Rinnen zu konstatieren sind, aufgefüllt durch die bunte, helvetische Nagelfluh. Neben umgelagertem Burdigal findet man aber auch Gerölle von Delsbergerkalk und von Malm. Auf Grund ähnlicher Befunde konnte ROTHPLEZ die nachburdigale Faltung bei Tavannes bestätigen³⁷.

Die bunte helvetische Nagelfluh, die in der n Litoralzone fehlt, ist möglicherweise eine jüngere Bildung und kann dem mittleren Helvetien zugerechnet werden. Sie enthält Alpengerölle vom Napf-typus bis nach Moutier (5) und Vogesenbestandteile bis nach Vermes und Undervelier; die tiefste Mittellandrinne verlief also damals ungefähr in der Zone von Moutier. Diese helvetischen Schotter selbst sind deutliche Anzeichen für das Aufsteigen des Alpenkörpers und der Horste Schwarzwald-Vogesen, womit der Zusammenhang zwischen Hebung und Faltungsschub angedeutet ist, während gleichzeitig der mittelschweizerische Trog einsank.

Man kann sich die komplizierten Vorgänge dieser Zeit ungefähr so vorstellen: Nach der Burdigalsenkung und -ablagerung faltete sich der Hauptteil des Montterrible Rückens schwach in WSW-ENE Richtung, sodaß die ersten Kettenanlagen entstanden. Danach trat eine gewisse Ruhe ein, verbunden mit Abtragung bis in den weißen Jura. Es bildete sich die bekannte Vindobon-Peneplain BUXTORFS^{10, 31}, die im Tafeljura durch die Einebnung der Keilgräben besonders deutlich in Erscheinung tritt; diese Einebnung war wohl seit dem Stampien in Funktion. Eine leichte Senkung an der Montterrible-Südflexur ermöglichte dem Helvetienmeer eine kurze Überflutung der Vindobon-

fläche im Jura, wobei höhere Bezirke frei von Strandbildungen blieben. Die Süßwasserbildungen über dem marinen Helvetien weisen auf sofortige Aussüßung des Meeres und damit auf erneute Hebung, resp. Faltung nach dem Helvetien.

Es sei beiläufig an das bekannte Schema aller Gebirgsbildungen erinnert, das auch hier deutlich vor Augen tritt: Zuerst eine tektonische Phase (verbunden mit Hebungen), dann Abtragung der Formen bis zur Bildung einer ausgeglichenen Fläche, dann Sedimentation und Aufschüttung.

Dieser schematische Ablauf zeigt sich erneut an der Wende des Helvetien zum Torton; die in Abschnitt I beschriebenen Verhältnisse am Hügel Mont Chaibeux machen eine schwache, vortortonische Auffaltung der Velleratkette wahrscheinlich (vortortonische Phase der Faltung). Daraufhin wurde eine Rinne eingetieft, die in die Molasse der Mulde und in den Malm der folgenden Velleratkette eingriff (Erosionsphase) und danach wurde die Rinne zugeschüttet. Überall im Jura stößt man auf ähnliche Hinweise vortortonischer Faltungstätigkeit. Im Laufenbecken greift Juranagelfluh bis auf Sequan und kappt ältere Gewölbe²⁰, im Tonilöchli transgrediert sie auf Sequan⁵², bei Tramelan nach FORKERT²¹ auf Portland, also auf erheblich jüngern weißen Jura. Im Hauensteinbasistunnel sah BUXTORF obermiozäne Konglomerate und Obermiozän auf 20⁰ s fallenden Effinger-, Geißberger- und Doggerschichten transgredierend, was eine flache, gekappte Falte anzeigt; außerdem ist nach BUXTORF auch die kleine Sprüsselfalte außerhalb des Tunnels vortortonisch angelegt worden¹². Nach VOSSELER^{50 51} und anderen sind die Faltungen, Überschiebungen usw. der Mettauer- und Mandacherzonen vortortonisch oder noch älter.

Intensität und geographisches Ausmaß dieser zweiten, vortortonischen-Juraphase waren sichtlich bedeutender als in der vorhelvetischen ersten Vorphase. Die Schotterbildungen sind die Folge einer Heraushebung der Vogesen und des Schwarzwaldes; daß nach der Faltung die Erosion, also die Rinnenbildung, auch in den Mulden zu beobachten ist, kann nur dadurch erklärt werden, daß mit den Vogesen auch das ganze Juragebiet sich hob, d. h., vortortonisch erfolgten Faltung und Hebung des Gebietes gleichzeitig.

An der Wende Torton-Pontien, im Sarmatien, wiederholte sich der Ablauf der Ereignisse; erst Hebung und Faltung des Gesamtgebietes, dann Erosion, z. B. kenntlich durch die Ausräumung innerhalb der Rinne des Bois de Raube, hernach Aufschüttung der pontischen Schotter. Diese neue, dritte, vorpontische Faltungsphase ist von SCHWABE in den Freibergen und von den meisten andern Jurabeobachtern erkannt und als die erste Hauptphase der Faltung überhaupt beschrieben worden, allerdings in der Voraussetzung, daß erst mit ihr die eigentliche Aufwölbung eingesetzt habe.

Die große Überschiebung der Trias auf das Tertiär im Basler Jura hat wohl unmittelbar nach dem Obertorton eingesetzt, denn im Hauensteinbasistunnel fehlten jüngere Schichten als Obertorton¹².

Im Gebiet von Delsberg bestand die Caquerellekluse in der vorhandenen Rangierskette; auf deren Rücken wurden Vogesengerölle auf Dogger abgelagert und Höhenquarzite fanden sich auch auf Dogger s von Delsberg^{52, 8}. Indirekt kann deshalb aus diesen letzteren Tatsachen auch auf eine intensive Erosionstätigkeit nach der zweiten, vortortonischen Faltung geschlossen werden, als vielleicht die Flüsse bis auf das Rauracien abgetragen hatten; die Abtragung im Sarmat hatte dann noch Rauracien und Oxford zu bewältigen.

Es wird nun immer deutlicher, daß die Gebirgsbildung des Juras nicht im Sinn der frühern Auffassungen verlief, da man meinte, daß eine lange Periode der Sedimentation des Tertiärs am Schluß des Miozäns von zwei kurzen Faltungen beendet wurde, sondern daß es sich um eine langsame, fast fortdauernde Hebung und Auffaltung seit der Eozänzeit, gefolgt von Einebnungen, handelt, die durch kürzere Akkumulationsperioden abgelöst worden waren. Die Einebnungen nach der dritten Faltungsphase im Sarmat führten zur letzten Ausgestaltung einer regionalen Peneplain, deren Verfolgung das beste Mittel darstellt, die dritte Faltung und die folgenden Phasen des Jurawerdens zu untersuchen (vergl. Tabelle Seite 298 und 299).

Die sarmatische (sog. vorpontische) Peneplain und die spätern Faltungsphasen.

Sie ist erkennbar durch die Aufschüttung der pontischen Vogesensande und durch die Relikte der Höhenschotter, die als in situ verarmte, dünne Decke der pontischen Kiese aufgefaßt werden. Der Name „sarmatische“ Peneplain stammt von BRAUN¹⁰, der im Tafeljura auf das Bestehen einer jüngern Fläche als die Vindobone Peneplain BUXTORFS hinwies, die weniger steil als jene nach S falle und über dem Dach der Juranagelfluh verlaufe. VOSSELER hat sie etwas später im Aargauer-tafeljura eingehend studiert⁴⁸. Sie ist das genetische und zeitliche Aequivalent der Fläche in der Umgebung von Delsberg, von wo ich sie zuerst bei Pleigne in der Gegend von Movelier beschrieb^{14, 32}. Dort greifen nämlich die Höhenschotterrelikte auf der tischähnlichen Platte über alle Jurastufen des Malms und über eingeebnete Brüche und Überschiebungen hinweg, finden sich dann in der benachbarten Bürkisbergmulde auf Malm und auf dem Doggerücken der Vorburgkette, so daß ich nicht zögerte, sie mit den Rumpfflächen von Caquerelle und der Freiberge zu identifizieren. Natürlich hat diese regionale Fläche auch das Delsbergerbecken überzogen, wo sie über die vermutlich einst von Helvetien bedeckte Tafel des Rückens von Sur Chaux (gebildet von Delsbergerkalk) und über die höchste Tertiärfläche des Mont Chaibeux hinweggriff. Die sarmatische Rumpffläche ist jedoch nicht identisch mit der Auflagerungsfläche der pontischen Bois de Raubeschotter innerhalb der Rinne, welche in die Rumpfebene eingetieft ist. Diese Rinnenfläche ist keine eigene Rumpfebene. Dadurch, daß ich mich darüber nicht genau ausgedrückt und diese Rinne in die sarmatische Fläche mitein-

bezogen hatte³², entstand bei SCHWABE, dem Bearbeiter der Morphologie der Freiberge⁴², die Auffassung, es bestünden zwei Peneplains in den Freibergen, eine ältere als Unterlage der Bois de Raubeschotter, gefolgt von der ersten Hauptfaltung, und eine jüngere, mittelplozäne, der die Freibergfläche zuzurechnen wäre, gefolgt von der Hauptphase der jurassischen Gebirgsbildung. Dieser Auffassung sind dann später LAUBSCHER, RUTTE und ANNAHEIM gefolgt^{30, 42, 3}. Durch die in den vorhergehenden Abschnitten erfolgte Präzision ist nun diese Auffassung widerlegt; es existiert im Jura an der Wende des Miozäns zum Unterpliozän nur eine regionale Einebnung und zwar die sarmatische. Sie ist ihrem Wesen nach nur die letzte Ausgestaltung der schon im Burdigal angelegten, südwärts geneigten Abdachungsfläche von Vogesen und Schwarzwald; auf ihr flossen die pontischen Flüsse nach S bis in die Gegend von Tavannes, wo vielleicht bereits eine Uraare nach E strömte, und wo die südlichsten Juraketten noch kaum angedeutet waren. Die heute beobachtbaren Verbiegungen und Verstaltungen dieser Rumpfebene gaben schon BRÜCKNER und später vielen andern den Hinweis, daß nachpontisch, also etwa im Mittelplozän, eine erneute Auffaltung einsetzte, die sog. Hauptphase. Es wäre demnach die vierte im miozänen Zyklus. Nach BUXTORF¹² hat sie die Schenkel der Ketten kräftig steilgestellt, ja zum Teil überkippen lassen, hat die in den frühern Phasen angelegten Überschiebungen vor allem im S-Teil des Gebirges verstärkt, ja sogar verbogen, was im Grenchenbergtunnel schön zu beobachten war. Sie hat die alten, rheintalischen Brüche zum Teil aufgerissen, wodurch scheinbare Querbrüche entstanden. So hat z. B. LAUBSCHER bei der Caquerelle reaktivierte N-S Brüche entdeckt³⁰, was u. a. für die Erklärung der Hochhebung der Freiberge und der Erhaltung der Peneplain von Wichtigkeit ist. Im S des jurassischen Faltenbündels wurden im Gebiet der Südflexur vermutlich schwache Gewölbe in der Molasse zu neuen Ketten emporgequetscht, am S-Schenkel sogar unterschoben und erschienen nun als die höchsten Gewölbescheitel. Die Schubkraft dieser letzten großen Phase erscheint so bedeutend, daß BUXTORF sie mit der spät-insubrisch-alpinen zeitlich in Beziehung setzte. In dieser Hinsicht sind z. B. die zwei Profile durch Weißenstein- und Chasseralkette in HEIMS Geologie der Schweiz, Band I, Tafel XXII äußerst treffend. Die südlichste Kette, vorpontisch noch durch keine oder recht schwache Klusenanlagen gekennzeichnet, ist nun nachpontisch die höchste; alle andern nach N folgenden sind von der nun nach N geneigten Peneplain gekappt und wenig verändert. SCHWABE hat dabei nicht nur Verstaltungen, sondern eigentliche Verbiegungen, z. B. bedeutsam von W nach E (im Caquerellebruchgebiet), um 90—150 m festgestellt. Betrachtet man die obigen Profile, die durchaus dem Aussehen des ganzen N-Juras im Pontien entsprechen, so ist es verständlich, daß zumindest die heute auf Rauracien oder Dogger aufliegenden Relikte der Höhenschotter nicht sekundär umgelagert sein können. Wenn also RUTTE³⁸ diese Quarzschotter wegen der unrichtigen Deutung eines einzigen Befundes von LAUBSCHER³⁰ als völlig unbrauchbar für die Datierung der Faltungsphasen erachtet, so ist dieser Einwand abzulehnen. Natürlich können lokal hier und da Umlagerungen solcher Höhenschotter stattgefunden haben, wie es eben LAUBSCHER oder BITTERLI⁹ beschreiben, aber sie haben mit dem regionalen Gepräge der großen, sarmatischen Peneplain, die in einigen typischen Plateaulandschaften des Gebirges fast unverändert erhalten blieb, nichts zu tun.

Die Tatsache der heutigen, hohen Lage der Freiberge läßt die Frage offen, ob noch eine schwächere Nachphase stattgefunden habe, die sich im N des Gebirges in Hebungen äußerte, vor allem in der Caquerellebruchzone. Man kann diese Hebung aber auch ungezwungen ins Oberpliozän setzen, da ERZINGER in der nördlichsten Ajoie die ins St. Prestien gehörenden Sundgauschotter mit den dortigen, schwachen Antiklinalen gehoben fand²⁰. Dadurch kennzeichnet sich eine fünfte tektonische, eine oberpliozäne Nachphase, bei der vermutlich auch kleinere Ketten wie die Bornfalte bei Olten an den Innenrand angegliedert wurden (AMSLER^{1, 2}).

Die starke vierte Auffaltung, die nachpontische, hat im Jura eine völlige Revolutionierung des Gewässernetzes bedingt, vor allem, weil nun plötzlich das höchste Gebiet im äußersten S erstand und die Entwässerungsrichtung nach N verlaufen mußte, anstatt wie im Miozän nach S. Zunächst wurden die Gewässer wohl alle in die neuen Synklinalen abgedrängt, wo sie Auswege suchten und in den schottererfüllten, ältern Klusenrinnen auch fanden, die bald ausgeräumt und vertieft wurden, sodaß die heutigen Klusen entstanden, die sich mehr und mehr senkrecht zum Streichen der Ketten stellten. Die neue Erosionsbasis bei Basel, geschaffen durch den erst nach W durch die Burgunderpforte fließenden und nachpliozän ins Oberrheintal nach N strömenden Urrhein, gab diesen Klusenbächen erhöhte Erosionskraft. Die Verteilung der heutigen Klusen ist darum direkt ein Reagens auf die vortortonisch und vorpontisch vorhandenen Falten. Einige der großen Klusen in den Randketten des Gebirges wären demnach erst nachpontisch und diluvial angelegt und durch Rückwärtserosion vertieft. Zu ihnen gehören wohl die Taubenlochschlucht bei Biel, die Klus durch die Bornfalte und diejenige durch die Landskronkette bei Flüh im Birsigtal, vielleicht auch die Klus von Gänsbrunnen. Erst diese nachpontische Gewässer- und Klusenbildung entspricht dem von A. HEIM gezeichneten Bild der antezedenten Gewässer des Juras. Zu den oben genannten, neu entstandenen Synklinalbächen gehörte vermutlich auch der Urdoubs, der von W gegen St-Ursanne floß und dort irgendwo, vielleicht durch die Caquerellepforte, dem neuen Birslauf oder dem neuen Rhein zufließte. Er hat aber nicht, wie STAUB meinte⁴⁴, seinen Lauf über die Caquerellekette und über Delsberg genommen. Er muß aber sehr bald von W her rückwärts angezapft worden sein, so daß er in das tertiäre Bett des Caquerelle-St-Brais-Flusses geriet, wobei das auffällige Knie s St-Ursanne entstand. Die Darstellung der Gewässerumkehr ist bei SCHWABE⁴² sehr zutreffend im Detail dargestellt.

Überblickt man die Übersichtskarten des Juragebirges in der Geologie der Schweiz ²⁶, Tafel XX oder diejenige von BERSIER ²³, Tafel III, so erfaßt man mit einem Blick die topographische Einheitlichkeit des Ablegers der Alpen, der sich s Genf in einer einzigen Kette vom Stamm löst, bei Vallorbe-Pontarlier sich breit hinlegt und bei Baden wiederum in einer einzigen Falte ausklingt. Das Gebirge ist zwar in der Tat eine *topographische* Einheit, aber tektonisch und morphologisch aus den verschiedensten Elementen zusammengeschweißt.

Tektonik. In einer ersten, alttertiären, hauptsächlich oligozänen Großphase, die noch zu wenig bekannt ist, wurde unser Gebiet im Vorfeld der Schwarzwald-Vogesenhorste und der Massive der Serre und des französischen Zentralplateaus unter alpinem Druck aus SE in variszischer Richtung schwach NNE-SSW gewellt, verbogen und in Brüche zerteilt ^{32, 33, 48}. Diese alten Strukturen, die nach VONDER-SCHMITT « en échelon » stehen, verlaufen meist quer zum heutigen Juragebirge, vermutlich bis an die S-Flexur des Montterriblerückens, die sich in der subjurassischen Zone schon im Oberstamptien abzuzeichnen begann. Die größten dieser Bruchlinien, vom Rheintalgraben SSW verlaufend, zerlegten das s Vorland in mehrere Schollen mit verschiedener Kleintektonik, die vermutlich im Grundgebirge N-wärts glitten. VONDER-SCHMITT hat die Bedeutung dieser Schollen eingehend diskutiert ⁴⁸. Der alpine Druck aus SE, der diese Bruchtektonik schuf, mußte in großen Tiefen wirksam sein; er ist mit der spätern oberflächlichen Abscherung des Sedimentsmantels des Juras nicht identisch.

Voraquitän bis Burdigalien setzte dann die anders geartete, miozäne Großphase der Jura-faltung ein, die die oligozänen Linien beinahe rechtwinklig kreuzte, wenigstens im Berner Jura. Sie begann mit der beinahe W-E laufenden Flexur am Jura-südfuß und mit der Heraushebung des schwachen Montterriblerückens, dessen Firstlinie die Anlage der sog. Brandungskette Rangiers-Lomont ergab, an die sich nach S die andern Falten embryonal angliederten. Die gemeinsame Streichrichtung von Flexur und Kettenrichtung deutet darauf hin, daß sie aus gemeinsamer Wurzel stammen; vermutlich sind sie als erste Äußerungen der von BUXTORF erkannten Abscherung des jurassischen Sedimentmantels über den salzführenden Horizonten der Trias aufzufassen, die gemäß den obigen Ausführungen eine rein miozäne Angelegenheit ist. Der alpine Druck aus S, der diese neue Bewegung verursachte, mußte unter andern Bedingungen erfolgt sein als der oligozäne, sonst hätte er bloß eine Verstärkung der variszischen Strukturen bewirkt. So aber erfaßte er den zerbrochenen Untergrund durch weithinziehende Verbiegungen, die an den Knotenpunkten Axialmaxima oder -minima oder Überschiebungen aufweisen und derart das oligozäne Strukturgewebe noch heut durchschimmern lassen. Dies zeigt sich z. B. sehr deutlich in der hypothetischen Verlängerung der Rheintalflexur von Aesch bis gegen Solothurn oder in der s Fortsetzung der Caquerellebruchzone. Vielleicht streichen diese rheintalischen Brüche auch noch in den Untergrund des mittelschweizerischen Troges (früherer Gedanke von C. SCHMIDT), wo sie für die heutige Petrolprospektierung von Bedeutung sein könnten*.

* Diese Auffassung wird bestätigt durch die Festlegung einer 15—20 km breiten „Querzone“ mit Querfaltungserscheinungen im Mittelland bei Freiburg anlässlich von Neuaufnahmen der Molasse für Petroluntersuchungen (Erdölgeolog. Untersuchungen im Schweizer Mittelland zwischen Solothurn und Moudon. Beitr. zur Geologie der Schweiz. Geotechn. Serie, Teil III, 1950). Aber auch im E des Molassetroges scheint der Untergrund in oligozäner Zeit bewegt worden zu sein. Die bei Abfassung dieser Schrift durchgeführte Petrolbohrung bei Altishofen (Kt. Luzern) ergab nach Pressemeldungen vom 27. November 1952 ein zu frühes Anfahren der Jurakalkunterlage bei 1303 m Tiefe statt wie erwartet erst auf ca. 1500 m. Auf dem Jura lag das Aquitan und es fehlte das Mitteloligozän. Man kann daraus auf oberflächlich nicht erkennbare voraquitane Bewegungen (Brüche oder Faltungen mit Diskordanzen) in der Tiefe des Molassetroges schließen.

Werdegang des Nordschweizerischen Juragebirges

	Ablagerungen	Tektonische Vorgänge	Orogenetische Phasen Jura Alpen (n. R. Staub)	Oberflächenvorgänge		
PLIOZÄN	SL*	Der Rhein fließt von Basel nach N. Hebung der Burgunderpforte. <i>Nachphase der Jurafaltung.</i> ←Einsenkung an Burgunderpforte→	J 7	Verwitterung, Verlehmung der Landoberfläche. Festigung heutiger Täler und Klusen. Urrhein fließt nach W.		
	Sundgauschotter durch Urrhein			Erosionslandschaft Umkehr des Gewässernetzes, z. T. nach N. Verbiegung der sarmatischen Peneplain.		
MIOZÄN	Pontien (Unt. Pliozän)	SL Reliktenschotter der Höhen (Wanderblockformation). Vogeschotter von Charmoille mit Hipparionfauna.	← <i>Jurafaltung, Hauptphase 2</i> → + Hebung im N	J 6	Mittellandrinnen s. Tавannes. Schotteraufschüttung von N in breiten Zonen. Vertiefung der Klusenanlagen.	
	Sarmatien	Oehningerschichten im NE (? mit Hipparion im Hegau).	Allgemeine Hebung im N		Spät-insubrische Phase Regionale (präpontische-) <i>Sarmatische Peneplain</i> Starke Einebnung der Falten.	
MIOZÄN	Torton (Ober Vindobon)	E-Jura: SW. Kalke (Sylvanakalk) Mergel Juranagelfluh	W-Jura: SW. Kalk (Melanienkalk) Sande Vogeschotter (Dinotheriensand)	← <i>Jurafaltung, Hauptphase 1</i> → Bildung der großen Überschiebungen.	J 5	Mittel-insubrische Phase
		SL	Allgemeine Hebung ← <i>Jurafaltung, 2. Vorphase</i> → in WSW-ENE Richtung + regionale Hebung von Jura, Schwarzwald und Vogesen	J 4	Weiträumige Schotteraufschüttung aus N. Erste Rinnen- und Klusen-anlage. Einebnung der Falten.	

MIOZÄN	Helvetien (Unter Vindobon)	SW. Kalke Sande Rote Helizitenmergel Bunte Nagelfluhdeltas im S Marines Muschelagglomerat im N SL	Senkungen im Mittelland und Jura ← <i>Jurafaltung, 1. Vorphase</i> →	J 3	Früh- insubrische Phase	Festland Rasche Aussüßung d. Meeres. Gewässernetz von N } bis Gewässernetz von S } Moutier Einebnung an den Falten. Transgression des Helvetienmeeres. Vindobone Peneplain (Tafeljura). Einebnungen s von Schwarzwald und Vogesen. Transgression des Burdigalmeeres über Jurasüdfuß.		
	Burdigalien	Muschelsandstein und Molassegrise. Jurasüdfuß und Mittelland	Anlage der Brandungskette. Verstärkung prästamp. Querfalten Hebung von Schwarzwald und Vogesen und Schiefstellung des Vorge- landes ← Verstärkung von Monterrible- Südflexur und Monterriblerücken [<i>Großanlage des Infragebirges</i> mit Abscherung]	J 2				
OLIGOZÄN	Aquitanien	Bunte Mergel und Mergelsandsteine im Schw. Mittelland SL	Senkung im Mittelland ← Anlage Monterrible-Südflexur und Monterriblerücken in wsw-ene Richtung	J 1	Monte- Rosa Phase	Einebnungen		
	Stampien	Süßwasserkalk (Delsberg u. Tüllingen). Bunte Mergel. Molasse alsacienne, Cyrenenmergel. Meeressand, Septarienton, Konglomerate. SL	Senkungen in Rheintalgraben und „Raurachischer Senke“ Verstärkung der Rheintalbrüche und der Keilgräben	A 3			Tirolide Phase	Festlandfläche im Jura u. Umgebung Ausfüllung der „Raurachischen Senke“
	Sannoisien	Haustein mit Konglomeraten (Hirtzbach) } Elsaß Steinmergel } Gelberde, SW. Kalk ... Jura	Verstärkung nne-ssw Querfalten und von Rheintalbrüchen ? Anlage der Keilgräben (Tafeljura) Senkungen im Rheintalgraben	A 2			Grisonide Phase	← Transgression d. Stampienmeeres → auf altstamp. <i>Abrasionsfläche (Ajoie)</i> Aussüßung. Mariner Vorstoß in den Rheintalgraben. Auffüllungen im Rheintalgraben. Festland im Jura.
EZOZÄN	Ludien	SW. Kalkkonglomerate (Calcaire de Daubrée)	nne-ssw Querwellen	A 1				
	Bartonien	SW. Kalk mit Planorben	Rheintalische Brüche (Hirtzbach, Elsaß)					
	Lutétien	Huppersande, Bolus, Bohnerz	Embryonale nne-ssw Wellen (Bohnerzzusammenspülung, Delsbg.)			Festland mit Seen. (Verwitterungslandschaft)		

* SL = Sedimentationslücke SW. = Süßwasser A 1, A 2 usw. = alttertiäre, J 1, J 2 usw. = jungtertiäre orogenetische Phasen

Der alpine Druck aus s Richtung hatte drei verschiedene Wirkungen: epirogenetische Hebungen aus sehr großer Tiefe bis weit hinein nach Mitteleuropa, dann Gleitbewegungen des Grundgebirges, die im Alteriär Brüche und Schollen in variszischer Richtung auslösten, endlich die vermutlich aquitan einsetzende Abscherung des Sedimentmantels über Trias oder Keuper analog einer alpinen Decke.

Die erste Anlage der Brandungskette vor Burdigal, vorhelvetische Anfügung von Gewölben nach S, auch vortortonisch, das gleichzeitige S-Rücken der tiefsten Rinne des Molassetroges, die Anordnung der Klusenanfänge, die schwache Faltung im N während der vierten Phase und die späte Angliederung der südlichsten Ketten erlauben, den Gedanken BUXTORFS « vom Rückschreitenden Gang der Jurafaltung »¹² zu bejahen und zeitlich festzulegen.

Der nordschweizerische Jura ist ein interessantes Interferenzgebiet zwischen alpiner Faltung und mitteleuropäischer Bruchtektonik. Es wurde darauf verzichtet, die Phasen von STILLE zum Vergleich heranzuziehen; dagegen wurden, nach Abschluß der Arbeit, die von STAUB aufgestellten alpinen Faltungsphasen in die Tabelle eingetragen. Dabei stellte es sich nun heraus, daß die im Jura erarbeiteten orogenetischen und Sedimentationsphasen genau mit den Stäubschen aus den Alpen übereinstimmen⁴⁴. Dieses nicht ganz unerwartete Ergebnis ist jedoch deshalb nicht so erstaunlich, weil beide Untersuchungen auf derselben, gegebenen Methode basieren, auf Beobachtung der Diskordanzen und Transgressionen des Tertiärs, vor allem der Schotter, und Rückschlüssen auf die sie verursachenden Bewegungen des Gebirgskörpers. Zudem betreffen sie den gleichen Sedimentationsraum. Vor-ozäne und diluviale Phasen sind weggelassen. Aber die Übereinstimmung der Resultate dokumentiert doch im großen und ganzen die Richtigkeit der Thesen, zeigt frappierend die Abhängigkeit des Juras von den Alpen, die Gleichzeitigkeit ihrer Vorgänge und erneut die Richtigkeit der Auffassung, daß das Juragebirge durch alpinen Schub entstand. Es kann nun auch mit Aussicht auf Erfolg der Vergleich der Datierungen in der jurassischen und alpinen Morphologie unternommen werden.

Morphologie. Die Abhandlung hat zu beweisen versucht, daß die bisherigen Anschauungen über das Werden des Juras insofern revidiert werden müssen, daß die Auffaltung durch das ganze Tertiär hindurch anhielt; längere Perioden von Faltung und nachfolgender Erosion wurden abgelöst von kürzeren Akkumulationszeiten.

Das Tertiär ist erfüllt von Sedimentationslücken. Die Jurafaltung in WSW-ENE Richtung war ein seit Beginn Miozän einsetzender, immer stärker in Erscheinung tretender Prozeß, bei dem die Abtragung bis zur dritten (vorpontischen) Phase der Aufwölbung Meister wurde, während die endogene Kraft der vierten Phase größer war als die exogene Erosivwirkung.

Die Vergitterung der miozänen Faltung mit den oligozänen Bruchsystemen einerseits und die in den einzelnen Schollen verschiedene erfolgte Auffaltung andererseits sind schuld, daß in diesen Schollen sich verschiedene Stadien der tertiären Landschaftsentwicklung als quasi fossile Landschaften erhalten konnten: Der Elsgauer-Tafeljura (Ajoie) mit der altstampischen Abrasionsfläche und der östliche Tafeljura mit der Vindobonfläche, dann Laufen- und Delsbergerbecken als Teilstücke des alt-oligozänen Rheintalgrabens, endlich die Hochflächen von Pleigne-Caquerelle und der Freiberge als Teilstücke der sarmatischen (vorpontischen) Fastebene.

Durch die Ausschaltung der Ansicht, daß das Gebiet der Freiberge einer jüngern Peneplain als der sarmatischen angehöre, ordnet es sich nun in die den ganzen Jura umspannende sarmatische, regionale Peneplain ein. Schon SCHWABE hat übrigens mit Recht^{42, 76} die Ebenen von Ornans bei Besançon mit denen des Bötzbergs verglichen. Nach den Beschreibungen von CHABOT und SCHWABE^{18, 42} ist kein Zweifel mehr möglich, daß die sarmatische Fastebene nach W weit nach Frankreich hinein

festzustellen ist, wo z. B. bei Ornans nach einer ersten Faltungsphase eine Einebnung erfolgte, die durch eine nachfolgende Faltung verstellt wurde. In der n Ajoie taucht sie unter die Sundgauschotter ein und in den hohen Ketten s des Gebiets von Delsberg ist sie nur noch auf den Faltenrücken, z. T. auch an den gekappten Faltenchenkeln erkennbar. In den Becken von Laufen und Delsberg liegt die sarmatische Peneplain über der Juranagelfluh und kappt die benachbarten Ketten; in den s Mulden dagegen kann sie wegen der starken diluvialen Ausräumung nirgends mehr mit Sicherheit gefunden werden. Östlich der Rheintalflexur gehören das hochgelegene Gempenplateau (Fig. 1) und die Flächen des Bötzberges und des Thiersteinerberges dazu, wo VOSSELER die Peneplain, die über der Juranagelfluh liegt, von Härtlingen überragt fand, was auch bei Ornans der Fall ist. Schon BUXTORF und KOCH wiesen auf die Wahrscheinlichkeit der Fortsetzung der sarmatischen Peneplain im Klettgau und im schwäbischen Jura hin, wo sich hochgelegene Quarzschotter und Hipparion führende Ablagerungen finden. Ähnliche Vorkommen zeigen sich auch weiter e in der bayrischen und österreichischen Molassezone und vermitteln den Anschluß an die fluviatilen Hipparionschichten der Belvedereschotter im Wienerbecken. Nördlich unseres Gebietes dürfte die regionale Peneplain an den S-hängen von Schwarzwald und Vogesen in Resten auffindbar sein und sich an den Außenhängen der Gebirge nach N verfolgen lassen. Wenigstens hat BODEN in Lothringen bei Blâmont¹¹ pliozäne Sande auf einer « greisenhaften » Fastebene vorgefunden, und im Mainzerbecken liegen nach WENZ die Dinotheriensande und Prosostheniensichten diskordant über dem ältern Tertiär und sind zu verknüpfen mit den bekannten Kieseloolithschottern auf dem Rheinischen Schiefergebirge. Durch diese weit ausgreifenden Hinweise ist die regionale Bedeutung dieser vorpontischen Einebnung klargelegt.

Es bleibt noch übrig, ihre Zusammenhänge mit den präglazialen Einebnungen in den Alpen zu suchen. Vielversprechende Anfänge sind bereits von BECK, ANNAHEIM^{7, 3} und anderen gemacht. Ersterer hat im Berner Oberland auf das Simmenfluhniveau als wahrscheinliches Äquivalent hingewiesen, letzterer hat das Pettanettosystem des Tessins in diese Fläche einbezogen und außerdem den Versuch gemacht, die sarmatischen Flächen von Ost- und Westalpen mit denen des Juras zu vergleichen.

Die vorliegende Arbeit hat auch einen Beitrag zur Klassifikation der Juraklusen geliefert. Man kann drei Haupttypen von Juraquertälern unterscheiden:

- a) Die Klusen des Neuenburger- und Waadtländerjuras, die an den großen Querbrüchen entstanden sind. Sie sind vermutlich tektonisch bedingt.
- b) Klusen, die in den Rinnen eines helvetisch-vorportionischen Gewässernetzes in N-S-Richtung sich während den Juraauffaltungen bildeten und die ältesten Quertäler des Gebirges darstellen. Sie zeigen sehr ausgeglichene morphologische Verhältnisse. Nach ihrem epigenetischen Einschneiden wechselte in ihnen nach dem Mittelpliozen die Entwässerungsrichtung.
- c) Klusen, die erst nach der zweiten Hauptphase der Jurafaltung entstanden und noch heute unausgeglichene Verhältnisse aufweisen. Sie sind meist durch rein lokale Erosionswirkungen zu erklären und zeigen sich vornehmlich an den Rändern des Gebirgssystems.

Zum Schluß sei noch eine wichtige Schlußfolgerung aus den tektonischen und morphologischen Betrachtungen erwähnt: der Faktor Zeit ist bei allen Entwicklungen viel mehr in Betracht zu ziehen.

Die Vindobonfläche konnte sich vom Stampien bis Beginn des Helvetien, die sarmatische Peneplain vom Burdigalien bis Beginn Pontien langsam herausbilden; die meisten großen Klusen des Gebiets sind nicht erst seit dem Diluvium, sondern schon in den bedeutenden Zeiträumen des obern Miozäns angelegt worden und die

Juraketten selbst sind gemäß den vertretenen Auffassungen nicht das Werk einer kurzen Epoche, sondern wie die Alpen in fast ununterbrochenem Stau im Miozän und Pliozän aufgewölbt worden. Damit scheint mir der zeitliche Ablauf der Ereignisse der Sphäre der Wahrscheinlichkeit viel näher gerückt zu sein.

* Abkürzungen in Text und Tabelle.

Hochstehende Zahlen beziehen sich auf die Nummer im Literaturverzeichnis.

N = Nord, E = Ost usw.; n = nördlich, e = östlich usw.

LITERATURVERZEICHNIS

1. AMSLER, A.: Tektonik des Staffelegebets. *Ecl. geol. H. XIII*, 1915.
2. AMSLER, A.: Beziehung zwischen Tektonik und tertiärer Hydrographie im östl. Jura. *Ecl. geol. H. XVI*, 1922.
3. ANNAHEIM, H.: *Chronological Correlation of the Morphologic Development in the Eastern and Western Alps*. Experientia, Basel, VI, 195, 1950.
4. BAUMBERGER, E.: Bohnerz in „Die Eisen- und Manganerze der Schweiz“, Kümmerly & Frey, 1923.
5. BAUMBERGER, E.: Die Transgression des Vindobonien in den Tertiärmulden von Moutier und Balsthal. *Ecl. geol. H. XVII*, 1923.
6. BAUMBERGER, E.: Die stam-pischen Bildungen der Nordwestschweiz und ihrer Nachbargebiete. *Ecl. geol. H. XX*, 1927.
7. BECK, P.: Über das schweizerische und europäische Pliozän und Pleistozän. *Ecl. geol. H. XXVI*, 1933.
8. BIRKHÄUSER, M.: Geologie des Kettenjura bei Undervelier. *Verhdl. Natf. G. Basel, XXXVI*, 1924/25.
9. BITTERLI, P.: Geologie der Blauen- und Landskronkette s von Basel. Beitrag zur geol. Karte der Schweiz. NF 81, 1945.
10. BRAUN, G.: Zur Morphologie der Umgebung von Basel. *Verhdl. Natf. Ges. Basel, XXVIII*, 1917.
11. BODEN, K.: Die pliozänen Ablagerungen im Gebiet des Oberlaufs der Vezouse in Lothringen. *Sitzungsbericht Bayr. Akad. d. W.* 1919.
12. BUXTORF, A.: Prognosen und Befunde b. Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnel und der Bedeutung der letztern für die Geologie des Juragebirges. *Verhdl. Natf. G. Basel, XXVII*, 1916.
13. BUXTORF, A.: Zur Altersfrage der Faltungsphasen im Kettenjura. *Ecl. g. H. 31*, 1938.
14. BUXTORF, A. und KOCH, R.: Zur Frage der Pliozänbildungen im Nordschweizerischen Juragebirge. *Verhdl. Natf. Ges. Basel. XXXI*, 1920.
15. BUXTORF, A. und CHRIST, P.: Erläuterungen zu Blatt Laufen-Mümliswil des Geol. Atlas der Schweiz 1:25 000, 1936.
16. Carte géologique de la France 1:50 000, Ferrette, 1927.
17. DAVIES, WM. und BRAUN, G.: *Grundzüge der Physiogeographie*, Leipzig und Berlin, 1915.
18. CHABOT, G.: *Les Plateaux du Jura Central. Etude de Morphogénie*. Publ. de la fasc. d. lettres de l'univ. de Strasbourg. 41, 1927.
19. ELBER, R.: Geologie der Raimeux- und der Velleratketten im Gebiet der Durchbruchstäler von Birs und Gabiare. *Verh. Natf. Ges. Basel, XXXII*, 1920/21.
20. ERZINGER, E.: Die Oberflächenformen der Ajoie (Berner Jura). *Mittlg. der Geogr. Ethnol. Ges. Basel, Bd. VI*, 1943.
21. FORKERT, E.: Geolog. Beschreibung des Kartengebietes Tramelan im Berner-Jura. *Ecl. geol. H. XXVI*, 1933.
22. GLAUSER, A.: Geolog. Beschreibung des Kartengebietes. Bl. Montfaucon im Berner-Jura. *Verhdl. Natf. Ges. Basel, XLVII*, 1936.
23. Geolog. Führer der Schweiz. Geolog. Kommission, Basel, 1934.
24. GRAHMANN, R.: Der Jura der Pfirt im Oberelsaß. *N. Jahrb. f. Min. usw. Beilageband XLIV*, 1920.
25. GREPPIN, J. B.: *Description géol. du Jura Bernois*. Mat. p. l. Carte Géol. de la Suisse. 8. livre, 1870.
26. HEIM, ALB.: *Geologie der Schweiz, I und II*, 1920.
27. HUMMEL, K. L.: Die Tektonik des Elsgaus. *Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br., XX*, 1914.
28. KELLER, W. T.: Geol. Beschr. des Kettenjuras zwischen Delsbergerbecken und Oberrheinische Tiefebene. *Ecl. geol. H. XVII*, 1922.
29. KOCI, R.: Geol. Beschr. des Beckens von Laufen im Berner-Jura. Beitrag zur geol. der Schweiz, NF. 48, 1923.
30. LAUBSCHER, H.: Geologie des Gebietes vom Siegfried-Blatt St-Ursanne (Berner-Jura). *Beitr. z. geol. K. d. Schw. NF. 92*, 1948.
31. LEHNER, E.: Geologie d. Umgebung von Bretzwil i. N. schweiz. Juragebirge. *Beitr. z. geol. K. d. Schw. NF. XLVII*, 1920.
32. LINIGER, H.: Geologie des Delsbergerbeckens u. d. Umgebung von Movelier, *Beitr. z. geol. K. d. Schw. NF. 55*, 1925.
33. LINIGER, H.: Die Gitterfaltung im Berner-Jura. *Ecl. geol. H. XIX*, 1926.
34. LINIGER, H.: Beitrag zum Klusenproblem. *Leben und Umwelt, Basel, 8. Jahrgang*, 1952.
35. PHILIPP, H.: Saône-Rhône-Senke und Jura in ihren Beziehungen zur saxorischen Tektonik. *Geol. Rundschau, XXVI*, 1935.
36. ROLLIER, L.: *Deuxième supplément à la description géol. de la partie de la feuille VII, 1:100 000*. Mat. p. la carte géol. de la Suisse NF. 8. livre.
37. ROTHPLETZ, W.: Geol. Beschr. der Umgebung von Tavannes. *Verhdl. Natf. Ges. Basel, XVII*, 1932.
38. RUTTE, E.: Jungtertiär und Altdiluvium im s Oberrheingebiet, *Bericht d. Natf. Ges. zu Freiburg i. Br. Bd. 40*, 1950.
39. SCHAAD, E.: Die Juranagelfluh. *Beitr. z. geol. K. d. Schw. NF. 22*, 1908.
40. SCHAFFER, F. X.: *Geologie von Oesterreich*, Wien 1951.
41. SCHLAICH, E.: Geol. Beschr. von Court im Berner Jura mit besonderer Berücksichtigung der Molassebildungen. *Beitr. z. geol. K. d. Schw. NF. 26*, 1934.
42. SCHWABE, E.: *Morphologie der Freiberge (Berner Jura)*. *Mittlg. der Geogr.-Ethnogr. Ges. Basel, Bd. V*, 1935—38.
43. STÄHELIN, P.: Geologie der Juraketten bei Welschenrohr (Kt. Solothurn). *Beitr. z. geol. K. d. Schw. NF. 55*, 1924.
44. STAUB, R.: *Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie*. *Denkschrift schw. Natf. Ges. Bd. LXIX*, 1934.
45. TOBIEN, H.: Über Hipparionreste in obermiozäner Süßwassermolasse Südwestdeutschlands. *Deutsche Geol. Ges. Bd. 90*, 1938.
46. VIRIEUX, A.: *Contribution à l'étude de la genèse des cluses*. *Actes de la Société Jurassienne d'Emulation. Porrentruy*, 1950.
47. VOGEL, H.: *Geologie des Graitery und des Grenchen-*

bergs im Juragebirge. Beitr. z. geol. K. d. Schw. NF. 26. 1934. 48. VONDERSCHMITT, L.: Die geolog. Ergebnisse der Bohrungen von Hirtzbach bei Altkirch (Ob. Elsaß). Ecl. geol. H. XXXV. 1942. 49. VOSELER, P.: Morphologie des Aargauer Tafeljuras (Verhlg. Natf. Ges. Basel, XXIV, 1918. 50. VOSELER, P.: Die tertiäre Entwicklung des Aargauer Tafeljuras. Mittlg. Aarg. Natf. Ges. 17, 1926. 51. VOSELER, P.: Die Altformen des Juras, ihre Entwicklung und Verbreitung. Verhdl. d. Schw. Natf. Ges. 1940. 52. WAIBEL, A.: Geologie der Umgebung von Erschwil. Beitr. z. geol. K. d. Schw. NF. 55, 1925. 53. WENZ, W.: Das Mainzerbecken und seine Randgebiete, Heidelberg 1921, 54. WITTMANN, O.: Geolog. Spezialkarte von Baden 1:25 000, Erläuterungen Blatt Lörrach u. Bl. Weil, 1952. 55. WYSS, FR.: Zum Begriff „Klus“ u. s. Anwendung in der Kartographie. Der Schweizer Geograph, Jahrgang 10, 1933.

A PROPOS DE L'HISTOIRE ET DE LA MORPHOLOGIE DES CHAÎNES SEPTENTRIONALES DU JURA

L'auteur distingue dans la première période du Tertiaire 3 phases orogéniques divisant la région en parties orientées du NNE au SSO. Plus tard, ces parties furent reprises par le plissement, mais d'une façon différente. Les plissements aquitaniens et miocènes ont été classés en 5 ou 7 phases distinctes: 2 plissements faibles à l'Aquitaniens, un plissement faible précédant l'Helvétien, un autre, un peu plus accentué, avant le Tortonien, 2 plissements considérables, l'un avant le Sarmatien, l'autre après le Pontien, et enfin un plissement postérieur coïncidant avec le Pliocène supérieur. Le Jura ne doit donc pas sa formation à deux phases orogéniques du Miocène supérieur; il est le résultat d'une suite de plissements qui ont eu lieu entre le début de l'Eocène et le début du Diluvium. Les phases orogéniques du Jura correspondent à celles qui ont été reconnues par R. STAUB dans les Alpes. Les chaînes septentrionales du Jura sont les plus anciennes (conformément aux résultats des recherches de A. BUXTORF). Avant la sédimentation des cailloutis pontiens à Hipparion de Charmoille (Ajoie) une pénéplaine régionale sarmatienne s'était formée, s'étendant de la Franche-Comté jusqu'à l'Allemagne et aux Alpes. L'opinion de R. SCHWABE selon laquelle les Franches-Montagnes formeraient une seconde pénéplaine est donc réfutée. Les nombreuses cluses (celle de la Birse, p. ex) sont d'origine anté-tortonienne et servirent de débouché à un réseau fluvial dont les eaux se sont mises à couler en sens inverse au Pliocène moyen. (Antécédence).

A PROPOSITO DELLA GEOMORFOLOGIA DEL GIURA SVIZZERO SETTENTRIONALE

L'autore distingue nel primo periodo terziario 3 fasi orogeniche che hanno diviso la regione in parti orientate da NNE a SSO (che più tardi furono ripiegate in modo diverso) e 5—7 fasi nel periodo aquitaniano e miocenico: due deboli fasi nell'aquitaniens, una debole fase ante-elveziana, un'altra, alquanto più forte, antetortoniana, due fasi considerevoli ante-sarmatiane e postpontiane (fasi principali) e una fase posteriore nel pliocene superiore. Il corrugamento del Giura sarebbe dunque un lungo processo iniziato fin dal principio dell'Eocene e terminato all'inizio del Diluviale, e non un ripiegamento in due fasi durante il Miocene superiore. Le fasi orogenetiche del Giura corrispondono a quelle riconosciute da R. STAUB per le Alpi. Le catene settentrionali sono le più antiche (conferma dei risultati delle ricerche di A. BUXTORF). Prima della sedimentazione delle arenarie pontiane a Hipparion di Charmoille (Ajoie) si formò un penepiano sarmatiano regionale che dalla Franche-Comté si alla estendeva fino Germania e anche nelle Alpi. Vien confutata l'opinione di R. SCHWABE, che le Franches-Montagnes formino un secondo penepiano più recente. Numerose chiuse (cluses) (per es. le chiuse della Birse) sono di origine ante-tortoniana e servirono da scolatoi a una rete fluviale che, nel medio-pliocene, si mise a scorrere in senso opposto (antecedenza).

DAS FISCHEREIGEBIET DER GROSSEN SEEN NORDAMERIKAS

FRITZ BARTZ

Mit 2 Abbildungen

Die 6 großen Seen Nordamerikas bilden mit 250 000 km² Oberfläche das ausgedehnteste zusammenhängende Binnenwassergebiet der Welt. Sie liegen im Übergangsbereich zwischen den gemäßigten und den borealen Klimaten. Die laubabwerfenden Hartholzwälder des Ostens reichen noch an die unteren Seen heran, während die Gestade der Nordküsten der drei größten Seen von subpolarer Taiga eingerahmt