

Vier Kapitel aus der petrographischen Geologie.

Von

W. Deecke.

(Sonderabdruck aus den Berichten der Naturforschenden Gesellschaft
zu Freiburg i. Br. Bd. XXII.)

Selbstverlag der Gesellschaft.
In Kommission bei SPEYER & KAERNER, Universitätsbuchhandlung
in FREIBURG i. Br.



Naumburg a. d. S.

G. Pätz'sche Buchdruckerei Lippert & Co. G. m. b. H.
1919.

Vier Kapitel aus der petrographischen Geologie.

Von

W. Deecke.

1. Über Konglomeratbildung.

Gelegentlich des Artikels über Meerestransgressionen, der 1916 (Bd. 68) in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft erschien, habe ich einige andere Fragen der allgemeinen Geologie durchgedacht und bin dabei auf die Konglomeratbildung gestoßen, welche sehr wohl eine kritische Besprechung verdient und an der Hand mir bekannter europäischer Vorkommen eine solche hiermit erfahren soll.

Unter Konglomerat versteht man verfestigtes Geröll, wobei das Bindemittel sehr wechselt sowohl in Menge, als auch an Beschaffenheit. Die Einzelkomponenten sind gerundet, also durch bewegtes Wasser geformt. Wind und Eiswirkung scheiden eigentlich ganz aus. Allen anderen, eckigen, groben, verkitteten Schutt haben wir unbedingt als Breccie zu bezeichnen; denn ihm geht bei seiner Entstehung der für Konglomerate unumgängliche, weite oder energischere Transport durch Wasser ab. Je nach der Menge und dem Fehlen des Bindemittels unterscheidet man echte Konglomerate oder konglomeratische Gesteine verschiedener Art von Schottern oder Kiesen. Durch Verlust des Bindemittels gehen feste Konglomerate wieder in Kiese über, umgekehrt durch Eintreten eines Zementes Schotter in jene ersten. Dabei ist zu bemerken, daß neben Ton, Kieselsäure, Karbonaten, Limonit und Pyrit oder sogar organischen Substanzen (Asphalt) selbst Eis ein Bindemittel sein kann, welches durch Tauen vergeht, und daß wir uns daher von vielen diluvialen Kiesen kein richtiges Bild ihres damaligen Verhaltens unter dem Gletscher oder Inlandeis und gegen Druck mehr machen.

Früher unterschied man monogene und polygene Konglomerate: solche, die aus Trümmern eines einzigen, und solche, die aus Brocken mehrerer Gesteine zusammengesetzt sind; die letzten heißen „bunte“ Konglomerate und sind die verbreiteteren, während die ersten naturgemäß nur lokale Bedeutung besitzen. Denn je weiter die Gerölle verrollt werden, um so mehr mischen sie sich, um so mannigfaltiger wird in der Regel das Aussehen. Aber darin ist nicht minder eine Grenze gesetzt, weil bei sehr langem Hin- und Herrollen die weichen Gesteine zugrunde gehen und nur die harten, schließlich die härtesten übrig bleiben, (z. B. weiße Quarzite), und das polygene Konglomerat dadurch monogenen Charakter annimmt, der ihm eigentlich gar nicht zukommt. Da ebenso die Durchtränkung mit Bindemittel von der Infiltration verschiedener Lösungen abhängt, z. T. durch Zersetzung der Kiese und Schotter geliefert wird, so bezeichnet „Konglomerat“ immer Funktion der Zeit, vielfach eine kürzere Phase, oft eine längere, je nach den geologischen Umständen.

Es besteht aus den vom bewegten Wasser bearbeiteten Steinen, also bei harten aus rundlichen Geröllen, bei weicheren und geschichteten resp. geschiefernten Komponenten aus flachen, im Umriß gerundeten sog. Geschieben. Diese Stücke werden normal so abgelagert, daß die Gerölle beliebig zur Ruhe gelangen, die Geschiebe aber stets mit der breiteren flachen Seite aufliegen, höchstens etwas schief gegen die Strömung ruhen. Sobald steilere Neigung vorhanden ist, wurde nachträglich das Ganze gestört.

Die Konglomerate sind zweitens geschichtet, jedoch meistens nur unvollkommen oder grobbankig, woraus folgt, daß jedes derartige dicke Paket eine im ganzen betrachtet einheitliche Masse darstellt. Die Einschaltung feinerer Bänke deutet auf Wechsel in den Entstehungsbedingungen hin.

Drittens bezeichnet jedes Konglomerat eine Einstellung in der Erdoberfläche, eine Mulde, Delle oder sonstige Vertiefung, in der sich ein klastischer Schutt sammelte und liegen blieb. Dabei ergibt sich aus der Korngröße im allgemeinen, daß der Transport nicht allzuweit war, daß also irgendwelche in Abtragung begriffenen Erhebungen vorhanden waren, und daraus ein relativ hohes Gefäß. Einerlei bleibt dabei, ob wir es mit einer endgültigen Ablagerung im Meere oder in einem Süßwasserbecken irgendwelcher Art zu tun haben. Je weiter weg von der Ursprungsstelle, sei es zeitlich oder räumlich, um so mehr geht das Konglomerat in einen konglomeratischen, schließlich in reinen Sand oder Sandstein über.

Nach diesen allgemeinen Sätzen wollen wir kurz die wichtigsten Konglomerate der europäischen Formationen durchgehen, um aus ihrem Verhalten Rückschlüsse auf die jeweiligen topographischen und genetischen Verhältnisse und die Bodenbewegungen zu ziehen.

Da sind in erster Linie die Grundkonglomerate zu nennen, welche die Basis transgressivierender mariner Schichten charakterisieren. Sie bauen sich durchweg aus den abgerollten Trümmern der Unterlage auf oder einst in der Nachbarschaft vorhandener Gesteine und treten vorzugsweise flächenförmig auf bei geringer Mächtigkeit. Nicht aller Schutt pflegt völlig abgerieben zu sein, da natürlich eckige Brocken eingebettet wurden. Bezeichnend für das Übergreifen des Meeres und das Absinken des Bodens ist, daß dies Grundkonglomerat immer nur wenige Meter Dicke hat und meist sehr rasch nach oben in Sand oder Ton und Mergel übergeht; denn weil eben der Boden sank, wurden die abgelagerten Trümmer ziemlich schnell der Brandungs- oder Wellenwirkung durch die größere Tiefe entzogen und mit anderen klastischen Massen der vorschreitenden Abrasion eingedeckt. Wenn wir Beispiele dafür suchen, so wären hier zu nennen: 1. Das Syenitkonglomerat im Plauen'schen Grunde bei Dresden, das nach oben in Unterquader übergeht. 2. Das Geröll aus weißem Mittelkarbon-Kalk in den Steinbrüchen von Mjatschkowo bei Moskau, wo nach einer schmalen Übergangszone mit eingestreuten Kalkbrocken der gleichmäßige dunkle Juraton alles einebnnet. 3. Die Gerölle von Granit und Gneiß, welche im unteren Lias von Hör in Schonen und bei Ignaberga in der oberen Kreide die Basis der beiden Sand- und Kalksandkomplexe bilden und gleich oberhalb fehlen. 4. Beobachten wir ein schmales Geröllband im Hegau auf dem Malm unter dem transgressivierenden Miocän und zwar bestehend aus aufgearbeitetem gelben Kalk des obersten dortigen Weißjuras. 5. Würden hierher gehören die beiden wichtigen Konglomerate des badischen Buntsandsteins, das Eck'sche und das Hauptkonglomerat, welche trotz ihrer lokal bis zu 30 oder 40 m steigenden Dicke in der ganzen Sandsteinserie doch nur dünne Lagen bilden und, wenn sie unmittelbar dem älteren Gebirge irgendwo auflagern, nach oben von Bausandsteinen abgelöst werden. Die Zahl dieser Beispiele ließe sich vermehren. Es sei aber nur noch ein eigenartiges Grundkonglomerat hervorgehoben, das rhätische Bonebed mit seinen abgerollten Knochentrümmern unter der weitausgreifenden Liasdecke. Neuerdings hat SCHALCH im Klettgau in Verbindung damit ein in die unterste

Psilonotenbank hineinreichendes Zerreisbel grauer dolomitischer Zanklodonknollen gefunden, die den klastischen Charakter dieser Bank klar beweisen.

Mit dem Fossilinhalt solcher tiefsten Konglomerate ist es natürlich meistens schlecht bestellt, weil die Wasserbewegung alles zerreibt. Besonders gilt dies von den im Paläozoikum auftretenden Trilobiten, Cephalopoden und dünnen Muscheln, während im Mesozoikum und Tertiär dickere Austern, Clypeastriden oder Lithothamnien besser erhaltbar waren. Balaniden, Patellen, Pecten, Spondyliden und Chamiden sind charakteristische Formen dieser anfangs flachen Wasser und machen anderen Tieren bald Platz. Hier und da stößt man unter dem Geröll auf eine dünne kohlige Schicht, den Rest eines Strandmoores. Das letzte findet sich lokal im Rhaet und typisch in den Crednerienkohlen unter dem sächsischen Quader.

Aus diesem genetischen Bilde eines transgredierenden Meeres ergibt sich nun mit Bestimmtheit, daß solch ein Grundkonglomerat kein chronologisch einheitliches Gebilde ist, sondern in der Richtung des Übergreifens zeitlich etwas Verschiedenes darstellt. Das beste Beispiel bietet der Ardennen-Südrand, an dem solche aus Schiefern und Quarziten aufgebaute Schuttmassen vom Keuper bis in den mittleren Lias reichen bei vollkommen gleichem Habitus. Im südlichen Schwarzwalde verschwimmen die Merkmale des Eckschen Konglomerates und des Hauptkonglomerates so miteinander, daß ohne die Lagerung beide nicht zu trennen wären; außerdem ruhen in einem schmalen Streifen beide direkt aufeinander, ehe südwärts das tiefere überhaupt verschwindet. Eine Folge der weitergehenden Transgression ist in diesem Falle, daß im Odenwald und an einzelnen Stellen des nördlichen und östlichen Schwarzwaldes jedes der beiden Konglomerate durch einen konglomeratischen Sandstein mit mehr und mehr abnehmenden Geröllgehalt ersetzt wird. Das Gleiche beobachtet man im unteren sächsischen Quadersandsteine oder im Miocän des Hegaurandes, weil vorübergehender heftigerer Wellenschlag und daher eine Sogbewegung des Wassers die größeren Trümmer der Strandzone zur Tiefe beförderten.

Dabei wird das Korn derselben rasch kleiner und vor allem das Material gesichtet, indem nur die härtesten Stücke, also im Quader wie Buntsandsteine nur die Quarzite und Kieselschiefer übrig bleiben. Diese Sonderung läßt sich trefflich am Fuße der Geschiebemergelkliffs des Ostseeufers Schritt für Schritt verfolgen, weil dort die im Diluvialmergel einst enthaltenen und mit ausge-

spülten weicheren Kalke, Sandsteine, Kreide- und Mergelbrocken bei dem immer wiederkehrenden Hin- und Herrollen auf der schiefen Wellenanlauffläche verrieben werden und nur die kristallinen Gesteine, die quarzitischen Sandsteine und die Feuersteine übrig bleiben. Am Rügener Steilufer, an dem die letzten bei weitem vorherrschen, gehen sogar die aus der diluvialen Decke herabgebrochenen Granite und Gneise in dieser wie eine Kugelmühle wirkenden harten Geröllmasse sehr schnell zugrunde, und das einst recht bunte Material nimmt einen völlig einförmigen Habitus an. Ich bin der Ansicht, daß auf solchen Vorgängen das Vorwalten der Quarzite im Eckschen Konglomerat und das fast ausschließliche Vorkommen derselben im Hauptkonglomerat von Mittelvogesen und Nordschwarzwald beruhen. Im ersten sind die Reste von Graniten, Gneisen, Porphyren noch überall erkennbar, im zweiten jüngeren nur dort, wo es ohne das erste unmittelbar übergreift und daher dessen Funktion übernimmt. In Luxemburg bei Diekirch trägt sogar der sandige Muschelkalk derartigen Charakter.

Bei diesem Sortierungs- und Umlagerungs Prozesse ist jedoch eines zu bedenken. Nicht immer handelte es sich um so verschiedenartiges ursprüngliches Material wie beim Geschiebemergel. Nicht selten ist dasselbe bereits ein Schutt und zwar ein mehr oder minder sortierter, der im Laufe langer Zeiten vor dem Übergreifen der See in flachen Gebieten, in Flußmündungen, als Deltakegel, als Terrassen usw. angehäuft war. Je weiter das fließende Wasser ihn hergeschleppt hatte, um so gleichartiger wird er gewesen sein, ehe er dem Wellenbereich zugeführt wurde. Ich bin daher sowohl beim Konglomerat des Quadersandsteins wie des Buntsandsteins der Meinung, daß in der langen terrestrischen Zeit des Juras im ersten oder des Rotliegenden im zweiten Falle solche Umlagerung erfolgt war, welche später erst vollendet wurde. Für den Buntsandstein ist dies um so wahrscheinlicher, als wir ja im Ober-Rotliegenden breccienartige Bildungen von allerlei Verwitterungsschutt in Menge antreffen, aus welchem die Porphyrstücke des ECK'schen Konglomerates ausgewaschen sein können und sein werden.

Schließlich beweisen uns solche Geröllbänke wie die des Buntsandsteins, deren Ausbreitung und geologisches Verhalten wir auf eine weite Fläche verfolgen, daß die Senkung zeitweilig kräftiger eintrat, zum mindesten, daß in einer relativ kurzen Zeit ungewöhnlich mehr Schutt umgelagert wurde als vorher und nachher und rascher zur Ruhe gelangte, also nicht völlig zerrieben wurde. Dadurch

entwickelten sich eben die kompakten Konglomerate, welche im Schwarzwald jeweils etwas vor der eigentlichen Abrasionszone lagern und gegen diese naturgemäß auskeilen. Ganz nach außen werden sie durch geröllführende Sandsteine ersetzt, was z. B. im Odenwalde der Fall ist. Diese Stufenleiter ist in der badischen Untertrias vollständig vorhanden, nur durch die Kraichgausenke unterbrochen und wird sich bei genauerem Zusehen wohl ebenso in der sächsisch-sudetischen Kreide finden. Am Nordrande des Harzes und im Teutoburger Walde wären dafür auch aus der Unterkreide Belege beizubringen (Hilskonglomerat), desgleichen aus den Randgebieten des hessischen Zechsteins, was MEYER-Gießen des näheren ausführte.

Wenn nun eine solche Senkung langsam und in kleinen Rucken erfolgt, entsteht eine andere Art von konglomeratischer Bildung, nämlich die Gerölle von wiederaufgearbeitetem, hinter niedrigen Strandwällen, Dünenschaaren und Nehrungen irgendwelcher Art abgelagertem Schlick. Wir haben dergleichen im Schaumkalke des Odenwaldes sehr weit verbreitet, treffen sie in den tieferen Trochitenkalken und haben das beste Beispiel dafür in den sog. Tongallen des mittleren Buntsandsteins. Vom Ostseestrande kenne ich diese Tongerölle in weiter Verbreitung und fand sie stets, wenn eine Sturmflut in einen Strandsee eingebrochen war, häufig zusammen mit am Strande verschlepptem Torf und Geschiebemergelkugeln. Gut erhalten waren sie aber immer nur an feinem Sandstrande, was sehr gut zu der Häufung der Tongallen gerade in reinerem Buntsandsteine paßt. Sie liegen ebenso im Oldred, im Sandsteine von Dalarne, wie im Hör- und Hettinger-Sandsteine und gehören zu diesen Gesteinen als littoralen Sandschaaren genetisch unbedingt hinzu. Das folgt auch daraus, daß die Zwischenmittel dieser härteren sandigen Bänke meistens petrographisch damit identisch sind. An ein Vertreiben von ausgetrocknetem und daher eingerolltem Schlamm der Takyr-Wüste kann ich bei diesen Gebilden in einem jeweils sinkenden Gebiete nicht recht glauben; vielmehr sehe ich in ihnen konglomeratische Komponenten linsenförmiger Tongeschiebe.

Dieser ersten Gruppe von flächenförmigen Konglomeraten stehen andere gegenüber, welche dadurch entstanden, daß sich Schutt in neugebildeten Löchern und Senken anhäufte. Dies kann im Meere am Rande des Festlandes geschehen sein oder innerhalb des Landes selbst in Binnenseen verschiedenster Art oder in Flußgebieten. Diese zweite Art von Konglomerat besitzt die Haupteigenschaften

bedeutender Mächtigkeit, die bunte Zusammensetzung und eine streifenartige Verbreitung. Sie ist ausnahmslos eine Begleiterscheinung der gebirgsbildenden Phasen in den verschiedenen Distrikten, kommt daher sehr oft mit Faltung und Brüchen verbunden vor. An typischen Beispielen haben wir in Europa keinen Mangel, es seien folgende genannt: Das Konglomerat des walisischen Silurs, des Kulms in Schwarzwald und Vogesen, des Karbons in den Alpen und im Rheinischen Schiefergebirge, der Verrucano, das Flyschkonglomerat der Alpen, die miozäne alpine Nagelfluh, die Juranagelfluh des Hegau und des schweizerischen Juras, das Oligozänkonglomerat des Rheintalgrabens, das alttertiäre Geröll des Monteferrato, der mächtige Pliozänschotter der Appenninfalten. Alle diese Schuttmassen füllen Löcher des Untergrundes (Mulden oder Gräben). Sie geben uns einen Beweis für ein neugebildetes kräftiges Gefäß, das natürlich eine entsprechend energische Erosion an entweder neu entstandenen und entstehenden oder bereits vorhandenen Höhen erzeugte. Sie stehen also in scharfem Gegensatz zu den Grundkonglomeraten, welche oft und meist mit einer Gefällsverminderung verbunden sind; sie sind nie in dem Sinne der letztgenannten reine Bildungen des Meeres, sondern durch Flüsse primär entstanden, sind durch fließendes Wasser herbeigeschleppt. Je gewaltiger der Niveauunterschied, um so klotziger erscheint der abgetragene Schutt; je tiefer das Loch, um so mächtiger ist oft das Konglomerat. Erklärlich ist dies ohne weiteres, weil eine starke Gebirgsbildung die Gesteine zerspalten, lockert, in labiles Gleichgewicht bringt und daher zu kräftigster Abtragung vorbereitet. Mit dieser Entstehungsart hängt drittens zusammen, daß diese Art Konglomerat vielfach nur eine schmale Zone um den Ursprungskern bildet; denn der Schotter gelangt in großer Tiefe rasch zur Ruhe und wird in ausgedehnteren Senken von der hinausgeschwemmten Trübe, d. h. von feineren, erst sandigen, dann tonigen Sedimenten abgelöst. Die Riginagelfluh ist so sehr auf den Alpenrand beschränkt, daß sie schon bei Luzern auszuzeigen beginnt, obwohl sie im Rigi gegen 4000 m mißt. Das oligozäne Konglomerat des Rheintalgrabens verschwindet wenige Kilometer vom Bruchrande, das pliozäne Geröll der Appenninen geht in jeder breiteren Mulde des Gebirges in Sandstein und blaue Mergel der Mitte über, die Juranagelfluh des Hegau und Klettgaus keilt rasch gegen die eigentliche Bodenseemolasse aus. Als Analoga in der Gegenwart sei auf die Schotter verwiesen, welche sich am Steilrande der Riviera

von Monaco bis Spezia anhäufen und dort sich sofort in Form mächtiger Schuttkegel rings um den Golf von Genua ansammeln, oder auf die Kiese am Fuße der kalabrischen Horste, welche gelegentlich durch Erdbeben tüchtig zusammengerüttelt werden, submarin abgleiten und wieder Platz für neu zugeführte litorale Schuttstreifen freigeben. Dem pliozänen Appenninkonglomerat entspricht der Schotterkranz um die dalmatinischen Inseln, zwischen denen sich der feinere Grus und Kalkschlamm absetzt.

Solange der tektonische Prozeß anhält, setzt sich die Konglomeratbildung fort, hört bei dessen Stillstand nach einiger Zeit auf und zwar aus zwei Gründen. Erstens wird allmählich alles gelockerte Gestein abgeschwemmt sein, zweitens gleicht sich das Gefäß aus, wobei erstens zwischen den Höhen sich die Täler vertiefen und viel Schutt zurückhalten und zweitens der in den Senken abgelagerte Schotter am Ende als Delta aus der Tiefe herauswächst und selbst zu Land wird. Sehr viele solcher mächtigen marinischen Konglomerate schließen mit brackischen oder limnischen Bildungen d. h. sie nahmen Teiche und Tümpel in sich auf und enthalten oben nicht selten sogar Kohlenschmitzen, Pflanzenreste, Landschnecken und Säugetierknochen, während die erste Gruppe diese Merkmale an der Basis besaß. Außerdem wird das Material feiner, Sandsteine schalten sich ein, schließlich Tone und Mergel oder Süßwasserkalke. Nach freundlicher Mitteilung von BAUMBERGERE in Basel trägt die Riginagelfluh in ihren oberen Partien brackischen Charakter. Das Gleiche zeigt die Juranagelfluh im Hegau, die sogar bis zum Süßwasserkalk vorschreitet. Das oligozäne Konglomerat des Breisgaus geht im Hangenden in Sandsteine über, in denen sich *Paläotherium* fand, dann in cyrenenhaltige Kalkmergel und Tonlagen.

Setzt sich aber der gebirgsbildende Prozeß fort und zwar als Hebung, so geht auch die Schüttanhäufung weiter, nun aber nicht mehr streifenweise, sondern als wirklich alle Senken erfüllende, das neue Relief ausgleichende binnenländische Bildung von Linsenform. Dadurch ändert sich insofern der Charakter, als nun Kohlen und Torfe entstehen und uns solche alten Seen und Wannen deutlich machen. Mehr und mehr gewinnen diese jüngeren Konglomerate den Charakter fluviatiler Sedimente. Für den Verlauf dieses Prozesses gibt es zwei gute Beispiele; das erste ist das Kulmkonglomerat von Südschwarzwald und Südvogesen, welches zweifellos mit Meerwasser erfüllte Senken mit den Abtragungsprodukten neu entstandener

Höhen auffüllte und lokal massenhaft Treibholz führt, aber oben dünne Kohlenschmitzen umschließt. Die etwas jüngeren elsässisch-badischen Oberkarbonschichten bergen Konglomerate mit Kohlenlagen ohne marinen Einschlag, ebenso die in der Saarbrückener Mulde abgesetzten noch später gebildeten Flötze. Die gleiche Stufenleiter zeigten der Kulm von Nassau und das Oberkarbon der Essener Mulde, wo sich die marinen Bänke mit Goniattiten und *Aviculopecten* sogar bis in die höheren Lagen hinaufziehen und der oft konglomeratische, sehr dicke flötzeleere Sandstein den Übergang vom ersten in das zweite Stadium darstellt. — Das andere Beispiel ist die Molasse des nördlichen Alpenrandes am Säntis. Vom Rigi her zieht vor der Kalkalpenzone über den Speer bei Weesen am Walensee die marine Nagelfluh des mittleren Miozäns nach St. Gallen. Durch den Thurgau schiebt sie in die obere Süßwassermolasse immer weiter nach Norden vorgreifende Geröllbänke gegen den Untersee vor, welche schließlich den Schiener Berg, S. von Singen, erreichen und zeigen, wie in dem immer weiter aufgefüllten Becken die Gerölle des Südrandes nach Norden verschleppt und in kohleführenden Sanden und Mergeln eingelagert wurden. In der darauf folgenden pliozän-diluvialen Periode wird als Endglied dieses Vorgangs der im Bodenseegebiete und Oberbayern weithin verbreitete fluviatile Deckenschotter geschaffen. Aus Südeuropa sei auf die Gegend von Rom und das Arnotal unterhalb Florenz verwiesen; in beiden Gebieten ist marines pliozänes Konglomerat die tiefste Bildung des Randes, wird gegen die Fläche der Mitte von marinen Sanden, Mergeln, Tonen abgelöst, dann zeitlich von brackischen Sedimenten verdrängt, endlich durch rein fluviatile Deltas überlagert.

Wiederholt sich die Gebirgsbildung, so kehrt die Konglomeratfazies wieder. In den Alpen sind die gewaltigen Massen des oft aus riesigen Geröllen aufgebauten Flysches Produkte der ersten, der alttertiären Phase. Sie wurden im Miozän ihrerseits gehoben, brachen nieder, sind abgeschwemmt und stellen nun wesentliche Bestandteile der zweiten Phase dar. So treffen wir die exotischen Granite, Diabase, Spilite usw. als Komponenten beider Konglomerate am Nordrande des Gebirges im Bereich des Luzerner Sees, ferner Serpentine in den alttertiären Schuttmassen des Monteferrato und im Miozän der Colli Torinesi. Im Südappennin sind die Granite und Quarzporphyre unbekannter Herkunft aus dem eozänen Geröll in das mittelpliozäne, hauptsächlich aus Kalkbrocken aufgebaute Konglomerat weiter übergangen.

Bei solchen andauernden tektonischen Prozessen werden sich in der Regel bunte Konglomerate entwickeln, weil immer mehr verschiedenartige Gesteine der Zerstörung unterliegen. Es birgt die Hegau-Juranagelfluh alle Gesteine vom Muschelkalk bis zum obersten Malm, das oligozäne Konglomerat des Breisgaus Trümmer vom Muschelkalk bis zum Hauptoolith des oberen Doggers. Je weiter die Bedeutung des Höhenunterschiedes fortschreitet, um so mehr neue Komponenten stellen sich ein, weil die Flußerosion tiefere Schichten anschneidet oder Hebung solche entblößt. In der Juranagelfluh haben wir ganz oben Sandsteinbeimengung, die unten fehlt und dem oligozänen Schutt der Schwarzwald-Westseite noch abgeht. In der miozänen Riginagelfluh erscheinen massenhaft Gerölle der Kreidekalke (Schratten-, Kiesel-, Glaukonit-, Valanginienkalke) welche im Flysch der Vorzone noch tief lagen und von dessen Schuttmassen z. T. zugedeckt waren. Dasselbe gilt von den triadischen und jurassischen Kalken im italischen Mittelpliozän.

Es gibt indessen sehr einförmige Konglomerate, welche bei geringer Erhebung eines einheitlichen Streifens sich entwickeln. Dahin gehören die paläozänen Echinodermen- und Feuerstein-Konglomerate der baltischen Südküste, die sich anscheinend weithin aus gerollten Flintmassen oder ausgeschwemmten Kreidefossilien aufbauen und einen Glaukonitsand als Bindemittel besitzen. Die im ganzen Bereich des Südrandes an der skandinavischen Masse abgelagerte weiße Kreide wurde nämlich zu Beginn der Tertiärzeit etwas gehoben, der Wellenwirkung ausgesetzt und lieferte, weil eben dort andere Gesteine fehlten, solche einförmigen Trümmergesteine.

Wir haben also in diesen Konglomeraten eine Art Gradmesser für die Intensität tektonischer Vorgänge und für deren Dauer. Dies läßt sich an den Alpen zeigen. Der erste große Faltungsprozeß fällt in das Karbon und lieferte dessen Konglomerate und konglomeratische Sandsteine und reichte bis in das Perm und die Trias, je nachdem man den Verrucano zeitlich begrenzt. Des letzteren mächtige Schichten (Walensee) beweisen, daß bedeutende Höhenunterschiede bestanden, also die erste Faltung recht bedeutend war. Dann haben wir geringere, meist nur lokale Konglomerate im Lias der Alpen, im Dogger, Malm, Cenoman, an der Basis des Turons, welche alle uns Bewegungen der Kruste kundtun, daher von Bedeutung sind, aber doch nur schwächere Verschiebungen und zwar mehr lokaler Art andeuten, also Strandverschiebungen, Existenz oder Neubildung kleinerer Inseln. Das Flyschkonglomerat leitet

die katastrophale Phase ein, und die Nagelfluh bringt sie zum Abschluß. Dabei ist ein neues wesentliches Moment hervorzuheben; die Hauptfaltung muß nach dem Flysch erfolgt sein. Im Flyschkonglomerat haben wir durchaus ungepreßte Gesteine, in der Nagelfluh bereits deren Bruchstücke. Ich fasse die sog. exotischen Granite als zwar durch den ersten tertiären Faltenentwurf entblößte, aber noch nicht dynamisch veränderte Alpengranite auf, deren Herkunft aus diesem Grunde unermittelbar geblieben ist.

Damit kommen wir zu dem chronologischen Element, das allen diesen Trümmermassen eben dadurch, daß sie Trümmer bereits vorhandener Gesteine sind, innenwohnt. Einige Beispiele verschiedener Art seien angeführt. Da in dem Kulmkonglomerat Südbadens bereits Gneiße existieren, muß die „Vergneißung“ älterer Schiefer vollendet gewesen sein; da in den untersten Schichten des Mittelperms von Baden-Baden jüngere Porphyrgesteine liegen, hat die Förderung dieser Eruptiven vor der Hauptphase im Mittelperm begonnen; da im Schramberger Graben das obere Perm schon große Gerölle der älteren Triberger Granitporphyre birgt, existierte bereits eine Senke, wahrscheinlich schon ein Graben, der als Schuttsammler diente, und haben kräftige Wasserbrocken des entblößten Grundgebirges dorthin geschleppt; da der Adamellogranit im eozänen Konglomerat vorkommt, ist seine Förderung sicher älter als Alttertiär, ebenso seine Entblößung usw. usw. Ein jeder Geologe wird aus seinen Gebieten diese Beispiele beliebig vermehren.

Will man derartige Schlüsse mit einer gewissen Sicherheit ziehen, so ist unbedingt nötig zu wissen, ob ein primäres, sekundäres oder tertiäres Konglomerat vorliegt. Die Flyschkonglomerate können wir zum großen Teil als primär bezeichnen, ebenso den Verrucano, weil sie direkt aus den Trümmern neu entblößter Gesteine hervorgingen. Die Riginagelfluh ist durch Aufarbeitung des Alttertiärs zum großen Teil sekundär, eigentlich, weil sie auch Primärkomponenten umschließt, intermediär. Die Serpentinklötze im Miozän der Colli Torinesi sind auf sekundärer Lagerstätte, wahrscheinlich ferner fast alle Gerölle der Buntsandsteinkonglomerate. Soweit diese in der miozänen südbadischen Nagelfluh stecken, sind sie zum dritten Mal umgelagert. Das bedarf also sorgfältiger Nachprüfung in jedem einzelnen Falle und läßt natürlich stets gewissen Zweifeln freien Raum. Immerhin bleiben die Konglomerate ein sehr wichtiger Faktor der chronologischen Geologie.

Sie vertiefen ihre Bedeutung dadurch, daß sie mitunter Bruchstücke sonst verschwundener Schichten enthalten und dadurch deren einstige Verbreitung etwas enthüllen. Ein typisches Beispiel ist das aus Devonkalken aufgebaute Konglomerat von Malmedy, welches ganz isoliert liegt in einem Gebiet, wo heute keine Spur von Mitteldevon existiert, während die groben Dimensionen der Kalkgerölle keinen weiten Transport vermuten lassen.

Die dritte Gruppe von Konglomeraten stellen die limnisch-fluviatilen dar, d. h. die von Flüssen in Senken des Binnenlandes geworfenen Geröllmassen, welche also in breiten, flachen Flußtälern und in Seen jeder Art zur Ablagerung kamen. Sie haben stets deutliche Deltaschichtung, in ihrer ganzen Höhe zahlreiche Sand-, Ton-, Schlick- oder humose Einlagerungen, weil sie bei ihrer Entstehung von der jeweiligen Wasserführung der Flüsse abhängig waren und damit von den Jahreszeiten. Die marinen Konglomerate zeigen dies alle in weit geringerem Maße und nur in ihren halb-limnischen oberen Partien, wie eben auseinandergesetzt wurde, oder gar nicht, da sie durch Wellenschlag entstanden und ausgeschwemmt wurden. Ferner gehen diese fluviatilen Konglomerate oft in Kiese und Schotter über, oder die Hauptmasse des Komplexes bleibt ohne Bindemittel.

Die Einlagerungen, die Sandschichten und die Stellung der flachen Steine zeigen durch ihre Lage oft die Richtung der Wasserströmung an; die organischen Einschlüsse, wenn solche vorhanden sind, bestehen aus Land- und Süßwasser-Organismen. In Deutschland haben wir die größte, zurzeit in Bildung begriffene derartige Serie an der Mündung des Churer Rheins in den Bodensee; in der Schweiz und Italien sind die Alpen-Randseen analoge Sammler. In der Diluvialzeit existierten in Europa mehrere solcher ausgedehnter Senken, nämlich die oberrheinische Tiefebene von Basel bis Mainz und die verschiedenen Becken des Donaulaufes sowie die Poebene.

Eine der größten derartigen Becken ist das schweizerisch-bayrische Molasseland, welches am Schlusse des Miozäns als Speicher für vielerlei, vor allem für alpinen Schutt diente. So entwickelten sich in dieser weiten Mulde die Deckenschotter und später im Glazialdiluvium die Hoch- und Niederterrassenschotter. Im anstoßenden Wiener Becken haben wir den Belvedereschotter und analoge Bildungen in Ungarn. Typische feste Bänke sind die Deckenschotter, welche transgredierend auf dem Obermiozän ruhen.

und den Flußschotter des ältesten Pleistozän darstellen. Sie erfüllen die alte erzgebirgisch gerichtete Mulde von Zürich bis zur Donau bei Ulm und beweisen uns einen Wasserablauf in dieser Richtung, der nicht mehr existiert. Die entsprechenden Schichten des Aaregebietes führen zum Rhein und zeigen, daß dieser Fluß damals den obersten Churer Rhein als Quellfluß vertrat. Dies Beispiel zeigt, wie man diese fluviatilen Konglomerate für Paläohydrographie benutzen kann. Ein weiterer interessanter Fall ist das mittelmiozäne Konglomerat am nordwestlichen Bodensee, da es Rollsteine enthält, welche aus Graubünden stammen und uns einen miozänen Rhein vermuten lassen, der nördlich vom heutigen Bodensee sein Delta ins Meer schüttete. Die enge Verbindung dieser Gerölle mit Süßwasserkalk tut die limnische, allerhöchstens brackische Natur dieser Ablagerung dar, ihre fluviatile kennzeichnen feine eingeschaltete Sande. Dieser „Vor“rhein wird in seinem Unterlaufe stückweise durch die Sundgauschotter deutlich, die von Basel am Nordrande des Juragebirges entlang durch die burgundische Pforte zum Doubs bei Montbéliard und damit zum Rhône weiterziehen. Hoch- und Niederterrassenschotter geben die Existenz unserer heutigen Hydrographie des Oberrhein- wie Oberdonaugebietes in quartärer Zeit an. Es mag dieser Hinweis auf die paläogeographische Verwendung solcher Schotter genügen.

Senken und Löcher werden ferner bei vulkanischen Prozessen gebildet, seien es Krater, Maare oder Einstürze; Täler durchfurchen den Mantel alter Eruptionskegel und füllen sich an ihren unteren Enden mit gerolltem Schutt. In alle solche Hohlformen vermögen sich Laven zu ergießen und halten dann wegen ihrer Widerstandskraft durch geologische Perioden hindurch diesen Detritus fest. Sehr oft liegt z. B. ein Konglomerat von sehr verschiedenartigen Gesteinen, darunter auch Gerölle von etwas früher ergossenen Porphyren unter den dyadiischen Decken- und Stromresten des mittleren Schwarzwaldes. Heute befinden sich diese alten Schotter auf den Höhen der Berge, obwohl sie einst in Löchern entstanden. Gerade die Bedeckung mit harten Laven gestattet Umkehr des Reliefs, wofür die Konglomerate dann strikte Beweise liefern.

Da binnennärdische Konglomerate ausgesprochene Löcher ausfüllen, sind sie erstens lokal begrenzt, zweitens oft sehr mächtig, drittens bisweilen von langer Bildungsdauer. Unsere Kontinente sind alte Festlandschollen, und deren Unebenheiten wurden in erster Linie durch klastische Gesteine ausgeglichen. Am gewaltigsten ist

dies wohl in Zentralasien der Fall, wenigstens nach Bildern zu urteilen, die ich aus dem Bereiche des sog. „Trockenen Meeres“ von Chiwa, dem Tian-Schan und der inneren Mongolei gesehen habe. Sammelt sich der Schutt in mehr oder minder abflußlosen Senken, so erstickt schließlich das Gebirge in ihm. Dabei entwickelt sich eine den marinen Konglomeraten fast abgehende Eigentümlichkeit, nämlich ein Übergang zu einer hangenden Breccie, d. h. zu einem nicht mehr oder nur unvollkommen vom Wasser transportierten Verwitterungsrückstand. Als Beispiel diene das mitteleuropäische, sei es das thüringische, sei es das badische Rotliegende.

Ferner sind die binnennärdischen Geröllmassen in ihrem gesamten Habitus mehr als die anderen abhängig vom Stande des Grundwassers und dessen Zirkulation in ihnen. An den diluvialen Schottern beobachtet man einen raschen Wechsel der Verkittung oder das plötzliche Auftreten loser Partien in einem festen Konglomerat, sieht starke Auslaugung oder Zersetzung unmittelbar neben ganz frischen Stellen. Mitunter ist alles verbacken, mitunter alles tief zersetzt, so daß nur die härtesten Teile in einem braunen, als Bindemittel dienenden Lehme übrig blieben. Durch solchen auch zeitweilig eintretenden Wechsel gehen Kiese in Konglomerate und diese wieder in Kiese über. Das beste Beispiel dafür bieten zweifellos die fluvioglazialen Schotter unter dem vorrückenden Gletscher oder Inlandeis, welche als lockere Massen sedimentiert wurden, dann durch Eis verkittet waren und nach Schwund desselben lose erscheinen. Dieselbe Rolle wie das gefrorene Wasser spielt der Kalk, der im Deckenschotter erst die Komponenten band und nach seiner Auslaugung durch Grundwasser oder durch Atmosphärilien frei gab. An unseren quartären Terrassen ist mit Leichtigkeit zu konstatieren, daß von den Seiten herkommende kalkhaltige Bäche mit ihrem Grundwasser die Kiese verfestigen und besonders dann, wenn die Oberwasser in diesen versinken und langsam ablaufen. Außerhalb solcher kalkhaltigen Bäche und längs Gehängeteilen, welche keine kalkhaltigen Gesteine besitzen, bleiben dieselben Massen völlig locker. Ganz typisch habe ich diese Erscheinung am Fuße des Dinkelbergs, eines Muschelkalkplateaus im südlichen Baden, konstatiert, während im anstoßenden Sandstein- und Gneißgebiet die Schotter lose waren. Außerdem läßt sich dort beobachten, daß unterhalb und oberhalb des im Boden zirkulierenden Wassers die Verbindung der Kiese unvollkommen ist oder gar fehlt. Am weiterhin anstoßenden, aus Malmkalk aufge-

bauten Ränden sind wieder alle Terrassen mehr oder minder stark, aber durchweg in der Hauptmasse verfestigt, und die in ihnen ablaufenden Ränderbäche haben talabwärts diese Wirkung weithin ausgeübt. Sinkt aus irgendeinem Grunde der Grundwasserspiegel, so entfernen die Atmosphärilien nach und nach das Bindemittel, und der alte Zustand kehrt wenigstens teilweise zurück. Es ist daher ein ganz unzulässiger Schluß, den Grad der Verkittung bei diesen binnennärdischen Konglomeraten als Kriterium für ihr Alter zu benutzen. In Oberbaden und am Bodensee sind wir ganz und gar nicht imstande, Decken-, Hochterrassen- und Niederterrassenschotter nach diesem Merkmal zu trennen.

Das Gleiche gilt von einem zweiten Merkmale dieser binnennärdischen Schuttmassen, von ihrer Verwitterung. Auch diese wurde zur Altersbestimmung benutzt, nicht etwa, was in gewissem Grade zulässig ist, in einem kleinen beschränkten Gebiete, sondern absolut also auf weite Entfernung hin, ein Zeichen, wie wenig geologische Erfahrung oft solchen Betrachtungen zugrunde liegt. Denn die Verwitterung durchlässiger Schichten hängt wieder ganz und gar ab 1. von der Korngroße, 2. von der Lage zum Grundwasser, 3. von der Menge der atmosphärischen Niederschläge, 4. von deren Eindringungsmöglichkeit. Das sind alles ganz einfache, dem Feldgeologen geläufige Dinge. Ist z. B. das Bindemittel dicht, so ist die Verwitterung sehr gering, ist es lehmig, so dringt gar nichts ein; liegt ein Lehm oben auf der Fläche, bleibt darunter alles intakt; läuft Grundwasser durch Konglomerate oder Kiese, sind sie strichweise angegriffen, daneben frisch. Nie ist mehr in dieser Hinsicht gesündigt worden, als bei der Gliederung diluvialer Schotter! Die Hochterrasse ist in Südbaden bei Basel ganz verrottet, der Deckenschotter des Bodensees ganz frisch, so frisch wie der Niederterrassenschotter; ganz verfallen ist dagegen wieder der Sundgauschotter, das Mittelmiozängeröll des Schaffhauser Ränden dagegen trotz hohen Alters relativ unberührt, obgleich es ja zweifellos viel älter als die ersten ist. Man hat vielfach die Verkittung des Deckenschotters auf sein höheres Alter und daher auf stärkere innere Zersetzung, auf die Zerstörung seiner kalkigen Komponenten zurückgeführt. Dafür ist aber die Hauptmasse zu wenig verändert und die Zahl der hohlen Gerölle zu gering. Das Bindemittel muß zugeführt sein, entweder von oben aus Löß, oder mit Grundwasser, das in ihm abließ. Sog. „Hohle Gerölle“ gibt es im Hochterrassenschotter.

und sogar in jüngeren Lagen. Sie fallen aber nur im verfestigten Gestein auf, weil sie sonst rasch vergehen. — Die Ferrettsierung, dieses deutliche Stadium innerer Zersetzung, ist ebenso an das Grundwasser gebunden und an eine gründliche Durchtränkung, da mit Kalk verkittete Massen nie ferretisiert sind, ebensowenig in ursprünglichen Lehm eingehüllte und von Lehm bedeckte, falls sie auf den Höhen liegen, also nicht im Grundwasserstrom dauernd bleiben.

Daß endlich drittens die Höhenlage für Konglomerate nur ein sehr dürftiges Alterskriterium ist, ergibt sich aus ihrer Entstehung. Sie füllen Löcher aus, und die ältesten sind normalerweise die tiefsten, die jüngsten die oberen. Nach Ablagerung einer ersten Decke eingetretene Flußerosion schafft dann freilich Terrassen, die mit jüngeren Schottern bedeckt sind, und dieser Vorgang kann sich wiederholen. Chronologische Schlüsse sind nur bei vollem Zusammenhang mit Vorsicht erlaubt, da ja alte Kiese im Bereiche der jüngeren Terrassen stecken können und werden. Der persönlichen Deutung isolierter Reste oder Terrassenstücke ist Tor und Tür geöffnet, wenn man z. B. Felsen von Deckenschotter zwischen Basel, Zürich und dem Bodensee in ein Schema bringen will und zwar nur mit Hilfe des einzigen Prinzipes der relativen Höhenlage zum heutigen Flusse. Schon das Auftreten von solchen ausgedehnten gerollten Schuttmassen oben auf den Höhen sollte zur Vorsicht mahnen und eine Berücksichtigung des tektonischen Elementes empfehlen. Bei dessen Einführung gelangt aber die Gliederung binnennärländischer Konglomerate nach der Höhenlage völlig ins Wanken,

Unter all diesen Gesichtspunkten wird die PENCK-BRÜCKNER'sche Klassifikation der alpinen glazialen Schotter notwendig zu revidieren sein.

Kennen wir nun derartige binnennärländische Konglomerate aus vergangenen Perioden? Die Frage ist deshalb aufzuwerfen, weil bei der Abtragung von Festländern solche Schuttmassen am leichtesten zerstört und, wie unsere Betrachtungen über das Grundkonglomerat transgredierender Meere dartaten, in diesen bewahrt und zerstreut werden. In Europa gibt es außer den diluvialen von solchen Ereignissen noch unberührten Massen wirklich sehr wenig, Vorkommen. Vielleicht darf man hierin zählen 1. die im Gneiße Südfinlands eingeschalteten Konglomerate von Tammerfors, 2. die nach ihrem Alter unbekannten Rhombenporphyrkonglomerate an der Ostküste des Kristianiafjordes, 3. die Almesaakra-Serie bei Nässjö in

Mittelschweden, 4. Anhäufungen von Porphygerölle n aus dem Rotliegenden von Mitteldeutschland und Baden, bei denen dann gegen oben der Übergang in eine Gehängebreccie oft deutlich und für die Entstehung direkt beweisend ist. In anderen Kontinenten, welche stabiler waren als Europa, scheint diese Art von Konglomeraten die ersten beiden Gruppen nicht selten zu übertreffen. Jedenfalls wäre es möglich, daß die bekannten Goldkonglomerate von Johannesburg in Transvaal oder sehr viele am Rande des Felsengebirges und in diesem auftretende Schuttmassen von mesozoischem und tertiärem Alter, sowie die pliozänen Goldlagerstätten Kaliforniens derart zu deuten sind. Wenn eben tiefe Hohlformen damit erfüllt waren, nehmen selbst kräftige Erosion und eine Transgression diese Trümmer nicht oder nur unvollständig heraus, und bei neuen tektonischen Vorgängen werden sie als steilstehende oder überschobene Keile eingeklemmt. Das dürfte bei den finnischen Gneißkonglomeraten der Fall sein. Schon oben wurde erwähnt, daß Eruptiva als Decken solche loseren Massen schützen, wie es die Quarzporphyre Badens zur Zeit der untertriadischen Transgression taten. Es existiert für den tief eingebetteten Schutt nur ein einziger wirklicher Feind, der Gletscher, der unter Umständen selbst einen vollen Kessel leerkehrt, aber nur dann, wenn die Massen unverfestigt waren.

Dies führt uns auf einen weiteren interessanten Punkt, auf die Existenzfähigkeit von Konglomeraten im allgemeinen. Diese ist nur gesichert, wenn die Massen nach ihrer Bildung entweder eingehüllt und zugedeckt oder durch ein Zement verfestigt werden. Beides pflegt bei fortdauernder Senkung der Fall zu sein, indessen zu fehlen, sobald Hebung eintritt. Augenscheinlich waren viele Teile des alpinen alttertiären Flyschkonglomerates noch unverkittet, als die miozäne Faltung sie hob und damit zur Umlagerung in die Nagelfluh brachte. Die Litorina- und Ancylus-See haben in Finnland, in Schweden und Norwegen ausgedehnte Strandgeröllterrassen und Rollsteinfelder aus dem ausgewaschenen Diluvialmergel geschaffen. Diese Dinge sind unbeständig und der Zerstörung rettungslos preisgegeben und werden mehr und mehr verschwinden, weil sie lose sind, am Hange liegen und absolut keinen Widerstand in sich besitzen. Nur am Rande von Gotland sind sie durch den zerriebenen Silurkalk der Küste etwas verbacken oder werden durch Kalksinter an Bachmündungen verfestigt. In diesem Beispiele tritt die hohe Bedeutung des Kalkes als Bindemittel hervor. Vermag-

eine Gegend solchen nicht zu liefern, bleiben ihre Schotter durchweg unverkittet und zerstörbar. Das ist die Ursache, warum wir in der großen skandinavischen Masse fast gar keine Konglomerate beobachteten, selbst nur dürftig an ihrer Peripherie. Alle wurden irgendwie später (Rhaet, Oberkreide) leicht vernichtet, der Rest durch das diluviale Inlandeis weggeputzt.

Gerade das Gegenteil ist in Süddeutschland der Fall. Der zerriebene Kalk der Trias, des Doggers und Malms, die Lösungen der tertiären Mergel haben jeweils die neu entstandenen Kiese und Schotter gebunden und selbst ganz junge Komplexe in ungemein feste Bänke umgewandelt. Mit dem Deckenschotter z. B. ist deshalb der Bodenseegletscher nicht fertig geworden, und der Rhein hat sich im Hochterrassenschotter unterhalb des Falles bei Neuhausen eine schmale tiefe Schlucht ausgenagt, ja in dieser Schnelle eher die Wandung eines älteren Bettes angegriffen, als seine eigenen Schotter weggeräumt. Skandinavien wurde eben nach Zerstörung der Silurdecke ein kalkarmes Land, Mittel- und Südeuropa durch Aufrichtung älterer Schichten und Bruchtektonik ein kalkreiches.

Von diesen echt.. klastischen Konglomeraten sind nun alle solche Gesteine zu scheiden, welche nur durch diagenetische jüngere Vorgänge im Innern einen ähnlichen Habitus erhielten. Dies kommt in Kalken, vor allem in phosphorithaltigen Bänken, durch Zersetzung von Glaukonit usw. vor. Darüber ist hier nicht zu sprechen.

Aus dem Vorhergehenden folgt die große geologische Bedeutung der Konglomerate nicht nur in einer Richtung als Trümmer älterer Gesteine, sondern nach recht verschiedenen Seiten hin. Es handelt sich also wirklich um ein Kapitel der Geologie, welches an der Grenze zwischen dem petrographischen und historischen Abschnitte steht und deshalb weder in dem einen, noch in dem anderen, so weit mir bekannt, einmal wirklich gründlich besprochen wurde. Wir können es zum Schlusse noch etwas erweitern, nämlich nach der neuerdings so beliebten paläogeographischen Seite hin, wozu bereits oben Fingerzeige gegeben wurden. Freilich kann es sich nur um Beispiele und Andeutungen handeln, wenn wir uns nicht in unendliche Details verlieren wollen.

Also um die skandinavische Masse herum vom Weißen Meere bis Kopenhagen gehören in allen postsilurischen Sedimenten Konglomerate zu den Ausnahmen. Wir haben eigentlich höchst geringe Transgressionsbildungen solcher Art im Kambrium, im Lias von

Schonen und in der südschwedischen Oberkreide. Ebenso sind im weiten zentralen Rußland, abgesehen von dem dürftigen Grundkonglomerat im Callovien solche Schuttmassen älterer Art ungemein spärlich, und dies zieht sich bis in das Kaspi-Aral-Becken hinein. Dagegen haben die Ränder des kaledonischen und variskischen Gebirges in Westeuropa, soweit sie sichtbar blieben, stets Konglomerate erzeugt, so im Mesozoikum Englands, in der Bretagne und im Cotentin. Das variskische Gebirge Zentraleuropas lieferte derartiges vor allem bei seiner Entstehung im Karbon durch seine ganze Länge (Zentralplateau, Oberrhein, Fichtelgebirge, Erzgebirge, Sudeten) und in seiner ganzen Breite (Rhein, Schiefergebirge, Harz, Alpen), ferner, nachdem es in Stücke zerfallen war, im Mesozoikum um seine einzelnen Teile (Lias und Unterkreide des Harzvorlandes, Quadersandstein Sachsens usw.). Die erneute Gebirgsbildung im Tertiär ließ an älteren Ablagerungsstellen diese Tätigkeit aufleben; so folgen am Alpenrande auf den Verrucano die Flyschkonglomerate, in der Zone von Südschwarzwald und Südvogesen im Bereiche der Kulmkonglomerate besonders kräftig die Bildung der oligozänen Geröllmassen und noch später Sundgauschotter und die quartären Kiese und Nagelfluhen abwärts von Basel bis Straßburg. In derselben ganzen langen Zeit umgab sich immer wieder das Zentralplateau Frankreichs mit solchem Mantel, ein Beweis für seine Stabilität zwischen stark bewegten Schollen. Ähnlich verhält sich die iberische Halbinsel, während Italien in der langen mesozoischen Periode trotz vieler Bodenschwankungen erst im Tertiär Konglomerate in größerer Menge erzeugte, dann aber in erheblicher Menge und weiter Ausdehnung. Die Alpen haben seit dem Karbon immer groben Schutt um sich angehäuft, zwar nicht überall gleichzeitig, jedoch in allen Zeiten (Verrucano, Lias-Dogger-Konglomerate, Cenomangerölle, Hippuritenschichten von Gosau oder Bergamo, Turon der Westalpen und im Tertiär).

Diese kurze Übersicht genügt, um noch eine letzte Bedingung für die Entstehung der grobklastischen Gesteine abzuleiten. Es liegt allen Konglomeraten eine gewisse katastrophale Nuance zugrunde. Die Transgression muß rasch erfolgen, sonst wird alles zu Sand verrieben wie im südlichen Skandinavien. Plötzliche starke Faltung schafft in Italien den groben Schutt, den die vielen schwächeren mesozoischen Bewegungen nicht zu liefern vermochten. Rasche Senkung weiter Gebiete, wie im mittleren Rußland während der Jurazeit, lässt diese Gesteine ausfallen, während wiederholte Be-

wegungen in und um selbst relativ kleine Gebirgskerne (Ardennen) durch Erneuerung von Höhenunterschieden immer im gleichen Erosionszustande blieben. Nach der langsamten Senkung im unteren Buntsandstein erfolgt die raschere im mittleren Teile, nach dieser die völlige Bedeckung Deutschlands mit der Triassee und die Abdämmung feinklastischer Sedimente.

Solche Beispiele zeigen endlich, daß die hier behandelten Gesteine oft nur eine Phase eines größeren einheitlichen tektonischen Vorganges bezeichnen, sei es den Anfang, sei es den Schluß. Nur in binnennärdischen Gebieten kann diese Schuttanhäufung lange Zeiträume umfassen, nachdem eine plötzliche Reliefveränderung sie veranlaßt hatte.

Ich bin am Schlusse und hoffe, in dieser Darstellung neben der systematischen Durcharbeitung des Konglomeratkapitels manches prinzipiell Wichtige vorgebracht zu haben. Die Konglomerate und verwandte Bildungen sind geologische, nicht morphologische Körper und müssen demgemäß beurteilt werden.

2. Zur Diagenese von Sedimenten.

Als ich die Geologie von Baden abschloß und damit zum zweiten Male über ein Untersuchungsgebiet das Fazit zog, lag es sehr nahe für mich, Pommern und Baden zu vergleichen. Dabei fiel mir ein Unterschied sofort auf, der Verlassung zu diesem Artikel geworden ist. In Pommern haben wir mit geringen Ausnahmen durchweg lose Gesteine, selbst in Jura und Kreide, und es teilt dies mit weiten Gebieten um die Ostsee herum. In Baden und in Südwestdeutschland haben wir gebundene Gesteine, was soweit geht, daß sogar ganz junge Schotterbildungen fest geworden sind. Während der Muschelkalk, der Lias, der Murchisonae-Sandstein, der Hauptoolith und die Malmkalke Badens und Schwabens allgemein bekannt sind, so daß ich dessen Habitus nicht weiter zu schildern brauche, muß ich aber wohl zur Einleitung Einiges über die baltsischen Sedimente sagen.

Verfestigt sind in Schweden und Estland von Sedimenten nur Kambrium und Silur, aber mit dem Unterschiede, daß die estnischen kambrischen Sandsteine (Obolusschichten) höchst locker und zerreiblich sind, ebenso die Olenelluslagen und daß die unterkambrischen Tone von Kunda wie tertiäre sich abschlämmen lassen. Locker und zerfallend sind fast alle sandigen devonischen Lagen

Livlands und Kurlands, welche nur bank- und knauerweise fester verkittet erscheinen. Die Panzerfische des Dorpater Museums entstammen einer Sandgrube. Lose Sande stellen die rhätisch-liasischen Bildungen Schonens und Bornholms noch heute vorzugsweise dar, in denen leicht aufweichbare Tone und Mergel liegen nebst einigen härteren, meist durch Eisenschuß verfestigten Lagen. Genau so sind die Sande des Doggers auf der Insel Gristow und die Sande des Callovien und Oxford bei Kammin, die Gaultsande Vorpommerns und Mecklenburgs. Nur die Malmkalke der Kamminer Gegend bilden eine Ausnahme, sind aber immerhin in manchen Lagen so weich, daß sie gebaggert und bei Fritzow mit der Schaufel abgestochen wurden. Lockere Gesteine sind die gesamte weiße Kreide von Holstein bis nach Polen hinein und deren litorale Faziessedimente, die Grünsande und glaukonitischen Mergel der beiden preußischen Provinzen, und der Köpinge-Sandstein Schonens. Als Sand erscheinen die paläozänen und oligozänen größeren Schichten des pommerschen und mecklenburgischen Alttertiärs (Bernstein-Stettiner Sande, Sternberger Niveau) und dessen feinere leicht aufschlämmbare Tone; lose Schotter sind die mio-pliozänen Kiese Pommerns und Westpreußens.

Diese Liste ließe sich noch weiter ausführen; jedoch dürfte sie schon in dieser Länge genügen, um darzutun, daß wirklich ein ganz anderer Zustand fast sämtlicher Sedimente am Südrande der skandinavischen Masse vorliegt, als z. B. in Süddeutschland oder in den Alpen, im Appennin, auf dem Balkan usw.

Man hat mit Recht solche lockere Gesteinsmassen als „nicht fossilisiert“ bezeichnet, ein Ausdruck, den TORNQUIST z. B. in seiner Allgemeinen Geologie treffend für die mitteltertiären Braunkohlensande des Samlandes verwendet.

Dies hat mich auf die Diagenese geführt und damit auf ein Kapitel, über welches zwar viel geredet wird, über dessen Wesen aber immer noch zu wenig bekannt ist. Ich möchte hier vor allem das Problem der Verfestigung behandeln und damit ein zweites Kapitel der petrographischen Geologie darstellen.

In jüngster Zeit hat K. ANDRÉE sich mehrfach mit der Sediment-petrographie und in einem Aufsatze sogar spezieller mit der Diagenese befaßt (Die Diagenese der Sedimente, ihre Beziehungen zur Sedimentbildung und Sedimentpetrographie. Geolog. Rundschau II. 1911). In vielen Punkten bin ich völlig seiner Meinung und habe mich daher über diese Dinge ganz kurz gefaßt. In der Definition des

Begriffs „Diagenese“ stelle ich mich durchaus auf den Standpunkt ANDRÉE's und rechne vor allem die Fossilisation der Sedimente als wichtigsten Vorgang zu dieser Umwandlungsgruppe. Man wird sehen, daß die folgenden Zeilen zahlreiche neue Beispiele zu den von ANDRÉE systematisch getrennten Prozessen bringen. Verweilen werde ich bei den Erscheinungen, welche auf tektonischen Ursachen beruhen.

Die Bindung selbst ist ein *minerogener* Prozeß und gehört in die Mineralchemie oder in die petrogenetische Geologie.

Bei den klastischen Gesteinen, welche ursprüngliche lose Schuttmassen sind, hängt diese Bindung der Komponenten ab:

1. von der ursprünglichen chemischen Beschaffenheit des Schuttes,
2. von dessen physikalischer Struktur,
3. von äußeren Einwirkungen
 - a) von Zufuhr fremder Substanzen, sei es Wasser oder seien es Lösungen,
 - b) von der Verwitterung,
 - c) von tektonischen Veränderungen, die mechanische und thermische Vorgänge erzeugen.

Selten werden die eben genannten Faktoren einzeln wirken, vielfach gemeinsam oder aufeinander folgend, weshalb nur wenig ganz reine Beispiele zu gewinnen sind. Je älter der Schutt, um so größere Wahrscheinlichkeit existiert für wiederholte Einwirkung und Summierung, weshalb wir durchweg die paläozoischen und mesozoischen Schichten verfestigt sehen; aber notwendig ist dies bei hohem Alter absolut nicht, was uns die Obolussande und die kambrischen Tone von Kunda beweisen.

Auf den Punkt I, auf die chemische ursprüngliche Beschaffenheit des Sediments, gehe ich nur wenig ein. Loser Sand ohne Kalkbeimengung kann kaum verkittet werden. Tonige Massen und Mergel bleiben, wie uns zahllose Beispiele zeigen, durchweg in weichem Zustande, auch Kalk von kreidiger Natur verändert sich wenig oder gar nicht; der Löß ist heute noch zerreiblich und die eozänen fossilreichen, also kalkhaltigen Sande von Grignon bei Paris, von Asti in Piemont, der Tourtia bei Essen sind so locker wie rezente Küstenbildungen. Die Diagenese liegt daher selten im Gesteine selbst, sondern durchweg in den folgenden Faktoren: in äußeren Einwirkungen, welche durch die physikalische und chemische Beschaffenheit begünstigt werden.

Innere Umwandlung aus dem Material selbst findet sich nur bei organischen Substanzen. Dahin gehört vor allem die Kohlenbildung, d. h. die Verkittung pflanzlicher und tierischer Massen durch die aus ihrer eigenen Zersetzung entstandenen Bitumina, welche alle Hohlräume erfüllen. In diese Gruppe ist ebenfalls die Verfestigung der Kalkalgenriffe zu stellen, in welchen die Zellulose langsam verwest und durch Kohlensäureentwicklung eine Lösung und Wanderung des Kalkes hervorbringt. Deshalb sind in vielen Lithothamnienkalken die Muschelschalen verschwunden, dafür das Gefüge des Steines oft sehr kompakt geworden. In den Gyroporellenriffen der Trias sind an Dolomit erinnerndes kristallines Gefüge und klotzige Form der Bänke unter Verwischung der Schichtfugen als Folgen eingetreten.

In epigenetischen Vorgängen liegt also die Ursache der Verfestigung in den allermeisten Fällen. Wir beobachten dies sehr oft beim Steinbruchsbetrieb, wo dem Vorgang praktische Bedeutung zukommt. Viele Sandsteine und Kalke sind im Bruche weich, lassen sich mit Säge oder Beil bearbeiten und erhärten an der Luft, so daß sie zu guten Bausteinen werden. Dies gilt von der Mehrzahl der Travertine (Tivoli bei Rom, Sarno bei Pompeji, von dem pliozänen Travertin der Gegend von Pästum und von Girgenti, von dem Calcaire grossier bei Paris, vom Stubensandstein bei Donaueschingen, von vielen Schilfsandsteinvorkommen im Keuper des Kraichgaus usw.). Ebenso ist dies eine ganz gewöhnliche Erscheinung bei vulkanischen Tuffen (Tufo giallo bei Neapel, Agglomerate im Kaiserstuhl, Peperin bei Rom). Dieser Vorgang ist eine Austrocknungsfolge, jedoch nicht etwa derjenigen in Tonen und Mergeln vergleichbar, da diese letzten abermals feucht geworden wieder zerfallen, jene anderen Steine aber fest bleiben. Die Verdunstung der Bergfeuchtigkeit ruft unzweifelhaft neben der Schrumpfung in ihnen eine innere Kryptokristallisation hervor, die bei kalkigen Gesteinen wie den limnischen und littoralen Travertinen in erster Linie aus Kalzit besteht, bei den vulkanischen Tuffen eine Art Zementbildung, d. h. Ausscheidung von wasserhaltigen Alumosilikaten sein wird.

Dieser Austrocknungsprozeß erfolgt an vielen Stellen natürlich, sobald die betreffenden Massen irgendwie dem Einfluß des Wassers entzogen werden. So verhärten zunächst in der Ebberegion abgelagerte Kalkmassen, seien es Oolith, Strandgrus, Detritus von Korallenriffen und Serpula-Atolls. Diese Kalkmassen werden also gleich nach der Entstehung hart und bleiben dann hart. Die

löcherige Struktur der Korallen, Bryozoen, Echinodermenträümmer, der Austernbänke begünstigt den Absatz von Kalkkrusten und die wiederholte Durchfeuchtung ein Wachsen der Kalzitindividuen, so daß gehobene Korallenbänke der Sundainseln innen völlig kristallin geworden sind und nur außen noch die Form der Korallenstücke bewahrt haben. Auch die Oolithe sind im Schluß radial faserig und ihr kalkiges Bindemittel sehr oft größer kryptokristallin, wobei die eingebetteten Muschelschalen von diesem Umlagerungsvorgang ergriffen und spät geworden zu sein pflegen.

Liegen nun derartige Riffe und Oolithe in einem langsam sinkenden Gebiet, so entwickeln sich rasch mächtige, sehr bald kompakte Massen; werden solche Strandmassen gehoben, so entstehen wie in Unteritalien und Sizilien feste, aber löcherige Kalkplatten, wofür die Tafel von Epipolae und Achradina bei Syrakus ein treffliches Beispiel ist.

Bei Travertinen und vulkanischen Tuffen wird diese Verkittung oft schon durch Senkung des Grundwassers hervorgerufen, natürlich infolgedessen bei allen Hebungen, welche diese Gesteine betreffen, und ist daher am vollständigsten in den oberen Teilen der Lagen, die daher seltener als Bausteine gebrochen werden. Eine vollständige Austrocknung findet wegen der Durchtränkung mit im Innern ablaufendem atmosphärischem Wasser selten statt. Solche gehobenen dickeren Massen sind daher nur außen in einer umhüllenden Kruste wirklich fest geworden. Dies ist leicht an längere Zeit verlassenen Travertin- oder Tuffsteinbrüchen zu konstatieren, deren Wände zunächst bei Wiederaufnahme des Betriebes unbrauchbare oder weniger leicht bearbeitbare Steine liefern, dafür aber standfest die alten Abbauflächen erhalten und die Brüche nicht verfallen lassen.

Ausgedehnter und wichtiger für Verfestigung von solchen Sedimenten ist die eigentliche Verwitterung. Diese kann aber nur Schichten des Landes, also terrestrische Ablagerungen oder schon gehobene Massen betreffen. Als Typus diene der Löß, da wir in diesem losen kalkigen Gestein den ganzen Vorgang beobachten können. Die einsickernden Regen entführen den oberen Teilen den Kalkgehalt und verlehmten diese. Der Kalk wird auf den zahlreichen Hohlräumen, längs der Baumwurzeln, auf Spalten usf. in die Tiefe gebracht. Dort scheidet er sich wieder aus, anfangs als sog. Schrot, d. h. in zahlreichen schrot- bis erbsengroßen Konkretionen, die um irgendwelche Fremdkörper (Sand, kleine Schnecken) entstehen; dann bilden sich die größeren Knollen, sog. Lößmännchen,

und zwar gern auf einer wasserstauenden Lage. Diese Lößkindel verwachsen zu höckerigen oder zapfentragenden Kalkplatten von einem Meter Dicke, sobald eine wirklich undurchlässige Bank oder der Grundwasserspiegel die weitere Zirkulation hemmt.

Eine andere typische Art findet sich im kalkhaltigen Sandstein und wird am besten durch die Molassesande gekennzeichnet. Dort bewirkt der in die Tiefe geführte Kalk Knauerbildung (Knauer-molasse) d. h. er scheidet sich lokal wieder aus und verkittet den losen Sand zu brotlaibartigen, mehr oder minder großen Knollen. Dasselbe ist im Stettiner Sande, im Oligozän von Sternberg und anderswo der Fall.

Statt des Kalkes kann Eisenkarbonat diese Rolle als Bindemittel spielen, und zwar wird in vielen Fällen Glaukonit das ursprüngliche eisenhaltige Mineral sein, gelegentlich ist es auch am Strande kristalliner Gebiete Magnetit gewesen. Dabei entstehen die eisenschüssigen Konkretionen vieler Sandlagen (Stettiner Sand, Lias-sand Bornholms, Bernsteinsande) und gerne sind dann Muschelhaufen mit ihrem Kalkgehalt und ihren Hohlräumen die Ansatzstellen dieser Sphärosiderite, bald Knauern, bald Bänder erzeugend, und, wie im Löß eine Lehmlage, so staut eine etwas reichlichere Tonbeimengung in einer Schicht diese eisenhaltigen Wasser und bringt ihren Mineralgehalt zum Absatz.

Drittens habe ich in dieser Weise Kieselsäure als Bindemittel in Sanden beobachtet, und zwar ganz unzweideutig nach ihrer Herkunft und Wanderung im Unterenon bei Arnager auf Bornholm. Dort liegt ein an Kieselspongien reicher Mergel über lockerem Grünsand. Jener ist so umgewandelt, daß alle Schwammnadeln fortgelöst und nur als Hohlräume nachweisbar sind. Dabei ist teils der Kalk selbst verkieselst, teils ist die Kieselsäure nach unten gezogen und hat den unterteufenden Grünsand stellenweise so durchtränkt und verfestigt, daß Knauerbänke von sog. Arnager Gründsand quarzit entstanden. Dieser Vorgang hat im großen in den senonen Grünsanden Preußens eingesetzt und die Knollen der sog. harten grünsandigen Kreide geschaffen.

In diesen genannten Beispielen stammt das Zement aus dem Gestein selbst oder aus der hangenden Partie. Es kann nun aber auch weither zugeführt werden, und zwar durch Grundwasser und Flüsse. Dabei kommt eigentlich nur Kalk in Betracht. Durch versinkende Bäche oder langsam in ihnen abfließende Grundwasser sind die Diluvialterrassen des Oberrheins verbacken, z. B. der

Deckenschotter der Bodenseegegend, die Hochterrasse bei Schaffhausen, die Niederterrasse bei Basel, die Diluvialterrassen der meisten Appenninentäler und der französischen Westalpen usw. Dann pflegen im Oberlauf der Flüsse oder in der Nähe der Terrassen reichlich Kalke zu existieren, deren Wasser das Bindemittel mitgebracht haben. Wo solche Kalke fehlen, gibt es auch keine oder nur sehr wenige derartige Konglomerate, die z. B. ganz dem Rande Skandinaviens abgehen, weil es dort an Kalk mangelt, während die Kalkalpen, Italien, der Balkan und Südspanien diese Verbackungen auf Schritt und Tritt aufweisen.

Aber alles dies gibt keine Kalksteine und keine Sandsteine. Es müssen noch andere Faktoren eine Rolle spielen, und diese sehe ich in tektonischen Vorgängen und deren Folgen, also in mechanischen und vor allem in thermischen Wirkungen.

Die Folgen des einfachen Druckes erkennt man am besten an Tonen und Mergeln. Aus diesen werden durch Belastung alle Hohlräume verschwinden, die vorzugsweise blättrigen oder schuppigen Teilchen wie Glimmer, Kaolin stellen sich senkrecht zur Kraftlinie, kleben dann dicht aufeinander und rufen so die typischen Schieferletten und Tonschieferstruktur hervor. Sie bedingen ferner bei einem schräg zur Schichtfläche ausgeübten Druck die Transversalschieferung. Schon wenig gehört dazu, diese Umlagerung zu erzeugen, da jede Ziegelpresse sie hervorbringt, und DAUBRÉE hatte mit seinen Experimenten leichtes Spiel und zwar um so mehr Glimmer er vorher eingeknetet hatte. Solche gedrückten Letten zerfallen dünnblättrig (manche Keuper- und Liasmergel Badens) und die einzelnen Lamellen sind so dicht gepackt, daß sie im Wasser nicht zergehen, ohne vorher mehrfach zerfroren zu sein. Je feiner das ursprüngliche Material, um so kompakter ist die neue Struktur. Das Endresultat sind Ton- und Dachschiefer.

Dem einfachen Druck schreibe ich auch die Ausfüllung der toten Organismenschalen mit Schlamm oder Sediment überhaupt zu. Langsam kriecht unter seinem Einfluß die umgebende Masse in die Hohlräume hinein. Wo aber das Sediment als solches rasch erstarrt war, bleiben diese erhalten. Deshalb findet man in Korallenriffen häufig hohle Terebrateln, Nerineen und im Faxekalk die Seeigel; bei denen jede Platte nach innen zu einem Kalzitkristall ausgewachsen ist und in den Echinodermenbreccien der Echinospäritenkalke die Kristalläpfel, weil es bei diesen Hohlkörpern an Öffnungen fehlte, so daß nur Lösungen in beiden Fällen eintreten konnten.

Der Erfüllung der Ammonitenkammern mit Schlamm wird, wenn nicht Zerbrechen des Gehäuses vorher eingetreten war, nur durch den Siphon erfolgt sein und zeigt uns die Beweglichkeit solches Schlammes unter Belastung.

Die Verdichtung durch Druck geschah bei einer mächtigeren Serie von fortlaufenden Meeresablagerungen sehr langsam, da sich ja die Last nur ganz allmählich mehrt. Daher sind die Ammonitenschalen so gleichmäßig plattgedrückt in schiefrigen Gesteinen und, was die Hauptsache ist, die Schieferung selbst ist oft genug eine sekundäre Erscheinung. Wenn sie mit der Schichtung zusammenfällt, sind beide gar nicht zu trennen. Deshalb braucht keineswegs alles, was wir an den süddeutschen Wellenmergeln, Lias- und Doggertonen als Schichtung ansprechen, wirklich die alte ursprüngliche Schichtung zu sein! Auf den Opalinustonen ruhte lange Perioden der Hauptoolith und untere Malm des Breisgaus und preßte diese Massen zusammen, drückte alle Wasser, alle Hohlräume heraus und verdichtete die glimmerigen Schichten, welche, jetzt wieder freigelegt, normal quellen. Dieser Vorgang der inneren Kompression ist bei allen mächtigen Sedimentserien bei eingeschalteten weichen Lagen vorhanden und kommt daher auch im pommerschen Jura und in der obersenonen Kreide vor, in welcher Scaphiten und Schnecken meistens verquetscht sind. Im Arnagerkalk Bornholms erscheinen alle Kieselspongien plattgedrückt, aber sonst wenig verändert.

Die Tone und Mergel zeigen uns indessen, daß nicht die Belastung allein innere Umsetzungen hervorruft, sondern **Bewegung**, wie sie Faltung begleitet und sich ihrerseits dabei in Wärme umsetzt. Die Belemnitenmergel des Callovien am Nufenenpaß, welche Granat, Eisenglanz, Ottrelith usw. umschließen, sind ein Endprodukt der mechanisch-thermischen Diagenese, und es gibt dafür ja in den Alpen genug Beispiele (Graphitgneise, Leptite usw.), von anderen Gebieten wie Norwegen ganz zu schweigen. Darüber sind wir wohl allgemein klar, daß unter diesem **dynamischen** Einfluß neue Mineralien aus den klastischen Resten sich bilden, und es ist dies im einzelnen durch die neuere physikalische Chemie verständlich geworden. Man kann die Sache einfach so ausdrücken, daß die an der Oberfläche geschaffenen, bei einer Atmosphäre Druck und bis höchstens 40° C entstandenen Verwitterungsprodukte in starkem Druck und größerer Wärme keine Existenzfähigkeit mehr besitzen, sondern zu der unter diesen anderen Bedingungen konstanteren Gruppierung der chemischen

Elemente übergehen müssen. Ein gutes Exempel ist der Granat, der stets in tonig-kalkigen Gesteinen mit Kieselsäuregehalt austrocknisiert, sobald ein gewisser höherer Druck und gesteigerte Temperatur herrschen, daher sowohl bei Dynamo-, als auch Kontaktmetamorphose, ferner in Eruptivgesteinen auftritt. Das gleiche gilt vom Cordierit.

Wenn wir uns diese durch Massenwirkungsgesetz und Phasenregel verständlicher gewordenen Umsetzungen vorführen, so gelangen wir damit auch zur Entstehung der eigentlichen Kalksteine. Daß Druck allein nicht wirkt, ist an der norddeutschen Kreide direkt zu sehen. 3—400 m ist die obere Kreide mächtig, also eine respektable Last, und doch sind ihre unteren Lagen immer noch Kreide und kein Kalkstein. Nirgends haben wir umgekehrt in den Alpen kreidige Gesteine; es ist eben unter Einfluß der Faltung und thermischer Vorgänge eine innere Umlagerung erfolgt. Diesen ungemein wichtigen Prozeß möchte ich mir folgendermaßen denken. Unsere an der Oberfläche bei niederer Temperatur abgelagerten Kalkschlamm- und Kreidemassen sind, soweit sie bei der Entstehung kryptokristallin ausgeschieden wurden, Kalzit, der allein an der Erdoberfläche und bei deren physikalischen Verhältnissen beständig ist. Geraten solche etwas verfestigten Kalkmassen in die Tiefe und werden dabei durchwärm't, oder werden sie stark gepreßt und dadurch innerlich höher temperiert, ist z. B. schon bei 30° C die Stufe erreicht, wo Aragonit bestandsfähiger ist, besonders wenn etwas Kohlensäure in der Bergfeuchtigkeit gelöst ist. An CO₂ wird es in bituminösem Kalkschlamm nie fehlen. Damit ist notwendig eine innere, mit den feinsten Partikeln beginnende Umlagerung eingeleitet. Solche Kalkmassen sind außerdem bis zu gewissem Grade plastisch, also in sich verschiebbar. Gelangen sie nun wieder dabei oder später in höhere Regionen der Erdkruste, so muß Rückumwandlung geschehen, da der rhombische kohlensaure Kalk nur eine labile Modifikation darstellt und sich in den Kalzit umsetzen muß. Dies bedeutet eine endgültige Verfestigung des Gesteins und kann wie die metamorphen Kalke zeigen, bis zur Marmorisierung getrieben werden unter Absorbierung sämtlicher Beimengungen von Ton und Sand in Kalk- und Kalktonerdesilikaten und Ausscheidung der Bitumina als Graphitblättchen¹⁾.

¹⁾ Auf die Bedeutung des Wechsels von Aragonit zu Kalzit wurde schon mehrfach hingewiesen. ANDRÉE hat die Literatur zusammengestellt. — Die Entstehung dichter Kalke hat SALOMON vor einiger Zeit kurz be-

Um eine Temperatur von 30° C anzunehmen, müßte ein Kalksediment in unseren Gegenden um ca. 700 m abgesenkt oder von einer ebensolchen Schichtenmasse eingedeckt sein.

Wir haben in Baden etwa 600 m Jurasediment, also würde für die gesamte unterteufende Trias schon dadurch allein der Umlagerungspunkt erreicht sein. Für den Muschelkalk lauten die wirklichen Zahlen 750—800 m Überdeckung, und in der Tat ist unser Muschelkalk mehr als andere Kalke kristallin geworden, zeigt alle Muschelschalen spätig und ist im Schluß durchaus kryptokristallin. Ebenso führe ich die Verfestigung des Buntsandsteins und der Keupersandsteine auf analoge Vorgänge zurück, wobei das karbonatische Bindestein oft lockerer, da dort viel weniger Schichten als Decke auftraten; indessen ist zu bedenken, daß auch weniger Karbonate vorhanden waren und daher die Umlagerung mit Bindung in geringerem Umfange möglich war.

Wenn solche mit Druck verbundene Erwärmung fehlt, bleibt das Sediment mehr oder minder locker. Die weiße Schreibkreide, welche von Bornholm westwärts nach Südengland und Nordfrankreich reicht, besteht aus einer Anhäufung von Kokkolithen, Foraminiferen, Bryozoen, Seeigeln, dickschaligen Austern und anderen Muscheln, besitzt eine Mächtigkeit von 300—400 m und ist ein im allgemeinen leicht zerreibliches Gestein. Niemals hat erheblicher Tangentialdruck die Gegend ihres Auftretens erfaßt, Hebung und Senkung allein sind vorgekommen, sehr dicke Überlagerung hat ebenfalls nicht Platz gegriffen. — Ein ganz ähnlicher, aber fester Kalkstein ist das Urgon der Kalk- und Westalpen; es besteht ebenfalls aus Foraminiferen, Bryozoen, Kalkalgen, dicken Requienien, großen Schnecken, hat auch oft 300—400 m Dicke und verhält sich nun als starre Masse. Sie bestimmt die Form und Ausdehnung der Ketten vom Säntis bis zur Rhônenmündung, ist trotz der Mächtigkeit gefaltet und geschuppt, gebogen und gestaucht, so daß man notwendig an eine ursprünglich größere innere Beweglichkeit denken muß. Das Urgon mag seine Kalksteinnatur erst recht spät angenommen haben, und daß dem wohl wirklich so ist, zeigen uns die weichen, weißen kreidigen Kalke am namengebenden Orte bei Orgon,

sprochen und ist geneigt, sie auf Bakterienwirkung zurückzuführen. Gibt es rezente dichte Kalke? Alpine Kalke sind für diese Frage meiner Ansicht nach nicht mehr beweisend, da sie ja mannigfache innere Änderung erfuhrten, welche wir nur zum kleinen Teil zu beurteilen vermögen.

wo das Gestein in frischem Zustande behandelt wird wie ein Travertin oder Tuff und vollständig abfärbt. Dort in der Provence ist es nur von den Ausläufern der Alpenfaltung ergriffen und daher wenig verändert. — Ein echter Foraminiferenschlamm kreideartigen Charakters muß der größte Teil des Seewenkalkes gewesen sein. An den Foraminiferengehäusen oder in deren Kammern sieht man im Schliff den tiefgreifenden Einfluß der Kalzitkristallisation, an der es in der gleichartigen Rügener Kreide fast ganz fehlt. — Bei diesen und anderen alpinen Kalken ist nicht nur die starke Faltung, sondern auch bedeutende Überdeckung z. B. mit Flysch oder Molasse schuld an der Verfestigung.

Oben wurde in dieser Hinsicht der Buntsandstein erwähnt. Ihm können wir den ganz ähnlich zusammengesetzten, ebenfalls mächtigen Komplex der Bodensee-Molassesande (ca. 400 m) gegenüberstellen. Trotz ihres erheblich höheren Kalkgehaltes sind diese miozänen Sande locker oder wenig verkittet, nur mechanisch zusammengedrückt. Sie haben nur ein Auf erlitten, keine Seitenpressung unter Wärmeentwicklung, wie z. B. die mehrere Tausend Meter messenden Nagelfluhen des Alpenrandes und die Molasse des Kantons St. Gallen. — Die womöglich viel kalkreichere Juraganagelfluh des Hegaurandes ist lose gepackt und fällt leicht auseinander, die Riginagelfluh jedoch ist ein festes Gebilde.

Als erste Äußerung solcher „Packungsdiagenese“, wie man den einfachsten Vorgang bezeichnen könnte, dürfte die Entstehung der sog. Eindrücke an den Kalkgerölle aufzufassen sein. Man hat, nachdem der rein mechanische Druck als alleinige Ursache nicht mehr galt, auf Lösung durch Kapillarkräfte geschlossen. Das wird auch der Fall gewesen sein, aber dann müßte solch Konglomerat allmählich viel lockerer geworden sein, Druck muß die entstandenen Lücken stetig vernichtet haben, und man kann dies auch mit den gar nicht seltenen Styrolithen und Rutschstreifen an Juraganagelfluh-Gerölle beweisen. Es mag dazu natürlich auch die Umsetzung des kohlensauren Kalkes kommen, die nur an den Druckstellen wirklich erfolgen konnte, nicht an Tonhäuten und Mergelzement. Jedenfalls wäre die Erscheinung unter solchen Gesichtspunkten nochmals zu prüfen.

Ich habe einen Teil dieser Verkittung auf die mit den physikalischen Bedingungen wechselnden Zustände des kohlensauren Kalkes zurückgeführt und werde darin bestärkt, daß alle stark

magnesiahaltigen, also dolomitischen Kalksteine eine durchweg andere Struktur annehmen. Sie werden größer und durchweg kristallin. Wir kennen eben für die $(\text{CaMg})\text{C}_2\text{O}_6$ -Verbindung nur eine einzige, die rhomboedrisch-tetartoëdrische Modifikation, welche aus warmen und kalten Lösungen sich ausscheidet und ungemein stabiler ist als Kalzit, was man ja daran erkennt, daß aus kalkhaltigen Dolomiten der Kalk herausgelöst wird. Andererseits ist die Isomorphie der Verbindungen zu beachten, da durch sie eine in Dolomitkernen beginnende Kristallisation leicht auf den Kalk übergreifen wird, woraus sich bei magnesiaarmen Karbonatgesteinen deren Kristallinität erklären läßt.

Druck und Wärme wirken nun zweitens auf eine andere in fast allen Gesteinen vorhandene Gruppe ein, auf die Gele in den Hohlräumen. Auf solche kolloidalen Substanzen ist wohl die Weichheit der Travertine und Tuffe zurückzuführen, auf die Entwässerung der Gele die Neukristallisation und das Festwerden beim Austrocknen: „Der Übergang muß, da der kristallinische Stoff wasserfrei ist, unter Wasserabgabe (oder Kristallwasserbildung) erfolgen. Es ist daher zu erwarten, daß ein Kristallinischwerden um so leichter eintritt, je weitgehender ein solches Gel bereits entwässert ist. Ferner wird im allgemeinen das Kristallinischwerden eines stark wasserhaltigen Gels unter Volumzunahme erfolgen, indem die Summe des entbundenen Wassers und der kristallinen Substanz ein größeres Volumen einnimmt als das wasserhaltige Gel. Es wird daher Druck im allgemeinen die Kristallisation eines Gels verzögern.“

Diese einer Darstellung von R. MARC über Chemische Gleichgewichtslehre entnommenen Sätze geben uns manchen Aufschluß über diagenetische Vorgänge. Tonerde- und Eisenhydroxydgelé sind in allen klastischen Gesteinen primär vorhanden und Kalkgele gibt es ebenfalls. Wir wissen ferner, daß hoher Gebirgsdruck, wie er die Hohlräume vernichtet, auch das Wasser auspreßt oder in die Kristallstruktur übergehen läßt (Epidot, Prehnit, Glimmer usw.), daß das Eisenhydroxyd zu Eisenglanz oder Magnetit wird, daß aus Kalk, Quarz und Kaolin unter Wasserabspaltung Granat und andere wasserfreie Silikate sich entwickeln. So wird auch die Summe der in den Gesteinen vorhandenen Gele wasserärmer werden, aber nur langsam, weil ihre Entwässerung zunächst dem Druck annähernd konform verläuft. Hört aber dieser auf nach einer gewissen Zeit, nachdem er die Gele stark entwässerte, so muß Kristallinischwerden erfolgen und damit eine innere Bindung;

eine völlige Gefügeänderung des bis dahin noch mehr oder minder in sich verschiebbaren Komplexes. Eine erneute Quellung der Gesteine ist wegen der dichten Packung dadurch schwieriger geworden, wie jeder stark gedrückte Mergel und Ton darstut; denn das Wasser kann in inneren Hohlräumen nicht adsorbiert werden, weil solche verschwanden.

Von diesen Vorgängen werden besonders die Gele der Kiesel säure, der Tonerde, des Eisens und Mangans betroffen. Es ist ja in dem letzten Jahrzehnt von CORNU und Anderen auf solche Entstehung von Chalcedon, Jaspis und Karneol hingewiesen worden. Hier sei in diesem Zusammenhange bemerkt, daß wir im Buntsandstein mehrfach in verschiedenen Lagen Karneolschnüre antreffen, in der badischen Molasse nirgends. Beide Gesteine sind marin, beide sehr quarzhaltig, beide reich an Eisenhydroxyden und lagenweise Karbonate führend. Aber der erste ist stark belastet und erwärmt gewesen, die zweite nicht. Kiesel säure- und Eisen-Gele vermöchte in der Molasse gerade der Glaukonit bei der Verwitterung zu liefern; es fehlt indessen an Ursachen des Kristallinischeschwerdens, es ist weder Druck, noch Wärme vorhanden, dafür aber viele Hohlräume zur Adsorption, und das Sickerwasser führt den Überschuß fort, d. h. Eisenwässer, die immer Si(OH)_x enthalten, treten in den Quellen der Basis aus und hinterlassen höchstens Färbungsstreifen vertikaler Stellung, also braune Flammen im Gestein. Die starken, bankförmigen Verkieselungen des Buntsandsteins (Kristallsandstein) und im Hauptkonglomerat ließen sich vielleicht so erklären, wobei die ausgeschiedene Kiesel säure die gerundeten Quarzkörner zu Kristallen regeneriert hat. Die etwas tonigeren Lagen oder Schichten, welche durch Lockerheit für die Aufnahme der Lösung vorbestimmt waren, sind besonders derart umgewandelt, also die Dolomitzone an der Basis des Plattensandsteins, das Hauptkonglomerat, die rotliegende Arkose an der untersten Grenze gegen Granit oder Gneiß.

Bei der Verfestigung von mergeligen Gesteinen kommen die Wirkungen des Tonerde-Gels auf Kalk und Magnesia wohl mehr in Betracht, als man es bisher angenommen hat. BAUER hat Hydrargillit in den Lateriten nachgewiesen, und bauxitartige Substanzen erscheinen in kleinen Mengen weit verbreitet; aus Wasser sich abscheidendes Eisenhydroxyd fällt fast immer etwas Tonerdehydrat mit aus. Kalkaluminate gibt es eine Reihe; sie nachzuweisen in den Mergeln und Tonen ist kaum möglich, da jede Säure sie zersetzt. Eigentlich alle Mergel- und Tonanalysen ergeben einen Gehalt an Ton-

erde in dem löslichen Anteil, besonders, wenn mit Schwefelsäure behandelt wurde. Die Aluminatbildung würde, wenn Wasser und Kohlensäure austreten können, eine erhebliche Volumverminderung bedeuten. Es fehlt an jeder Beobachtung darüber, in wieweit bei der heutigen Auflockerung solcher Gesteine nicht nur das Wasser, sondern auch die Luftkohlensäure durch Zerstörung von Kalkaluminaten mitwirkt. Auffällig bleibt die Standfestigkeit mancher Tone und Mergel in trockenen Hohlräumen (Kellern, Tunneln) und sobald Feuchtigkeit hinzutritt das Verfallen unter Ausscheidung von vielen, auf allen Schicht- und Blätterfugen auftretenden Kalkkrusten. Nicht das Wasser allein bewirkt die Quellung, sondern anscheinend auch ein derartiger chemischer Vorgang. Dies Ganze ist dem vergleichbar, was der Sauerstoff an eisenkiesreichen Lagen (Alaunschiefer, Septarienton usw.) erzeugt, wobei die Sulfat-, besonders die Gipsbildung eine völlige Aufblätterung der Schiefer in die feinsten Lamellen bewirkt. An diesem Beispiele können wir in der Zufuhr des Sauerstoffs unmittelbar die Ursache der Volumvermehrung sehen. Geht mit ihr die Aufnahme von Kristallwässer Hand in Hand wie beim Gips, so quillt der Boden, blätzt sich auf, was ich prachtvoll in den Stettiner Gruben sehen konnte. Unter einem kleinen Buckel staken jedesmal die Gipskristalle, ebenso wie adsorbierte, gefrorene Luftfeuchtigkeit als 6—10 cm lange lockere sechsseitige Hohlprismen selbst bohnengroße Steine über den Boden hoch hob und auf ihrer Spitze trug.

Für die Umwandlung von Gesteinen durch die Dynamometamorphose ist zu bedenken, daß die Gele der Kieselsäure, der Tonerde, der Eisengruppe beweglich waren, also an die Stellen des geringsten Druckes wandern konnten und sich dabei gegenseitig innig zu durchdringen vermochten. Damit ist die Möglichkeit von Mineralneubildung beim Festwerden gegeben, also z. B. von Glimmern, Chloriten, Hornblenden, weil keine der Substanzen gesättigt ist; bei allen diesen verbreiteten Gelen bedeutet chemische Verbindung und damit Kristallisation eine Volumverminderung, wie sie starke Kompression verlangt.

Den Gelen sehr nahe stehen die festen Lösungen, die ebenfalls labile Zustände unter bestimmten und in diesem Falle unter den nahe der Oberfläche herrschenden Bedingungen bezeichnen. In diese Kategorie wären die Vitrophyre unter den Eruptivgesteinen zu rechnen, nach denen hier von den Sedimenten ein kurzer Abstecher gestattet sei. Tertiäre und recente vitrophyrische Gläser

sind in der Regel frisch, ältere fast stets innerlich umgesetzt, je älter desto mehr. Die skandinavischen Hällefinten von Upsala und Småland erscheinen heute als Quarzporphyre oder derartige Typen, selbst wenn sie geschichtete Tuffe ursprünglich waren. Unsere permischen Quarzporphyre Badens sind vorzugsweise große Pseudomorphosen; denn der Dossenheimer Porphyr ist einst als normaler Liparitobsidian oder -Pechstein ergossen worden, ebenso die Stöcke des Gottschlägtales bei Edelfrauengrab nahe der Hornisgrinde, drittens die Decken am oberen Renchtal (Hauskopf und Eckenstein im Lierbachtal bei Oppenau), in denen das ganze Gestein von Chalcedon-, Jaspis- und Plasma-Lithophysen mit Eisenglanz durchsetzt ist. Wir wissen, wieviel Wasser oder Gase Obsidiane (Ischia, Pozzuoli) enthalten und daß solche Gläser mit dem Laufe der Zeit auch an der Oberfläche sich trüben und kristallinisch werden.

Durch Erwärmung kann man diesen Prozeß befördern. Die tief unter Trias, Lias und Dogger abgesenkten badischen Porphyre haben diese innere Umwandlung erfahren und sind je nach der Substanz teils kryptokristallin geworden, teils unter Ausscheidung überschüssiger Kieselsäure aus dem Glase verquarzt. Ich persönlich neige dazu solche Verquarzung besonders Pechsteinen zuzuschreiben, die erst Opal oder Hyolith liefern, welche alles durchdringen und tränken und dann zu Chalcedon, Jaspis, Karneol usw. erhärten. Dabei scheidet sich Eisenhydroxyd konform als Eisenglanz ab, besonders wenn Reste von Chlor oder Fluor vorhanden waren, was Fluorit darstellt. In Baden, wo wir im Odenwald und mittleren Schwarzwald eine Decke von Ober-Rotliegenden und Triassandstein von ca. 400 m, darüber Muschelkalk und Keuper von 300—400 m, Lias und Dogger von ca. 150 m haben, also fast 1000 Überdeckung, ist durch diese Erwärmung der Vorgang vollendet, so daß nur perlitische Sprünge und ähnliche Strukturreste den ehemaligen Zustand bezeichnen. Bei Meißen ist die Überdeckung und Aksenkung nie so groß gewesen und deshalb die Pechsteinnatur noch z. T. erhalten; freilich hat auch dort die Umwandlung eingesetzt und außen über Quarzporphyr weiter zur Kaolinisierung geführt, zum mindesten nach Einleitung innerer Umlagerung diese wesentlich erleichtert.

Diese Betrachtungen über Diagenese, welche noch sehr weit auszuspannen wären, habe ich mit aus folgendem Grunde ausgeführt. Was wir heute an Gesteinen in unseren Gebirgen oder nahe der Oberfläche wahrnehmen, ist bereits durch irgendwelche Veränderungen innerlich umgesetzt. Das Aussehen der heutigen tie-

feren marinen Sedimente ist uns vorläufig verborgen. Daß sie nicht unbedingt größere Festigkeit zu besitzen brauchen, tut uns die Gesamtheit der baltischen Schichtgesteine dar oder die cretacischen und alttertiären Serien des Pariser Beckens. Einfache Absenkung in mäßige Tiefe verfestigt jedenfalls nicht; denn 400—500 m war die untere Molasse sicher überdeckt, ohne diagenetisch wesentlich verändert zu werden. Erst bei größerer Tiefe beginnt die Umsetzung ohne jedoch stets vollkommen zu sein; denn in solcher Tiefe ist das Auspressen des Wassers natürlich ein sehr langsamer, mit vielen Schwierigkeiten verbundener Vorgang. Wohin soll z. B. das Wasser der 1000 m abgesunkenen Tertiärschichten im Rheintalgraben, da dessen Decke meistens auch tonig ist? Es kann höchstens als warme Quellen auf Randspalten aufsteigen. Die Gesteine können also trotz großer Tiefe, wenn sie nur abgesenkt sind, beweglich bleiben, eine gewisse Plasticität sich bewahren. Deshalb hat auch die Faltung anfangs sicher unten vielfach ein ganz anderes Material vorgefunden, als wir es jetzt oben konstatieren, so daß sich auf diese Weise manche überraschende Biegung und unerwartete Faltenwürfe erklären, die in dem heutigen harten Kalkstein unmöglich sind. Sobald die Massen aber hoch gedrückt wurden, ihre in der Tiefe unter Druck und Wärme noch eben beständigen Verbindungen und Modifikationen zerfielen, mußte z. B. ein kreidiger Kalk erstarrten, konnte aus den Gelen das Wasser wirklich fort und eine Kristallisation die Massen von Innen heraus verhärten. Es mußte eine Auspressung erfolgen. Im Rahmen dieser bisherigen Erwägungen ist bis zu gewissen Grade die HEIM'sche Annahme einer bruchlosen Faltung sicher berechtigt. Geht die Faltung indessen nach der Festwerdung weiter, so zerreißt und zerpalten alle Gesteine, was wir ja neben der vollendeten Biegung an den alpinen Kalken (Hochgebirgskalk) typisch wahrnehmen. Deshalb ist die Faltungsdiagenese in zwei Phasen zu zerlegen; nicht dagegen die Gebirgsbildung, wie man aus gefalteten Calcitadern schloß.

In Mulden der Erdkruste aufgenommene und eingebettete, bisher von Faltungs- und Druckvorgängen unberührte Sedimente bieten diesen tektonischen Prozessen wegen ihrer noch bewahrten Nachgiebigkeit einen relativ geringen Widerstand. Sind sie aber einmal dieser Umwandlung unterlegen gewesen, so wirken sie absolut anders, wirken sie als feste Massen und die Folge ist weniger Biegung, mehr Bruch und Schuppung.

Das mag die Ursache sein, warum wir in Europa an keiner Stelle eine zweite Faltung beobachten. Die im Carbon gefalteten Centralalpen sind während des Tertiärs im wesentlichen nur in Schuppen zerlegt und aufeinander geschoben. Die variskische Faltung in Mitteleuropa und die kaledonische im Norden haben keine Wiederholung gefunden, soviel Brüche und Überschiebungen sonst der deutsche Salz- und Kohlenbergbau aufgedeckt hat.

Durch diese auf tektonischen Faktoren beruhende Diagenese werden die Sedimente eigentlich erst auf längere Zeit haltbar gemacht. Ausnahmen, in denen schon bald nach der Entstehung oder während derselben die Verfestigung erfolgte, sind im Anfang erwähnt und bestehen aus Strandkalken, Riffen, Oolithen. Diese vermögen dann wie Gotland's Silur zeigt, weichere weniger umgewandelte Schichten zu schützen. Im allgemeinen werden nur schwach auf- und abbewegte Komplexe der Strandzone oder flacher Transgressionen rasch der Erosion wieder erliegen. Deshalb haben wir aus den älteren Formationen so wenig Litoralsedimente. Wir treffen solche eigentlich stets nur als Basis bedeutender Überflutung, also in stark abgesunkenen Partien und dann natürlich mehr diagenetisch verändert (Taunusquarzit unter der ganzen rheinisch-belgischen Devonserie, Eophyton sandstein unter dem gesamten schwedischen Silur).

Wir können nach dieser Umwandlung ferner Europa in zwei Teile zerlegen, einen nördlichen mit wenig umgewandelten Schichten und einen südlichen, mit stark und immer stärker werdender Diagenese. Zum ersten gehören Skandinavien, Finland und Rußland, Länder, in denen außer Korallenkalk (Silur und Mittelcarbon) fast alle Sedimente locker blieben. Man denke nur an die Anthracosien-Schichten, an Callovien, Volgastufe, Neocom des Moskauer Beckens. Dies Gebiet reicht bis an das deutsche Mittelgebirge heran und greift für Kreide und Tertiär ins englisch-französische Becken über. Je weiter gegen die Alpen und das seit dem Paläozoikum immer wieder bewegte mediterrane Gebiet, desto fester werden die Gesteine von Jura, Kreide und Alttertiär, in der eigentlichen Faltungszone sogar des Miocäns. Dafür lässt am Nordrande der afrikanischen Masse, wo die Wirkungen der Quetschzone weniger intensiv blieben, die Verkittung transgressiver Sedimente (Nubischer Sandstein und Alttertiär Ägyptens) wieder viel zu wünschen übrig. Bei der Diagenese von Sedimenten ist daher nicht nur der chemische Teil dieses Prozesses, sondern als Ausschlag gebend der dynamisch-

mechanische, resp. thermische Vorgang zu berücksichtigen, vielmehr als bisher im Allgemeinen geschehen ist.

3. Ist die Annahme von Sal und Sima wirklich begründet?

Die Vorstellungen über den Aufbau der Erdkruste im Großen und deren Beziehungen zum Erdkerne haben im letzten Jahrzehnt eine gewisse Fixierung erfahren und zwar durch zwei Momente, durch die Untersuchungen zahlreicher Gesteine über die gesamte Fläche der Festlandsmassen hin und zweitens durch geophysikalische Beobachtungen, die sich ebenfalls auf den Erdball bezogen. Ich meine hiermit die Erdbebenregistrierungen und die Schwere-messungen. ARRHENIUS hat wohl zuerst die Erdbebenwellen benutzt, um aus deren Geschwindigkeit die Elastizität des Erdkörpers neu zu bestimmen. Später hat WIECHERT zahlreiche genaue Messungen benutzt, um die innere Reflexion und damit den feineren Bau des Erdkerns zu ermitteln. Seitdem nimmt man allgemein einen Zentralkern an, um welchen eine etwa 50 km dicke Kruste liegt und zwischen beiden eine bewegliche Zone. An dieser erfolgt Ablenkung und Schwächung der Erdbebenwellen, in dieser sollen die Ursachen für die Schweredifferenzen zu suchen sein. Zwar ist alles dies sehr schön, aber viel weiter sind wir trotz alledem nicht gekommen. Das Einzige, was wir wissen, ist, daß die Erdbebenwellen eine Elastizität des Erdkerns errechnen lassen, die etwa der des Stahls entspricht und daß diese Elastizität nicht gleichmäßig herrscht. Schon mehrfach wurde darauf hingewiesen, daß eine etwas andere Art in der Kombination der seismischen Beobachtungen, eine etwas andere Art der Rechnung zu wesentlich anderen Resultaten führen muß, vor allem, daß jene Grenze der beiden Medien sich verschiebt, daß ferner eine mehrfache Dichteänderung in wechselndem Sinne ähnliche Erscheinungen erzeugen kann, mit anderen Worten, daß die Rechnung immer nur einen möglichen Fall nachweist, nicht dessen wirkliche Existenz.

Ganz genau ebenso steht es mit den übrigen Eigenschaften des Erdkerns, mit dem höheren spezifischen Gewichte und mit der Wärmezunahme. Das Gesamtgewicht von 5,4—5,5 ist zwar genau bekannt, aber nicht die Verteilung der schweren und leichten Massen, auf die es wesentlich ankäme. Die Wärmezunahme ist überhaupt nur auf 2 km Tiefe nachgewiesen bei einem Erdradius von ca. 6370 km.

Bei dieser Unsicherheit begreift man die Freude mit der zwei neue Methoden, die Schweremessungen und die chemische Untersuchung der Gesteine ergriffen und für die Anschauung von der Beschaffenheit von Erdkruste und Erdinnern verwendet wurden.

Bei den Schweremessungen haben wir aber zum vierten Male die gleiche Unsicherheit. Wir kennen und messen Differenzen, wissen aber wieder nicht, wie diese zustande kommen, worauf sie beruhen. Denn, während Geophysiker die Ursachen dieser Störungen in größerer Tiefe bis 50 km suchen, deuten die Übereinstimmungen in der Lage der Anomalien mit den an der Oberfläche sichtbaren Strukturlinien einen viel näheren Zusammenhang an. Es liegt dabei aber eine weitere allgemeine Schwierigkeit vor, nämlich die komplizierte Rechnung auf Meereshöhe, auf eine allgemeine Erdoberfläche mit 2,4 spez. Gew., auf eine Ausschaltung der Höhen im gebirgigen Gelände. Dabei sind gewisse Annahmen unerlässlich und Fehler in diesen beeinflussen das Gesamtresultat. Im Vergleich zu den Maßen und Massen des Erdkörpers sind störende Schichten von 1200 m oder sogar von 3000 m mit einem mittleren spez. Gewicht von 2,4 keineswegs bedeutend. Ich komme später auf die Fragen zurück.

Die mineralogisch-chemische Beschaffenheit so vieler über die ganze Erde verstreut gesammelter Gesteine soll uns nun lehren, daß wir zwei Magmenschalen zu unterscheiden haben, die tieferen eisenreichen schwereren und die leichteren sauren Gesteine der Erdoberfläche. Man redet jetzt soviel von „Sal“ und „Sima“, ja es gehört zum guten Ton möglichst viel mit diesen Worten zu hantieren; man glaubt mit diesen Worten Begriffe für sicher nachgewiesene Tatsachen zu besitzen, obwohl wieder eigentlich alles unsicher ist und in der Luft schwebt. Darauf will ich zunächst ausführlich eingehen.

Unbedingt müssen wir uns immer wieder vergegenwärtigen, daß die Tiefe und alles, was dort existiert, verschlossen ist nicht nur stofflich; sondern vor allem auch nach der Form. Von den außerhalb der Erdoberfläche, wozu wir die 3 Kilometer hinzurechnen dürfen, die uns zugänglich waren, haben wir keine Vorstellung vom Aussehen und vom Zustande der Gesteine. Wie sich unsere Massen der Oberfläche dort verhalten, bleibt völlig im unklaren. Die empordringenden Eruptivmassen erstarren unter Einer Atmosphäre Druck und in normaler Temperatur, die Tiefengesteine unter etwas höherem Druck, vor allem unter langsamerer Wärmeabgabe, jedoch

ausnahmslos nahe der Erdoberfläche. Von Druck, Temperatur, also physikalischen Faktoren hängt die Mineralkombination ab. An der Oberfläche herrschen Sauerstoff, Wasser, Kohlensäure als wichtigste Reagentien und wandeln nach und nach alles in Oxyde Hydroxyde und Karbonate um. Nur diese Mineralien sind in unserem Bereich beständig, also Quarz, Ton, Kalk, Dolomit, Eisenhydroxyd und deren Kombinationen. Solange wir deren Bildung in der Reihe der geologischen Formationen abwärts beobachten, solange haben gleiche physikalische Verhältnisse auf der Erdkruste Geltung besessen.

Schon in der geringen Tiefe, aus der unsere Eruptivgesteine herkommen, herrschen andere Drücke und Temperaturen. Sie bewirken die Verbindung der Elemente zu Quarz, Feldspat und Feldspathoiden, zu Pyroxenen, Amphibolen, Olivin. Mit Ausnahme des Quarzes sind alle diese Mineralien nach der Erstarrung unbeständig und unterliegen der Verwitterung, die ja eben darauf beruht. Was dort unten daneben vorgeht und besteht, können wir nur durch Kombination erschließen, und wird von uns in der Regel als Differenzierung der Magmen bezeichnet. Wir nehmen an, daß in noch tieferer, in der dritten Schale die Massen gemischt sind, daß sie erst während oder nach der Förderung in höhere, sicher druckärmere Regionen zerfallen z. B. in Erze, in basische und in saure Magmen. Das ist ein Zerfall nach den spezifischen Gewichten, wie er durchaus verständlich ist. Denn dergleichen zeigen auch die einzelnen Verbindungen mit ihrer Heteromorphie. Quarz erscheint in Tiefengesteinen, Tridymit in Ergüssen, Amphibol herrscht in körnigen, Augit in porphyrischen Gesteinen, Rutil und Brookit haben analoge Verteilung.

Tridymit 2,28—2,3	Rutil 4,2—4,3	Pyroxen 2,88—3,5
Quarz 2,5—2,8	Brookit 3,8—4,1	Amphibol 2,9—3,3

Es ist bei diesen spez. Gewichten klar, daß Amphibol und Pyroxen sich leichter vertreten können als Quarz und Tridymit; im großen und ganzen sind aber die Hornblenden für Tiefengesteine bezeichnender und zeigen in Basalten, Trachyten und Phonolithen einen magmatischen Resorptionsrand in Form von Augitkörnern. Dies Beispiel lehrt, daß Druck, Temperatur und chemische Natur der Schmelze von Einfluß sind. Die α - und β -Quarze, die Strukturen von Leuzit und Melilit, die Zonarstrukturen der Feldspathe und der basischen Mineralien deuten auf dieselben Einflüsse hin und bei einzelnen sind wir in der Lage die Faktoren auch

namhaft zu machen, z. B. beim Leuzit, der stark erwärmt wieder isotrop wird.

Wie Granite und Diabase an der Oberfläche verwittern, so zerlegt sich beim Übergang aus der dritt tiefsten Zone in die zweite ein jedes Magma in Teilmagmen, und diese letzten sondern sich wieder in die bei ihrer Beschaffenheit beständigeren und einheitlichen Komplexe unter Abspaltung, seien es basischer, seien es saurer Reste. Dabei ist Tiefenzone nur in petrogenetischen, nicht im Sinne eines absoluten Maßes aufzufassen. Was unter dieser dritten Zone liegt, bleibt verborgen. Vermehrung oder Verminderung des Druckes und der Temperatur vermögen diese Zonen zu verschieben, wie umgekehrt Veränderung in den Massen der Tiefe z. B. durch Volumvermehrung oder -verminderung bei Spaltung und Einschmelzung auch die Gestalt der Oberfläche beeinflussen muß.

Es sind dies ja alles bekannte Dinge; sie mußten kurz erwähnt werden; denn sie beweisen, daß die Form in der die Gesteine uns erscheinen, etwas Vorübergehendes, etwas Labiles ist.

Daß diese Erscheinungsform der Gesteine von Druck und Wärme abhängig bleibt, läßt sich durch Gegenbeweis erhärten. Sind die an der Oberfläche verwitterten Massen nicht zu sehr differenziert, d. h. enthalten sie noch die nötigen chemischen Elemente, so „vergneßen“ sie bei längerem Aufenthalt in der Tiefe und unter Faltungsdruck. Sind sie in reinen Ton, Sandstein oder Kalk differenziert, so bildet sich natürlich nur Marmor, Quarzit oder Phyllit, weil eben kein umkehrbarer Prozeß mehr möglich ist. BECKE hat ja vor 20 Jahren schon klipp und klar dargetan, wie bei der Bildung dynamometamorpher Gesteine aus den spezifisch leichteren Mineralien und Mineralkombinationen die schwerere entsteht, und darauf beruhen die Umsetzung pyroxenischer Gesteine jeder Art in Amphibolite und Hornblendeschiefer, die häufige Entwicklung von Zoisit und die weite Verbreitung des Sillimanits. Die Auspressung des Wassers, die Veränderung der Hydroxyde in Oxyde (Limonit in Eisenglanz), der Bitumina in reinen Kohlenstoff, die Ersetzung der Kohlensäure in Kalken durch Kieselsäure unter Entstehung der Kalksilikate und Ähnliches sind typische Beispiele dieser rückläufigen Phasen. Verwittert Renschgneiß abermals, liefert er wieder eisenschüssigen Lehm, dem er vor der Vergneißung jedenfalls nahestand. Bei dieser Gneiß- oder Glimmerschieferbildung erfolgt Zunahme des gesamten spez. Gewichtes, schon durch die

engere Packung des Ganzen, ferner durch das dichtere Gefüge der einzelnen Komponenten.

Kaolin	2,2	Limonit	3,4—3,9	Asphalt	1,2
Sillimanit	3,2	Hämatit	4,5—4,9	Graphit	2,0
		Eisenglanz	5,1—5,2		

Wenn aus CaCo_3 die Kohlensäure fortgeht und von tonigen Sand Kieselsäure geliefert wird, kann sehr gut das spez. Gewicht 4 des Granats entstehen.

Was soll diese Betrachtung? Sie soll zeigen, daß das einzige sichere Kennzeichen, daß wir für die Massen der Tiefen haben, die höhere Schwere, nur eine Funktion der Tiefe selbst sein kann und aufhört für die Gesteine ein solches zu sein, sobald sie sich an der Oberfläche befinden. Gesteine, welche in die Tiefe versenkt werden, nehmen wieder höheres Gewicht an. Es ist an sich absolut unnötig metallische Massen oder basischere Magmen in der Tiefe zu vermuten, um ein höheres spez. Gewicht zu erhalten. Wir wissen ja gar nicht, welche dichte Modifikation ein Granitmagma zu erreichen vermag, besonders wenn in ihm die ausgeschiedenen basischeren Differentiationsprodukte (Minetten, Amphiboldiorite oder Erze) noch gelöst sind.

An der Spaltung der Magmen in der Tiefe ist nicht mehr zu zweifeln. Sie erscheint als erste Wirkung des Förderungsprozesses. In dem Kristianiabecken hat BRÖGGER die ganze Reihe von Diabasen bis zum sauren Drammengranit mit einer basischen Schlußphase typisch nachgewiesen. Und an vielen anderen Stellen ist es ebenso. Die mir jetzt genauer bekannten Schwarzwaldmassive haben auch eine basische Gruppe im Anfang, dann Granite, Quarzporphyre, schließlich die tertiären Basalte. Wann die Massen endgültig emporgetrieben werden, hängt von anderen Unständen ab. Oft liegen lange Zeiträume dazwischen, was aber keineswegs hindert, daß die verschiedenen Gesteine einem einzigen Herde entstammen. Zahlreiche Diorite, Gabbros und ähnliche Massen sind als runde Blöcke in Graniten enthalten, zeigen die erste basische Ausscheidung an und deuten ferner wenigstens eine Pause in der Förderung an. Fehlt die letzte, haben wir syenitisch-dioritische Gesteine, was man früher mit Recht normaltrachytisch und normal pyroxenisch nannte. Bei diesen hat die Förderung sogar die Erzmassen in flüssigem Zustande mit hochgebracht (Eisen-Kupferkiese in Dioriten, Magnetite in Syeniten, die Eisenoxyde und

Apatite in den Porphyriten in Schweden am Polarkreis, Kupfer im Melaphyr des Lake Huron).

In der physikalischen Chemie wird jetzt soviel mit gegenseitigen Lösungen geschmolzener Massen, mit der Schmelztemperaturerniedrigung, mit Unterkühlung, eutektischen Punkten gearbeitet und zwar mit großem Erfolg. Man hat natürlich begonnen, die Resultate auf die Petrogenie der Eruptivgesteine zu übertragen, und mit Glück hat VOGT das System Quarz-Feldspath behandelt, um die Granophyre, Pegmatite, Myrmekite zu erklären, die als ein Zusammenkristallisieren beider Mineralien bei einer bestimmten Temperatur und wechselndem Lösungsgrad verständlich werden.

Man kann zwar auf noch einige Verbindungen diese Experimente ausdehnen, und in der Metallurgie haben wir in Kristallisationsprodukten oft das feinste Reagens für die Beschaffenheit der Schmelze. Aber es fehlt uns die Möglichkeit höhere Drucke dabei anzuwenden. Wir gelangen im wesentlichen nicht über das hinaus, was wir an den Gesteinen wirklich beobachten, also z. B. daß Olivin sich bei höherem Drucke und größerer Wärme ausscheidet als Augit und Hornblende, daß die Übergemengteile immer die ältesten sind, daß Apatit stets mit den Erzen sich vergesellschaftet, daß Korund und Cordierit in den Laven immer Tiefenprodukte darstellen. Mit Ausnahme des Cordierits sind die genannten Mineralien alle schwerer als 3. Der Cordierit fällt aus dieser Gruppe heraus und ist in der Tat ein höchst labiles Mineral; in den badi-schen Graniten und Porphyren ist er als einer der frühesten Einsprenglinge ungeheuer zahlreich und sehr verbreitet, jedoch nie frisch, immer verändert (Chlorophyllit, Pinit, Pinitoid, Oosit), d.h. er muß ein Magnesia-tonerdesilikat sein, das bei höherem Druck mit oder gar vor dem Biotit entstand und sich unter geringeren physikalischen Kräften nicht zu halten vermag. Aber steigern sich diese wieder z. B. bei Kontaktmetamorphose von Gneissen durch Tiefengesteine, so ist der Cordierit wieder eine gewöhnliche Neubildung.

Was wir also an Gesteinen der Erdoberfläche beobachten, sind ausnahmslos durch die Förderung veränderte Massen, sind Spaltungsprodukte, die sich den an oder nahe der Oberfläche herrschenden physikalischen Bedingungen angepaßt haben. Aus ihrer chemischen Zusammensetzung auf verschiedene Magmen der Tiefe schließen zu wollen, ist ganz und gar unberechtigt. Wir dürfen nicht einmal sagen, daß bereits in vergangenen Erdperioden diese Zerlegung erfolgte, daß infolge-

dessen eine äußere saure und eine innere basische Schale existieren. Die Förderung kieselsäurereicher und -ärmerer Magmen geschieht noch jetzt und zwar oft nahe beieinander (Phlegräische Felder-Vesuv, Volcano oder Lipari-Stromboli, Siebengebirgstrachyte und -Basalte, Hegauphonolithe und -Basalte, Pantelleria-Insel Giulia, Mte. Ferru auf Sardinien und die sauren Laven der südlicheren Gegend, Mte. Euganei- Mti. Berici). Diese Liste ließe sich sehr verlängern und aus früheren Formationen wären leicht viele Beispiele beizubringen; es sei nur an die dyadischen diabasischen Gesteine und die Quarzporphyre Saarbrückens erinnert, an die Quarzporphyre von Dalarne und die benachbarten großen Ergüsse von Aasby- und Öjediabas.

Ferner ist keineswegs nötig, daß die basischeren Gesteine immer die tieferen sind. Dringt eine solche Masse lakkolithisch ein, so beginnt die Spaltung an ihren Außenseiten, also auch oben, und dort entwickeln sich die eisen-magnesiareichen Schlieren. An jedem größeren Granitstock ist eine Zunahme der Basizität am Rande zu beobachten entweder in der Ausscheidung von Augit, von Hornblende, von syenitischen Abarten, von dunklen Knollen usw. Daher muß die Förderungsphase mit Diabasen oder Diorit beginnen wie im Kristianiabecken, im äußersten Falle mit Olivin-Hornblendegesteinen (Serpentin) wie im Schwarzwalde, und später kommen die sauren Glieder zum Aufsteigen.

Wie will man alle diese *innig verknüpften* Massen trennen? In den Analyseresultaten sehen sie freilich recht verschieden aus; in dem geologischen Auftreten gehören sie aber zusammen, und daß die Petrographen dies oft selbst empfinden, geht aus der Sorgfalt hervor, mit der bei den als Spaltungsprodukten allgemein anerkannten Ganggesteinen zu jedem basischen Typus sofort nach einem zugeordneten sauren Glied gesucht wird.

Mir ist bei mündlicher Erörterung eingeworfen, es handle sich zweifellos um Differentiationsprodukte und zwar um solche des „Sals“, das eben oben läge und sich nun weiter im Laufe der geologischen Zeiträume spalte und gespalten habe. Das mag sein, aber was wird dann aus dem „Sima“ überhaupt. Dann kennen wir davon ja gar nichts, und das Ganze ist ein nebelhafter Begriff, wenn die Silicium-Magnesium-Eisengesteine zum Sal gehören. Sal und Sima sind eben nichts als Worte, denen ein geologischer Körper fehlt, und alle schönen, darauf aufgebauten Hypothesen fallen ins Wasser.

Das Einzige, was wir mit einer gewissen Berechtigung annehmen dürfen ist, daß die Magmen tieferer Zone schwerer sind.

In diesem Zusammenhange fasse ich die neuerdings so viel erörterte Frage der Pazifischen und Atlantischen Gesteine auf. Sie führen ihre Namen auch mit Unrecht, weil sie durcheinander vorkommen und keineswegs getrennt auf die Gebiete um die beiden Ozeane beschränkt sind. Deshalb sind Ausdrücke, wie Geoantiklinal- und Geosynklinal-gesteine, die Tornquist braucht, besser — wenigstens bis auf weiteres. v. WOLFF hat die beiden Gruppen recht übersichtlich im OSANN'schen Dreieck nach ihren spez. Gewichten dargestellt. Dabei ergibt sich zweifellos, daß die Pazifischen die schwereren sind. Wir finden sie hauptsächlich im Bereich der Faltungsbogen um den Pacific und in den Mulden der Antillen und des Mittelmeeres. Da liegt es nahe eine primäre stärkere Kompression des Magmas durch die Faltung anzunehmen, welche eben die höheren Gewichte erzeugte. Wenigstens wäre das ein Versuch der Erklärung. Indessen verhehle ich mir nicht, daß die ganze Frage der Trennung in die beiden Gruppen überhaupt zweifelhaft ist; vor allem ist niemals die Menge der beiden Gesteine in ihrer wirklichen geologischen Verbreitung genauer festgestellt. Hätten wir aber wirklich im Mittelmeer ein Magma von durchweg höherem spez. Gewicht infolge des Faltendrucks und der Einsenkung in die Tiefe, so wären die Schwereanomalien verständlich; es müßte schon bei kleiner Differenz (also z. B. 0,3 im spez. Gewicht für ein mittleres Gestein) 2,9 anzunehmen sein, das ist 0,5 mehr als das bei den Rechnungen zugrunde gelegte 2,4. Dann verringert sich ein Überschuß von 1200 m Gestein schon auf 990. Dabei gelten diese Zahlen des festen Gesteins, wie schon v. WOLFF betont, kaum für die Magmen, die wahrscheinlich höheres Gewicht haben.

Wie vorsichtig aber diese schwierigen Verhältnisse zu beurteilen sind, ergibt sich daraus, daß z. B. die nördlich der Alpen durchgebrochenen jüngeren Eruptiva im Hegau, in der Alb, in Franken, in Hessen und Thüringen ihren Alkaligehalt aus Salzen des Zechsteins und der Anhydritgruppe erst bei der Eruption aufgenommen haben können, ebenso wie der Kaiserstuhl aus dem Oligocän.

Dies führt mich auf andere Veränderungen durch das Nebengestein, deren typische Form die Eisenbasalte darstellen. Die allermeisten sind durch Kohlen durchgebrochen, welche die Eisensilikate zu metallischem Eisen reduzierten. Das gilt von den grönlandischen Vorkommen, von denen des Habichtswaldes, von Sachsen. Kein derartiger Basalt gibt wirklich einwandfrei etwas über

den metallischen Erdkern uns zu wissen. Das Eisen ist vielmehr ein Produkt der allerobersten Erdkruste, der Sedimenthülle.

Aber, wird man sagen, die Meteoriten beweisen doch die Existenz eines metallischen Planetenkernes. Nun darüber ist ebenfalls zu streiten. Wir wissen auch nur, daß nickelhaltige Eisenmassen oder stark Eisen-Magnesia-haltige, von einem Eisenskelet durchwobene Steine aus dem Luftraum auf die Erde niederfallen. Das ist alles, und dafür gibt es mancherlei Erklärungen. Ohne auf andere einzugehen, möchte ich vor allem hervorheben, daß sonderbarer Weise nie Trümmer einer Planetenhülle beobachtet sind, immer nur diese mehr oder minder schweren und in mehr oder weniger hohem Maße reduzierten, d. h. sauerstoffarmen Massen, die z. T. reich sind an Graphit, Diamant, amorphem Kohlenstoff und an Sulfiden (Troilit, Oldhamit). Alle Meteoriten machen den Eindruck einer raschen Kristallisation durch die Chondren, die Widmannstätten'schen Figuren, das Eisenskelet in den Lithosideriten, die Tropfenform der Olivine in den Pallasiten, der Troilite in den Eisen usw. Viele haben eine so ausgeprägte Breccienstruktur, daß Tschermak sie für vulkanische Tuffe halten konnte; dazu gehören die Steine mit den dunklen Adern und nicht wenige breccienförmige Eisen. Wir wissen ferner aus Doppelbeobachtungen, daß das Aufleuchten von Meteoren und Sternschnuppen in den allerhöchsten Höhen der Atmosphäre erfolgt. Wie sieht es aber in dieser äußersten Region des Erdballes aus? Nach allgemeiner Ansicht besteht diese fernste und dünnste Hülle aus Wasserstoff; erst viel tiefer unten beginnt die Stickstoff-Sauerstoffzone. Treten irgendwelche Körper mit planetarischer (ca 30 km) oder gar kosmischer (ca 75 km) Geschwindigkeit in die Wasserstoffregion ein und erhitzen sich in dieser durch Kompression, so wird eine kräftige Reduzierung aller Sauerstoffverbindungen erfolgen müssen, so daß eben nur die Metalle und Reste von Metallschlacken, wie beim Hochofenprozeß übrig bleiben. Die starken, oft beobachteten Explosionen vermögen durch Knallgasbildung erzeugt sein. Dann wird ebenfalls begreiflich, warum keine Alkali-Silikatgesteine unter den Meteoriten bisher beobachtet sind. Nur als Einschluß in den Eisen- oder Olivinknollen tritt Feldspath oder ein Feldpathoid (Maskeleynit) auf. Eine Reduzierung dieser Verbindungen zu Kalium, Natrium, Calcium und Aluminium würde Körper liefern, welche niemals durch unsere Atmosphäre hindurch auf die Erde gelangen können. Schon hoch oben würden diese Massen in Sauerstoff und

Kohlensäure vollständig verbrennen. In der Tat sehen wir, daß „Leuchtkugeln“ Gebiete wie Spanien oder Polen taghell beleuchten in wechselndem (blauen, gelben, roten, violettem) Lichte und fast spurlos verschwinden.

Die Möglichkeit solcher terrestrischen Entstehung der Meteoriten wird unbedingt zugegeben werden müssen; denn wie die Dinge im Weltenraum aussehen, entzieht sich der Kenntnis. Da können sie Staubwolken sein, die erst durch die Reduzierung zu einem mehr oder weniger einheitlichen Klumpen sich zusammenballen, entweder durch Zusammensintern (Tuff- und Breccienstruktur) oder durch Schmelzen (die meisten Eisen). Wäre dem so, könnte von einer Beweiskraft der Meteoriten für das Innere der Erde nicht gesprochen werden, und nicht nur mit dem Sima, auch mit dem Nifesima Suess's stünde es herzlich schlecht.

Man dürfte einwerfen, wie kommen denn Nickel und Kobalt hinein? die Eisen, die wir ausschmelzen, sind daran doch arm? Die meisten von uns technisch verwendeten Eisenerze sind aus Verwitterung hervorgegangen, wobei Nickel und Kobalt sich unendlich fein verteilen. Die Konzentrierung beider Elemente mit Eisenverbindungen und Sulfiden ist eine der wichtigsten Stufen aller erster Magmaspaltung. Dazu gehört wie in den Meteoriten als viertes Element das Chrom. Das terrestrische Ovifik-Eisen enthält selbst, sowie in seinen Einschlüssen (Schwefeleisen) Nickel, und dies Element ist in Augiten und Olivinen der Basalte stets vorhanden, wird augenscheinlich bei der Reduzierung aus diesen angereichert, sei es durch Kohle auf der Erde, sei es durch Wasserstoff im Luftraum. Da wir ja Sternschnuppenschärme kennen, handelt es sich um knäulförmige Massen, die wiederholt die äußerste Grenze der irdischen Atmosphäre passiert haben und dabei schließlich fast ganz sauerstoffarm geworden sind, ehe sie niederfallen.

So bleibt von dem berühmten „Sima“ wirklich nichts Positives übrig, und alle Spekulationen über dessen Region sind eigentlich ganz überflüssig, im besonderen alle Hypothesen, die auf eine verschiedene Verteilung von Sal und Sima basiert sind.

Seien wir ferner ehrlich in dem Zugeständnis, daß auch die Erdbebenwellen uns nur Elastizitätsunterschiede vermuten lassen; über Fest, Plastisch, Flüssig usw. sagen sie gar nichts aus, und die Schweredifferenzen können in Druckerscheinungen ihren Grund haben. Wenn das der Fall wäre, so würde das Ergebnis der seismographischen Beobachtungen ebenfalls von anderer Seite her ge-

fährdet, weil stärker gedrückte und dichtere Massen eine höhere Elastizität zu haben pflegen, ferner bei ungleichartiger Verteilung Reflexion hervorbringen und die vorläufig auf den gesamten Erdkörper begründeten Berechnungen seismischer Bewegungen erheblich zu verändern in der Lage wären.

4. Über fossile Riffbildungen.

Ähnlich wie die Konglomerate möchte ich die Riffbildung en behandeln, da bei diesen nicht minder sehr verschiedene Typen und Entstehungsformen vorkommen. In den Lehrbüchern und dann in so vielen allgemeineren Darstellungen liest man von Riffen, Riffazies, Riffkalken usw. und merkt, daß irgend ein derartiger Begriff dem Autor vorgeschwobt hat, ohne daß er es für nötig hielt sich genauer auszudrücken. Ich erachte es für unbedingt erforderlich, daß auch in dieser Sache eine klarere Ausdrucksweise Platz greift und daß man künftig von Algenriffen, Korallenriffen, Klippen, Schären und anderem redet. Diese Systematik in Erinnerung zu bringen, sei die Aufgabe dieses Abschnittes.

Riff ist nach seinem seemännischen Begriff eine Untiefe unter Wasser, welche die Schiffahrt gefährdet, ganz einerlei woraus dasselbe besteht und wie es hervorgebracht wurde. Es liegt entweder dauernd oder zum mindesten während der Flutzeit unter Wasser. Ein typisches Beispiel dafür ist das in der Skagerak-Schlacht viel genannte Horns Riff eine an der jütischen Westküste, in die Nordsee vorspringende submarine Landbank. Im eigentlichen Sinne bedeutet bekanntlich Riff einen langen, schmalen, steinigen oder felsigen untergetauchten Streifen; andere Formen der Untiefen tragen zum Unterschiede andere Namen, so heißen breite weiche Flächen aus Sand oder Ton „Gründe“ (Plantagenet und Adler Grund in der Ostsee) oder bei einer gewissen Längsausdehnung „Bänke“ (Oderbank, Stolpebank), wobei eben das weiche Gestein nur eine Anhäufung in breiter Form gestattet. Dabei spielt für den Seemann das Ankern oder für den Fischer der Fang eine Hauptrolle. Auf den „Riffen“ ist das Ankerwerfen meist unmöglich, weil der Anker sich oft verhakt und nicht wieder einzuholen ist, während er sich auf den Bänken und Gründen, wie er soll, leicht fester einwühlt und zwar dann das Schiff hält, jedoch durch Ziehen wieder lösbar ist. Nicht mit den letzten Gruppen will ich mich hier

beschäftigen, obwohl einzelne Bemerkungen sich auch darauf beziehen werden, sondern mit den eigentlichen Riffen.

Diese zerfallen in zwei große Kategorien, die durch Erosion entstandenen und die im Meere durch organische oder vulkanische Tätigkeit gewachsenen; bei den ersten bestand das Steinmaterial schon vorher, bei den letzten wurde es erst im Meere verfestigt. Die Erosionsriffe sind Reste alten Landes, das durch die Brandung zerspalten und zerschnitten ist und entweder dadurch bis an oder unter den Wasserspiegel abgetragen oder infolge von Senkung und Meerestransgression überspült wurde. Da infolge der Wellenwirkung nur die harten Gesteinspartien übrig bleiben, entstehen zerrißene Massen, die sich gruppenweise und oft gratartig in die See hineinstrecken oder von deren Boden aufsteigen. Gänge, festere Schichtenköpfe, Ausscheidungen und Ähnliches werden herausmodelliert und, wenn tektonische Faktoren hinzu kommen, bilden die Kanten des höheren, aber gesunkenen und widerstandsfähigeren Gesteins Rippen. Es sind diese Gesteinsriffe eigentlich terrestrische Formen, da die Verwitterung und die Regen- oder Eiserosion ähnliche Gebilde erzeugen. Die Ausdrücke „Klippe“ und „Kliff“ ebenso „Skär“ oder „Schären“ deuten diesen Zusammenhang an, da mit solcher Bezeichnung landnahe oder mit dem Festlande mehr oder minder zusammenhängende, ihm zugehörige Gebilde versehen werden. Über alle diese Dinge herrscht ziemlich gute Übereinstimmung.

In vergangenen Perioden haben solche Formen auch existiert, sind dann bei Transgressionen eingedeckt worden und ragen heute als Fremdkörper in die Meeressedimente hinein. Umgeben sind sie meistens von Brandungsgeröll, zerschnitten durch Löcher, Strudeltöpfe, lange Sogrinnen und Brandungsgassen. Wenn es sich um Kalke handelt, findet man zahlreiche bohrende Organismen in ihnen, die das Gestein auflösen (Pholaden, Schwämme, Algen) und im kleinen wabenartig zerfressen haben. Festsitzende Organismen überziehen alle etwas geschützteren Partien, nämlich inkrustirende Kalkalgen, Foraminiferen, Spongien, Krinoiden, Brachiopoden, Zweischaler (Austern, Spondyliden, Pecten, Mytiliden, Chamiden, die fossilen Diceraten und Hippuriten), dann Schnecken (Patellen, Chitoniden) und endlich die Balaniden unter den Krebsen.

Die abgerollten Reste dieser Organismen nebst anderen angespülten erfüllen die Kolke und Scharten zusammen mit mehr oder minder entwickeltem Geröll, so daß dadurch die so charak-

teristischen „Grundconglomerate“ hervorgebracht werden, von denen unter den Conglomeraten schon die Rede war. Derartige Sedimente entwickeln sich heute typisch im Schärengürtel Schwedens an den Fjordküsten Norwegens, an den Riasküsten der Bretagne, Nordspaniens und allen anderen zerschnittenen Festlandsrändern. Gehoben und trocken gelegt haben wir sie in den marinen postglacialen Terrassen Norwegens, in den Yoldia- bis Litorinasedimenten des schwedischen und finischen Grundgebirgssockels. Im Tertiär ist die Malmplatte der Alb ein gutes Beispiel, wo das Miocän übergreift, oder das in die Appenninenketten eindringende unteritalische Pliocän, ferner das Rhaet Englands an der walliser Lias-Triasküste, das Contentin und die Ardennen im Lias. Bei solchen Bildungen ist genetisch anfangs kein wesentlicher Unterschied im Charakter, ob die Küste sich hebt oder senkt, später freilich sehr, weil durch Unterbrechung der Sedimentation oder Absatz terrestrischer Schichten bei negativer und durch fortgesetzte marine Niederschläge bei positiver Bewegung ganz verschiedenartige Dinge entstehen. Lange andauernde Senkung macht diese Erosionsformen fossil, Hebung vernichtet sie gänzlich oder fast ganz durch Brandung und atmosphärische Verwitterung. Man tut vielleicht gut, diese ursprünglich echten und typischen Riffe als Brandungsriffe oder als -Klippen zusammenzufassen. Die berühmten „Karpathenklippen“ tragen ihre Namen daher, daß man sie ursprünglich als Brandungsreste auffaßte und deshalb an ihnen lange Zeit nach dem zugehörigen Meeresgeröll suchte. Heute hat man von ihnen die Meinung tektonisch erzeugter Gebilde und hätte von ihnen daher ebenso wie von den Schweizer isolierten Kalk- und Dolomitklötzen von Überschiebungsklippen zu reden. Diese Gruppe hat mit den hier behandelten Fragen an sich nichts zu tun, kann aber durch den Verlauf der Bewegung und die Verschiebung der Massen bis an oder in das Meer die Ursache von echten Brandungsklippen werden. Dadurch erhalten sie auch den Conglomeratmantel, der also durch sein alleiniges Vorhandensein die Genese solcher „Klippen“ keineswegs eindeutig bestimmt.

Dieser ersten steht als zweite Hauptgruppe die Reihe der im Meere erwachsenen Gesteinsmassen gegenüber. Dieselben sind durchschnittlich organischer Natur, dazu kommt als selbständige Untergruppe die Reihe der durch vulkanische Prozesse erzeugten submarinen Untiefen. Oft sind beide dadurch verknüpft, daß die letzten den Ansatzpunkt für die Korallen und

Algen boten und nach der DARWIN'schen Ansicht bei langsamem Untersinken die Korallenriffe und vor allem die Atolls veranlaßten.

Die vulkanischen Untiefen stellen, sobald sie über den Wasserspiegel anfragen, Brandungsriffe dar (Klippen der Ponza Inseln, Basiluzzo in den Liparen usw.). Bleiben sie unter dem Wasser haben wir „Secchen“ nach Art der neapolitanischen, an Tierleben so reichen, abgewaschenen oder versunkenen Vulkankegel. Lehrreich ist die Geschichte der Insel Ferdinandea, die einen über Wasser tätigen Eruptionskegel hatte, zerstört wurde und wohl durch Nachsacken in den Schlot so rasch verschwand, daß sie schon nach einem halben Jahr dem Meeresspiegel gleich war, daß einige Zeit später an ihrer Stelle das Meer 24 Faden Tiefe hatte. Angeblich soll sich (1864) der Boden dort wieder heben. Dies Auf und Ab, welches am Vesuv und in den Phlegräischen Feldern beobachtet wurde und an den Liparen die supra- und submarinen Brandungsterrassen hervorrief, erzeugt vergängliche Riffe, die aus Inseln zu solchen Untiefen werden, die nach Art der Secchen den Kräften der Oberfläche entzogen sind. Sie werden allmählich in den Sedimenten begraben. Wir kennen sie aus dem elsässischen Culm, aus dem rheinischen Devon, aus dem Silur Böhmens und aus der alpinen Trias Südtirols und der Lombardei (Val Trompia Schlern). Dadurch, daß sie als Ansatzstellen für Organismen und zwar im Besonderen für Carbonate ausscheidende dienten, vermittelten sie den Übergang in die Riffacies *Kar'ēξoxīrī*.

Was wir Geologen unter Riffen, Rifffazies, Riffcharakter zu verstehen pflegen, ist durchweg nur die letzte Kategorie. Da sie in allen Formationen vorkommt, gehört sie zu den wichtigsten Erscheinungen der historischen Geologie und dient zur Erklärung vieler topographischer, morphologischer und morphogenetischer Einzelheiten.

Seit der Schilderung der tiroler Dolomiten durch Mojsisovics ist die Aufmerksamkeit der Geologen weiterer Kreise auf diese Art Sedimentation gelenkt. Aber schon Ende der sechziger Jahre des vorigen Jahrhunderts begannen die Franzosen für den Malm des Juragebirges und der Hte. Marne derartige Fragen aufzurollen und zu erörtern. Heute versteht man unter Riffacies ungefähr Folgendes: Mächtige, schlecht geschichtete bis klotzige, oft feinkristalline Kalkmassen, welche an den Seiten sich mit anderen Sedimenten verkeilen, entweder isoliert oder gruppen- resp. streifenweise auftreten. Sie führen wenige oder auf bestimmte Lagen beschränkte,

erkennbare Versteinerungen und zwar kalkabsondernde Formen. Häufig ist durch die innere Kristallinität auch der Bitumengehalt verloren gegangen, so daß die Massen helle Farben besitzen.

Aus den langen Diskussionen über die südtiroler Triasriffe und die Karpathenklippen wissen wir, daß zu solchen Bildungen als Charakteristika hinzugehören: Übergußschichtung, Umrahmung durch Brandungsschutt und Eindeckung durch jüngere, weiter greifende Schichten. Diese drei Eigenschaften erlauben erst die wirklich richtige, chronologische Einreihung der aus der normalen Serie herausfallenden Ablagerungen. Mit der mächtigen Ausbildung des Kalkes, seiner inneren Umsetzung, seiner Löslichkeit und Klotzigkeit hängen ferner sekundäre Erscheinungen zusammen wie Schratten, Höhlen, Karstquellen, Waldbedeckung oder in den Hochregionen kahl aufragende Zinnen und Felsentürme oder gezackte Grate (Cinque Torri, Rosengartengruppe).

Die das Gestein erzeugenden Organismen sind:

Kalkabsondernde Algen (Siphoneen, Florideen),

Kalkschwämme,

Korallen,

Krinoiden,

Dickschalige Lamellibranchiaten,

Serpuliden und serpulaartige Gastropoden,

Bryozoen.

Oft kommen diese Formen miteinander vergesellschaftet vor, nicht selten allein oder so vorherrschend, daß sie den Gesamtcharakter bestimmen. Wenn dies der Fall ist, so pflegen wir von Algenriffen, von Korallen-, von Spongierriffen usw. zu reden, von Serpulin-Atolls oder von Schwammstotzen. Bei den Zweischalern spricht man besser von „riffartigen“ Hippuriten- oder Diceras-„Bänken“ im Anschluß an die rezenten Austernbänke.

Unbedingt sind diese verschieden entstandenen Sedimente in den geologischen Beschreibungen und vor allem in den Lehrbüchern scharf voneinander zu trennen. Das ist bisher viel zu wenig geschehen und oft alles glatt über einen Kamm geschoren; denn in dem Vorhandensein und üppigen Entfaltung dieser verschiedenen Organismen prägen sich verschiedenartige Entstehungsbedingungen aus. Sobald wir diese erkannt haben, gestattet ein solches fossiles Riff sehr wichtige Rückschlüsse auf die Verhältnisse im Meere während seiner Bildungszeit und auf allerlei spätere oder gleich-

zeitige tektonische Verhältnisse. Aber nur unter dieser Voraussetzung! Nach der Art und Weise, wie heute Algen, Korallen und Serpuliden leben, dürfen wir den Rückschluß wagen, daß diese Organismen auch früher in seichtem Wasser üppig gediehen und allein in solchem.

Bei den Algen hängt dies unmittelbar mit der Assimilation zusammen, also mit dem Eindringen des Lichtes, welches in 30—50 m Tiefe seine biologisch wirksamen Strahlen verliert. Algenriffe sind daher eigentlich immer nur oben im Wachsen und erreichen mit dem Meeresspiegel ihre obere Grenze. Sind solche aber aus geologischen Perioden wie in der alpinen Trias, im schweizer Urgon mit einer mehrere Hundert Meter messenden Dicke bekannt, so ist a priori klar, daß diese Gebilde auf einem sinkenden Boden entstanden sind und, wenn die Bildung nicht unterbrochen ist, zu einer Zeit, in der die Senkung etwa gerade durch das Wachstum der Pflanzen ausgeglichen werden konnte. Etwas stärkeres Untertauchen ändert den Gesteinscharakter, schiebt z. B. Mergelbänke dazwischen (Orbitolinen Mergel im oberen Urgon, Gammamergel in manchen Teilen der schwäbischen Malmplatte); Stillstand läßt Brandungswirkungen, Pholaden, Austernbänke und ähnliches als Produkte des Strandes oder Ufers Platz greifen, vor allem Kreuzschichtung durch Anhäufung von zerriebenem Grus der Wellenzone in allen breiteren Rinnen des zum Brandungsriff gewordenen Sediments. Die Kalkalgen gedeihen bis 30 m Tiefe und überziehen jeden festeren Boden, wachsen anfangs flächenartig ausgreifend, dann auf dem eigenen Boden vertikal aufstrebend.

Manche dieser Erscheinungsformen kommen auch den Korallen zu, aber z. T. aus anderen Gründen. Diese Tiere wollen frisches und warmes Wasser haben. Das letzte findet sich nur an der Oberfläche, da tiefer hinab das Meer kälter wird, das erste immer nur an den äußeren Teilen der Riffe. Daher haben die Korallen das unzweideutige Bestreben, sich seitlich auszudehnen, schaffen überhängende, kragenartige Leisten und Vorsprünge, die oft und in erheblicher Menge abbrechen. An gehobenen Korallerriffen sieht man diese Gesimse sehr deutlich und hat sie oft mißverstandener Weise als Brandungshohlkehlen gedeutet, was sie sekundär bei Hebung werden können, wenn weichere Teile erodiert wurden, aber a priori nicht sind. Die Korallen verlangen reines, von Trübung freies Wasser und als festzitzende Tiere eine Strömung oder Bewegung, welche ihnen die Nahrung bringt. Dadurch prägen

sich sofort gewisse Unterschiede zwischen Algen- und Korallenriffen aus. Die Pflanzen gedeihen auf der ganzen Oberfläche einer Untiefe oder Bank, da ihr Wachsen von dem einfallenden Sonnenlichte hauptsächlich abhängig ist, die Korallen nur oder vorwiegend am Rande der Riffe. Dadurch entstehen im ersten Falle kompakte, stock- oder turmartige Kalkmassen, im zweiten Hohlzylinder oder Kessel, Klippenreihen usw., wofür die ringförmigen Atolls bekanntlich die besten Beispiele bieten. Wir erhalten dadurch einen primären fundamentalen Charakterzug für beide Kategorien und können sie dadurch ohne weiteres in frischem Zustande trennen. Man vergleiche nur die mächtigen einheitlichen triadischen Gyroporellen- und Diploporenkalke mit irgendwelchen jurassischen oder kretazischen Korallenbauten. Dazu gesellt sich ein zweiter Zug, daß nämlich die von Korallen umschlossenen Lagunen ungemein dicht bevölkert sind, während die Algenrasen wegen der Inkrustationen weniger erreichbaren Nährstoff und besonders weniger geschützten Aufenthalt den Tieren zu gewähren vermögen. Die Algenkalke erscheinen daher im Durchschnitt fossilärmer oder bergen nur bestimmte, dieser Lebensweise speziell angepaßte Formen.

Außerdem prägen sich einige sekundäre Folgen dieser Entstehungsarten in der Struktur der Massen aus. Zwar umschließen beide bedeutende Mengen von organischer Substanz, die, vom Kalke eingehüllt, nur langsam verwest und daher lang andauernde, gründliche diagenetische Umsetzungen veranlaßt, aber das Gefüge aller Korallenkalke ist unzweifelhaft viel lockerer, reicher an Hohlräumen und neigt deshalb in weit höherem Grade zur Marmorisierung, welche schon bei subfossilen Riffen bis zum gänzlichen Verschwinden der inneren Böden und Septen unter Ausscheidung größerer Kalzitkristalle geht (pleistozäne und jungpliozäne Korallenriffe der Molukken). Gemeinsam ist dagegen beiden Gruppen, daß sie zum Meeresspiegel aufgewachsen eine Menge von Zerreißsel unter Einfluß der Brandung liefern und dieses in zahlreichen Vertiefungen auffangen, festhalten und verkitten, wobei die Algenriffe durchweg mehr zur Oolithform dieses Schuttet neigen. Immer muß der Detritus größer und körnig bleiben, darf nie zum Schlamm herabsinken, weil sonst sowohl Algen, als auch Korallen ersticken würden. Die Siedelungsart in flacherem Wasser, in welchem sich die Wellenwirkung noch bemerkbar macht, schützt sie vor diesem Schicksal, da die aufgewühlte Trübe nicht zur Ruhe gelangt, sondern immer wieder durch die Flut oder sonstige

Bewegungen aufgenommen und schließlich in freiere Regionen hinausgetrieben wird und dort niedersinkt oder in bestimmten Buchten sich anhäuft (Solnhofner und Nusplinger Plattenkalke).

Ganz anders verhalten sich die Spongiens. Diese sind an keine bestimmte Tiefe gebunden, da wir auch heute Schwammlrasen in allen Regionen des Meeres antreffen. Niemals lassen Schwammstotzen allein einen Schluß auf die Tiefenverhältnisse verschwundener Meere zu. Diese Tiere sind durch ihre Wurzeln und Wurzelschöpfe ferner imstande, auch auf weichem Boden sich anzusiedeln, und durch die innere Strömung befähigt, eingedrungene Trübe wieder hinauszuschaffen. Wird der Schlamm dicker, so rückt der Rasen mit ihm aufwärts, wobei die abgestorbenen Individuen als Ansatzstellen für die jüngere Generation dienen. Die Schwämme bilden daher außer linsenförmigen oder vertikal ausgedehnten Klötzen und Massenkalken auch flache, horizontal verbreitete, eben durch den Ausdruck „Rasen“ bezeichnete Kolonien. Fast immer sind Schwammkalke und -riffe durchzogen von Ton- oder Mergelbändern, von dünnen Häuten kalkigen Schlicks, oder die Schwämme sitzen überhaupt in solchem feinen Gestein. Löst man irgendeinen jurassischen Schwammkalk in Salzsäure auf, so bleibt ein bedeutender Tonrückstand übrig, und die Bildung von Bohnerzlehmern der Schwäbischen Alb und des Juragebirges zeigt dasselbe nur in vergrößertem Maßstabe.

Zweitens sind die Spongiens keine reinen Kalkformen, sondern scheiden auch Kieselsäure ab. Dadurch gelangt diese als Knauer oder in diffuser Gestalt als Verkieselung in die Schwammriffe, während sie den Algen- und Korallenkalken ganz und gar fehlt. Mit der Kieselsäure ist wiederum eine Reihe anderer Prozesse verknüpft, da die Leichtigkeit ihrer Wanderung und ihre Verbindungs möglichkeit mit anderen Substanzen mancherlei diagenetische Umsetzungen veranlaßt. —

Die Schwammstotzen sind aus diesen Gründen niemals wirklich ungeschichtet und klotzig. Immer stellen sich Keile von plattigen Kalken oder Linsen von feinem geschichteten Mergel, Häute von Ton oder gar durchgehende Bänder solcher Gesteine in ihnen ein. In erhöhtem Grade neigen Schwammriffe, eben weil sie durchweg in größerer Tiefe wuchsen, zur allgemeinen Eideckung durch irgendwelche jüngeren Lagen, die dadurch geologisch wichtige durchgreifende Horizonte darstellen. Die bedeutenden Stotzen sind seit-

lich von vielen kleinen, in Mergel oder Ton eingebetteten Linsen in recht verschiedener Höhe oder Horizonten begleitet, weil die Tiere seitliche Ausbreitung immer wieder versuchten und erreichten. Um gleich ein Beispiel dafür zu geben, sei auf die Impressamergel der Gegend bei Tuttlingen hingewiesen, auf die sog. Lochenschichten; Stotzen von Kalkschwämmen erscheinen dort sowohl an der Basis in den Birmensdorfer Schichten, als auch in der Mitte und schließlich oben unter den Betakalken an verschiedenen Punkten, dann wieder etwas höher in den wohlgeschichteten Kalken der Bimmatusstufe, weiterhin im Obergamma, endlich allgemein verbreitet im Epsilon. An anderen Stellen ist die ganze Serie von Beta bis Epsilon verschwommen (unterhalb Beuron), am dritten Orte nur Delta und Epsilon. Nie aber fehlen auch im Gebiete vorherrschender Stotzen die geschichteten Einschaltungen. Freilich werden dieselben gern übersehen, da sie nie als Felsen, als Türme oder Klötze im Gelände und an den Talflanken hervortreten, sondern leichter auswittern, daher die Nischen, Schluchten und Rinnen zwischen den massigen Kalken erzeugen und unter Schutt und Wald versteckt bleiben. Die Diskordanz, welche Algen- und Korallenbauten von gleichartigen Sedimenten trennt, macht sich also ebenfalls bemerkbar, ist aber nicht nur vertikal, sondern vor allem in den Massen selbst horizontal entwickelt. Dazu kommt eine eigentümliche innere Struktur von knolliger oder konkretionsartiger Beschaffenheit, weil nicht kleine zapfenförmige, krustenähnliche oder dendroide Gebilde vorwalten, sondern kugelige, cylindrische oder traubige Schwammkörper miteinander verschweißt wurden. resp. immer durch dünne Häute etwas von einander getrennt blieben. Als Knollenkalk ist daher oft das Gestein am besten zu bezeichnen und selten oolithisch, so daß beim Verwittern die einzelnen Individuen oder Kolonien herausfallen und in festem Kalk auf dem Querbruch sich durch verschiedenartiges Aussehen von einander abheben. Bekanntlich werden die besten fossilen Spongien in derartigen, etwas mehr tonigen und unter dem Einfluß der Atmosphärlinen zerbröckelnden Schichtpaketen gesammelt und, wenn die weniger durchlässigen Zwischenmittel die Diagenese der Wasserzirkulation verhinderten, sind auch die Skelete der Kieselspongien gut erhalten. Im anderen Falle liefern sie außer den Verkieselungen die genetisch bedeutsamen Chalcedon- oder Hornsteinknollen. Die innere Umsetzung des Sediments, welche den echten Algenkalken und Korallenriffen kaum jemals fehlt, kann bei den Schwammsedimenten

aussetzen oder auf die Konzentrierung der Kieselsäure beschränkt bleiben. Dabei spielt eine ausschlaggebende Rolle, ob ursprünglich Kalk- oder Kieselschwämme vorwalten, da z. B. die an den letzteren genannten so überreiche weiße Kreide niemals Riffe und Stotzen bildet, während die in ähnlicher Tiefe abgesetzten Mergel des Obergamma im Malm Schwabens typische Kalkschwammklötze enthalten. Wir wissen von unseren recenten Asconen und Syconen, wie groß die Löslichkeit der carbonatischen Skelettnadeln ist, und haben daher auch länger gebraucht, um bei den sog. Pharetronen das innere Gerüst zu erkennen, können uns daher nicht wundern, wenn diese innere Umlagerung bei der endgültigen Gestaltung des Ganzen bestimmend in die Wegschale fällt.

Gegenüber diesen drei Hauptriffbildnern treten die übrigen Organismen zurück. Trotzdem haben wir uns in dieser systematischen Darstellung mit ihnen zu befassen. Am meisten gleichen die Bryozoenkalke den ersten Typen. Im Stringocephalenkalke der Rheinlande, in den Fenestellendolomiten des Zechsteins des Permocarbons von Australien, in einigen klotzigen Kalken des Doggers am Ardennenrande von Metz bis zum Kanal, im Miocän der Krim usw. stößt man auf solche reinen Bryozoenkolonien. Doch sind es meistens nur niedrige, höchstens 10—15 m hohe Klippen oder Felsen, welche in anderen Sedimenten sitzen, in der Regel schmale, kettenartige Linien darstellen. Auch diese Tiere bedürfen reger Nahrungszufuhr, gedeihen daher nur an den Außenseiten, sterben im Innern durch Überwucherung rasch ab und verhalten sich daher wie die Korallen. Die Dichtigkeit der Besiedelung und der Verteilung von organischem und anorganischem Material nähert sie andererseits den Gyroporellen, und daher sind die späteren Umwandlungsprozesse, vor allem die Herausbildung einer feinkristallinen Struktur dieser Art von Riffgesteinen näher verwandt.

Sehr eigenmäßig sehen die dicht besiedelten *Serpula*-Riffe aus. Agassiz hat von solchen Serpulinen-Atolls in seiner sehr interessanten Darstellung der Bahamas und Bermudas typische Bilder gegeben. Nicht Röhrenwürmer allein, sondern alle möglichen derartige Gehäuse erzeugenden Tiere (Vermiden) sitzen dort vereinigt und schaffen tellerähnliche (flache und breite) runde, in der Mitte vertiefte, natürlich schichtungslose Kalkmassen. Alle diese Tiere bedürfen eines bereits vorhandenen festen Bodens zum Ansatz und sind daher Wohnungs-Parasiten auf den von anderen Organismen erzeugten Riffen. Ferner haben wir in

älteren Formationen weder Serpuliden, noch Vermetiden in erheblicher Menge; beide zeigen erst seit der Juraformation reichere Entwicklung und bleiben selbst im Mesozoikum untergeordnet, gehören also mit ihren Kalkmassen nur dem Tertiär und der Gegenwart an.

Umgekehrt steht es mit den sog. Zweischaler- und Krinoidenriffen. *Dicerocardium*, *Diceras*, *Requienia*, *Monopleura*, *Caprina* und die gesamten Hippuriten besitzen ihre Blüte in Jura und Kreide, die Krinoiden im Palaeozoikum und älteren Mesozoikum. In beiden Tiergruppen herrscht im Gegensatze zu den bisher behandelten Ordnungen das Bestreben in horizontaler, weniger in vertikaler Richtung sich auszubreiten. Es sind daher eher Bänke oder Gründe und bei den Krinoiden Rasen gewesen. Bei den Zweischaltern hat sogar vielfach die breite Auflagerungsfläche (*Exogrya*) oder die Kegelgestalt (*Hippurites*), sowie bei den Krinoiden die Verankerung mit dicken kräftigen Wurzeln (*Apiocrienus*) die Besiedelung von schlammigen, weicheren Meeresböden gestattet. Wie die Steine eines Straßenpflasters sitzen die Hippuriten im Mergel nebeneinander, und heute liegen auf den Austernbänken die Schalen mit der einen Seite meistens breit auf, wie in den Unterkreide-Mergeln die Exogyren oder in den Tertiärschichten die großen Formen der *Ostrea longirostris*, *crassissima*, *Giengensis* u. a. m. Da wir mit dem Begriffe des Riffes eigentlich stets eine vertikale Ausdehnung verbinden, gehören diese Mollusken an sich nicht voll hierher; indessen siedeln sie sich gerne auf anderen Riffen an, wie in der Gegenwart *Spondylus*, *Hippopus*, *Tridacna*, *Chama*, können sich dabei unglaublich vermehren, werden dadurch zu wesentlichen Bestandteilen derartiger fossiler Gebilde und zwar um so mehr, als die dicken Schalen am besten erhaltungsfähig sind und daher gegenüber verschwundenen oder unkenntlicher gewordenen anderen Resten hervortreten.

Alles dies gilt ebenso von den Krinoiden, bei welchen die Kristallinität des Skelets die Aufmerksamkeit auf sich lenkt und oft genug der Ausgangspunkt für Neugruppierung der Mineralsubstanz überhaupt geworden ist. Außerdem liefert jedes längere und stärkere Individuum eine Unmenge von einzelnen Teilen, die irgendwo zusammengeschwemmt werden und dann als Linsen, Nester und Einschaltungen mannigfacher Art erscheinen. Die Ausscheidung von Carbonaten vor allem in der Oolithform wurde durch die zahllosen kleinen Krinoidenreste unzweifelhaft stark befördert, so daß,

wo Oolithe in Riffen vorkommen, meistens sofort Echinodermen-trümmer nachweisbar sind.

Damit wären die Haupttypen nach ihrer Genese besprochen; wiederholt habe ich zuletzt betonen müssen, daß für viele Tiere ein zur Ansiedelung günstiger Boden bereits vorhanden sein mußte. Das trifft naturgemäß für alle festsitzenden Formen zu und, da nun die Verhältnisse wechselten, da die verschiedenen Organismen verschiedene Lebensbedingungen haben, entsteht die Mannigfaltigkeit dieser Sedimente, entwickelt sich sogar in einem einzelnen Riff ein Wechsel, der für dessen Geschichte nicht minder ergebnisreich ist.

In den „Paläontologischen Betrachtungen“ habe ich in dem Abschnitte über Korallen bereits einen sehr wichtigen derartigen wiederkehrenden Bildungsprozeß geschildert. Die mächtigen Korallenmassen vermögen auf weichem Boden nicht zu gedeihen, sie würden versinken, wenn nicht erst eine Verfestigung der Unterlage erfolgte. Hierbei sehe ich durchaus von vorhandener oder einer durch vulkanische Vorgänge gelieferten harten Basis ab, da man dafür auf die Lehrbücher verweisen darf. Die meisten mir bekannten Korallenriffe haben einen Sockel, der erst durch andere Organismen haltbar gemacht wurde, z. B. beobachten wir unter den gotländischen Obersilur-Felsen eine mit zahllosen Einzelkorallen, kleinen Favositiden, Helioliten, Monticuliporiden, Bryozoen, Brachiopoden und Schnecken gespickten, daher steinigen Mergel. Immer mehr nimmt die Zahl der flachen Stromatoporenstücke und der Halysiteskolonien zu und vergrößern sich die Knollen der Favositiden und verwandten Gattungen, bis das Ganze tragfähig ist und wahrscheinlich über den umgebenden Schlamm etwas aufragte. Dann setzen die eigentlichen Riffkalke ein, in denen große Pentameriden, viele Krinoiden erscheinen und zahllose Stromatoporen alle Lücken als Überzuge und Krusten erfüllen. Ebenso verhält sich der Calceolamergel der Eifel zum hangenden Riffe im oberen Mitteldevon, wobei die Stromatoporen und Krinoiden denselben Platz behalten, die Pentamerus aber durch *Stringocephalus* und *Uncites* ersetzt werden. In der alpinen Trias sind Cassianer und Raibler Schichten Südtirols oder die an Einzelkorallen überreichen Zlambachmergel derartige solidere Basisgebilde, zu denen ebenso die Pachycardientuffe des Schlern gehören, und tragen dann die mächtigen Dolomitklötzte. Im mitleren Dogger Lothringens haben wir bryozoenreiche Lagen unter den Korallenkalken, im Terrain à chailles (Oxfordien) des Schweizer Jura-Gebietes gegen die Rauraciensmassen zahlreiche

Spongien, Krinoiden und flache Thamnasträen, Confusasträen, welch letzte die palaeozoischen Stromatoporen funktionell ersetzen. Im oberen Malm festigen Schwammstotzen jeder Art den Boden und wachsen vorher aus der Tiefe in die für Korallen günstigen Meeresregionen hinauf. In der Kreide liefern Caprotinen und Hippuriten das Pflaster, auf denen sich die übrigen Formen ansiedeln, und im Tertiär übernehmen Austern oder Lithothamnien diese Aufgabe. Von den Rändern abgebrochener, als Übergußschichtung ringsum verstreuter Schutt des Riffes selbst dehnt in flacherem Wasser dessen Herrschaftsbereich aus und führt schließlich zu einer Verschmelzung ursprünglich isolierter Stöcke. Wo solcher fester Boden sich nicht bilden konnte, also in Strömungsrinnen, in der Brandungszone usw. siedeln sich diese Organismen nicht an und entsteht kein Riff. Eine gewisse Wassertiefe, eine ruhigere Meeresregion haben wir daher stets vorauszusetzen, wenn ohne gegebene harte Basis irgendwo in Schichten derartige Gebilde auftreten. Nicht immer kamen sie zur vollen Entwicklung, wie die obersilurischen Korallenschichten der Insel Malmö oder Schonens darten und wie der mißlungene Versuch im Dogger Württembergs Riffe zu schaffen zeigt.

Umgekehrt vermag Anhäufung von größerem Schutt längs des Strandes die erforderlichen Vorbedingungen für ein Wuchern der kalkabsondernden Organismen zu schaffen und damit die Riffbildung jeder Art zu begünstigen. Wir beobachten dies in den verschiedenen marin Oolithen, wobei die Buntsandstein-Rogensteine als abweichende Ausscheidungen hier auszuschalten sind. Der Übergang von Oolithen in Riffe und umgekehrt ist oft unmerklich und vielfach vorhanden, wird zudem befördert durch gewisse Algengruppen, durch Bryozoen und dickschalige Lamellibranchiaten, sowie durch Krinoiden, wie oben gesagt wurde. Unter den Algen sind die Girvanellen in erster Linie, Vermiporellen, Paläoporellen, Gyroporellen und Diploporen in zweiter Linie zu nennen. In der Nähe der Girvanellen, welche Fremdkörper umwachsen und schließlich dickbankige Lager hervorrufen, stelle ich die Mumien des süddeutschen Hauptrogensteins, des Rauraciens und Sequans. In Gotland sitzen, ebenso wie im Dogger Südbadens oder im Malm des Schweizer Juras, die Korallen auf diesen großen Oolithen und im Dolomit der Lombardischen Alpen kommen Evino-spongien lokal massenhaft, gleichfalls gern bankförmig vor. In der allgemeinen Funktion gleichen ihnen die Sphärocodien, Loftusien.

und andere derartige knollige, gesellig auftretende Körper. In der Urgonfacies sind Diploporen die zementierenden Organismen des Kalkdetritus, in der dänischen allerobersten Kreide die Bryozoen, im Hauptoolith gesellen sich lokal massenhaft die bündelförmigen *Serpula socialis*-Kolonien dazu.

Die Oolithe können demnach als Mittelglieder zwischen normalen Kalksteinen und Riffen gelten und treten oft genug mit den letzten in Verbindung. Darauf hat schon AGASSIZ die Aufmerksamkeit gelenkt, da er von den Bermudas und Bahamas junge, zwischen den Riffen und z. T. auf ihnen liegende oolithische, versinterte und verbackende Kalkgrusmassen beschrieb, welche eine den Oolithen selten fehlende Kreuzschichtung besitzen, wie sie mit der wechselnden Strömung und Anhäufung durch Wellen und Wind genetisch zusammenhängt.

Sehr zu beachten erscheint mir, daß mit dem Verschwinden der Korallenriffe aus Europa seit der oberen Kreide auch die Oolith-facies ganz zurücktritt und aus dem Tertiär Mitteleuropas und der nördlichen Mittelmeirländer völlig verschwindet. Sind die Korallen an eine gewisse Wasserwärme gebunden, so ließe sich demnach ein Analogieschluß für die Oolithe gewinnen, um so mehr als bei Suez mit den genannten Tieren sofort dieser Kalksand und dessen Verkittung im warmen flachen Wasser sich einstellen. Anderen Stotzentypen gehen die Oolithe ab, sind z. B. sehr selten in den echten Schwammkalken, in den Bryozoenfelsen und wohl deshalb, weil diese Gesteine auch in tieferem Wasser und daher bei niedrigerer Temperatur entstanden. Das Auftreten oder Fehlen der leicht konstatierbaren Oolithstruktur bietet also sichere Fingerzeige für die Wachstumsregionen der Riffkalke im allgemeinen und im besonderen Falle. Die Algenriffe sind demgemäß mit Oolithen durchsetzt; in Gotland haben wir die bekannten groben Gesteine in Verbindung einerseits mit den im Seichtwasser abgesetzten Phaziten-Sandstein des südlichen Inselteiles, andererseits mit den Girvanellenkalken; ferner bergen die triadischen Kalke des Mte. Salvatore am Lusaner See, bei Esino am Comer See, in der Val Trompia in wechselnder Höhe solche Linsen, da ja alle Algenkalke in seichtem und daher wärmeren Wasser entstanden. Somit findet ferner die Verbindung von Hauptrogenstein und Mumien eine einfache Erklärung, welche bei der Annahme des Flachmeeres als Bildungsraumes durch die Kreuzschichtung wesentlich gestützt wird. Die Folgen derartiger Er-

gebnisse reichen recht weit, z. B. muß der 100 m messende Hauptrogenstein Südwestdeutschlands und des Schweizer Juras demnach auf sinkendem Boden abgelagert sein, wobei die Aufhäufung oben dem Wegsinken zur Tiefe entsprach. Diese Oolithfacies breitet sich nun vom mittleren England über Nordostfrankreich, am Ardennenrande entlang durch Lothringen über Vogesen und die Westseite des Schwarzwaldes, ferner durch das Juragebirge bis nach dem Plateauzentral im mittleren und oberen Dogger aus; also war das europäische damalige Jurameer von einer Untiefenzone auf diesem weiten Bogen durchschnitten.

Östlich desselben herrschte von der Schweiz bis Westfalen die Ablagerung dunkler Tone. Im mittleren und oberen Malm schiebt sich dieser oolithische Habitus über Hannover nach Pommern (Bartin) vor und deutet uns klar den Umfang und den Anfang der Wealden-Trockenlegung Zentraleuropas an. Das genannte westeuropäische Oolithband entspricht fast genau dem Gaultmeer-Ufer.

Nach diesen Auseinandersetzungen mehr allgemeinen Inhalts möchte ich eine Reihe von Einzelheiten bringen, die besser als anderes erstens den Charakter, zweitens den Wechsel und damit drittens die Mannigfaltigkeit beleuchten; vor allem möchte ich gern gewisse Typen schildern, wobei sich leider nicht vermeiden läßt, daß ich einiges aus den „Paläontologischen Betrachtungen“ wiederhole.

Dahin gehört als erster Punkt die Vertretung der paläozoischen Stromatoporen durch die Lithothamnien von der Kreide an. Es ist ganz überraschend wie im Jura und in der Kreide die krustenartigen Hydrozoen nochmals hier und da versuchen aufzuleben und Raum wiederzugewinnen, wie neben ihnen ganz langsam die Kalkknollen und Überzüge der Florideen auftreten und von der oberen Kreide an den endgültigen Sieg davontragen. In dicken kompakten Massen sitzen sie heute auf den Korallenriffen und ersticken durch ihr Wuchern häufig die Tiere, geradeso wie es früher die Diploporen taten.

Als Gegenwirkung betrachte ich die zweifellos vorhandene Zunahme der dendroiden Korallen, welche viel schwerer zu umwachsen und zu erdrücken sind. Das aufgelöste Wachstum verlangt rasche Entwicklung der Einzelindividuen und der Stöcke, womit wieder die Auflösung und schaumig-poröse Lockerung des Innenskelets in direkter Beziehung steht. Die Individuen werden kleiner, so daß wir rezent kaum noch Formen wie die silurischen

und devonischen breiten Cyathophylliden in Riffen antreffen. Sie scheinen durch die Seerosen ersetzt zu sein.

Diese Vertretung einzelner Gattungen durch andere morphologische ähnliche Gruppen ist ein dritter hier anzudeutender Punkt. Die Phillipsasträen werden durch Thamnasträiden in Jura und Kreide, durch Latimäandren und andere mäandrine Geschlechter im Tertiär und in der Gegenwart verdrängt, die knolligen Cyathophyllen des Silurs und Devons von der Trias an durch Asträiden aller Art abgelöst. Im Paläozoikum haben wir *Stauria*, *Lithostrotion* und Verwandte, im Mesozoikum die sog. Lithodendren (*Calamophyllia*, *Rhabdophyllia* usw.), im Känozoikum die Madreporen als gleichartige Typen. Die Favositiden mit ihrer kleinknolligen Gestalt, den schmalen eng aneinander liegenden Kelchen finden in der Sippe der Astrocönien ihr mesozoisches Analogon, die triadisch-jurassisches baumförmigen Thecosmilien in dem jüngeren Stamme der Dendrophylliiden.

Daraus ergibt sich der von mir betonte Satz: Auf den Riffen ist in allen Zeiten für eine Anzahl bestimmter Formen Platz und günstige Lebensbedingung vorhanden gewesen. Deshalb kehren in den verschiedenen großen Zeitabschnitten diese äußeren Typen immer wieder, obwohl die innere Organisation abweicht und tatsächlich neue Gattungen und Familien erscheinen, die genetisch mit den früheren ähnlich aussehenden nichts zu tun haben.

Wir beobachten das Gleiche bei den Bryozoen, da die knolligen paläozoischen Monticuliporiden dieselbe Gestalt und Lebensweise besitzen wie die jurassisch-kretazischen Cerioporen, und die Fenestellen ganz und gar mit den Reteporen der Kreide in der Netzbildung übereinstimmen. Es gilt dies ebenso von den Spongien, denen man bekanntlich nicht immer ansehen kann, ob sie zu den Lithistiden oder Hexactinelliden gehören. *Aulocopium* mit dem kurzen Stiel und dem rasch sich verbreitenden Körper wird später durch *Coelptychium* ersetzt, *Astylospongia* durch *Pachinion* oder durch die sog. *Cnemidium* und viele andere Gattungen. Die langen zylindrischen Isoraphinien und Ventriculitiden haben rezent ihre Vertreter in *Aspergillum*, umgekehrt das heutige *Hyalonema* in *Siphonia* und *Jerea* mit den ausgeprägten, unten verankerten Stielen.

In diesem allgemeinen Zusammenhange ist, wie bei den Lithothamnien und den Stromatoporen, auch eine Ablösung von durchaus verschiedenen Ordnungen denkbar und wirklich vorhanden. Als

Beispiel diene das Auftreten der altpaläozoischen Halysitiden auf den mergligen Schwammriffen des Silurs oder das Vorkommen der mesozoischen Määndrospongien und Camerospongien mit ihrem von röhrenartigen Lücken durchsetzten Skelet, welches ein weicher Boden zu tragen vermag. Ein zweites schlagendes Beispiel stellen die um *Chondra* gruppierten echten Algen mit dem blattartigen, bald breiteren, bald schmäleren und dickeren Thallus und die fossilen sog. Chondriten dar. Von den letzten sind sicher die allerwenigsten wirklich Pflanzen, sondern meistens wohl Horn-, Kalk- und monactinellide Horn-Kieselschwämme gewesen. Das massenhafte Auftreten in einzelnen Bänken, also die typische Rasenbildung, die weitgehende einfache, meist dichotome Verzweigung, die derbe Oberhaut, die Wurzelbildung, die Erzeugung bituminöser Schichten u. a. m. sind diesen beiden sonst heterogenen Organismengruppen gemeinsam, so daß man eben früher alles für Meeresalgen hielt (*Phymatoderma*, *Nulliporites*, *Chondrites*, *Caulerpetis* usw.). Erwähnt sei außerhalb des hier gesteckten Rahmens, daß Lepidodendren und Coniferen, Equiseten und Dünengräser, Farne und die fiederblättrigen Papilionaceen genau die gleiche Vertretung in den fossilen und rezenten Floren aufweisen.

Besondere Eigentümlichkeiten besitzen die Zweischalerriffe früherer Perioden, d. h. die aus *Dicerocardium*, *Diceras*, *Requienia* und Hippuriten aufgebauten Kalke. Sie sind zunächst besser geschichtet als die Algen- und Korallenstücke. Die Tiere giediehen bankweise, nicht vertikal wie die Korallen, sondern horizontal nach Art der känozoischen Austernbänke und herrschten dabei ausschließlich. Zu Abertausenden sitzen in Unteritalien die Toucasien in 1—2 m dicken Kalken nebeneinander, ebenso die Diceraten in manchen Malmlagen, die Hippuriten in der oberen mediterranen Kreide, wobei meistens eine Kristallisation die kräftigen Schalen marmorisierte und fest mit dem Nebengestein verband. Ähnlich verhalten sich im Arietenkalk des unteren Lias *Gryphaea arcuata* und in der senonen Schreibkreide *Gryphaea vesicularis*. Diese Zweischalerriffe sind selten ganz kompakt, meistens von anderen Kalken und mannigfachem verkitteten Grus unterbrochen, bergen außerdem eine charakteristische Tiergesellschaft von Schnecken und Brachiopoden. Die dickschaligen Nerineen, Purpuroiden, später Actäonellen, dann stets Naticiden, Pteroceraten fehlen weder im Malm (Diceratien von St. Mihiel, Tithon von Wimmis oder Stramberg), noch im Urgon oder in der Gosauförmatiōn. Im triadischen Esino-

kalk, im Megalodon- oder Conchodontdolomit sind sie durch Capuliden, Undularien, Trachynereniten und Trachydomien vertreten, rezent durch die Coniden, Volutiden, Strombiden und Muriciden auf den Austerbänken und auf sonstigen organischen, an Nährstoffen reichen Sedimenten. Hinzukommen im Mesozoikum viele, z. T. große Terebrateln und einzelne seltener in geschlossenen Massen auftretende Korallen, unter welchen die knolligen Kolonien vorwaltten (Astrocoenien, Isasträen, Rhipidogyren usf.). Beide letzteren genannten Tiergruppen trieben Wohnungsparasitismus auf dem zum Ansatz trefflich geeigneten festen und rauhen Boden. Dagegen sind Seeigel weniger zahlreich vorhanden und fast gar nicht die Krinoiden. Lokal gelangen Bryozoen zu üppiger Blüte. — Das ganze Gebilde der Zweischalerriffkalke ist ein mesozoisches Produkt, das in der oberen alpinen Trias beginnt, durch die „Grauen Kalke“, die Durgaschichten bis in den Malm reicht und dort oder in der Kreide seinen Höhepunkt findet. Mit Ausnahme der mitteleuropäischen Dicerasfacies handelt es sich immer um Sedimente der mediterranen Provinz, also wie bei den Korallen- und Algenriffen um Produkte wärmeren Wassers.

Der Wohnungsparasitismus anderer Organismen auf den echten, ausschließlichen Algenriffen ist meistens außerordentlichdürftig; denn die Dolomite Südtirols liefern wenig Stellen mit reicher Fauna. Lokal stellen sich freilich eine Menge Schnecken, Muscheln und Brachiopoden ein, die höchst wahrscheinlich in Atolls lebten oder dort zusammengehäuft wurden, so daß dadurch Vorkommen wie am Piz Cainallo bei Esino und an der Marmolata entstanden. Daß die Formen dem Meere nicht überhaupt fehlten, beweisen uns die Cassianer Schichten, die Pachycardientuffe der Seißer Alp, die Rosthornischichten des Schlern und geben uns indirekt dafür den Beweis, daß die benachbarten Riffe ihnen nicht genehm waren. Erklären läßt sich dies leicht dadurch, daß die Gyroporellen- und Diploporenkrusten mit ihren vielen engstehenden Spitzen für das Kriechen von Schnecken und das Eingraben oder Festheften von Muscheln einen höchst ungünstigen Boden darstellten und wegen der Inkrustation eine nur schwer zugängliche Nahrung lieferten.

Ungemein mannigfaltig erscheint dagegen das Leben auf den Korallen- und Spongiens-Riffen und -Stotzen, obwohl ebenfalls in etwas verschiedener Mischung. Bei den Schwämmen haben wir in Jura und Kreide die Fülle kleiner Brachiopoden, Schnecken, Würmer und Krinoiden, die erhebliche Zahl von Seeigeln, besonders von

irregulären Typen. Die sog. Lochenschichten des unteren Malms, das sog. kolonisierte Gamma Schwabens bergen zahlreiche Terebratulinen, Megerleen, *Eugeniacrinus*, *Holectypus*, *Dysaster*, Serpuliden und zwar ähnliche Dinge, wie die Spongienkreide Rügens mit ihren *Terebratulina-*, *Trigonosemus*, *Argiope-*, *Bourgetocrinus-*, *Ananchytes*- und *Galerites* und *Serpula*-Arten. *Pentacrinus subteres* und *P. cingulatus* entsprechen den obersenonen *P. Bronni* und *P. Agassizii*, *Holectypus* dem *Galerites*, *Dysaster* dem *Ananchytes*, die lacunosen Rhynchonellen den ebenso zahlreichen Plicatilis- oder Octoplicata-Individuen. Häufig sind ferner Bryozoen und allerlei Reste von kleineren Krebsen, gemeinsam den Korallenriffen die häufigen Cidariten und Saleniden, die mit ihren Stacheln auf dem rauen Boden herumspazierten und mit den kräftigen Kiefern alle kleineren Organismen zerissen.

Die Korallenriffe boten dagegen außer den regulären Seeigeln auch großen Schnecken, langbeinigen Krebsen, stattlichen Brachiopoden und den Krinoiden gute Weide- und Wohnplätze. Dabei lösen sich Seeigel und Krinoiden gleichsam ab, ebenso wie Bellerophonten und Murchisonien durch Ammoniten und Nerineen verdrängt werden. Ich habe schon früher einmal darauf hingewiesen, daß die langhäusigen Schnecken (*Murchisonia*, *Bourguetia*, *Nerinea*, *Mitra*, *Cerithium*, *Terebra*) besonders in solchen Riffen leben und durch ihr schmales Gehäuse befähigt sind, in allen möglichen engen Ritzen einzudringen und ihre Nahrung zu suchen. Ähnlich verhalten sich die Euomphaliden des Paläozoikums, welche alle flach sind, während die aufgeblasenen Naticiden, Bellerophonten und Zweischalern zusammen hausten. Die Brachiopoden sind stattliche und dickschalige Formen (*Stringocephalus*, *Uncites*, *Pentamerus*, *Stricklandia*) und die verschiedenen Spiriferen oder Terebratuliden. Die Krebse werden mehr und mehr zu spinnenartig schreitenden Brachyuren, welche mit *Prosopon* im oberen Jura, mit *Dromia* im Danien zahlreich in den Kalken stecken. Entwickeln sich Seeigel und Krebse im Mesozoikum, so haben die Krinoiden ihre Blütezeit im Paläozoikum, dessen Korallenfelsen sie massenhaft durchsetzen. Der alte Korallenmarmor ist daher fast stets auch ein Krinoidengestein bis zum Oberkarbon, in dem sich die beiden Tierordnungen zu trennen beginnen, so daß wir schon in der Trias und dann später im Jura reine Krinoidenkalke und reinere Korallengesteine beobachten. Auffällig bleibt die geringe Anteilnahme der Serpuliden an den älteren Riffsedimenten, da sie erst vom Jura an in erheb-

licher Menge darin erscheinen. Die Serpuline-Atolls sind eine erst seit dem Tertiär vorhandene Bildung.

Eine selbständiger Gruppe von Riffen stellen die sog. Lithodendronkalke dar mit ihren buschigen langröhrligen Korallenstöcken; sie hält im Jura an (Calamophyllien im Malm), verschwindet in der oberen Kreide, um noch in dem Faxe kalk von Seeland mit Dendrophyllien und Anderen eine sowohl nach Art, als auch nach Zeit posthume Blüte zu entwickeln. Gleichartiger Natur wird das alttertiäre Dendrophyllienriff im südenglischen Tertiär sein.

Sobald die Anthozoen im mitteleuropäischen Gebiete mit der Unterkreide den Rückzug in südlichere Regionen antreten, setzen sich die Bryozoen an ihre Stelle, weshalb z. B. auch das Faxe riff auf Bryozoenkalken aufruht und mit diesen Tieren durchzogen ist, ferner in England in der Kreide oder später im Crag solche Anhäufungen eine Hauptrolle spielen. Seit im Tertiär die Riffkorallen sogar das Mittelmeer räumten, stoßen wir dort auf dieselbe Ablösung, da im vicentiner Oligocän und im süditalischen Pliocän und in den noch jüngeren Strandbildungen Zerreibsel von Bryozoen ein wesentlicher Bestandteil ist (Calabrien, Girgenti, Syrakus). Im übrigen werden die Lithodendren durch *Madrepora*, *Pocillopora* ersetzt und sind den rezenten Korallenbauten durchweg fremd.

Aus diesen Ausführungen ergibt sich, daß die Riffsedimente gleicher Art einen durchaus ähnlichen Habitus innerhalb einer gewissen Zeit tragen müssen und bekanntlich deshalb nach ihrem Fossilinhalt niemals mit Sicherheit in das geologische Schema einzuordnen sind. Nur die Lagerung und die stratigraphischen Verbandsverhältnisse geben über das Alter jeweils klare Auskunft. Vom lothringischen Dogger gehen Korallenarten bis in das Tithon hinauf, mehr oder minder lang begleitet von Schnecken, Cidariten, Brachiopoden. Die *Bourgetia Saemannii* des Bajocien ist nicht von *B. striata* des Rauracien zu trennen; *Isastraea Bernardeana* und die Thamnasträen dieser Stufe reichen bis in die entsprechenden Kalke des Sequans und Oberkimmeridge. Die Insignis-Terebrateln, mögen sie noch so viel Namen erhalten haben sind im Rauracien, Sequan, Epipterocephalien und Tithon eigentlich stets dieselben, nicht minder die Rhynchonellen. Ebenso steht es mit den Requienien- und Caprinien-Schichten, mit den verschiedenen Hippurites- oder Sphärolites- (Radiolites) Bildungen. — Der Habitus der mitteldevonischen Korallenlagen in der Eifel ist völlig den-

jenigen der obersilurischen Bildungen Gotlands gleich, die oberdevonischen und kulmischen isopischen Sedimente Belgiens wären ohne die Lagerung kaum zu trennen. Mojsisovics hat für die alpine Trias die petrographische und faunistische Ähnlichkeit der Dolomitfacies vom Muschelkalk bis zum Conchodontdolomit einst genügend betont; leider sind seine guten Bezeichnungen „isopisch und heteropisch“ fast in Vergessenheit geraten.

Zu den fossilen Riffen gehören nun eine Anzahl andersartiger Sedimente hinzu, welche durch sie hervorgebracht oder mittelbar bedingt sind. In der Gegenwart haben wir die Atolls, dann die von Landpflanzen und Strandtieren mannigfacher Art belebten Koralleninseln, ferner die ringförmigen stilleren Meeresflächen oder Buchten hinter den Barriereriffen. Vom Silur an lassen sich diese Gebilde ebenfalls nachweisen, obwohl nicht in jedem Falle mit allen ihren Erscheinungsformen. Hinter und zwischen den Gotländer Korallen- und Krinoidenbauten sammelte sich der feine Kalkschlamm an und lieferte die *Eurypterus*-Mergel und die *Cyrtoceras*-Plattenkalke. Analog wären der Solenhofener Schiefer und die lithographischen Kalke von Cerin bei Lyon im oberen Malm, die Fischschiefer von Sorrento in der Unterkreide, die an Teleostiern und Eidechsen reichen Kalkplatten von Istrien und dem Libanon. Äußerste Feinheit des Materials, das eben die lang suspendierte Zerreißungstrübe der von der Brandung angegriffenen Riffe darstellt, charakterisiert diese Sedimente und gestattet die treffliche Erhaltung der zartesten Teile ihrer Tier- und Pflanzenreste. Fische, Reptilien und Krebse sind die Hauptvertreter, da die stillen Gewässer mit ihrem eingetriebenen Plankton reiche Nahrung boten. Echt mariner Einschlag durch Cephalopoden fehlt ebensowenig, wie solcher terrestrischer Lebewesen; es sei nur an die Insekten und Pterosaurier von Solnhofen oder an die Uferschildkröten von Eichstädt, Solothurn, Cerin erinnert. Auf das Meer überragende Inseln deuten die in diesen Schichten selten fehlenden Landpflanzen, von denen wir zwischen den triadischen Dolomiten in den Asphalt-schiefern mit den Fischen und Mixosauriern viele gute Reste bei Besano und Perledo in der Lombardei, Raibl in Tirol, Giffoni in Unteritalien und vor allem bei Lunz antreffen. An dem letzten Orte erzeugen sie sogar Kohlenflötze und später in den lothringisch-belgischen Korallenkalken des Malms wenigstens kohlige Schmitzen oder Einlagerungen. Es können auch der Asphalt von Hannover und des Urgons im Schweizer Jura gleichartige Bildungen sein,

obwohl für diese andere Entstehungsmöglichkeiten denkbar und nicht auszuschließen sind. Ich bin der Meinung, daß viele dieser feinen Schlammmassen zeitweilig nur schwach von Wasser übergossen, vielleicht sogar mitunter trocken lagen. Dann haben sich wie in den norddeutschen Watten und in den Kanälen der Halligen die Krebse in die Modde eingegraben, um in der Trockenzeit atmen zu können, ebenso die Fische, oder sind in den immer enger werdenden Tümpeln wirklich zu Grunde gegangen. Die Insekten sind an dem feuchten Schlamme hängen geblieben oder die Pterosaurier und Archaeopteryx-Individuen im Jagdeifer auf diese Masse herabgestoßen, welche durch ihre Klebrigkeiit das Fliegen verhinderte und die Tiere einsinken ließ. Das Fehlen der Landinsekten und Flugsaurier in Lunz bezeichnet einen wichtigen Unterschied gegenüber dem jüngeren Solnhofen, bedeutet Atollnatur im Vergleich zur „Barrierefobucht“ hinter den Malmriffen am zweiten Orte.

Der grobe Brandungsschutt häuft sich innerhalb der Riffe und an ihrem Außenrande auf, liefert die Überguß- und die Kreuzschichtung, die Oolithe, die aus abgerollten Schnecken, Mumien, zerbrochenen Zweischalern, Krinoidengliedern und Seeigelstacheln zusammengesetzten geschichteten Einlagerungen von mehr oder weniger ausgeprägter Linsenform. Bei deren späterer Auswitterung entstehen die Löcher neu und zwar als angeblich durch Regen oder Wind hervorgerufene Wirbelkessel, Pfannen, Öfen und sonstige Hohlformen an den Wänden und in den Felsen. Sehr schön sind solche jüngeren Auswitterungerscheinungen am Hauptoolith bei Läufelfingen im Basler Jura, am Isteiner Klotz des Breisgaus im Rauracien, längs der Donau zwischen Beuron und Sigmaringen am mittleren Weißen Jura, bei Orgon an dem provenzalischen Urgonkalke zu beobachten, um wenigstens einige Beispiele zu nennen, von denen z. B. der Schweizer Jura zwischen Basel und der Rhône zahllose ähnliche Vorkommen bietet. Auch die Türme und Pfeiler der Talränder sind nur Folgen der atmosphärischen Erosion und der Frostwirkung, da sie vom Hange gegen das Plateau stets verschwinden und innerhalb des letzten nur sehr selten deutlicher zum Vorschein gelangen. Man muß sich dies klar machen; denn in den allermeisten Fällen ist die Riffacies der älteren Schichten ganz eingehüllt und zugedeckt von anderem Sediment, so daß eben ein Tafelland resultiert. So ist Gotland vollkommen eben im Innern, desgleichen die schwäbische Alb und das Urgon der Provence, woraus sich eine immerhin erhebliche Wassertiefe oder eine damals

weitergehende Senkung erschließen lassen. Echte Saum- oder Uferriffe, die am Lande saßen sind diese alle nicht gewesen. Solche kennen wir nur aus der oberen Alpentrias, wo die Dolomite auf den vulkanischen Inseln im südtiroler Gebiete aufsitzen. Sonst fehlt dieser Typus aus den älteren Formationen, weil die unmittelbar littoralen Sedimente gleich bei der Hebung zerstört wurden und wegen ihrer geringeren Mächtigkeit leichter vernichtbar waren. Die wirklichen Ränder der Meere sind uns weder aus dem Paläozoikum, noch aus dem älteren Mesozoikum Europas überliefert.

Stets zeigen uns die Riffe flacheres Wasser oder zum mindesten vorübergehende Untiefen und Bodenbewegungen an. Oft stellen sie sich als Vorläufer einer Hebung ein und umsäumen als Barrieren den trocken werdenden Meeresteil. Die Korallenschichten des Oberen Silurs von England bis Ösel umrahmen südlich den am frühesten gehobenen, den nördlichsten, wahrscheinlich im Devon schon zu Land gewordenen Abschnitt von Nordeuropa mit Schottland und Fennoskandia bis zum alten Charniere des Finnischen Meerbusens und der mittelschwedischen Seenkette. Die altkarbonischen Riffe Westfalens, Belgiens, Südglands und Irlands umkränzen die aufsteigende südenglische Scholle, die Doggeriffe der Maas- und Mosellinien das im mittleren Jura wieder sich hebende Ardennen-Massiv, die Malmriffe vom Rhônetal bis Regensburg den Südrand der schließlich in der Unterkreide zu einer Insel werdenden südwestdeutschen Masse, die mit den Ardennen und dem rheinischen Schiefergebirge verschmolz, weshalb sich die Riffe gegen den Kanal und nach England hinüberziehen. Das Urgon begleitet den beweglichen Nordrand der heutigen Alpen von Bayern bis zum Golf du Lion und zeigt sich im Mittelmeergebiete mehrfach an sich hebenden Stellen. Die Hippuriten sind am Südrande des Plateau-central und der lombardisch-venetianischen Alpen, in den Pyrenäen und in Unteritalien deutliche Anzeichen der Bodenbewegungen, welche in der Provence zu der Entstehung der lacustren Facies des Daniens mit Kohlen und Süßwasserschnecken ebenso wie beiderseits der Pyrenäen und besonders im Ebrotale führten. Wie in diesen Landstrichen die oberste Kreide in brackischer und limnischer Facies ihre älteren Riffe bedeckt, so in Nordfrankreich, Südgland und Nordwestdeutschland das Wealden den Malm oder die produktive Steinkohlenformation in Belgien die kulfischen Korallenkalke.

Nicht immer kommt es zu solcher wirklichen Trockenlegung, viel mehr schlagen oft die tektonischen Bewegungen in den posi-

tiven Sinn um. Immerhin sind und bleiben die Riffe, wichtige Zeugen für allgemeinere tektonische Prozesse. In dieser Hinsicht lehren uns der Hauptoolith und das Urgon, beides in marine Serien eingeschaltete massive Kalkplatten, die anderen Vorgänge kennen; denn beide sind Seichtwasserabsätze, welche von dem zeitweilig gehobenen Schwarzwald-Vogesen Massiv und nördlich von dem wieder aufsteigenden Alpenbogen entstanden. Aber beide Male kam es nicht zu wirklicher Landbildung, da im oberen Dogger das erste Massiv oder seine Uferzone wieder sanken, im zweiten die allgemeine cenomane tektonische Phase auf das Urgon fast durchweg die Seewen-Schichten (Kalke und Mergel) legte. Bemerkenswert ist in solchem Zusammenhang, daß auch das Neuenburger Hauerivien, das dem Hauptoolith petrographisch recht nahe steht, den Beginn der unterkretacischen Transgression in jener Gegend bezeichnet, also eine versinkende Strandzone darstellt. Diese Einmündungen müssen sehr langsam erfolgt und von langer Dauer gewesen sein, da sowohl der Hauptoolith, als auch das Urgon bedeutende Mächtigkeit besitzen, der erste bis 100 m, das zweite bis gegen 500 m in einzelnen Gegenden. Doch sei dazu bemerkt, daß das Urgon nicht in gleichem Maße wie andere ähnliche Bildungen absolut an die Litoralzone gebunden ist und durch seine vielen planktonischen Foraminiferen einen Einfluß offenen Wassers kund tat.

Daß Senkungen einstiger Klippen und Inseln die Korallenriffe Oceaniens hervorbrachten, ist ein wesentlicher Bestandteil der DARWIN'schen Theorien über die Korallenbauten. Haben wir nun aus früherer Zeit Analoges und etwa in den geologischen Formationen den sicheren Beweis für die Richtigkeit dieser Ansicht? In Europa existiert von echten Korallenriffen nichts, was mit den so außerordentlich mächtigen, steil abfallenden Gebilden des heutigen Pazifiks zu vergleichen wäre. Alle mir bekannten Korallenriffe Europas haben 100 bis höchstens 200 m Mächtigkeit und sind dabei keineswegs einheitlich: die gotländischen messen 50—60, die devonischen ca. 100—150 m, die karbonischen etwa ebensoviel, die Doggeriffe 50 m, die Malmkalke 50—150 m. Nichts reicht an die ozeanischen Bildungen heran mit alleiniger Ausnahme der südtiroler Dolomite, welche zweifellos 1. auf einem sinkenden Boden entstanden, 2. mit vulkanischen Untiefen verbunden, aber meistens keine echten Korallenkalke sind. Nehmen wir andererseits die DARWIN'sche Theorie als richtig an, so hätten wir in Europa niemals solche richtigen Atolls und Korallenriffe gehabt.

Dafür spricht, daß seit dem Silur unser Kontinent niemals wirkliche Tiefsee und offenes Meer, sondern immer nur ein von wechselnden Inseln unterbrochener Archipel gewesen ist. In der oberen Juraformation mögen gewisse Ähnlichkeiten mit Florida bestanden haben, da von der nordatlantischen Landmasse Halbinseln und Inseln gegen Süden vorsprangen und von Riffen umkränzt waren, analog den Bildungen bei Key West. Nicht einmal der etwas freiere Typus der Bahamas und Bermudas hat bei uns existiert, da wir immer in jeder Formation in Europa auf erhebliche festländische Inseln stoßen. Nur im Obersilur nähert sich diese Fazies etwas diesen Inselgruppen, wenn wir voraussetzen, daß Mittel- und Südeuropa damals untergetaucht waren. Das ist mir aber zweifelhaft. Verhältnisse des Roten Meeres oder des ostindischen Archipels sind wahrscheinlicher und würden die Mannigfaltigkeit der übrigen gleichzeitigen Schichten besser erklären. Also bleibt durchaus bestehen, daß wir hier den heutigen ozeanischen Riffen analoge Bildungen nicht kennen; auch kann ich mich gar nicht entsinnen aus anderen Kontinenten Derartiges je geschildert gelesen zu haben. Falls diese Vermutung richtig ist, sind 'die Korallenbauten des Pazifiks etwas Besonderes und ließen sich verwerten, um das hohe Alter dieses Meeresbeckens zu beweisen. In diesem Ozeane und seiner Annexen leben heute noch: *Pleurotomaria*, *Trigonia*, *Spirula*, *Nautilus*, *Nummulites*, deren Wanderungen durch das Tethysmeer nach Westen bis in unsere Gegenden durchaus verständlich wären.

Endlich bleibt noch eine allgemeine Eigenart der Riffsedimente zu besprechen, ihre Abhängigkeit vom warmen Wasser. Bekannt ist dies von den rezenten Korallen; nirgends jedoch habe ich darauf hingewiesen gefunden, daß für die Zweischalerriffe, die triadischen und kretazischen Algenriffe genau dasselbe gilt. Sie sind sogar noch mehr und ausschließlich an die mediterrane Fazies, an die eigentliche Tethys geknüpft. Auch die Oolithfazies der Juraformation ist in Frankreich, England und Süddeutschland durchaus ein randliches Gebilde dieses die Erde umschlingenden Meeres, das eine zwischen Kontinenten begrenzte, gewaltige Warmwasserheizung darstellte. Wenn diese vom Äquator kommenden Strömungen im Silur und Devon nur ein wenig nach Norden abgelenkt wurden, so waren Korallenriffe selbst in der Breite von Petersburg-Kristiania möglich. Indessen betone ich wieder, daß man bei der biologischen Bewertung der paläozoischen Korallen recht vorsichtig sein muß,

da uns Vertreter in der Gegenwart zum Studium der Lebensbedingungen jener fehlen. Sicher ist nur, was J. WALThER schon vor Jahrzehnten hervorhob, daß die nordeuropäischen paläozoischen Meere mit Korallenbauten nicht gefroren gewesen sein können, weil diese Tiere an niedere Temperaturen zwar anpassungsfähig sind und daher in bedeutende Tiefen als Einzelkorallen hinabsteigen, in den Polarmeren nahe der Oberfläche jedoch ganz und gar fehlen.

In Europa und Amerika sind mit Ausnahme des älteren Paläozoikums die Riffe auf das zentrale Gürtelmeer beschränkt und weichen immer mehr gegen den Äquator zurück, einerlei, ob es Korallen oder andere Tiere sind, vielleicht mit Ausnahme der Spongien. Von der rein marin, nicht lagunär salinaren oolithischen Kalksedimentation gilt das Gleiche. Wir haben somit in allen diesen Ablagerungen zusammen einen strikten Beweis für die Herausbildung der Klimazonen. Gewöhnlich schließt man sofort daraus auf eine allgemeine Abkühlung der Erde und zwar meiner Meinung nach voreilig. Denken wir uns nämlich die tertiären Faltenbogen fort und mit ihnen die durch die innere Pressung hervorgerufene geschlossene Landmasse von Eurasien, so erscheint die Nordhalbkugel als Archipel mit vielen mehr oder minder breiten Meerestrassen, in die sich das äquoriale Wasser verteilen mußte. Wenn heute die Südhalbkugel kälter erscheint und die Inlandeisklappe am Pol trägt, so ist das Fehlen ausgedehnterer Landmassen in mittleren und ihr alleiniges Vorkommen in den hohen Breiten wahrscheinlich wesentlich daran Schuld.

Die Absperrung des Pazifiks durch die ostasiatisch-amerikanischen Bogen, während gleichzeitig der Atlantik im Norden noch geschlossen blieb, und das Verschwinden des Tethys haben Europa und Asien seit dem Mitteltertiär klimatisch völlig umgestaltet. Bei der Erörterung, warum die Riffe seit dem Eozän (Flyschmeer) aus Europa verschwinden, ist dieser Prozeß sehr zu beachten.

Wir dürfen sogar noch einen großen Schritt weitertun, von den Riffen zur Kalksedimentation als Ganzem übergehen. Die Hauptausscheidung des kohlensauren Kalkes erfolgt nur in warmem Wasser und ist im Laufe der geologischen Perioden deutlich gegen den Äquator zurückgegangen. Die dicksten Kalke aller Zeiten sind an ein reiches marines Tierleben genetisch gebunden und daher stets an mildere Temperatur, an die warmen Regionen oder wärmeren Oberwasser geknüpft gewesen. Die Pteropoden- und Globigerinen-Schlammgründe, die Riffe und die größte Menge

der Littoralkalke sind gegenwärtig in den Meeren südlich Europas und Asiens verbreitet. An den italischen Küsten treffen wir auf die marinen Travertine und zwar in Calabrien und Sizilien (Girgenti, Syrakus) um so mehr, je weiter nach Süden, ebenso in Griechenland, wogegen der englische Crag nur untergeordnet ist. Auch im Mesozoikum und Tertiär nehmen die massigen und geschichteten Kalksedimente von Norden nach Süden zu; man erinnere sich nur an die enormen Dolomite und Kalke der tiroler Trias, des Hochgebirgskalks in den Alpen, der ausgedehnten aus triadischen bis alttertiären karbonatischen Niederschlägen aufgebauten Planinen der Balkanhalbinsel, der Appenninenketten und der südspanischen gleichaltrigen Schichten. Auch in Mexiko zeigt sich im Vergleich zu Nordamerika die gleiche Verteilung. Nur das Paläozoikum greift zu beiden Seiten des Atlantiks weit nach Norden über.

Wie kompliziert aber diese Erscheinungen sind und wie wenig sie von einem einzigen Standpunkte aus beurteilt werden dürfen, leuchtet sofort ein, wenn wir bedenken, daß Nordamerika, Fennoskandia und große Gebiete Asiens im Mesozoikum Festland waren und ihren Sedimentmantel z. T. einbüßten. Dabei sind die Kalkmassen vorzugsweise in die Tethys verschleppt und haben dort neue gleichartige Schichten direkt oder indirekt mittels der Organismen erzeugt. Aber das erste Moment spielt doch eine Rolle, weil im Malm des nordischen Gebietes, im Moskauer Jura Kalkeinlagerungen so ganz fehlen. Die weisse Kreide Englands, Frankreichs und des südlichen Baltikums entstand in einem Anhängsel des zentralen Gürtelmeeres, da ja die Hippuriten bis Schonen gewandert und sogar auf den sächsischen cretacischen Sandgründen sich anzusiedeln versuchten. Heute sind mächtige Kalkabsätze den nordischen Meeren und allen Küsten von Grönland, Norwegen, Canada fremd, während sie im Mittelmeer, Roten Meer, Golf von Mexiko weitergehen. Die südlichen Meere empfangen von vorneherein mehr Karbonat, als die nördlichen, deren Kontinentschollen vorzugsweise aus kristallinen Gesteinen bestehen. Aber, wenn wir auch das Mittelmeer und Rote Meer ausschalten, so bleibt trotzdem der Kalkniederschlag um die ozeanischen Inseln niederer Breite auffällig.

Paläobiologische, paläogeographische und paläotektonische Elemente reichen sich in diesen petrogenetischen Fragen die Hand. Als ein Versuch mittels der fossilen Riffe diese schwierigen Probleme etwas zu klären, sei dieser Aufsatz betrachtet.