

Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen.

Von

PAUL ARBENZ (Bern).

(Als Manuskript eingegangen am 1. November 1918.)

1.

Die Ablagerungen, die in einem gewissen Zeitabschnitt gebildet werden, zeigen, wie allgemein bekannt ist, nicht überall den gleichen Charakter, weisen vielmehr lithologische Unterschiede auf, ändern sich in ihrer Mächtigkeit und Fossilführung und zwar oft so weitgehend, dass es mühsamer Vergleiche bedarf, um Ablagerungen gleichen Alters als solche zu bestimmen. Unter der Bezeichnung „Faziesveränderungen in horizontalem Sinne“ oder „horizontale Faziesdifferenzen“ pflegt man diese Erscheinungen zusammenzufassen. In den letzten Jahrzehnten wurden nicht zum wenigsten unter Anregung durch unsern Jubilar auch in den alpinen Schichtreihen die Faziesverhältnisse genau untersucht. Die Arbeiten Arnold Heims über die Churfirstengruppe und die helvetische Kreide sind in dieser Hinsicht unübertroffen. Die Feststellung der Faziesdifferenzen und Übergänge in den helvetischen Alpen hat von jeher eine wesentliche, im Anfang ganz unentbehrliche Stütze für die Deckenkonstruktionen abgegeben. Darin lag zunächst der grösste Wert derartiger Untersuchungen. Gleichzeitig wurde aber auch der Versuch gemacht, die verschiedenen Ablagerungsbedingungen, als deren Folge die Faziesveränderungen aufzufassen sind, näher kennen zu lernen, vor allem die Beziehungen zur Meerestiefe zum Ausdruck zu bringen. Die Einreihung von Ablagerungen aus der Vorzeit in die jetzt angenommene Tiefenskala ist manchmal leicht, besonders bei Sedimenten der neritischen Region, oft aber auch sehr schwierig. Gerade die besten Anhaltspunkte, die Fossilien, sind leider in unsern Alpen oft allzu spärlich vertreten. Häufiger ist man in der Lage, einen Begriff vom Gesamtcharakter der betreffenden Sedimentation und ihren genetischen Beziehungen zu benachbarten Räumen zu gewinnen, als über die Meerestiefen auch nur einigermaßen Auskunft geben zu können;

und selbst wenn es gelingt, eine Ablagerung in die Haugsche Skala einzureihen, so ist damit häufig wenig gewonnen.

In den nachfolgenden Zeilen soll nun der Versuch gemacht werden, durch eine etwas andere Orientierung den Fragen nach der Meerestiefe möglichst aus dem Wege zu gehen und Gesetzmässigkeiten der „normalen“ und „gestörten“ Sedimentation zu verfolgen, um auf diese Weise von den Problemen der Sedimentation zu solchen der Gebirgsbildung zu gelangen. Dabei treten wir in den Vorstellungskreis der Argandschen „Embryotektonik“, die aus den Ideen von Suess, Haug, Horn u. a. herausgewachsen ist.

Neben den horizontalen Faziesveränderungen, von denen oben die Rede war, muss besonders auch im Gedanken an alpine Verhältnisse ihr Gegenteil, nämlich die oft erstaunliche „lithologische Konstanz“¹⁾ in gewissen Schichtgruppen im Auge behalten werden, d. h. das Auftreten immer wieder gleicher Gesteine mit gleichen Merkmalen in einem und demselben Formationsglied nicht nur in einer, sondern in mehreren oder gar allen Zonen der Alpen. Mit erstaunlicher Zähigkeit erscheinen z. B. die Kalke des Malm nach allen Fährnissen der Faziesveränderungen immer wieder, ebenso die Dolomite der Trias, die Flyschgesteine u. s. f. Mit anderen Worten: neben den die „Fazies“ modifizierenden Einflüssen ist häufig ein „lithologischer Stufencharakter“ festzustellen. Dabei kann es vorerst gleichgültig bleiben, ob derselbe die Funktion einer bestimmten Meerestiefe sei oder nicht, ob er sich durch landläufige Vorstellungen über die „Fazies“ erklären lässt oder nicht. Es will mir scheinen, dass gerade die Stufencharaktere sehr weit verbreiteter konstanter Komplexe am schwersten physisch und chemisch zu definieren sind.

2.

Ausser dem Fazieswechsel im horizontalen Sinne ist ebenso bekannt der Fazieswechsel im vertikalen Sinne. Aus dem verschiedenartigen lithologischen und faunistischen Habitus übereinanderliegender Schichten wird mit Recht auf zeitliche Änderungen in der Fazies geschlossen. Die Absatzbedingungen (Meerestiefe etc., Milieu) können sich durch Krustenbewegungen und andere Vorgänge anders gestalten. Neben grossen Faziesprüngen (Transgressionssedimente auf Kontinentalbildungen, Regressions- und Festlandssedimente auf

¹⁾ Die erste Notierung derartiger Erscheinungen rührt wohl von Huxley 1862 her, nach Day 1874 (11); er nennt sie Homotaxis.

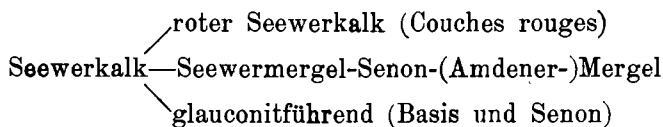
marinen Schichten), die einschneidenden Veränderungen der Verteilung von Land und Meer ihre Entstehung verdanken, begegnet man fast überall kleineren Sprüngen und allmählichen Übergängen.

Wohl der häufigste Fall ist der Übergang einer tonig-schlammigen Ablagerung in eine mehr oder weniger organogen-kalkige, so im Oxford-Argovien, im Valangien, im Barrémien (Drusbergmergel-Schrattenkalk). Man nimmt im allgemeinen an, die tonig-schlammige Fazies sei die bathyalere, die kalkige die neritischere. Dieser Schluss mag in vielen Fällen zutreffen, beweisen kann man diese Auffassung aber meistens nicht. In allen den genannten Fällen verbindet sich mit dem vertikalen auch ein horizontaler Fazieswechsel, d. h. die Änderung in der Sedimentation tritt zwar überall gleichsinnig, aber nicht gleichzeitig ein. Die zeitliche „lithologische Sukzession“ gibt ein Bild des durch „Fazieswechsel in horizontalem Sinne“ geschaffenen Nebeneinander von Sedimenten. Diese Gesetzmässigkeit hat Joh. Walther in seiner Lithogenesis unter den Begriff „Korrelation der Fazies“ gestellt, indem er (S. 979) betont, dass sich nur solche Fazies und Faziesbezirke überlagern können, die in der Gegenwart nebeneinander zu beobachten sind.

Die lithologische Variation innerhalb einer solchen durch Übergänge verbundenen Übereinanderlagerung zweier lithologisch (faziell) verschiedener Komplexe bleibt meistens mehr oder weniger dieselbe, und zwar eine beschränkte, gleichgültig ob wir die einzelnen Schichten horizontal weithin verfolgen oder die vertikal übereinanderliegenden Schichten studieren.

Einige Beispiele von lithologischer Variation innerhalb eines in sich geschlossenen, durch keine grossen Fazies sprünge zerteilten Schichtenkomplexes mögen das Gesagte erläutern. In allen Fällen macht sich die Variation sowohl horizontal, wie vertikal geltend.

Obere Kreide:



Mit Ausnahme der Flysch-, besonders Wildflyschfazies der obern Kreide, die den Eintritt einer tiefgreifenden Störung der Sedimentation darstellt, ist mit diesem Schema der gesamte lithologische Formenschatz für die Oberkreide nicht nur der helvetischen Zone angegeben.

Mittlere Kreide: Auch dieser Abschnitt zeigt nicht nur in der helvetischen Region einen ausgeprägten Stufencharakter, der sich in

gleicher Weise vom Gargasien bis zum Cenoman geltend macht. Die Variabilität ist hier eine beträchtliche; sie führt von Tonen und Mergeln über knollige, kieselige Kalke zu Oolith (selten), Echinodermenbreccie und Sandstein und erhält durch das in allen Typen mögliche, mehr oder weniger reichliche Hinzutreten von Glauconit einen besondern Anstrich. Lithologischer Grundcharakter und Glauconitgehalt scheinen unabhängig voneinander zu variieren. Eine weitere Besonderheit dieser Ablagerungen ist die Häufigkeit schwarzer, phosphatisierter Fossilien.

Barrémien und unteres Aptien: Die beiden Endglieder sind: Fossilarme Mergel und Mergelkalke (mit nur ganz vereinzelt Ammoniten mit Ausnahme des Néocomien à Céphalopodes) = Drusberg-schichten, und Schrattenkalk (oft oolithischer, organogener Kalk mit Milioliden, Diploporiden etc., dazu Requienien, Radioliten, mit Übergang zu Echinodermenkalk). Die Variation ist in der helvetischen Zone, ebenso im Jura und den äussern Westalpen sehr beschränkt und erhält nur etwas Mannigfaltigkeit durch fossilreiche Zwischenglieder, wie die in verschiedenen Niveaux auftretende Fazies der Orbitolinamergel. Der Eintritt der Kalkfazies ist meist kein plötzlicher, vielmehr durch rhythmische Wechsellagerung zwischen Kalk und Mergel verwischt. Dieser intime Wechsel von Kalk und Mergel kann keineswegs auf Wechsel von neritisch und bathyal zurückgeführt werden. In ihren Endgliedern rücken die Barrémienmergel wohl in die bathyale Zone ein, für die Einreihung der gesamten Drusbergschichten ins Bathyale liegen aber zu wenig Anhaltspunkte vor.

Ganz ähnliche Verhältnisse zeigt bekanntlich auch das Valangien mit seinem Pendeln zwischen Mergeln und Urgonfazies in der nordhelvetischen Zone und zwischen Mergeln resp. Tonen und dichtem bathyalem Diphyoideskalk in der südlichen Zone. Die Kalkfazies ist im obren Valangien „zähe“, d. h. lithologisch konstanter als im mittleren und untern Teil. Unten macht sich der Wechsel zwischen Kalk der neritischen Zone und Mergel geltend, oben dagegen geht der neritische Kalk nach Arn. Heim mindestens zum Teil horizontal in bathyalen Diphyoideskalk über. Diese Erscheinung wiederholt sich in den Schichtreihen nicht nur der Alpen ungemein häufig, dass nämlich, wie hier, eine Kalkfazies im untern Teil einer Stufe labiler ist und ganz von Mergeln ersetzt werden kann, d. h. die Mergelfazies das Typische darstellt, während oben die Kalkfazies konstant ist und die lithologische Variation sich hier innerhalb verschiedener Sorten von Kalk abspielt.

Ungemein zäh ist auch der Gesteinscharakter des helvetischen

Dogger, speziell des Aalénien vom Rhein bis über die Rhone hinaus Trotz Mächtigkeitsschwankungen von 1:10 und wohl noch mehr, ist die lithologische Variation auffallend beschränkt. Sie lässt sich durch folgendes Schema ausdrücken:

Tonschiefer — knorrig-sandige, eisenschüssige Tonschiefer —
 — Eisensandstein $\left\{ \begin{array}{l} \text{eisenschüssige Echinodermenbreccie} \\ \text{Quarzit} \end{array} \right.$

Das Eisensilikat (Chamosit?) kann lokal und spärlich als Oolith ausgebildet sein und vertritt wohl den Glauconit.

Die Echinodermenkalk-Fazies kann ganz fehlen. Sie tritt häufig oben (nicht zu oberst) auf, einen Teil des Eisensandsteins ersetzend, selten denselben ganz vertretend (Mürtschenstock) und noch seltener an der Basis als Transgressions sediment über der Trias (Innertkirchen-Engelberg, vermeintlicher Lias).

Eine Besonderheit zeigt sich im Balmhorn- und Urirotstockgebiet. Dolomit als Körner und Gerölle treten dort in gewissen Lagen in Masse auf (ebenso übrigens auch im Bajocien des Urirotstocks) und verwandeln die sandigen Schiefer oder Echinodermen-gesteine des Aalénien in Dolomitbreccien.

Ausgezeichnete Beispiele beschränkter lithologischer Variation liefern auch die verschiedenen Stufen der alpinen Trias. Man denke z. B. an den Buntsandstein und die Werfenerschichten, an die Raiblerschichten in Graubünden und Nordtirol und den Keuper, ferner die ladinischen Mergel, Kalke und Dolomite mit ihrem fast überall völligen Fehlen grob-klastischer Beimengungen.

Eine weitere auffallende Gesetzmässigkeit solcher Schichtreihen mit mehr oder weniger wechselnder Fazies ist ausser der beschränkten lithologischen Variation die mehrmalige Wiederholung gleicher oder ähnlicher lithologischer Sukzessionen im Kleinen wie im Grossen.

Im Kleinen erscheint die Wiederholung als rhythmische Wechsellagerung (Repetitionsschichtung) von Mergel und Kalk besonders dort, wo ein grosser Mergelkomplex nach oben allmählich in einen Kalkkomplex übergeht (vgl. 15, 8, 17). Während dieser Fall sehr häufig ist (Argovien, helvetische und jurassische Geissberg-schichten, Drusbergschichten, Öhrlimergel-Öhrlikalk, Partnachmergel-Arlbergkalk), trifft man den umgekehrten Fall, dass ein Kalk durch rhythmische Wechsellagerung nach oben ebenso allmählich in Mergel überginge, seltener. Von naheliegenden Beispielen wüsste ich nur die Zementsteinschichten des Tithon zu nennen, die zum Valangien über-

leiten, häufig aber gegen den Malmkalk noch scharf abgesetzt sind, und die zonenweise auftretenden Verbindungsschichten zwischen Hauptdolomit und Rhät (Wechsel von Dolomit- und Kalkbänken im norisch-rhätischen Grenzniveau), dann von Kalk und Mergel im Rhät.

In grösserem Umfang sind die sich wiederholenden lithologisch ähnlichen Sukzessionen als Sedimentationszyklen bekannt, eine Bezeichnung, die gewiss berechtigt ist, als sie rhythmische oder zyklische Wiederkehr gleicher Absatzbedingungen angeben will. Eine Parallelität zwischen Abtragungszyklen auf dem Festlande und marinen Sedimentationszyklen kann nur für die grössten, ganze Formationen umspannenden Sukzessionen angenommen werden, für die kleineren und kleinsten wollen wir uns hier nur mit der Konstatierung derselben begnügen und die weitschichtige Materie der Erklärungsversuche möglichst beiseite lassen.

Auf zyklische Gliederungen der Sedimentreihen wurde man wohl zuerst in den 60er Jahren des vergangenen Jahrhunderts in Amerika aufmerksam (Hull, Sterry-Hunt, Dawson), zum Gegenstand einer selbständigen Forschungsrichtung wurde sie durch Newberry (21, 22). Die jüngere stratigraphische Literatur ist sehr reich an zerstreuten Notizen über dieses Thema. Einige zusammenfassende Bemerkungen finden sich in Suess' Antlitz der Erde (25), ferner in Dacqués Paläogeographie (10).

Nicht vergessen werden darf, dass das stratigraphische System von Mayer-Eymar auf der Annahme einer konsequent sich immer wiederholenden zyklischen Sedimentation beruht, auf der die Zweiteilung seiner Stufen begründet ist. Nicht weniger streng an die zyklischen Sukzessionen hält sich in neuerer Zeit Rollier (23). Seine Zusammenstellung von Juraprofilen in seinem Werke über die Fazies des Dogger (23, p. 175—180) sind in dieser Hinsicht von besonderer Bedeutung. Seine Stufenabgrenzungen fallen möglichst genau mit den Zyklengrenzen zusammen. Ein ausgezeichnetes Bild über die in gleicher Weise zyklisch gegliederten Juraablagerungen, vor allem des Bathonien Lothringens lieferte Klüpfel (17, 18).

Nehmen wir zum Ausgangspunkt unserer nur auf das Wesentlichste zu beschränkenden Ausführung den Dogger der Jura-region.

Die Profile, wie sie z. B. in Heims Geologie der Schweiz, Tafel XVIII, in Toblers Juratabellen oder im zitierten Werke von Rollier übersichtlich zusammengestellt sind, zeigen im Grossen eine Wechsellagerung von Tonen, Mergeln und Kalken verschiedener Art, vorwiegend eisenschüssigen Mergelkalken, Oolithen und Echinoder-

menkalken. Zwischen die extremen Glieder der Tone oder Mergel und der Kalke schalten sich häufig knollige oder mit Repetitions-schichtung versehene Sedimente ein, in denen Kalk und Ton intim wechsellagern. Der Wechsel dieser Sedimente ist aber kein willkürlicher, lässt vielmehr verschiedene nicht überall gleich deutliche zyklisch sich wiederholende Sukzessionen von Gesteinen erkennen.

1. Das Aalénien beginnt bei uns mit Tonen, die sich eng an das Toarcien anschliessen, darüber folgen als Kalke, besonders Spatkalk, Sandkalk oder Eisenoolith, die Murchisonaesichten, an die sich, zur gleichen Sukzession gehörend, die Concavus-Sowerby-Schichten anschliessen. Dass auch letztere von Rollier noch zum Aalénien gezogen werden, ist in lithologischer Hinsicht durchaus konsequent und entspricht den natürlichen Verhältnissen nicht nur im Jura, sondern auch in vielen Teilen der Alpen.

Der zweite Teil der Gesteinsreihe besitzt entschieden neritischen Charakter, der erste dagegen wird allgemein als bathyal angesehen.

2. Mit dem Bajocien beginnt, nach Abtrennung der Sowerby-schichten, eine neue, etwas kompliziertere Sukzession. Tonige und knollige Schichten erscheinen besonders im östlichen Jura, mit Eisenoolith der Humphriesischen Schichten beginnend, während im Westen Echinodermenkalke und Korallen führende Ablagerungen schon von Anfang an einsetzen. Es folgen dann im ganzen mittleren und westlichen Jura neritische Kalksedimente, vor allem der (untere) Hauptrogenstein. Vom Fricktal an östlich dauerte aber die tonige Sedimentation länger, und am Randen ist schliesslich nur das oberste Bajocien noch durch einen Eisenoolith markiert, alle tiefern Schichten aber sind vorwiegend tonig ausgebildet.

3.—4. Das Bathonien bringt wieder neue Zyklen; bei uns sind es deren zwei, in Lothringen mehrere. Im Berner Jura enthält der erste Zyklus Homomyenmergel und obern Hauptrogenstein (Bathien Rollier), der zweite die Moveliermergel und die Oolithe cannabine, resp. Pierre blanche (Bradfordien). In andern Regionen ist diese Kalkphase stark verwischt. Hier aber findet sich an ihrem Ende eine scharfe Grenze. Es ist eine deutliche Emersionsfläche mit Bohrmuschellöchern. Derartige auf vorübergehende Trockenlegung oder Hebung in die Litoralregion deutende Spuren sind in den Schichtreihen nicht selten (Klüpfel und Arn. Heim nennen sie häufig). Sie finden sich immer am Schluss einer lithologischen Sukzession, an der Grenze zweier Sedimentationszyklen und werden von mehr oder weniger deutlich entwickelten Transgressionssedimenten überlagert

(Geröllschichten, Trümmerkalk u. dergl.), die den neuen Zyklus einleiten.

5. Auch im Callovien ist mindestens eine Sukzession von Ton und Kalk enthalten, am deutlichsten da, wo Callovientone von der Dalle nacrée überlagert werden. Ob das Cornbrash (Variansschichten) durchweg zum gleichen Zyklus gerechnet werden muss, scheint mir fraglich, aber sicher ist, dass die Grenze gegen das Bradfordien ganz scharf ist. Will man, wie das früher meistens geschehen ist, die Variansschichten zum Bathonien ziehen, so fällt die scharfe Zyklengrenze innerhalb der Stufe.

Schon an diesen Beispielen ist die gesetzmässige Sukzession Ton—Mergel—Kalk (Oolith, Spatkalk, Eisenoolith), der oben mit einer Emersionsfläche abschliessen kann, deutlich zu erkennen. Klüpfel konstatierte im lothringischen Jura deren 30.

Ganz gleichsinnige, wenn auch in der lithologischen Variationsbreite nicht identische Sukzessionen enthalten auch der Lias (Brandes, 6) und der Malm, und man begreift es, dass Mayer-Eymar versuchen konnte, alle Etagen in zwei Teile, eine Tonstufe unten und eine Kalkstufe oben, zu teilen. Es dürfte aber wohl besser sein, drei Phasen innerhalb einer solchen Sukzession oder eines Zyklus zu unterscheiden:

1. Transgressionsphase mit Aufarbeitung des Untergrundes, oft auch klastischer Zufuhr.

2. Inundationsphase mit einer Sedimentation, die häufig den Charakter der bathyalen Zone zeigt, jedenfalls bathyalere Zustände brachte als 1 und 3, und lithologisch durch das Vorwiegen von Ton und Mergel, dann Kalk, ausgezeichnet ist.

3. Regressionsphase mit ausgesprochen neritischer, kalkiger oder sandiger Sedimentation, in vielen Fällen mit einer Emersion, sehr häufig mit einer scharfen Gesteinsgrenze (Discontinuität) abschliessend.

Von 1 bis 3 verändert sich die Sedimentation langsam, von 3 zu 1 erfolgt dagegen ein rascher Wechsel, auch wenn es nicht zu Emersion und Transgression kommt. Besonders die Darstellungen von Rollier zeigen, in welcher Weise der lithologische Charakter innerhalb eines Zyklus variiert. Die lithologische Variation ist horizontal und vertikal sehr nahe verwandt; die tonige Sedimentation ist unten am konstantesten, die kalkige oben. Ganze Zyklen können lithologisch monoton werden und verwischt erscheinen. Im Westen ist es die Kalkfazies, die früher einsetzen kann, bis fast zur völligen Verdrängung der Mergel (unt. Bajocien), im Osten kann die Tonphase länger andauern und für die Kalkphase

fast oder gar nichts mehr übrig lassen. Am prägnantesten sind diejenigen Profile, wo sich, wie etwa im Berner Jura, Kalke und Mergel die Wage halten; da ist die zyklische Wiederholung gleichsinniger lithologischer Sukzessionen am auffallendsten.

Nicht weniger deutlich und gesetzmässig ist die zyklische Gliederung der helvetischen Kreide, deren Faziesverhältnisse unter der Anregung von Alb. Heim durch eine ganze Reihe seiner Schüler studiert und durch Arn. Heim und Ernst Ganz zu einer bis in alles Detail gehenden Vollständigkeit aufgeklärt worden sind. Alle Stufen zeigen gleichsinnige Faziesänderungen in horizontalem Sinne, und allen ist eine für diesen Raum auffallende Beschränkung in der lithologischen Variation eigen. Eine besondere Eigentümlichkeit dieser Profile liegt in der bis viermaligen Wiederholung der Urgonfazies.

1. Zyklus: Tithon — Öhrlimergel — Öhrlikalk (oolithisch-organogen, oben nicht selten Korallen). Unt. Valangien.

2. Zyklus: Valangien (s. s.) — Mergel — Valangienkalk (schrattenkalkähnlich, oben häufig eine Echinodermenbreccie mit Sandgehalt). Abschluss (resp. Anfang des folgenden Zyklus) eine nicht überall vorhandene Bank von Glauconitsandstein, (Gemsmättelschicht, oberes Valangien).

3. Zyklus: (Glauconitsandstein des obern Valangien) — Mergel und Kieselkalk des Hauterivien, zuletzt wiederum häufig Echinodermenbreccie und Glauconitsandstein (Altmannschichten, unt. Barrémien).

4. Zyklus: (Glauconitsandstein) — Mergel und Kalkbänke der Drusbergschichten — unt. Schrattenkalk.

5. Zyklus: Orbitolinamergel (z. T. mit Einlagerung von Sandstein) — oberer Schrattenkalk (unt. Aptien), zu oberst Korallen und Echinodermenkalk weit verbreitet, mit Emersion oder Discontinuität abschliessend.

6. Zyklus: Beginn der „mittleren Kreide“, „Gault“ s. l.: Fossilbank mit Phosphat und Glauconit (Lutere Zug), Mergel, Glauconitsandstein, Sandstein oder Oolith und schliesslich Echinodermenbreccie (Gargasien).

7. Zyklus: Glauconitphosphatbank, Mergel mit Glauconit, Kalk; kein einfacher Zyklus (Albien).

8. Zyklus: a) Turrilitenschicht (Glauconit-Phosphatbank), Cenoman, Bindeglied von 7 und 8.

b) Seewerkalk, bathyaler Foraminiferenkalk.

c) Seewermergel-Senon, bathyale Foraminiferenmergel mit pyritifizierten Fossilien, nur in der Südzone vorhanden.

9. Zyklus: Emersion und Transgression durch die jungkretazischen Wangschiefer oder das Tertiär. In der Südzone sind Stellen mit mariner Verbindung von Kreide und Tertiär wahrscheinlich.

Bei den meisten der genannten Zyklen mit Ausnahme des letzten, der völlig neue Zustände brachte, fällt die beschränkte und immer wieder ähnliche lithologische Sukzession auf. Die letzten Glieder sind die neritischsten, die darauffolgenden Glauconitbänke mit ihren als schwarze Phosphate erhaltenen Fossilien und Fossiltrümmern markieren das Umkippen in den bathyalen Zustand. Sie repräsentieren vielfach die Transgressionsphase. Immersions- und Regressionsphase schliessen sich als Hauptglieder des Zyklus mit der ausgiebigsten Sedimentation an.

Von der nördlichen zur südlichen Zone der helvetischen Kreide vollziehen sich die bekannten Faziesveränderungen, die sich, auf die zyklische Gliederung bezogen, folgendermassen formulieren lassen:

1. Der erste Zyklus setzt aus und verschmilzt infolge Auskeilens des Öhrlikalks mit dem zweiten.

2. Der neritische Kalk des zweiten Zyklus besitzt grössere Konstanz. Er geht im Süden nicht in Mergel, sondern in einen bathyalen Kalk (Diphyoideskalk) über, der seinerseits wiederum weit verbreitet, d. h. sehr konstant ist.

3. Die Mergel von 1 und 2 nehmen gegen S stark an Mächtigkeit zu, die Austern verschwinden.

4. Der Kieselkalk des 3. Zyklus nimmt stark zu und wird an der Basis tonig.

5. Die Mergelfazies des 4. Zyklus ersetzt im S den ganzen untern Schrattenkalk, d. h. der ganze Zyklus verschwindet wie der erste.

6. Der obere Schrattenkalk (= Regressionsphase des 5. (+ 4.) Zyklus ist auch im S noch lange konstant vorhanden als spätiger kieselig Kalk.

7. Der 6. Zyklus (Gargasien) fehlt im N. An seine Stelle tritt eine Lücke in der Schichtreihe.

8. Im 8. Zyklus nimmt eine allgemeine Überflutung überhand, die Immersionsphase dominiert.

9. Alle diese Faziesveränderungen finden sich in parallelen Zonen.

Die Linien gleicher Fazies laufen nahezu parallel mit den Falten und den Deckengrenzen. Der Übergang von Nord- in Südfazies ist ein ganz kontinuierlicher und bestätigt die Richtigkeit der Deckenprofile. Die ganze Zone besass den Charakter eines Schelfmeeres ganz ähnlich wie die Juraregion im eben besprochenen Dogger, mit Übergang von der neritischen in die bathyale Zone. Der

horizontale Fazieswechsel bringt auch hier die gleichen lithologischen Variationen wie die vertikale Sukzession. Gute Grenzen sind die Emersionsflächen, variable diejenigen zwischen Immersions- und Regressionsphase.

Beispiele von viel umfassenderen und lithologisch noch extremeren Sedimentationszyklen enthält die Triasformation vor allem in der germanischen Provinz durch das Hinzutreten kontinentaler Transgressionssedimente am Anfang der Zyklen und rein chemischer Absätze am Ende der marinen Phasen als besondere Begleiterscheinung der Regression unter „Eindampfung“ von Meeresteilen. Die Zyklen tragen hier deutlich den Charakter von Transgressionswellen.

(1. Rudimentärer Zyklus: Mariner Oolithkalk im unt. Buntsandstein am Harz, dann Buntsandstein).

Erster Hauptzyklus: Röt (Dolomit, Gips in Thüringen) des obern Buntsandstein = beginnende Transgression. Wellenbildung (unt. Muschelkalk) = Immersion, marin. Anhydritgruppe mit Steinsalz etc. und Ton (mittlerer Muschelkalk) = Regression mit Eindampfung, chemischer Zyklus. Dabei ist zu beachten, dass hier, wie auch in andern Fällen, bereits das Röt, d. h. die Transgression zu lokalen „Eindampfungen“ führte und vielleicht Teilzyklen enthielt.

Zweiter Hauptzyklus: Hauptmuschelkalk (marin = Transgression plus Immersion), Lettenkohle (unt. Keuper) regressiv, halbkontinental; Keuper mit lagunären Teilzyklen (Gipskeuper), die in der ostalpinen Trias sich zum dritten Hauptzyklus mit dem Hauptdolomit auswachsen.

Hier fallen die Stufengrenzen nicht mit den Zyklengrenzen zusammen. Die Zyklen, besonders deren Anfang, stimmen zeitlich wohl nicht genau miteinander überein.

Die Frage drängt sich auf, ob die Zyklen denn überhaupt überall gleichzeitig waren und ob sie als Grundlagen für die Stratigraphie angenommen werden dürfen. Für die grossen, Festländer verschlingenden Transgressionen ist dies sicherlich nicht der Fall. Das zeigen die Untersuchungen von Grabau (13) über das Palaeozoikum und Mesozoikum in Nordamerika, das lehrten auch die hervorragenden Arbeiten des allzu früh uns entrissenen Boussac (9) über das Eogen der Alpen. Mit der wandernden Transgressionswelle rückt auch der Streifen mit typischer Transgressionssedimentation langsam gegen das Festland vor. Der Anfang des Zyklus verspätet sich also umso mehr, je weiter dieser über den Kontinent fortschreitet.

Die kleinen Stufenzyklen des Jura sind in ihrer Hauptzahl im Anglo-pariser Becken und in der Schweiz gewiss nahezu gleichzeitig.

Klüpfel betont aber, dass die Zyklen in Lothringen einmal nicht durchgehend seien — das würde ihre Gleichzeitigkeit in grösseren Gruppen nicht ausschliessen —, aber auch wirklich nicht gleichzeitig seien. Die Bestimmung des relativen Alters der Zyklen benachbarter Gegenden, das geht sowohl aus den Argumentationen Rolliers wie Klüpfels hervor, kann übrigens aus den Fossilien allein nicht einwandfrei bewiesen werden, da die Faunen in hohem Masse von der Fazies abhängig sind. Das Eintreffen vieler Ammonitenfaunen ist vom Eintreffen des jeweiligen Zyklus resp. einer Phase des Zyklus abhängig, die für die Verbreitung, für aktive und passive Wanderung günstige Bedingungen bringt. Zur Bestimmung des relativen Alters der Zyklen in benachbarten Zonen ist die minutiöseste Verfolgung der einzelnen Schichten nötig.

Es ist kein Zufall, dass die Stufenstratigraphie aus Ländern stammt, wo die zyklische Gliederung besonders deutlich ausgeprägt ist und die lithologischen Stufenmerkmale dominieren. Die besten Zeiteinschnitte liefern offenbar die Emersionsflächen, falls sie weite Verbreitung zeigen, d. h. die Endphasen der Zyklen, die unbestimmtesten die Grenzen zwischen Ton- und Kalkphasen. Alle Lokalgeologie und auch die Detailkartierung hat lithologische oder Zyklenstratigraphie als Hauptgrundlage. Sie kann auch ohne Fossilien zu einem befriedigenden Resultat führen und die Faziesverhältnisse weitgehend klarlegen helfen.

Eine wichtige Tatsache ist nun, dass die Sedimentationszyklen besonders reichlich in den Ablagerungen der ehemaligen Transgressions- oder Epikontinentalmeere auftreten. Die Stufenstratigraphie stammt, wie Haug betont, aus derartigen Meeresabsätzen, nicht aus den monotoneren der Geosynklinalen. Dieser Umstand hängt mit der typischen Ausbildung der die Stufengliederung ermöglichenden Zyklen zusammen. Zyklische Sedimentation ist für die Epikontinentalmeere die normale Sedimentation. Irgend eine Störung durch gebirgsbildende Vorgänge ist dabei nicht im Spiel.

So leicht es ist, die Existenz der lithologischen Sukzessionen und die weite Verbreitung gleichartiger Sedimentzyklen zu erkennen und richtig zu bewerten, so schwierig ist es, die Ursachen für die Zyklengliederung überhaupt und auch für den lithologischen Ausdruck, den sie findet, anzugeben. Die massgebenden Faktoren sind jedenfalls mannigfaltig. Periodische Änderungen des Klimas, der Zusammensetzung des Meerwassers, der Strömung und vor allem

Hebungen und Senkungen kommen in Frage, wobei auch nicht vergessen werden darf, dass auch das Wasser gegenüber dem Festen durch Veränderung seiner Quantität oder Verdrängung absolut, nicht bloss relativ seine Lage verändern konnte. Nicht jede Regression und Emersion bedeutet Hebung des Bodens; auch die Ausfüllung des Meeres verändert die Fazies der entstehenden Sedimente und führt zu dessen Verdrängung. Es handelt sich hier um ein un-gemein kompliziertes Problem, das hier in Kürze nicht abgehandelt werden kann. Die Ausführungen Klüpfels (18, p. 107 etc.) sind in dieser Hinsicht besonders lehrreich. Sie zeigen, dass die all-gemeine Auffassung, der zyklischen Gliederung liegen relative Niveau-schwankungen zugrunde, für viele Fälle wohl richtig ist.

Das in den epikontinentalen Meeren zur Ablagerung gelangende Material stammt, soweit die Zyklen normal sind, vom Festland, vom Kontinent, dessen Schicksal sich in den zyklischen Sedimenten wider-spiegelt. Von dort wird es in klastischer oder gelöster Form durch die Gewässer zugeführt und gelangt unter wechselnden Bedingungen zum Absatz.

Zwei Gruppen von Sedimenten und zwei Typen der Sedimenta-tion mischen sich in diesen Meeren:

1. Die epirogene Sedimentation, bei welcher das Material in Form von Geröllen, Sand und Schlamm vom Festland stammt.

2. Die thalattogene Sedimentation, welche die rein chemi-schen und organischen Sedimente umfasst. Es kann dabei unent-schieden bleiben, woher das gelöste und zur Ausscheidung gelangende Material stammt; sie ist auch keineswegs auf Epikontinental- oder Schelfmeere beschränkt. Der Versuch, chemische und organogene Absätze zu trennen, stösst in den meisten Fällen auf grosse Schwie-rigkeiten. Eine prinzipielle Trennung erscheint mir unnatürlich, viel-mehr diese Zusammenfassung geboten. Wollte man auch die entsprechen-den Sedimente der Seen einbeziehen, so wäre die Bezeichnung hydatogen zu wählen und die Abteilungen thalattogen und limnogen zu unter-scheiden.

Aus dieser Definition geht hervor, dass der Begriff thalattogene Sedimentation keinen Gegensatz zur epirogenen bildet, sich vielmehr mit ihr, wie auch mit einem dritten Typus überall verflechten kann. Die innige Vermengung beider Typen ist in der organogen-detri-tischen Ablagerung besonders deutlich. Thalattogenes Material wird hier nach Art der epirogenen Einschwemmungen in Form von Sand und Trümmern wieder niedergesetzt.

3.

In den Alpen, wie auch in den meisten andern grossen Kettengebirgen gibt es Zonen, in denen die Schichtreihen keine gesetzmässige zyklische Gliederung zeigen. Dahin gehören die jungpaläozoischen Casanaschiefer, die Schistes lustrés der Trias und des Jura, die Flyschfazies und die Molassebildungen. Argand, sowie auch R. Staub haben aus der penninischen Zone Stellen beschrieben, wo die Casanaschieferfazies von unten, die Schistes lustrés-Fazies von oben die hier im übrigen „germanisch“ gegliederte Trias mit Sandstein, Dolomit und bunten Schiefeln aufzehren, so dass fast nichts mehr übrig bleibt. Die mächtigsten Zykleneinschnitte der Erdgeschichte sind hier fast ganz verwischt infolge einer tiefgründigen Störung. Wir befinden uns hier in einer jener Regionen, die von Haug und andern Geosynklinalen genannt wurden.

Aber bei weitem nicht in allen Geosynklinalen ist die zyklische Sedimentation gestört. Die ostalpin-mediterrane Trias zeigt meistens eine ausgezeichnete zyklische Gliederung, so dass man versucht ist, sie einem im Laufe der Entwicklung durch beträchtliche Senkungen modifizierten Epikontinentalmeer zuzuweisen. Auch wenn innerhalb ihrer Schichtreihe tiefmeerische Sedimente auftreten, zu denen man (ob mit Recht?) die roten Cephalopodenkalke rechnet, so nehmen sie doch nie den Charakter der Glanzschiefer an.

Die Schistes lustrés- und auch die Flyschfazies ist keineswegs bloss eine Funktion der Tiefe. Die Glanzschiefer gehören wohl vorwiegend der bathyalen Region an. Wichtiger als die absolute Tiefe ist aber das Anhalten gleicher Sedimentationsbedingungen, d. h. in diesem Fall von starker Zufuhr von Schlamm und gröberem Material aus benachbarten Zonen unter fortschreitendem, die Sedimentation immer wieder ausgleichendem Nachsinken des Untergrundes. Dieser Schluss drängt sich angesichts der enormen Massen solcher gleichartigen Sedimente immer wieder auf.

Grosse Mächtigkeit, Wechsel im Kleinen, aber Monotonie im Grossen und Fossilarmut sind die Hauptmerkmale von Schistes lustrés und Flysch. Wohl niemand hat diesen Typus von Sedimenten und die Beziehungen zur Deformation des Untergrundes und zum werdenden Gebirge grosszügiger und klarer geschildert als Marcel Bertrand (5). Schistes lustrés (flysch schisteux, trias et jurassique), Flysch s. s. (flysch grossier, crétaé, eocène), Molasse (oligocène-miocène) bilden für ihn eine Reihe ähnlicher Faziestypen, in denen sich das werdende, aus der Geosynklinalphase langsam auftauchende Gebirge widerspiegelt. Auch in andern älteren Gebirgen sah er

dieselbe Fazies und Sukzession wiederkehren und versuchte sie den vier wichtigsten Gebirgsbildungszyklen (Chaine huronienne, Chaine silurienne, Chaine houillère, Chaine alpine; oder präcambrische, caledonische, herzynische, alpine Gebirgsbildung) beizuordnen.

Auf die Ursachen, die in den epikontinentalen Meeren Sedimentationszyklen von kleiner Spannweite riefen, reagierte diese Sedimentation nicht. Ihre Zyklen sind nach Marcel Bertrand viel umfassender und decken sich erst mit den grossen Perioden der Erdgeschichte. Aber innerhalb dieses riesigen Rahmens zeichnen sich deutlich die von den kleinen Zyklen her bekannten drei Phasen der Transgression, Inundation und Regression ab. Die erstgenannte Phase kommt in der penninischen Zone nur dort zum Ausdruck, wo die Trias noch ihre Stufenmerkmale zeigt, wo die palaeozoische Gebirgsbildung resp. Deformation nicht kontinuierlich in die mesozoische übergang, vielmehr eine Hebung eingeschaltet war.

Der ganze Typus der Sedimentation dieser Gebirgszonen steht in seinen Endgliedern in schroffem Gegensatz zur epirogenen, und muss als ein dritter Typus, als orogene Sedimentation, aufgestellt werden. Es ist ganz unmöglich, bei der Fossilarmut dieser Komplexe eine Einreihung in die Tiefenskala vorzunehmen. Man liest von bathyalen Casanaschiefern, die unter Umständen in pflanzenführendes Carbon übergehen oder in festländische Verrucanosedimente. In den Bündnerschiefern pendelt die Sedimentation zwischen „neritisch“ und „bathyal“ herum, wobei unter den Begriff „neritisch“ Kalke, Konglomerate und Breccien, unter „bathyal“ die Tonschiefer fallen. Stärkere Schübe von gröb-klastischem Material und Eintreten etwelcher thalattogener Sedimentation mögen diesen Fazieswechsel wohl meistens verursacht haben. Änderungen in der Tiefe sind dadurch keineswegs bewiesen.

Die Störung der normalen Sedimentationszyklen kann sich in der Richtung gegen eine orogene Zone in zwei verschiedenen Formen äussern, entweder durch Übergang der zyklischen Sedimente in die homogene Geosynklinalfazies oder in Konglomerate und Breccien.

Der erste Fall tritt am Südrand der helvetischen Zone ein. Die deutlich gegliederten Schelfabsätze verlieren, wie wir oben gesehen haben, im Süden noch innerhalb der helvetischen Decken zwei (bis drei) Zyklen, die Sedimente werden toniger und dabei mächtiger, die Kalke schwinden. Ganz ähnlich geht es mit dem Dogger der Berner Alpen. Die positiven Beweise für neritische Fazies verschwinden in der Fauna. Die bathyalen Formen der Kreide kommen erst spärlich,

werden aber an andern Orten dominierend. Die „Facies mixte“ von Grenoble entspricht ihrer Fazies nach dem helvetischen Schelf und zeigt gegen SE ganz ähnliche Übergänge wie die helvetische, führt aber bis zur cephalopodenreichen bathyalen Fazies. Wir finden das entsprechende Glied bei uns nicht mehr in den eigentlichen helvetischen Decken, sondern in dem Néocomien à céphalopodes der Zone des Cols und der Zone externe in den Préalpes, deren Heimat unmittelbar südlich derjenigen der helvetischen Decken liegt. Der Übergang von neritisch zu bathyal ist hier sicher dokumentiert. Er entspricht dem Übergang vom Schelf in die zentralen Teile einer Geosynklinale. Über ihren Südrand wissen wir fast nichts.

Verschiedene Autoren glauben, im obern Teil der Schistes lustrés und der Bündnerschiefer sei auch Kreide vertreten. Dies ist angesichts der Unmöglichkeit, Trümpys Eogen von älteren Schichten zu trennen, wahrscheinlich, aber bestimmte Anhaltspunkte liegen nicht vor.

Der zweite Fall der Störung tritt uns am typischsten dort entgegen, wo wir jenseits der Bündnerschieferzone wieder auf Malm und Kreide stossen, nämlich in der über die Bündnerschiefer und ihren Flysch weggeschobenen Falknisdecke. Die Schichtreihe erinnert mit ihrem Malmkalk, mit Urgonfazies und Glauconitsandstein sehr stark an die helvetische Fazies. Diese Verwandtschaft bleibt aber auf den lithologischen Grundstock der Sedimente beschränkt. Die Sedimentationszyklen haben sich nicht alle wieder eingestellt. Die auffallendste Störung beruht hier aber in Einschwemmungen von Sand, Geröll und Blöcken, die sich in allen Horizonten sozusagen vom Dogger bis zum Flysch vorfinden. Die Gerölle, unter den in den tiefern Lagen vor allem Granit dominiert, sind zu ganzen Lagern vereinigt. Sie sind bald abgerundet, bald eckiger, und ihre Korngrösse nimmt von S gegen N von mächtigen Blöcken bis zu Sand ab. Wir haben hier eine Einstreuung von Konglomeraten und Breccien vor uns, die durch Formationen hindurch anhielt, ohne den lithologischen Grundcharakter (d. h. die Stufenmerkmale) völlig zu verändern.

Die darüber folgenden Schuppen und Teildecken, die, wie auch schon die Falknis, heute zur sog. unterostalpinen Schubmasse gestellt werden, sind nicht weniger reich an Breccien. Schliesslich bleibt keine Stufe der Schichtreihe vom Verrucano bis zum Flysch, die nicht irgendwo als Breccie entwickelt, d. h. voll von Einstreulingen oder Produkten sedimentärer Umlagerung wäre; ja es gibt sogar Stellen (J. Cadisch wird darüber berichten), wo es den Anschein hat, als

ob die ganze Schichtfolge eines Profils von der Trias bis zur Kreide brecciös entwickelt wäre.

Noch viel mehr als bei der Fazies der Schistes lustrés drängt sich hier die Vorstellung von kontinuierlichen Deformationen auf. Dort war es das Bild der sinkenden und sammelnden Mulde, hier dagegen das einer immer wieder blossgelegten Aufragung, der Steilküste und des Steilabfalls mit seinem Geröllschutt. Es ist die Nähe nicht der Geosynklinale, die immer wieder sinkt, sondern der stets wieder aktiven Geantiklinale. Diese Zone fällt mit dem Rand der unterostalpinen Decken zusammen. Der Charakter der Sedimente dieses Randes zeigt, dass aus der Geantiklinale der Deckenkomplex geworden ist, dass mit andern Worten die Geantiklinale schon im Mesozoikum ihre differenzielle Bewegung gegenüber den vorliegenden Bündnerschiefersynklinalen begann. Ohne Zweifel steht auch diese Sedimentation im Zusammenhang mit der Gebirgsbildung und verdient daher die Bezeichnung orogen.

Ihren Höhepunkt erreicht die Störung der normalen Sedimentation durch orogene Konglomerat- und Breccieneinlagen, erzeugt durch Einschwemmung und wohl auch submarine Abrutschung in der Fazies des Blockflysches oder Wildflysches. Weder an ein bestimmtes Alter noch an eine Meerestiefe scheint diese aussergewöhnliche Form der Ablagerung gebunden zu sein. Eine scharfe Grenze gegenüber dem Vorgang der oben geschilderten Einschwemmung existiert nicht. Nach Arn. Heim setzt die Wildflyschfazies in der helvetischen Zone schon im Senon ein, um dann im Alttertiär ihren Höhepunkt zu erreichen. In der Gegend von Sachseln und östlich des Surenenpasses erscheint der Wildflysch von Globigerinenmergel durchsetzt, die bald mehr an die helvetischen Staadschiefer, bald mehr an die Senonmergel erinnern. Auch hier liegt es nahe, einen Teil des Wildflysches in die Kreide zu versetzen, ganz gleich wie in Teilen der Zone des Cols und von Habkern, wo der innige Verband mit den ebenfalls kretazischen Leimernschichten eine Trennung in Kreide und Tertiär oft unmöglich macht. Die „wilde“ Zusammensetzung dieser sehr heterogenen Sedimente ist zum Teil primär, zum Teil wurde sie noch durch tektonische Vorgänge verstärkt. Als rein mechanische Reibungsbrecchie an der Basis der Decken darf man sie, wie Sarasin, Arn. Heim und Beck gezeigt haben, keineswegs auffassen. Sie sind vor allem eine Begleiterscheinung der im Meer vorgetriebenen Decken (vgl. Beck 4). Bald blockreich, bald frei von solchen, erscheinen sie uns hier als ein vorwiegend stratigraphisches, dort mehr als ein tektonisches Durcheinander (vgl. die das

Problem ausgezeichnet wiedergebenden Notizen von Lugeon, 20 und Gagnebin, 12).

Die bisherigen Ausführungen lassen sich etwa folgendermassen zusammenfassen.

Ausgehend von den Erscheinungen der horizontalen Faziesveränderungen in sedimentären Schichtreihen wurde auch auf die häufig auftretende lithologische Konstanz, d. h. den Stufencharakter aufmerksam gemacht.

Die Faziesveränderungen in vertikalem Sinne zeigen häufig gewisse Gesetzmässigkeiten, indem sich ähnliche lithologische Sukzessionen in einer Formation wiederholen und als grössere oder kleinere Sedimentationszyklen aufzufassen sind. Die lithologische Variation ist darin eine beschränkte und bewegt sich in den gleichen Grenzen wie bei den horizontalen Faziesveränderungen der betreffenden Stufe.

Zyklisch gegliederte Schichtreihen treten besonders als Typus der normalen Sedimentation im Bereich alter Transgressions- oder Epikontinentalmeere auf. In vielen Fällen lassen sich innerhalb eines solchen Zyklus drei Phasen unterscheiden: Transgressions-, Inundations- und Regressionsphase, die bis zur Trockenlegung (Emersion) führen kann.

In den Geosynklinalen und orogenetischen Zonen überhaupt erfahren die Sedimentationszyklen Störungen und werden schliesslich ganz verwischt. Sie verschwinden nicht nur in den bathyalen Massen einer Synklinale, sondern auch in Ablagerungen, die wie z. B. Flysch und Teile der Schistes lustrés zwischen sog. bathyaler und neritischer Fazies herumzupendeln scheinen. Die Störung kann aber auch auf groben Einstreuungen beruhen, die sich den normalen Sedimenten beimengen. Die erste Art der Störung kann nach den heutigen Vorstellungen einer Geosynklinale, die zweite einer Geantiklinale zugewiesen werden.

Die lange Dauer gleichartiger Störungen der normalen Sedimentation ruft der Vorstellung lang andauernder störender Ursachen, d. h. in diesem Falle kontinuierlichen Deformationen als Vorläufer eigentlich gebirgsbildender Bewegungen.

Unabhängig von den Tiefenverhältnissen können darnach folgende Typen der Sedimentation unterschieden werden:

1. Epirogene Sedimentation, in Epikontinentalmeeren. Klastisches Material stammt vom Festland (Kontinentalblock). Zyklische Gliederung ist die Regel.

| 2. Orogene Sedimentation, in Geosynklinal- und Geantiklinal-

regionen. Klastisches Material stammt vom werdenden Gebirge. Zyklische Gliederung der Sedimente wird mehr und mehr verwischt.

3. Thalattogene Sedimentation (chemische und organogene Absätze liefernd), die keinen Gegensatz zu 1 und 2 bildet, vielmehr damit in mannigfaltigster Weise verflochten ist. Dabei bleibt es gleichgültig, woher die gelösten, jetzt ausgeschiedenen Stoffe stammen.

Den Schluss, orogene Sedimentation finde sich in orogenetischen Zonen (Geosyn- und Antiklinalen), darf man nicht auf alle Geosynklinalen im Sinne Haugs ausdehnen. Es gibt ausgedehnte sog. Geosynklinalräume mit mehr oder weniger intensivem Relief, die, wie z. B. die ostalpine Trias, zyklische Schichtreihen enthalten.

An diese Zusammenfassung kann noch ein Gesichtspunkt angeschlossen werden, der von Grabau (13) besonders hervorgehoben worden ist:

In der Transgressionsphase kommt das eingeschwemmte Material der Bewegung des Strandes entgegen, in der Regressionsphase bewegen sich beide gleichsinnig. Dieser Satz gilt in dieser Allgemeinheit nur für die epigorene Sedimentation. Anders verhält es sich bei orogenen Ablagerungen und ihrer Wanderung. Um dieser Frage näher treten zu können, müssen wir weiter ausholen.

4.

Die Untersuchungen und Deduktionen von Haug, Argand, R. Staub und anderen haben gelehrt, dass im Querprofil der Zentralalpen eine Anzahl Geosynklinal- und Antiklinalwellen miteinander abgewechselt haben.

Die wichtigsten Antiklinalen waren schon im Jungpalaeozoikum angedeutet und wuchsen durch Übertreibung ihrer Formen zu Decken aus (Bernhard-, Dent Blanche-, unterostalpine Decken). Die Anwendung und Gültigkeit dieser Anschauung für die ostalpinen Decken bedarf im einzelnen noch einer genauen Prüfung.

Andere Decken — sie sind in der Regel jüngeren Datums — entstanden aus den Tiefen der Synklinalen (z. B. die Mte. Rosa-Decke).

Die Umbildung und Vortreibung der Geantiklinalen in Form von Decken war ein fortschreitender, in Phasen gegliederter, auf lange Zeiträume verteilter Prozess. Im Tertiär erfolgte die stärkste Bewegung, der tektonische Paroxismus.

Diese ungemein fruchtbare Anschauung präzisiert und krönt die alte Idee, dass die jungen Kettengebirge im Mesozoikum eine Geosynklinalphase durchgemacht haben. Die Wellengliederung der oro-

genetischen Zone findet ihre Übertreibung und Verzerrung in den tektonischen Schlussformen; sie erscheint wie ein Embryonalgebilde gegenüber dem ausgewachsenen Gebirge. Eine Menge von Rück- und Analogieschlüssen aus den Faziesverhältnissen haben die Errichtung und den weitem Ausbau dieses Ideengebäudes ermöglicht, in dem die Tatsachen ohne Zwang einlogiert werden können.

Geosynklinalen und Antiklinalen lassen sich direkt mit den Inselkränzen und den sie begleitenden Vortiefen und Tiefseegräben vergleichen. Suess, Haug, Horn (16), Argand (3) und Brouwer (7) haben diesen Vergleich gemacht und die Übereinstimmung gezeigt. Inselkranz und Vortiefe gehören zusammen wie Gewölbe und Mulde. Beide sind nicht starr, sondern in Umbildung und Bewegung begriffen. Der Inselbogen rückt gegen die Vortiefe und sucht sie zu verdrängen.

Die Geantiklinale entspricht dem Inselkranz. Hier herrscht festländische Abtragung. Von den Erosionsborden können grobe und grösste Einstreuungen dem Meere überliefert werden.

Der Steilabfall zur Vortiefe ist die Heimat der grobklastischen orogenen Fazies mit ihren Konglomeraten, Breccien und Abrutschungen. Beständig erneuert sich die Steilböschung infolge Vortriebs des Inselbogens und damit auch die orogene Sedimentation. Die rasche und mächtige Zufuhr von Material überwältigt die Tiefencharaktere in den Sedimenten.

Der Boden der Vortiefe beherbergt die bathyale orogene Fazies. Ist sie breit und offen und ein eigentliches Tiefmeer, so kann sich der Einfluss des Inselbogens verlieren. Die normale tiefmeerische Sedimentation stellt sich ein.

Schreitet der Inselbogen nicht gegen den freien Ozean vor, so ist die Aussenseite der Vortiefe von einem Vorland begrenzt, einem Schelfmeer mit epirogener Sedimentation. Geht die Bewegung weiter, so wird die Vortiefe zwischen Inselkranz und Vorland eingengt und verdrängt durch tektonische und sedimentäre Auffüllung. Schliesslich strandet der Inselbogen am Festlandsklotz und der tektonische Bildungsprozess ist abgeschlossen oder das Vorland knickt unter Bildung neuer Vortiefen immer wieder ein, der Last und dem Andrang der zur Decke gewordenen Erdwelle nachgebend.

Die beiden konzentrisch gebogenen Inselkränze von Timor-Tenimber-Ceram und Flores-Wetter-Banda Inseln - Api, welche die Bandasee umgeben und mit ihren Vortiefen versehen gegen die Kontinentalränder und Schelfe von Australien und Neu-Guinea geschoben werden, zeigen die grösste Übereinstimmung mit den für die West-

alpen gewonnenen Vorstellungen. So mögen nach den Arbeiten von Argand (3) und Brouwer (7) die Westalpen zu gewissen Zeiten im Mesozoikum ausgesehen haben. Diese Feststellung ist nach zwei Richtungen wichtig, die von den genannten Autoren, ferner vor allem auch von Horn (16) weitgehend gewürdigt wurden. Einmal zeigt sich uns hier tatsächlich ein in Bildung begriffener Ketten- und Deckenbogen, dessen jugendliche und fortschreitende Bewegungen zweifellos feststehen, und ferner festigt sich im Anblick dieser Formen die Vorstellung von der allmählichen, über Perioden der Erdgeschichte verteilten Entwicklung der Gebirgsbogen, mit andern Worten einer kontinuierlichen Deformation. Die Ketten der Bandasee veranschaulichen die Geosynklinalphase, die Alpen das Schlußstadium.

Zwei Arten von Krustenbewegungen können sich eines solchen Systems während seiner Entwicklung bemächtigen:

1. Allgemeine epirogenetische Bewegungen oder verwandte Vorgänge, die ein relatives oder absolutes Steigen und Sinken des Wasserstandes zur Folge haben und eine Hauptursache für grössere Sedimentationszyklen im Vorlandsschelf, wie in der orogenetischen Zone sind. Es wäre falsch, die Geosynklinalen von solchen Bewegungen auszunehmen. Das Vorhandensein vieler zyklisch gegliederter Schichtreihen in Geosynklinalen und das Eintreten der grössten Zyklen selbst in die orogene Fazies zwingt zu diesem Schluss. Argand lässt die Zeiten der Senkungen mit einem Nachlassen der tangentialen Pressung zusammenfallen. Mir scheint dieser Zusammenhang nicht in allen Fällen notwendig bestehen zu müssen, besonders dann nicht, wenn z. B. wie in der Trias Transgressionen, Fazies und Zyklengliederung in der orogenetischen Zone wie im Vorland miteinander übereinstimmen und nur in den orogen am stärksten gestörten Streifen eine Modifikation erfahren.

2. Differenzierte Bewegungen von Rücken und Vortiefe resp. Vorland, entsprechend einer stärkeren Deformation der Falten infolge tangentialen Schubes, = orogenetische Bewegungen, die eine stärkere Ausprägung der orogenen Fazies im Gefolge haben. Transgressionen und Regressionen in der orogenetischen Zone und im Vorlande stimmen zeitlich nicht miteinander, sind vielmehr meist in ihr Gegenteil verkehrt (Gesetz von Haug).

Diese Überlegungen drängen sich auf angesichts der ungeheuren Komplikationen in den Schichtreihen der Gebirge und geben vielleicht eine Handhabe, um die Ausnahmen vom Haugschen Gesetz erklären zu helfen.

Wie schon oben bei der Erwähnung der Bertrandschen Ideen

ausgeführt wurde, besitzt auch die orogene Sedimentation ihre allerdings weit umfassenden Zyklen, die mit den grossen erdgeschichtlichen Deformations- und Abtragungszeiten übereinstimmen. Die Bandasee veranschaulicht uns ein Gebirge in der Inundations-, die Alpen ein solches in der Regressionsphase.

5.

So verlockend es wäre, diese Überlegungen unter Berücksichtigung und Vergleichung des Vulkanismus weiter zu spinnen und nach dem trefflichen Ausspruch von Argand: „L'esprit se plait à ranimer ces choses évanouies“ (3, p. 180) zu weitem Schlüssen zu gelangen, muss nochmals zu einem konkreten Beispiel zurückgekehrt werden, an dem die Wanderung und schliessliche Verdrängung einer Vortiefe abgelesen werden kann, nämlich zur wohlbekannten helvetischen Zone, mit der aus leicht begreiflichen Gründen schon wiederholt in diesen Zeilen operiert wurde.

Das Gastern-Erstfelder-, wie auch das Aarmassiv waren am Ende der palaeozoischen Aera durch festländische Abtragung aus Gebirgen zu Rumpfebenen erniedrigt worden. Die Triastransgression bemächtigte sich sukzessive des Festlandes und hinterliess vor allem den Rötidolomit als Vertreter des Muschelkalks. Stellen, wo die Trias zwischen Kristallin und Lias resp. Dogger fehlt, sind, soweit sie überhaupt heute erhalten sind, wohl nicht als primäre Lücken zu erklären, sondern deuten eher Regionen an, wo die Triasschichten bald nach ihrem Absatz wieder abgetragen wurden. Mochte auch der Untergrund noch uneben gewesen sein, die allgemeine Senkung ermöglichte schliesslich dem Meere, fast überall hinzugelangen und Schwellen und Tiefen im allgemeinen gleichmässig zu überfluten. Konglomeratischen Rötidolomit in einer deutlichen Transgressionsfazies kennt man nicht. Die echten Transgressionssedimente gehören dem Buntsandstein an, der Rötidolomit macht die Inundationsphase des Triaszyklus genau mit. Der Keuper ist regressiv, entsprechend dem der germanischen Fazies, und fehlt häufig ganz.

Schon im Lias beginnt sich das Helveticum zum erstenmal gründlich zu differenzieren. Das ganze Erstfeldermassiv lag, soviel wir bis jetzt wissen, trocken. Massiveinwärts fehlt nicht nur der Lias, sondern auch das Aalénien. In den untern helvetischen Decken der Ostschweiz fehlt der Lias immer noch. Er erscheint erst und zwar plötzlich in der Axenkette von Braunwald, am Walensee, bei Engelberg. Eine Ausnahme bildet das Toarcien von Vättis am Ost-

ende des wieder auftauchenden Aarmassivs. Der von B. G. Escher am Tödi (Sandalp) verzeichnete Lias bedarf einer Revision.

Anders wären die Verhältnisse am Westende der beiden Massive. Das Gasterenmassiv scheint fast völlig frei von Lias zu sein, er erscheint dagegen in grosser Mächtigkeit und gut gegliedert in der Verlängerung des Aarmassivscheitels in der Gruppe des Torrenthorn und ist von dort aus auch in die Doldenhorndecke übergegangen (Lugeon, 19). Swiderski (26) berichtet, dass in der Verlängerung der Massivaxe südwestlich des Bietschhorns eine neue Antiklinale mit stark neritischer und reduzierter Schichtreihe auftrate. Lias und Dogger sind hier reich an Einschwemmungen von Sand und Rötidolomit, deren Heimat das Aarmassiv gewesen sein muss.

Auch im Lias von Engelberg und der Urirotstockgruppe sind Quarz und Dolomit als Sand und Gerölle reichlich vertreten. Das Gleiche gilt auch für den Dogger, der wie der Lias in verschiedenen Niveaux Dolomitreccien enthält. Im allgemeinen nehmen die Dolomiteinschwemmungen gegen Süden ab; ihre Heimat ist demnach im Norden, d. h. im Aarmassiv zu suchen.

Die nördliche Abgrenzung der kontinuierlichen Liasablagerungen verläuft offenbar nicht parallel mit den Deckengrenzen. Sie bleibt im Osten weiter alpeneinwärts zurück und schiebt sich im Westen immer weiter nach Norden vor. Ob diese Grenzlinie die primäre Verbreitung des Lias angibt, ist nicht absolut sicher, aber doch sehr wahrscheinlich. Dass Liasgesteine in transgredierenden Aalénienschichten als Gerölle enthalten wären, ist mir nicht bekannt.

Nun erhebt sich die Frage, ob die genannte Sedimentation des Lias mit seinen Sandsteinen und Breccien eine epirogene oder orogene genannt werden soll. Die Antwort hängt davon ab, ob man die damalige Aufragung des schuttliefernden Aarmassivs als eine Geantiklinale auffassen kann, hervorgegangen aus dem Wiederaufleben der palaeozoischen Gebirgsbildung, oder ob man es vorzieht, an eine kontinentale Hebung mit verhältnismässig steilem Südabfall zu denken. Eine dieser Aufragung nördlich vorgelagerte Vortiefe ist wegen der Überlagerung durch Decken und Molasse verborgen. Keinerlei Andeutungen für ihre Existenz sind zu finden. Der Südrand der „Aufragung“ läuft, und das scheint das Wesentlichste zu sein, weder mit den herzynischen noch mit den alpinen Falten und Decken parallel. Die Einschwemmungen stammten grösstenteils wohl von Norden. Schon im Dogger verschwindet der Festlandssaum, und die Schichtreihe wird auf längere Zeit lückenlos. Verbreitung und Fazies des helvetischen Lias lassen zwar auf beträchtliche Deformationen des

aarmassivischen Untergrundes im Lias schliessen, entsprechend der Bildung der grossen Geantiklinalrücken der penninischen Zone. Nach dem Gesagten wäre es aber trotz der an orogene Fazies stark erinnernden Sedimentation nicht richtig, im nördlichen Aarmassiv und Erstfeldermassiv eine echte Geantiklinale des Lias anzunehmen. Viel wahrscheinlicher ist es, dass der in der Trias noch gleichförmige Raum des Massivs und seiner südlich anschliessenden Zone bei der Ausbildung der Walliser Geosynklinale, die hauptsächlich in diese Zeit fällt, weit gegen Norden einknickte und als ein Stück der von der Geosynklinale ergriffenen, abgebogenen Vorlandes gedeutet werden muss. Damit ist ein orogener Einfluss zugegeben, aber trotzdem kann die Sedimentation epirogen genannt werden, da viel Material vom Vorland stammt und am Geosynklijalrand zur Ablagerung gelangte. Die Gliederung in einen, zwei oder mehr Zyklen ist überall erkennbar, zum Unterschied gegenüber der penninischen Zone, wo lithologisch ähnliche, ja oft identische Sedimente in trostloser Monotonie ohne geordnete Sukzessionen entstanden. Eine scharfe Grenze zwischen epi- und orogenen Sedimenten, zwischen Material, das von Norden oder von Süden stammt, existiert nicht.

Das Aalénien besitzt mit seinem Eisensandstein einen ausgesprochenen Stufencharakter. Woher der feine Sand und die beigementen Glimmerschüppchen stammen, die allenthalben mit einem eisenschüssigen (eisensilikathaltigen) Bindemittel zum Absatz gelangten, ist unbekannt. Nur das nördlichste Erstfeldermassiv, nördlich des Windgällerrückens, dann wieder zum Teil die Mürtschendecke besitzen keinen Eisensandstein. Bei der fast allgemeinen Überflutung des Vorlandes sucht man die Heimat dieser grossen feinkörnigen Sandmassen eher im Süden.

Die Gesteine des Bajocien lassen auf Ablagerung in einem gegen Süden sich vertiefenden Meer vom Charakter eines vorwiegend der neritischen Region angehörenden Schelfes schliessen, vor allem die Echinodermenbreccien. Auch noch im Bajocien müssen aarmassivische Inseln vorhanden gewesen sein. Sicher erkennbar ist der Inselfelsen des Windgälleporphyrs, der noch seine marinen Gerölle lieferte. Auf nahe Inseln lässt auch der Reichtum des Bajociens an Dolomitkörnern z. B. bei Innertkirchen schliessen. Bevor die Versenkung in tiefere Räume eintrat, kam es vorübergehend zu Regressionen, die das Fehlen des Bathonien oder des Callovien, ferner des Oxford und Bildung von lokalen Konglomeraten (Urirotstockgruppe) verursachten.

Der unruhigen Zeit des Lias und Dogger folgten im Malm und in der Kreide Perioden, wo orogene Einflüsse im Helveticum nicht mehr nachzuweisen sind. Es waren Zeiten der Ruhe und allgemeiner Meeresbedeckung. Der Aufbau durch normale Sedimentation dominierte.

Der Malm enthält nirgends epirogenes Material von größerem Korn. Das ganze Vorlandsmeer zeigte weit und breit keine Inseln. Der Malmkalk ist der Typus eines thalattogenen Produktes. In welcher Weise sich das Malmmeer südwärts gegen die penninische Zone fortsetzte, darüber ist wenig Bestimmtes bekannt. Andeutungen von Gsell (14) lassen vermuten, dass er einen Übergang des Malm in die Fazies der Bündnerschiefer nicht für unmöglich hält.

Trotz des bathyalen Charakters verschiedener Sedimente (z. B. Malmkalk, Berriasien) besass die helvetische Zone auch in Malm und Kreide die Eigenschaften eines Epikontinentalmeers, das sich gegen Süden vertiefte. Die zyklische Gliederung ist die gleiche wie im Jura Gebirge, mit Ausnahme der Wende von Jura und Kreide, wo vorübergehend eine differenzierte Bewegung eintrat.

Um die Wende von unterer und oberer Kreide begann die Überschiebung der fernsten ostalpinen Decken. Gebirgsbildung, Regression des Meeres und diskordante Auflagerung von Konglomeraten etc. war die Folge. Von diesen Vorgängen ist im Helveticum noch gar nichts zu spüren. Das Meer wurde tiefer (Turon-Senon), ohne zunächst orogene Fazies anzunehmen.

Erst an der Wende von Kreide und Tertiär wurde es auch hier lebendig. Das Vorland stieg zunächst allenthalben und wurde zum „Bohnerzfestland“, das bis in die Alpen reichte. Nur im Südsaum des Helveticums und in der ersten Geosynklinale hat sich das Meer kontinuierlich gehalten und Absätze hinterlassen, die einer Aufteilung in Kreide und Eogen widerstreben. Dass hier das Paleozän überall fehlen soll, ist eine kaum haltbare Annahme. Hier erscheint auch zuerst die orogene Fazies mit Wildfisch und zeigt, dass dieser Meeresstreifen zur eingeeengten Vortiefe der grossen Deckenwellen geworden ist. Dann, vom Mitteleozän an, kam das Meer aus Südosten angerückt und erreichte das Ostende des Aarmassivs, das noch flach in der Tiefe lag, im Lutétien. Im Auversien gelangte es bis zur Windgälle, im Bartonien (Priabonien) stiess es noch weiter vor; seine Nordgrenze liegt unter den Decken begraben, ebenso die wohl noch weiter vorgeschobene Uferlinie des Oligocänmeeres. Erst jetzt bildete sich der überall gleich aussehende Altdorfer Sandstein und Dachschiefer und der Taveyannazsandstein. Damit hörte die Sedi-

mentation im inneralpinen Helveticum auf und die Deckenschübe begannen.

Ein Sammelprofil durch das Tertiär der Titliskette zeigt folgende Verhältnisse:

1. Malmkalk und Valangien (letzteres nur lokal). Die übrigen Kreideschichten abgetragen vor Ablagerung der

2. Siderolithischen Bildungen (Bohnerz, Sandstein, Breccien).

3. Kohlen- und Brackwasserschichten der Gadmerflühe. Priabonien.

4. Mariner, nummulitenführender Sandstein des Priabonien, an den Wendenstöcken und Gadmerflühen mit zweimaliger, mächtiger, gegen Süden fallender Deltaschichtung. Gesamtmächtigkeit 60—80 m, schiefgeschichtete Partien vertikal 30 m mächtig. Dadurch ist die Ablagerung des Sandes an einer gegen Süden abfallenden Böschung erwiesen. Die Transgressionswelle kam von Süden, der Sand in letzter Instanz von Norden. Seine eigentliche Heimat ist unbekannt. Die Verschiebung des Strand und die Bewegung des klastischen Materials waren gegeneinander gerichtet, wie bei normalen Transgressionen. Die Sedimentation war eine epirogene. Die ehemals weiter im Süden gelegenen Priabonien-sedimente werden zusehends ärmer an Sand und gehen in Globigerinenmergel über. Die Sandmassen der Titliskette hatten diesen Ablagerungsraum jedenfalls nicht durchschritten.

5. Globigerinenschiefer (Oberholzer, Arn. Heim), Priabonien. Vertiefung des Meeres mit vorübergehend unterbrochener Sandzufuhr.

6. Altdorfersandstein, oben in Konglomerat (Flüelen) übergehend, unten mit Taveyannazsandstein (Oligocaen). Mehrere 100 m. Die Sedimente stammen zweifellos von Süden unter sukzessiver Vergrößerung des Kornes. Grosse Fossilarmut herrscht, die Ablagerung erfolgte rasch. Ohne Zweifel zeigt dieser Komplex orogene Vortiefenfazies. Die Vortiefe hat den Scheitel des nachmaligen Massivs überschritten.

7. Aufhören der Sedimentation; Beginn der tektonischen Akkumulation mit der Überschiebung des Wildflysches und seiner zugehörigen Unterlage aus dem Zentrum und Südrand der ehemaligen alttertiären Vortiefe.

Das helvetische Schelfmeer wurde also zuerst zum Teil trockengelegt (Eogen), dann transgredierte wohl unter fortschreitendem Einknicken des Untergrundes das Eozänmeer: Die zunächst noch epiro-

gene Sedimentation (4) kippt bald in die orogene (6) um; an der Grenze tritt nach einer kurzfristigen bathyalen Phase (5) der Taveyannazsandstein auf, als ein ins Helveticum vorrückender Vertreter der Pietre verdi. Seine Herkunft ist, wie die der meisten Grüngesteine, unbekannt. Dass er nur den tiefern Decken und den Autochthonen eigen ist, rührt davon her, dass entsprechend junge Sedimente den höhern Decken fehlen. Damit begann die Vortiefensedimentation. Die Sedimente vergrößern sich, das Meer wird verdrängt. Die Wildflyschfazies vermochte nicht bis hierher vorzudringen, blieb vielmehr weiter im Süden zurück. Noch ehe sie bis zur Titlis-kette gelangen konnte, war das Meer und damit die Vortiefe verdrängt. Das Wildflysch erscheint dafür sofort per Schub mit der ersten Deckenwelle. Die Verschiebung der Fazieszonen der Vortiefe wurde von den Deckenschüben überholt. Der Andrang der Decken wurde immer mächtiger. Die helvetischen Sedimente selber, die so lange Ruhe hatten, wurden ergriffen und Decke um Decke überschoben. Schliesslich musste selbst der solide autochthone Untergrund weichen, und widerwillig bäumte er sich als Aarmassiv zu seiner heutigen Höhe empor.

Mit dem Beginn der Überschiebung des Wildflysches und der helvetischen Decken war das Meer aus den Schweizeralpen vertrieben. Die Vortiefe und ihre Sedimentation musste mit einem Rucke weiterfliehen, nämlich ins Molassevorland hinaus. Das Molassebecken ist die Vortiefe der miozänen Alpen. Aber auch hier hatte es keine Ruhe. Orogene Sedimente von den Alpen her und epirogene vom Schwarzwald (Juranagelfluh) füllten es immer wieder aus. Im untern Vindobon wurde es bis weit in den Jura hinaus, dessen Schichten noch flach lagen, vertrieben, und gleichzeitig strahlten grobe orogene Einschwemmungen bis Delsberg aus. Heim hat in seiner Geologie der Schweiz die Verlegung der Meeresrinne im Molasseland in allen Einzelheiten verfolgt. Aber nicht nur durch bald marine, bald lacustre Sedimentation wurde die Vortiefe weiter eingengt. Schliesslich wurde sie durch letzte starke Schübe gleichzeitig mit dem Juragebirge und den helvetischen Decken gefaltet und zusammengedrängt. Juraregion und Molasseland wurden voneinander abgegliedert. Damit strandeten die Faltenwellen am äussersten Vorland, und zur Bildung einer neuen durchgehenden Vortiefe kam es nicht mehr. Als letzter Anlauf zur Regeneration der Vortiefe am Südfuss des Schwarzwaldes sind vielleicht die von Braun entdeckten Einsenkungen längs des Rheintales anzusehen. Rheintal-

graben und Saône-Niederung wirkten als Breschen im Vorland, ohne als eigentliche junge Vortiefen gelten zu können.

Die Sedimentation in der Molassevortiefe hatte ausgesprochen orogenen Charakter. Die grosse Mächtigkeit ruft der Vorstellung einer mit der Ablagerung Schritt haltenden Senkung. Über die Tiefenverhältnisse der bald brackischen, bald marinen, bald lacustren Becken hat man keine rechte Ahnung. Im allgemeinen war wohl die Tiefe gering. Zyklische Gliederung ist durch die marine Ingression im Burdigalien angedeutet, führte aber zu keiner gesetzmässigen Sukzession. Die Fossilarmut vieler Schichten erschwert überdies die Stratigraphie. Die orogene Sedimentation scheint hier nicht bloss alle Merkmale wechselnder Wassertiefe, sondern auch die Einflüsse selbst des Milieus zu verwischen; so ist es bekanntlich oft unmöglich zu sagen, welche Sedimente marin, welche brackisch und welche limnisch sind.

So lernten wir der Reihe nach die orogenetische Sedimentation kennen in der Geosynklinal- oder Inundationsphase, in der Vortiefenphase (beginnende Regression, Wildflysch etc.) und in der Regressions-, man könnte sie auch Verlandungsphase nennen. Die erstgenannte fällt in die Zeit der quasi embryonalen Entwicklung des Gebirges, die beiden letzten in die des Paroxysmus der Deformation. In allen Phasen überwiegen die spezifischen Merkmale der orogen gestörten Sedimentation über die Einflüsse der Tiefe und den lithologischen Stufencharakter. Stets sind Fossilien selten, und eine zyklische Gliederung lässt sich meistens nicht durchführen. In der Molasse wird sogar der Unterschied zwischen marin und festländisch verwischt.

Mit dem Wachstum des alpinen Deckengebäudes sahen wir am Beispiel der helvetischen Zone die erste alpine Vortiefe gegen das Vorland wandern. Die orogene Fazies erschien hier zuerst im Eogen, und unmittelbar nachher wurde auch diese Zone von der tektonischen Umwälzung ergriffen. Vorher hatte sie den Charakter eines Schelfmeeres mit Abfall gegen Süden. Die helvetischen Decken zeigten, weil sie aufgefalteter Vorlandsschelf sind, keine embryonale Phase im Mesozoikum, zum Unterschied der Hauptwellen des penninischen Bogens. Auch aus diesem Merkmal darf wohl auf die Passivität und geringe Tiefgründigkeit der „Helvetiden“ geschlossen werden.

Mit der Vortiefe wanderte auch die orogene Sedimentation, vergleichbar einer Transgression, was ihr Übergreifen und Vorrücken anbelangt, aber in ihrem Charakter trotz des Vorrückens einer Regression entsprechend, da das Meer schliesslich seichter und am Ende

ganz verdrängt wurde. Dieses Wandern wurde im Eogen der helvetischen Zone durch eine echte Transgression mit epirogenen Sedimenten eingeleitet, der dann sofort die orogene folgte. Wie bei einer gewöhnlichen Regression marschierte die Strandlinie in gleichem Sinne, wie der Sedimentstrom, aber wie bei einer Transgression greifen die Ablagerungen vom Stammeere aus festlandwärts über. Ein solcher Vorgang ist den normalen Epikontinental-Zyklen vollständig fremd.

Mit diesen Feststellungen, die sich soweit wie nur möglich an beobachtete Tatsachen angeschlossen haben, möge unser Versuch zu einer Gliederung der Sedimentationsvorgänge und zur Deutung ihrer Zusammenhänge mit der Gebirgsbildung abschliessen. Auf die tieferen Ursachen der geschilderten Erscheinungen zyklischer Sedimentation und periodisch wiederkehrender Gebirgsbildung einzugehen, wäre gleichbedeutend mit der Aufrollung aller Grundfragen des geologischen Geschehens. So weit auszuholen erlaubt der Rahmen dieser Skizze nicht, und ich wage auch nicht weiterzugehen. Unser verehrter Meister Albert Heim, dem diese Zeilen gewidmet sind, möge nachsichtig über die Unvollkommenheiten und Lücken dieses Versuches hinwegsehen.

Zitierte Literatur.

1. K. Andréé. Wesen und Ursachen der Schichtung. Geolog. Rundschau VI, p. 351—397, 1916.
2. P. Arbenz. Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. Mitt. d. Naturf. Ges. Bern, Protokoll v. 23. März 1918.
3. E. Argand. Sur l'arc des Alpes occidentales. Eclogae geol. Helv. XIV p. 145—191, 1916.
4. P. Beck. Die Niesen-Halbkerndecke . . . Eclogae geol. Helv., XII. p. 65—151, 1912.
5. M. Bertrand. Structure des Alpes françaises et récurrence de certains faciès sédimentaires. C. R. Congr. géol. internat. Zurich 1894, p. 163—177.
6. Th. Brandes. Die faziellen Verhältnisse des Lias zwischen Harz und Eggegebirge mit einer Revision seiner Gliederung. Neues Jahrbuch f. Min. etc., Beil.-Bd. 33., p. 325—508. 1912.
7. E. Brouwer. Über Gebirgsbildung in den Molukken. Geol. Rundschau VIII, p. 197—209, 1917, und zahlreiche andere Arbeiten.
8. L. W. Collet. Les Hautes Alpes calcaires entre Arve et Rhône. Mém. Soc. phys. et d'hist. nat. Genève, 36 (fasc. 4) 1910; speziell p. 474—475.
9. J. Boussac. Études stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. Mém. pour serv. à l'explicit. Carte géol. de la France, 1912.
10. E. Daqué. Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. 1915 (p. 240 ff., Sedimentationszyklen Lit.).

11. E. H. Day. Proc. Lyceum Nat. Hist. City of New York, 2. ser. 1874, p. 124—125.
 12. E. Gagnebin. La tectonique des Pléiades et le problème du „Wildflysch“. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., Proc.-verb. 4 avril 1917.
 13. Am. W. Grabau. Types of sedimentary overlap. Bull. Geol. Soc. America XVII, p. 567—636, 1906.
 14. R. Gsell. Beiträge zur Kenntnis der Schuttmassen im Vorderrheintal. Jahresber. d. Naturf. Ges. Graubündens LVIII, p. 1—76 (besonders p. 46—47), 1918.
 15. Alb. Heim. Einige Gedanken über Schichtung. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich 54, p. 330—342, 1909.
 16. E. Horn. Über die geologische Bedeutung der Tiefseeegräben. Geol. Rundschau V, p. 422—448, 1914.
 17. W. Klüpfel. Zur Kenntnis des Lothringer Bathonien. Geol. Rundschau VII, p. 1—29, 1916.
 18. — Über Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura. Geol. Rundschau VII, p. 97—109, 1916.
 19. M. Lugeon. Deuxième communication préliminaire sur la géographie de la région comprise entre le Sanetsch et la Kander (Valais-Berne). Eclogae geol. Helv. VIII, p. 421—433, 1905.
 20. — Sur l'origine des blocs exotiques du Flysch préalpin. Eclogae geol. Helv. XIV, p. 217—219, 1916.
 21. J. S. Newberry. On circles of deposition in secondary sedimentary rocks, American and foreign. Proc. Lyceum Nat. Hist. City of New York, 2. ser., No. 4, p. 122—124, 1874.
 22. — Circles of deposition in American sedimentary rocks. Proc. American Ass. advanc. of science XXII (Portland 1873), part II, p. 185—196, 1874.
 23. L. Rollier. Les faciès du Dogger ou Oolithique dans le Jura et les régions voisines. Zurich 1911.
 24. T. Sterry Hunt. Remarks on Prof. Newberrys paper on „Circles of deposition“, etc. Proc. American Ass. advanc. of science XXII (Portland 1873), part II, p. 196—198, 1874.
 25. E. Suess. Das Antlitz der Erde. (Sedimentationszyklen: Bd. II, p. 277, Bd. I, p. 16, 22).
 26. B. Swiderski. Sur les faciès de la couverture sédimentaire de la partie occidentale du massif de l'Aar. Bull. Soc. vaud. sc. nat., Proc.-verb. 19 déc. 1917.
 27. Wurtz. Proc. Lyceum Nat. Hist. City of New York, 2. ser. 1874, p. 124.
-