

Beziehungen zwischen Fazies und Zeit

Autor(en): **Nabholz, Walther K.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **44 (1951)**

Heft 1

PDF erstellt am: **22.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-161432>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Beziehungen zwischen Fazies und Zeit

Von **Walther K. Nabholz**, Basel

Mit 3 Textfiguren und 1 Tafel (VI)

Inhaltsverzeichnis

| | Seite |
|---|-------|
| Der Begriff „Fazies“ | 132 |
| Das räumliche und das zeitliche Begriffssystem. | 135 |
| Beispiele für heterochrone Schichtbildungen | 139 |
| Transgressions- und Regressionsfazies | 139 |
| a) Das basale Transgressionskonglomerat des belgischen Devons | 139 |
| b) Transgressionsfazies des südalpinen Lias | 140 |
| c) Transgressionsfazies der „Tourtia“ | 141 |
| Kontinentale und paralische Lithofazies | 141 |
| a) „Magnesian Limestone-Series“ Englands und Buntsandstein | 141 |
| b) Oberdevon von NW-Pennsylvania (USA.) | 143 |
| c) Riff-Fazies im Perm von West-Texas und New Mexico (USA.) | 143 |
| Epikontinentale Lithofazies. | 144 |
| a) Korallenfazies des Juras | 144 |
| b) Trias und Jura Südwest-Deutschlands und der Schweiz. | 146 |
| Geosynklinale Lithofazies | 147 |
| a) Die Formation des „Bright Angel shale“ im Kambrium des Grand Canyon (USA.) | 147 |
| b) Bündnerschiefer und Flysch zwischen der Adula-Decke und dem Prätigau (Graubünden) | 147 |
| Zusammenfassung | 155 |
| Literatur | 156 |
| Fig. 1. Übersicht der heterochronen Schichtglieder im belgischen Devon. | 139 |
| Fig. 2. Schematisches Profil zur Darstellung der Lagerungsverhältnisse des Capitan Limestone in den Guadalupe Mountains | 143 |
| Fig. 3. Die heterochrone Korallenfazies im westlichen Jura | 145 |
| Tafel VI. Geologisches Profil vom Misox ins Prätigau (Graubünden). | |

Der Begriff „Fazies“

Eine Betrachtung über die Beziehungen zwischen Fazies und Zeit erfordert in erster Linie Klarheit über die Verwendung des Begriffes Fazies. Die nachfolgenden Ausführungen sollen aufzeigen, wie vieldeutig die Bezeichnung Fazies sein kann, wenn sie nicht nach bestimmten Gesichtspunkten näher präzisiert wird. — Was verstehen wir in der Geologie unter Fazies? Wird diese Bezeichnung im weitesten Sinn angewandt, so kann sie sich auf jede bestimmte Ausbildungs- oder Erscheinungsform von Gesteinskomplexen beziehen und umfasst die Gesamtheit der anorganischen und organischen Charakteristika. Die „Fazies“ ist dann — in getreuer Anlehnung an die Bedeutung des lateinischen Wortes — das „Gesicht“ oder der Aspekt der betreffenden Gesteinskomplexe, und wie das menschliche Gesicht, so kann auch die Gesteinsfazies nach den verschiedensten Gesichtspunkten betrachtet, untersucht und beurteilt werden.

Vorerst ergibt sich — entsprechend der Haupteinteilung der Gesteine — die Trennung in *sedimentäre* und in *eruptive Faziestypen*. Im folgenden werden ausschliesslich sedimentäre Faziesfragen behandelt. Diese Beschränkung auf das Gebiet der Sedimente ist in der vorliegenden Studie durch die Wahl des bearbeiteten Stoffes bedingt; es sei aber nicht unterlassen, darauf hinzuweisen, dass auch die historische Entwicklung des Faziesbegriffes deutlich vom Gebiet der Sedimentgesteine ausgegangen ist. Erst viel später wurde der Begriff Fazies in Erweiterung des ursprünglichen Sinnes auf die Eruptivgesteine und besonders auch auf die *metamorphen Gesteine* übertragen.

Historisch betrachtet, kann die Anwendung des Faziesbegriffes in erster Linie auf den berühmten Erforscher des Juras, AMANZ GRESSLY (1814–1865), zurückgeführt werden¹⁾. Durch sorgfältige Naturbeobachtung und auf Grund seiner am Meer gewonnenen Anschauungen unterschied GRESSLY im Solothurner Jura eine pelagische, subpelagische, litorale, Korallen-, Spongien- und Schlammfazies. Er wies nach, dass die Ablagerungen einer bestimmten zeitlichen Stufe in ihrer horizontalen Verbreitung mehrfach ihre Fazies und damit auch ihren paläontologischen Charakter wechseln können; ferner zeigte er, dass aufeinanderfolgende Schichten von ungleichem Alter in gleicher Fazies auftreten können, so dass der Nachweis ihres Altersunterschiedes u. U. grosse Schwierigkeiten bereite. Auf diese Weise förderte GRESSLY nicht nur die Stratigraphie des Juras in wesentlicher Weise, sondern er trug vor allem auch dazu bei, die Bedeutung der Fazieserscheinungen für die stratigraphische Geologie aufzuzeigen.

Schon 1837 hatte C. PREVOST²⁾ vor AMANZ GRESSLY ähnliche Gedankengänge zum Ausdruck gebracht, indem er darauf hinwies, dass in jeder geologischen Epoche gleichzeitig pelagische, litorale, fluvio-marine, Süsswasser- und Landbildungen zur Ablagerung gelangt sein müssen. Dementsprechend lasse sich das Alter einer Ablagerung aus dem Gesteinscharakter nicht ableiten.

Auf Grund dieses historischen Hinweises sehen wir, dass der Begriff Fazies in seiner ursprünglichen Bedeutung nur in Verbindung zu einer bestimmten stratigraphischen Einheit gebraucht wurde. Wenn deshalb „Fazies“ im Sinne der Begründer dieser Bezeichnung verwendet wird, so muss die Beziehung zur Zeit, die a priori zu jeder stratigraphischen Betrachtung gehört, miteinbegriffen sein. Wir kommen deshalb zu der in den meisten stratigraphischen Lehrbüchern enthaltenen

¹⁾ GRESSLY, A. (1838—1841): *Observations géologiques sur le Jura soleurois*. Extrait Nouv. Mém. Soc. helv. Sci. nat., 2, 4, 5, Genève.

²⁾ C. PREVOST (1840): in: Bull. Soc. géol. France 1 [XII], p. 66.

Definition, dass man unter Fazies jede Ausbildungs- oder Erscheinungsform, d.h. die Gesamtheit der anorganischen und organischen Charakteristika einer in einer bestimmten Zeitspanne erfolgten Ablagerung versteht. In diesem ursprünglichen Sinne betrachtet, würde die Bezeichnung Fazies nur dann richtig angewendet sein, wenn sie sich auf Sedimente eines bestimmten Zeitraumes bezieht, deren Ausbildungsform oder Ablagerungsmilieu näher präzisiert werden soll. Auch in dieser Beschränkung handelt es sich noch um einen sehr weiten Begriff, denn er kann ebensowohl die Ausbildung der Sedimente betreffen, als auch den Charakter der von ihnen eingeschlossenen organischen Reste. Man kann von Kalk- oder Tonfazies sprechen, von pelagischer oder litoraler Fazies, ebensogut aber auch von Cephalopoden- oder Brachiopoden-Fazies.

Aus diesen einführenden Bemerkungen geht hervor, dass der Begriff Fazies heute verschieden aufgefasst werden kann, und zwar:

1. entsprechend der etymologischen Bedeutung des Wortes ohne Bezugnahme auf eine bestimmte stratigraphische Einheit. In diesem weitesten Sinne verwendet, kann jede bestimmte Ausbildungs- oder Erscheinungsform eines Gesteinskomplexes als bestimmte Fazies bezeichnet werden.

2. entsprechend dem Sinn, der dem Begriff Fazies von seinen Begründern GRESSLY und PREVOST zuerkannt wurde, d. h. in Verbindung zu einer bestimmten stratigraphischen Einheit, die in verschiedenen Gebieten in verschiedener (oder gleicher) Ausbildung entwickelt sein kann.

Von amerikanischer Seite ist in neuerer Zeit der Vorschlag gemacht worden, die in der obigen Gegenüberstellung sub 1. genannte Bedeutung des Begriffes Fazies als **Lithofazies** zu bezeichnen (vgl. R. C. MOORE, 1949 b, p. 16). Ich halte diesen Vorschlag für gut, denn der ohne Bindung zur stratigraphischen Stellung verwendete Begriff scheint mir mit der Bezeichnung Lithofazies deutlich gekennzeichnet zu sein, da ja die Lithologie — ein Begriff, der mit dem gleichen Wortstamm gebildet wird — die gesamte Gesteinswelt umfasst, und zwar ohne Beziehung zu ihrer stratigraphischen Stellung. Dieser Vorschlag hat ferner den Vorteil, dass dadurch „Fazies“ wieder ausschliesslich im ursprünglichen Sinn verwendet werden könnte.³⁾

Es ist recht aufschlussreich, im folgenden noch weiter auf die amerikanische Literatur einzugehen, in der in den letzten Jahren das Thema Fazies immer wieder auftaucht und in zahlreichen Erörterungen praktischer, theoretischer oder nomenklatorischer Natur und in oft scharfen Diskussionen behandelt wird. Als Beispiel sei auf den Band „Memoir 39, 1949“ der „Geological Society of America“ hingewiesen, der unter dem Titel „*Sedimentary Facies in Geological History*“ die Vor-

³⁾ Nicht unterlassen sei hier der Hinweis, dass auch der Begriff „Lithofazies“ — wie die meisten übrigen faziellen Begriffe — nicht in einem einzigen, übereinstimmend definierten Sinn verwendet wird. Während in der oben sub 1. gegebenen Definition (entsprechend MOORE, 1949 b) „Lithofazies“ die physikalisch-chemischen (petrographischen) Elemente und die Organismen eines Gesteinskomplexes umfasst, d. h. also seinen gesamten lithologischen Aspekt, wurde „Lithofazies“ von andern Autoren auch gebraucht, um nur die physikalisch-chemischen (petrographischen) Eigenschaften eines Gesteinskomplexes zu charakterisieren (LOWMAN, S. W., 1946, *Recent clastic sediments project*. Am. Assoc. Petr. Geol., Research committee Rept., Dec. 1946, p. 10, ferner: KAY, MARSHALL, 1947, *Analysis of stratigraphy*, Am. Assoc. Petr. Geol., Bull., 31, p. 165, und: KRUMBEIN, W. C., 1948, *Lithofacies maps and regional sedimentary-stratigraphic analysis*, Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 32, p. 1923). In dieser Einschränkung wird aber u. E. der Begriff „Lithofazies“ seinem etymologischen Sinn nicht gerecht. MOORE (1949 b, p. 17) hat deshalb vorgeschlagen, in diesem Fall von „Physiofazies“ zu sprechen; der Begriff „Lithofazies“ liesse sich dann unterteilen in „Physiofazies“ einerseits und „Biofazies“ andererseits.

träge und Diskussionen der Tagung enthält, die am 11. November 1948 in New York abgehalten wurde und ausschliesslich diesem Thema gewidmet war.

Die in diesem Band enthaltene Arbeit von L. L. SLOSS, W. C. KRUMBEIN & E. C. DAPPLES (1949) gibt eine Übersicht einiger neuerer nomenklatorischer Vorschläge zur Verwendung des Terminus Fazies. Bereits erwähnt wurde der Name Lithofazies zur Kennzeichnung des gesamten physikalischen und organischen Charakters eines Gesteins.

Eine Lithofazies würde sich nach einem Vorschlag von WELLS⁴⁾ aus einem oder mehreren Lithotopen zusammensetzen; diese würden also für die Charakterisierung einzelner der Lithofazies untergeordneter Schichthorizonte verwendet, in dem Sinn, dass die Komponenten, aus denen ein Sedimentgestein zusammengesetzt ist, vollständig erfasst sind. Aus der Kennzeichnung durch Lithotope sollen sich die jeweiligen Ablagerungsbedingungen im Detail interpretieren lassen.

Für die Charakterisierung einer Schichtgruppe nach der Assoziation der Organismen wird heute öfters der Terminus **Biofazies** verwendet.

Eine Biofazies kann nach einem Vorschlag von HESSE, ALLEE & SCHMIDT⁵⁾ aus einem oder mehreren Biotopen bestehen. Ein Biotop umfasst also ein Gebiet, in welchem dieselben ökologischen Bedingungen und dieselbe Fauna und Flora herrschen. Die Grenze bestimmter Biotope und Lithotope können zusammenfallen oder sich überschneiden, und das gleiche gilt naturgemäss auch für die Grenzen einer bestimmten Lithofazies und einer bestimmten Biofazies.

Schliesslich haben SLOSS, KRUMBEIN & DAPPLES den Begriff des Tektotops eingeführt. Ein oder mehrere Tektotope werden zu einer **Tektofazies** zusammengefasst. Diese beiden Termini sollen über den tektonischen Charakter des Ablagerungsraumes Auskunft geben, in dem Sinn, ob der Bildungsraum zu einem Schelf gehörte, ob es sich um eine Geosynklinale handelte usw. Die genannten Autoren definieren ein Tektotop als Schicht oder Schichtfolge, deren Ablagerung in einem gemeinsamen tektonischen Raum stattgefunden hat. So würde z. B. eine Abfolge von Grauwacken, Kieselschiefern und Hornsteinen einen „geosynklinalen“ Tektotop bilden; eine Folge von kiesigen Sandsteinen, Tonschiefern und Kalken könnte zu einem „Schelf-Tektotop“ zusammengefasst werden. Dieselben Autoren definieren nun weiter, dass mit „Tektofazies“ eine Schichtgruppe bezeichnet werden könne, die aus einem oder mehreren Tektotopen besteht. Beispielsweise könne eine stratigraphische Einheit in einem bestimmten Gebiet aus einem Becken-Tektotop allein aufgebaut sein; diese stratigraphische Einheit würde dann eine Becken-Tektofazies bilden. Oder aber — um ein anderes Beispiel zu nennen — sei eine bestimmte Einheit angenommen, die zu 60% aus einem Becken-Tektotop und zu 40% aus einem Schelf-Tektotop besteht; diese Einheit würde dann als Becken-Schelf-Tektofazies bezeichnet (SLOSS, KRUMBEIN & DAPPLES, 1949, p. 96). Tektofazies, Lithofazies und Biofazies können gemeinsame Grenzen aufweisen, die Grenzen können sich aber auch gegenseitig überschneiden.

Eine kritische Betrachtung über den Wert einzelner der genannten nomenklatorischen Neuschöpfungen liegt nahe und erscheint im Gefolge der Diskussionen über die Faziesprobleme auch in den amerikanischen Zeitschriften immer wieder. Es entspricht aber nicht dem Zweck der vorliegenden Arbeit, auf diese Diskussionen näher einzutreten, sondern es soll hier lediglich aufgezeigt werden, dass Faziesprobleme gegenwärtig in Amerika in verschiedenster Hinsicht behandelt und diskutiert werden. Immerhin sei an diesen Ausblick die Feststellung geknüpft, dass leicht verständliche Begriffe, wie Lithofazies und Biofazies, in einer geologischen Beschreibung zur unkomplizierten Präzisierung beitragen können. Anders

⁴⁾ WELLS, J. W. (1947): *Provisionel paleoecological analysis of the Devonian rocks of the Columbus region*. Ohio Jour. Sci. 47, p. 119.

⁵⁾ HESSE, R., ALLEE, W. C. & SCHMIDT, K. P. (1937): *Ecological animal geography*, New York, p. 135.

aber verhält es sich mit Begriffen wie denjenigen eines Lithotops, eines Biotops, ganz abgesehen vom Tektotop. Denn Unterabteilungen einer Lithofazies oder einer Biofazies lassen sich auch ohne Verwendung dieser Begriffe in einfachen Worten umschreiben, und deshalb scheint sich uns die Einführung neuer Wortschöpfungen, die zudem in allgemeingültiger Fassung kaum exakt definiert werden können, hiefür zu erübrigen.

In besonderem Maße sprechen ähnliche Überlegungen gegen die Verwendung der Begriffe Tektotop und Tektofazies, die oben in freier Übersetzung erläutert wurden. Denn die Grundlagen, nach denen ein Tektotop oder eine Tektofazies ausgeschieden werden sollen, sind in vielen Fällen unsicher und keineswegs eindeutig. In erster Linie handelt es sich darum, eine bestimmte Sedimentationsform nach genetischen und paläogeographischen Gesichtspunkten zu interpretieren. Auf welche Weise dies geschehen kann, hat J. TERCIER (1939) umfassend dargelegt. Ob aber für diese Klassifizierung nach genetischen und paläogeographischen Kriterien der Name „Tektofazies“ glücklich gewählt ist, scheint mir recht fraglich zu sein.

Es bleibt jedenfalls abzuwarten, ob sich Begriffe wie Tektofazies und Tektotop, Lithotop und Biotop wirklich einbürgern werden.

Das räumliche und das zeitliche Begriffssystem

Das Studium der Faziesprobleme führt uns mitten in die Grundfragen der Stratigraphie, und es lässt sich dabei sofort erkennen, dass wir es für unsere Betrachtungen im wesentlichen mit zwei geologischen Begriffssystemen zu tun haben, auf der einen Seite einem räumlichen und auf der andern Seite einem zeitlichen. Diese beiden Begriffssysteme miteinander in Übereinstimmung zu bringen, ist eine der wichtigsten Aufgaben der Stratigraphie. Aber auch jede Untersuchung über Fragen der Fazies muss auf diesen beiden Begriffssystemen aufbauen. Es sei deshalb nicht unterlassen, vorerst die Terminologie des räumlichen und des zeitlichen Systems so weit zu behandeln, als es für die nachfolgenden faziellen Betrachtungen erforderlich ist. Wir müssen uns dabei klar sein, dass zahlreiche Stratigraphen derartige Exkurse über Termini und ihre Klassifikation vermeiden, wohl in der Absicht, die bestehende Fülle oder Überfülle von Bezeichnungen und Definitionen nicht noch weiter zu vermehren. So schreibt SCHINDEWOLF in der soeben erschienenen 3. Auflage seiner „Grundlagen und Methoden der paläontologischen Chronologie“ (1950):

„Wie auch schon O. SEITZ (1931) halte ich eine strenge terminologische Scheidung zwischen einem zeitlichen und einem räumlichen Begriffssystem, wenn auch nicht für undurchführbar, so doch aber für überflüssig. Aus einer solchen haarspaltenden Zergliederung ist der folgende Wust grösstenteils entbehrlicher Namen und Begriffe entstanden: Periode, Bioperiode, Epoche, Bioepoche, Subepoche, Etage, Alter, Assise, Biozone, Faunizone, Plethozone, Hemere, Zoehemere, Plethohemere, Aurora, Moment, Band, Helikie, Spross, Säkulum, Phase, Epibole, Chron, Geochron, Biochron, Teilchron, Aeon, Subära, Abteilung, Serie, Subserie, Sektion, Verband, Gruppe, Magnafazies, Beds, Member, Sequence usw., durch die sich kaum noch jemand durchfinden kann, mit denen vor allem niemand praktisch arbeitet und niemandem gedient ist. Teilweise überdecken sie sich, andernteils sind sie in verschiedenem Sinne angewandt worden und stiften nur Verwirrung.“ — Es scheint mir, SCHINDEWOLF gehe mit seinem ablehnenden Urteil zu weit. Für einen Teil der von ihm zitierten Ausdrücke trifft seine negative Kritik sicher zu, andere

der zitierten Begriffe aber werden gleichwohl immer wieder verwendet, und gewiss nicht allein aus Sucht oder Freude an wenig gebräuchlichen Ausdrücken. Gerade aus der Vielfalt, mit der in dieser Hinsicht der geologische Wortschatz von den verschiedensten Seiten zu bereichern gesucht wird, geht hervor, dass die allgemein gebräuchlichen Ausdrücke nicht exakt genug gefasst sind.

Recht aufschlussreich ist in diesem Zusammenhang das Studium der neueren amerikanischen Literatur. Wir finden hier eine den obigen Ausführungen SCHINDEWOLFS diametral entgegenlaufende Auffassung. In der Fülle der amerikanischen Publikationen, die diesen terminologisch-systematischen Fragen gewidmet sind, vermisst man indessen häufig den Hinweis, dass bereits am Internationalen Geologenkongress in Bologna, 1881, dasselbe Thema grundlegend behandelt wurde. Damals wurde empfohlen, folgende Gliederung des stratigraphischen Systems zu befolgen:

| Chronologische Einheiten | Stratigraphische Einheiten | Beispiel |
|---------------------------|-------------------------------------|-------------------|
| Ära (Ere, Era) | (Gruppe ⁶⁾) | Mesozoikum |
| Periode (Période, Period) | System (Système, System) | Jura (Jurassique) |
| Epoche (Epoque, Epoch) | Serie ⁷⁾ (Série, Series) | Lias |
| Alter (Age, Age) | Stufe (Etage, Stage) | Hettangien |

Einer besonderen Erwähnung bedarf das Wort „*Formation*“, das im Deutschen sehr häufig an Stelle von „System“ gebraucht wird. Dieser Terminus wurde 1762 von FUECHSEL erstmals verwendet, und zwar in räumlichem und datierendem Sinn. Später verwendete die WERNERSche Schule in Deutschland und CUVIER und BRONGIART in Frankreich „*Formation*“ nur noch in räumlichem, lithologischem Sinn. Die letztere Bedeutung des Terminus „*Formation*“ wurde auch vom Internationalen Geologenkongress in Bologna befürwortet und setzte sich im französischen und englischen Sprachgebrauch durch.

Was nun die Stufenbezeichnungen anbelangt, die durch eine entsprechende internationale Konvention durch die Wortendung „ien“ (italienisch: „iano“, englisch: „ian“) gekennzeichnet sind, so stammt eine wichtige, leider oft vergessene Ergänzung von MUNIER—CHALMAS und A. LAPPARENT⁸⁾. Diese Autoren machten darauf aufmerksam, dass die aus bestimmten Faziesentwicklungen abgeleiteten Stufenamen auf den Entwicklungstypus beschränkt werden müssen, dem sie ursprünglich entnommen wurden. So sind für das marine und das produktive Karbon gesonderte Stufenbezeichnungen zu verwenden, ebenso für die germanische und die alpine Ausbildung der Trias usw.

Wenn wir nun nach diesem Hinweis auf die Konventionen, die seit dem Internationalen Geologenkongress in Bologna bestehen, wieder zur neueren amerikanischen Literatur zurückkommen, so muss besonders die 1946 gegründete „American Commission on Stratigraphic Nomenclature“ erwähnt werden, in der sämtliche wichtigeren geologischen Institutionen Amerikas vertreten sind. Als Aufgaben

⁶⁾ Die Anwendung des Begriffs „Gruppe“ im hier genannten Sinn hat sich nicht durchgesetzt und wird heute mit Vorteil weggelassen.

⁷⁾ Es ist nicht verwunderlich, dass der Begriff „Serie“ keineswegs nur in der obengenannten Beschränkung angewendet wird. „Serie“ gehört eben zum allgemein gebräuchlichen Wortschatz und in diesem Sinne wird eine beliebige zusammengehörige Schichtfolge häufig als „Serie“ gekennzeichnet, unabhängig von der Zeitspanne, den die betreffende „Serie“ umfasst.

⁸⁾ MUNIER—CHALMAS et A. DE LAPPARENT (1894): *Note sur la nomenclature des terrains sédimentaires*. Soc. géol. France [3] 21, p. 438—488.

dieser Kommission werden genannt: die Aufstellung von stratigraphischen Prinzipien, die Empfehlung des Vorgehens bei der Klassifikation und Nomenklatur von stratigraphischen Einheiten, die Revision bestehender stratigraphischer Klassifikationen und Benennungen usw. Die Kommission empfahl, die stratigraphische Einteilung nach 3 Klassen vorzunehmen, und es ist bemerkenswert, dass diese Einteilung in der neueren amerikanischen Literatur durchwegs befolgt wird. Diese 3 Klassen werden folgendermaßen ausgeschieden:

1. Die „time-units“ — die wir am besten als „**Chronologische Einheiten**“ bezeichnen können — für die Einteilung nach der geologischen Zeitskala. Unter diesen Begriff fallen die in der obenstehenden Tabelle genannten Termini Aera, Periode, Epoche, Alter.

2. Die „time-rock units“ (oder „time-stratigraphic units“), für die sich im deutschen Sprachgebrauch die international verständliche Bezeichnung „**Chronolithologische Einheiten**“ eignen würde. Zu dieser Klasse gehören die eigentlichen stratigraphischen Einheiten, die wir entsprechend der internationalen Konvention von Bologna als Systeme, Serien und Stufen benennen.

3. Die „rock units“, die im Deutschen den Namen „**Lithologische Einheiten**“ erhalten könnten. Die Einteilung in diese 3. Klasse erfolgt also ohne Berücksichtigung des Faktors Zeit. Als lithologische Einheiten könnten in Anlehnung an den amerikanischen Sprachgebrauch die Termini Schichtgruppe, Formation und Schichtglied (= member) gelten, ferner die gebräuchlichen Bezeichnungen für Detailerscheinungen, nämlich Schichtlinse, Gesteinshorizont, Schichtlage usw. Durch die Ausscheidung dieser „rock units“ oder „lithologischen Einheiten“ ergänzt das vorliegende Einteilungsschema das weiter oben gegebene, seit dem internationalen Geologenkongress in Bologna bestehende Klassifikationssystem in einem sehr wichtigen Punkt. Denn bei geologischen Geländeaufnahmen, speziell beim Kartieren, sind es in erster Linie die lithologischen Einheiten, bzw. deren Grenzen, die wir fassen können. Scharfe Altersgrenzen sind selten und haben meistens nur lokale Ausdehnung. Durch paläontologische und stratigraphische Interpretation der lithologischen Einheiten gelingt es in den meisten Fällen, im definitiven Kartenbild eines aufgenommenen Gebietes chrono-lithologische Einheiten auszuscheiden; aber wir müssen uns klar sein, dass die Grenzen zwischen solchen chrono-lithologischen Einheiten gewöhnlich nur lithologischer Natur sind.

Unverkennbar ist heute die Tendenz zu weiterem Ausbau einer rein lithologischen Systematik der Sedimentgesteine (siehe z. B. AUG. LOMBARD, 1949). Diese Bestrebungen sind wichtig, sie dürfen aber nicht Selbstzweck bleiben, denn ein Kartenbild, das nur lithologische Einheiten ausscheidet, wird in wissenschaftlicher Hinsicht in den meisten Fällen weniger Bedeutung haben als ein solches, in dem die altersmässige Interpretation mitinbegriffen ist.

Ich bin mir bewusst, dass durch eine Besprechung dieser Fragen der Terminologie und der Klassifikation die Geologie substantiell nicht bereichert wird. Derartige Betrachtungen haben aber doch einen Sinn, und zwar im wesentlichen aus folgenden Gründen: Es handelt sich dabei um Begriffe, die bei stratigraphischen Arbeiten ständig verwendet werden müssen, die gewissermassen zum Hausgebrauch jedes Geologen gehören. Doch scheint es mir, es sei kaum von der Hand zu weisen, dass zahlreiche Geologen, die diese Termini verwenden, sich nicht völlig im klaren sind über deren exakte Bedeutung, bzw. über den Sinn, in dem sie u. U. von andern aufgefasst werden können. Gerade dies führte zum heutigen Zustand, der dadurch gekennzeichnet ist, dass Begriffe wie Fazies, Formation, Serie usw. in verschiedenem Sinne verwendet werden. Dies wird sich natürlich nie ganz vermeiden lassen; ich bin aber doch der Meinung, dass bei uns heute das

Ausmass dieser Erscheinung zu gross ist. Jedenfalls bin ich überzeugt, dass es für uns Westeuropäer heute leichter ist, die amerikanische Literatur inhaltlich zu erfassen und uns über die dort beschriebenen geologischen Erscheinungen ein Bild zu machen, als umgekehrt für einen Amerikaner, unsere heutige Literatur zu verstehen.

Nach dieser einleitenden Begriffsklärung sollen nun im folgenden die Beziehungen zwischen den chronologischen und den lithologischen Einheiten näher betrachtet werden. Diese Beziehung herzustellen, liegt — wie eingangs erwähnt — im Wesen jeder stratigraphischen Untersuchung. Welche Rolle dabei der Lithofazies zukommt, sei im Rahmen der vorliegenden Arbeit näher beleuchtet.

Gehen wir aus vom Beispiel der normalen Schichtfolge, in welcher eine bestimmte stratigraphische Stufe (chrono-lithologische Einheit) in räumlich relativ regelmässiger Verteilung die gleichen, bzw. gleichwertige Leitfossilien enthalte. Der einfachste Fall wird der sein, dass diese stratigraphische Stufe in gleichbleibender Lithofazies ausgebildet ist. Häufig ist aber auch — wie wir seit GRESSLY wissen — der Fall verwirklicht, dass sich die Fazies in der gleichen stratigraphischen Stufe seitlich verändert und seitlich in eine chronologisch entsprechende stratigraphische Stufe überleitet (Beispiel: Argovien-Rauracien). Trifft das letztere zu, so besteht ferner die Möglichkeit, dass sich die gleiche Lithofazies schräg durch mehrere stratigraphische Stufen hindurch fortsetzt. Eine derartige Lithofazies ist also dadurch gekennzeichnet, dass darin die Linien gleicher Zeit (= Isochronen) mit den Linien gleicher Lithofazies (= Lithotope) nicht parallel laufen, sondern sich kreuzen.

Diese Erscheinung wird u. a. auch in der neueren amerikanischen Literatur in verschiedenen Beispielen beschrieben und hat nach einem Vorschlag von CASTER⁹⁾ den Namen „Magnafazies“ erhalten; einzelne Kompartimente einer Magnafazies, die durch zwei aufeinanderfolgende Isochronen herausgeschnitten werden und somit einer bestimmten kurzen Zeitspanne angehören (z. B. einer stratigraphischen Stufe), werden „Parvafazies“ genannt. Diese Benennungen scheinen mir aber unglücklich gewählt, denn aus „magna“ und „parva“ geht die Beziehung zur Zeit nicht hervor. Im Sinne einer allgemeinen Verständlichkeit halte ich es für einfacher, statt von einer „Magnafazies“ von einer „heterochronen Lithofazies“ zu sprechen. Die Anwendung des Begriffs „heterochrone Lithofazies“ macht die Kenntnis einer bestimmten Definition unnötig (sie erheischt höchstens die Konsultation eines griechischen Dictionärs). Auch von der Verwendung des Begriffs „Parvafazies“ darf dann abgesehen werden, indem zeitlich begrenzte Kompartimente einer heterochronen Lithofazies das Äquivalent einer sog. „Parvafazies“ bedeuten würden.

Aus dem Gesagten geht hervor, dass für ein in einer bestimmten Lithofazies ausgebildetes Schichtglied, das lediglich in einem seitlich beschränkten Raum durch Fossilvorkommen datiert werden kann, nicht von vornherein über seine ganze seitliche Erstreckung gleiches Alter angenommen werden darf. Es ist möglich, dass sich die betreffende Lithofazies am einen Ort früher bildete als am andern, d. h. also — auf das ganze Schichtglied betrachtet —, dass sich dieselbe Lithofazies im Laufe der Zeit sukzessive seitlich verlagerte.

Beispiele für derartiges Verhalten der Lithofazies lassen sich stratigraphisch nachweisen und werden im folgenden Teil der vorliegenden Arbeit beschrieben. Die Beispiele sind aus verschiedenen Faziesräumen gewählt, um dadurch auf-

⁹⁾ CASTER, K. E. (1934): *The stratigraphy and paleontology of northwestern Pennsylvania*, Bull. Am. Paleont., 21, no. 71, p. 19.

zuzeigen, dass das Auftreten heterochroner Schichtglieder weder an eine bestimmte Lithofazies noch an ein bestimmtes Ablagerungsmilieu gebunden ist.

Beispiele für heterochrone Schichtbildungen

Transgressions- und Regressionsfazies

Bei Transgressionen und Regressionen entstehen immer dann heterochrone Schichtglieder, wenn die Verlagerung eines Küstensaumes nicht in der Folge plötzlicher Ereignisse auftritt, sondern durch weiträumige, langsame und lange Zeit währende Verbiegungen der Erdkruste bedingt ist. Im letztgenannten Fall wird sich der Küstensaum kontinuierlich verlagern. Die dabei entstehenden Transgressions- oder Regressionsbildungen können ein zusammenhängendes Schichtglied bilden, dem in Richtung des fortschreitenden Küstensaumes sukzessive jüngerer Alter zukommt. Die durch solche Schichtglieder verlaufenden Isochronen entsprechen der jeweiligen Lage des Küstensaumes zu einem bestimmten Zeitpunkt.

a) Das basale Transgressionskonglomerat des belgischen Devons¹⁰⁾

Im belgischen Devon zwischen den Ardennen und Brabant finden wir ein charakteristisches Beispiel für derartige heterochrone Transgressions- und Regressionsbildungen. In der Folge der kaledonischen Orogenese, welche die Sedimente des Kambriums und Silurs erfasste, bildete sich im ältesten Devon – im

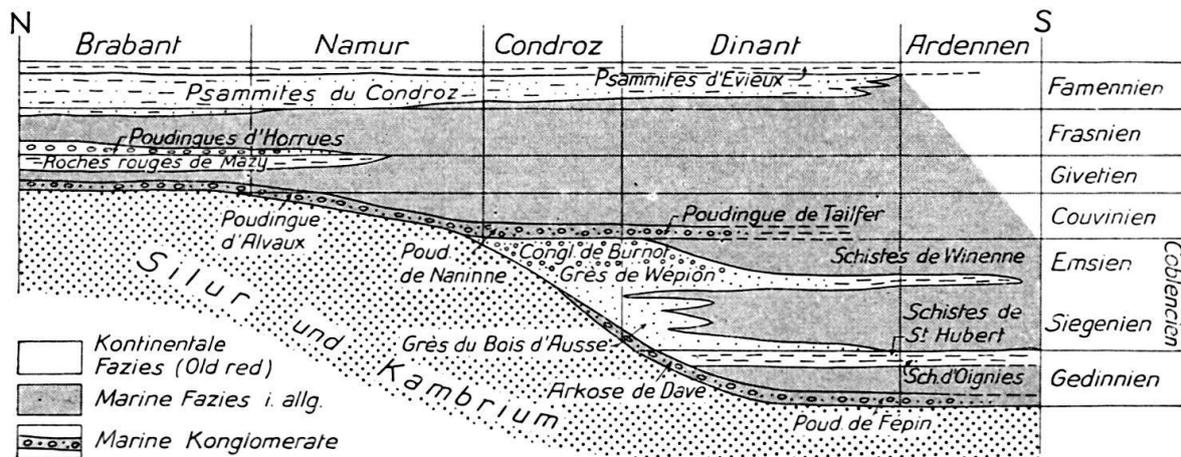


Fig. 1. Übersicht der heterochronen Schichtglieder im belgischen Devon.
(Nach M. LERICHE, E. ASSELBERGHS und persönlichen Angaben von AUG. LOMBARD.)

Gedinnien – in den Ardennen ein Meeresbecken. Nach P. FOURMARIER (1934) dürfte sich zu dieser Zeit die nördliche Küste dieses Meeresbeckens im Querschnitt der Maas zwischen Givet und Dinant in ESE–WNW-Richtung erstreckt haben. Die andauernde Abtragung des nördlichen Festlandes führte zur Bildung eines marinen Transgressionskonglomerates, das heute in Form der „Poudingues de Fépin“ vorliegt (vgl. Fig. 1). (Fépin liegt an der Maas, ca. 15 km S Givet.) Wie aus Figur 1 hervorgeht, griff die Transgression – vom untern Gedinnien ausgehend – allmählich gegen N über. Im oberen Gedinnien und im Siegenien hatte die nörd-

¹⁰⁾ Prof. AUG. LOMBARD aus Bruxelles hat mir brieflich zahlreiche wichtige Angaben zukommen lassen, die ich bei der Ausarbeitung des Abschnitts über das belgische Devon und der zugehörigen Fig. 1 verwerten konnte. Ich möchte ihm hierfür auch an dieser Stelle meinen herzlichen Dank aussprechen.

liche Küste des Meeresarmes eine Linie erreicht, die in E—W-Richtung N von Dinant angenommen werden muss. Ins Siegenien und ins Emsien fallen dann zeitweilige Regressionen dieses Meeresarmes; im nördlichen Teil des Beckens von Dinant und in der anschliessenden überschobenen Zone von Condroz wird das Siegenien und Emsien durch die in kontinentaler Old red-Fazies ausgebildeten „Grès du Bois d’Ausse“, die „Grès de Wépion“ und das „Conglomérat de Burnot“ repräsentiert, die den kambrisch-silurischen Sockel und die in der vorausgegangenen Transgressionsphase entstandenen Sedimente überlagern. Vom Couvinien an rückt das Meer wieder in kontinuierlicher Transgression gegen N vor. Ausgehend von den im Gebiet des Beckens von Dinant gelegenen „Poudingues de Tailfer“ spiegelt sich das Vorrücken des Meeresarmes wieder im Transgressionskonglomerat der „Poudingues de Naninne“ (Gebiet der Zone von Condroz), die sich in die „Poudingues d’Alvaux“ fortsetzen. Letztere liegen im Gebiet des heutigen Beckens von Namur. Das Transgressionskonglomerat kann aber noch weiter gegen N bis in das Gebiet von Brabant verfolgt werden, wo es als Givetien zu datieren ist (siehe Fig. 1).

Zusammenfassend sehen wir, dass sich das im untersten Devon in den Ardennen gebildete Meeresbecken durch das untere und mittlere Devon hindurch gegen N ausdehnte. Wir dürfen dabei allerdings nicht an einen völlig kontinuierlichen Vorgang denken, der wie ein Uhrwerk abläuft, sondern müssen die beiden sekundären Regressionsphasen im Siegenien und im Emsien mitberücksichtigen. Dominiert bleibt aber die gegen N gerichtete Transgression. Die Ursache hierfür liegt in der allmählichen Senkung des Meeresuntergrundes, die — wie erwähnt — durch die beiden sekundären Emersionsphasen im Siegenien und Emsien unterbrochen wird. Der Betrag der Senkung wurde durch die fortwährende Sedimentation weitgehend kompensiert, so dass es nie zur Ausbildung einer tiefmeerischen Fazies kam. In dem durch diese Feststellung beschränkten Sinn liegen also geosynklinale Verhältnisse vor. Den Beweis für die gegen N gerichtete Verlagerung des nördlichen Küstensaumes dieses Meeresarmes bildet das Basistransgressionskonglomerat, das um so jünger ist, je weiter nördlich es zur Ablagerung gelangte. Obwohl eine bestimmte Stelle dieses Transgressionskonglomerates jeweils einem ganz bestimmten Alter entspricht, umfasst es — wenn wir die in kontinentaler Fazies ausgebildete Regressionsphase im Coblencien mit einrechnen — in seiner gesamten S—N-Er-streckung einen Zeitraum, der vom untersten Gedinien bis mindestens zum Givetien reicht. Diese Zeitspanne ist sehr beträchtlich und kann etwa mit der Dauer des gesamten Jura verglichen werden.

b) *Transgressionsfazies des südalpinen Lias*

Auch in der Schweiz finden wir ein interessantes Beispiel einer Transgression, die einen längeren Zeitabschnitt umfasst. Es handelt sich um die Liastransgression südlich des Luganersees. Die Transgressionsfazies wird durch mittelkörnige Kalk- und Echinodermenbreccien von weisser, gelblicher oder rötlicher Farbe repräsentiert, durch kieselfreie Kalke in denselben Farben, ferner durch grobe Breccien aus Hauptdolomitfragmenten. Den bekanntesten Gesteinstyp dieser Serie bildet wohl der Brocatello d’Arzo. Dem Basler ALFRED SENN (1924) kommt in erster Linie das Verdienst zu, diese Transgression exakt datiert zu haben. Für die Alterszuweisung benutzte er einesteils die autochthonen Ammonitenfaunen, die sich an einzelnen Punkten finden, andernteils aber ging SENN von der Mächtigkeit des Kieselkalks aus, der zwischen den Transgressionsgesteinen und dem als Zeitmarke fungierenden Domérien eingeschaltet ist. SENN betrachtet die jeweilige Mächtigkeit dieses zwischengeschalteten Kieselkalks als wichtigen Hinweis für das relative Alter

der Transgression. Es darf aber nicht ausser acht gelassen werden, dass grösste Vorsicht geboten ist, wenn aus Unterschieden in der Schichtmächtigkeit auf Unterschiede in der Sedimentationsdauer der betreffenden Ablagerung geschlossen wird. Das Sedimentationsvolumen ist in erster Linie eine Funktion der paläogeographischen Verhältnisse und nur in sehr untergeordnetem Maße von der Zeitdauer abhängig. Immerhin kann zu Gunsten der Argumentation von SENN festgestellt werden, dass sich die Schichtmächtigkeit des Kieselkalks — bei recht konformer paläogeographischer Situation — auf kürzeste Distanz sehr stark verändert, ferner, dass diese Veränderungen in der Schichtmächtigkeit nicht als einziges Indiz für die Bestimmung des jeweiligen Alters der Transgressionsbildungen im Liegenden benutzt werden, sondern lediglich zur Ergänzung der nicht sehr zahlreichen paläontologischen Anhaltspunkte.

Nach den Angaben von SENN fand die Transgression im Domérien ihr Ende. Zu dieser Zeit wurde die Hauptdolomit-Landoberfläche im Gebiet zwischen Arzo—Ligornetto—Besazio—Tremona unter Wasser gesetzt. Von hier aus können wir der Transgression gegen E, N und W nachgehen. Gegen E gelangen wir dabei ins 3 km E Arzo gelegene Gebiet des Generoso, und auf dieser Strecke geht die Transgression vom Domérien ins Hettangien über. Gegen W wird die Transgression ebenfalls sukzessive älter, und zwar kann sie im Gebiet von Induno—Bregazzana—10 km WSW Arzo — als dem Lotharingien zugehörig datiert werden.¹¹⁾

c) *Transgressionsfazies der „Tourtia“*

Ein anderes Beispiel eines heterochronen Schichtgliedes liefert das nach einem Bergmannsausdruck „Tourtia“ genannte cenomane Transgressionskonglomerat in NW-Deutschland, Belgien und Holland. Durch Fossilfunde konnte nachgewiesen werden, dass die Transgression, die zur Bildung der „Tourtia“ führte, im untern Cénomaniem begann und sich kontinuierlich bis ins obere Cénomaniem fortsetzte (vgl. SALOMON, 1925, p. 531). Da die Zeitspanne, innerhalb der die „Tourtia“ abgelagert wurde, zu einer einzigen stratigraphischen Stufe (Cénomaniem) gehört und somit also nur in bescheidenem Ausmass heterochronen Charakter aufweist, verzichte ich hier auf eine nähere Beschreibung.

Kontinentale und paralische Lithofazies¹²⁾

a) *„Magnesian Limestone-Series“ Englands und Buntsandstein*

Am Beispiel der „Magnesian Limestone-Series“ Englands in ihrer Beziehung zur Buntsandsteinfazies soll dargelegt werden, dass auch unter paralischen und kontinentalen Sedimentationsbedingungen die Entstehung heterochroner Schichtglieder möglich ist. Die oberpermischen „Magnesian Limestone-Series“, welche in

¹¹⁾ Die Auffassung SENNS über den heterochronen Charakter der Liastransgression im Südtessin wurde von E. FOSSA-MANZINI und im Anschluss daran von V. NOVARESE angefochten. Im Exkursionsbericht L. VONDERSCHMITT (1940) wird nach näherer Prüfung der den verschiedenen Auffassungen zugrunde liegenden Argumente festgestellt, dass die geologischen Verhältnisse ohne Zweifel von E. FOSSA-MANZINI (und V. NOVARESE) nicht richtig gedeutet worden sind. — Es scheint aber die Möglichkeit zu bestehen, dass die Auffassung SENNS durch neue Fossilfunde noch Modifikationen erfahren wird.

¹²⁾ „Paralische Lithofazies“ wird hier verwendet entsprechend dem von J. TERCIER (1939) gegebenen Einteilungsschema der Sedimentgesteine nach genetischen Gesichtspunkten. („Paralisch“ ist abgeleitet vom griechischen παρά-αλος = nahe am Meer, fast im Meer gelegen. Paralische Sedimentation findet sich nach J. TERCIER im Bereich der kontinentalen Sockel,

England den Zechstein vertreten, gehen gegen oben ohne jede Diskordanz in den Buntsandstein über. Wie SHERLOCK schon 1911 nachgewiesen hat (vgl. R. L. SHERLOCK, 1947, p. 262 ff.), sind aber nicht nur diese normalstratigraphischen vertikalen Übergänge in den Buntsandstein vorhanden, sondern auch seitliche. Ausgehend von Northumberland nehmen die „Magnesian Limestone-Series“ gegen Süden an Mächtigkeit zusehends ab, bis sie im Gebiet von Nottingham ganz auskeilen. Konform zu dieser Mächtigkeitsabnahme lässt sich ein seitlicher Übergang der Schichtung — Lage für Lage — in den Buntsandstein erkennen. Es besteht kein Zweifel, dass in diesem Gebiet, wo Magnesian Limestone-Fazies und Buntsandsteinfazies miteinander wechselseitig verzahnt sind, beiden dasselbe Alter zukommt, aber es stellt sich die Frage, ob dieses oberpermisch oder untertriasisch sei. SHERLOCK nimmt an, es handle sich bei den Übergangsstellen in die Buntsandsteinfazies um echten Buntsandstein von untertriasischem Alter, denn er wird entsprechend dem in England ausgebildeten Normalprofil der Trias von Keuper und Rhaet überlagert¹³). Aus dieser Annahme ergibt sich, dass der südliche Teil der „Magnesian Limestone-Series“ als untere Trias datiert werden müsste, während demselben Schichtglied im Norden (Northumberland) oberpermisches Alter zukommt. — SHERLOCK selbst macht aber darauf aufmerksam (op. cit., p. 262), dass in der linksrheinischen bayerischen Pfalz ganz ähnliche geologische Verhältnisse vorliegen, die indessen paläontologisch anders gedeutet werden konnten. Auch hier geht der Zechstein seitlich in Lagen von Buntsandstein über, welche zum Buntsandstein gerechnet wurden, bis man Lamellibranchier vom Zechsteintypus darin fand. Hier liegen also die Verhältnisse umgekehrt, als sie SHERLOCK für England annimmt, indem ein Teil der germanischen Buntsandsteinfazies Süddeutschlands bis in das Perm hinunterreicht.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit spielt es an sich keine Rolle, ob die im Gebiet von Nottingham festgestellte seitliche Übergangszone von den „Magnesian Limestone-Series“ zum Buntsandstein oberpermisches oder untertriasisches Alter hat. Denn es steht auf jeden Fall fest, dass das eine der beiden Schichtglieder heterochron sein muss. Wenn es nicht die „Magnesian Limestone-Series“ sind, deren Fazies im Sinne von SHERLOCK seitlich vom Zechstein in die untere Trias wandert, so müsste es eben das Schichtglied des Buntsandsteins sein, das am einen Ort durch Fossilien als untertriasisch nachgewiesen werden kann, am andern Ort aber seitlich in das obere Perm überleiten würde.

sie hat im allgemeinen sehr weite, intrakontinentale oder perikontinentale Ausdehnung und ist durch kräftige terrigene Schüttung gekennzeichnet. Das Ablagerungsmilieu ist z. T. marin, z. T. brackisch und z. T. kontinental, so dass der Gesamtaspekt ein kompliziertes Ineinandergreifen dieser verschiedenen Sedimentationstypen ergibt. Der marine Anteil entstammt neritischen Verhältnissen und besteht zur Hauptsache aus detritischen Gesteinen; Organogenen Ablagerungen kommt untergeordnete Bedeutung zu. Paralische Sedimentationsgebiete zeichnen sich nach J. TERCIER oft durch kontinuierliche Senkung und gleichzeitige Wiederauffüllung aus (Subsidence); sie können dadurch beträchtliche Ablagerungsmächtigkeiten erreichen.

Es sei darauf hingewiesen, dass die Definition, die J. TERCIER für paralische Sedimentation gibt, nach neuerer amerikanischer Begriffsverwendung als Sedimentationstyp der intrakratonischen Becken (intracratonic basins, vgl. z. B. DAPPLES, KRUMBEIN, SLOSS, 1948) bezeichnet wird. Im deutschen Sprachgebrauch wurde „paralisch“ bisher meistens nur zur Kennzeichnung von Sedimentationsformen angewandt, die den Kohlenbecken eigen sind.

¹³) Bekanntlich wird die Trias Englands in Buntsandstein (= Bunter Series) und Keuper (= Keuper Series) eingeteilt, da keine dem germanischen Muschelkalk entsprechende Stufe ausgedehnt werden kann. Ob aber wirklich keine Sedimente vom Alter des Muschelkalks abgelagert wurden, ist eine umstrittene Frage (vgl. EVANS & STUBBLEFIELD, 1929, p. 319). Im allgemeinen wird angenommen, dass während der ganzen Muschelkalkzeit in England die Buntsandsteinfazies herrschte.

b) Oberdevon von NW-Pennsylvania (USA.)

Ein bekanntes Beispiel, an dem der seitliche Fazieswechsel demonstriert werden kann, bildet das obere Devon des Staates New York und des benachbarten Pennsylvania. Kontinentale, brackische, küstennahe und küstenfernere marine Faziestypen lösen sich im Streichen in wechselseitiger Verzahnung ab. Für verschiedene, nach lithologischen Gesichtspunkten definierte Formationstypen — wie „Catskill-“, „Portage-“, „Chemung-“ und „Naples-Fazies“ — nahm man ursprünglich an, dass ihnen über ihre ganze jeweilige Ausdehnung ungefähr gleiches Alter zukomme. Am Beispiel der „Catskill-Formation“, die gewöhnlich aus roten und graugrünen Sandsteinen mit dazwischen gelagerten Tonmergeln besteht, wies K. E. CASTER 1934 nach, dass diese Formation von E gegen W kontinuierlich jünger wird (vgl. R. C. MOORE, 1949 b, p. 19). Aber auch die übrigen oben genannten Formationstypen des Oberen Devons müssen nun nach CASTER und zahlreichen neueren Untersuchungen verschiedener Autoren als heterochrone Schichtglieder aufgefasst werden. Datierbare und nicht datierbare isochrone Leithorizonte (= Zeitmarken) durchschneiden diese in gleichbleibender Lithofazies ausgebildeten Formationen in diagonaler Richtung und beweisen dadurch das kontinuierliche Wandern einer bestimmten Lithofazies.

c) Riff-Fazies im Perm von West-Texas und New Mexico (USA.)

In neuester Zeit hat F. ROESLI (1950) die komplizierten stratigraphischen und faziellen Verhältnisse, die den Perm-Ablagerungen von West Texas und New Mexico eigen sind, zusammenfassend dargestellt. Im Zusammenhang mit der vorliegenden Betrachtung sei aus der Arbeit ROESLI ein einzelnes Problem herausgegriffen, nämlich die stratigraphisch-faziellen Verhältnisse des sog. Capitan Limestone.

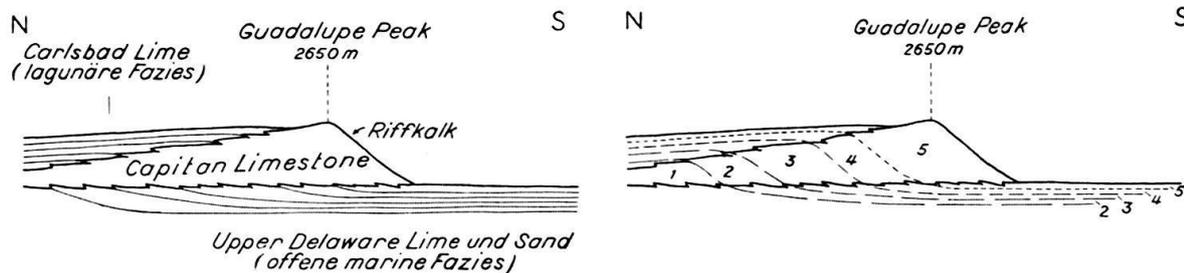


Fig. 2. Schematisches Profil zur Darstellung der Lagerungsverhältnisse des Capitan Limestone in den Guadalupe Mountains. (Nach F. ROESLI, 1950.)

Links: Darstellung der nach der Lithofazies ausscheidbaren Schichtglieder.

Rechts: Darstellung des Verlaufs der Isochronen (1 = älteste, 5 = jüngste Ablagerungen).

stone. Der Capitan Limestone bildet in lithologischer Hinsicht das markanteste Schichtglied der Guadalupe Mountains, die sich vom Südosten der USA.-Staates New Mexico gegen W-Texas in NNW—SSE-Richtung hinziehen. In einer Breite von wenigen Kilometern und auf über 100 km Längerstreckung (in N—S-Richtung) stellt der Capitan Limestone ein permisches Riff dar, das die lagunäre Fazies im N von der offenen marinen Fazies im S (mit permischer Ammonitenfauna) trennt. Der im S sehr mächtige Riffkalk verjüngt sich gegen N keilförmig. Wie Fig. 2 zeigt, wird er von dem in lagunärer Fazies ausgebildeten Carlsbad Lime überlagert (dünnbankige bräunliche Dolomite mit Zwischenlagerungen von Gips und „Red Beds“), und im Liegenden des Riffkalkes stösst man auf den Upper Delaware Lime und Sand (graue geschichtete Kalke mit Sandsteinlagen, Ammoniten-Trilobiten-Fauna enthaltend). Während langer Zeit und von verschiedenen

Autoren wurde die stratigraphische Stellung der drei nach der Lithofazies unterscheidbaren Schichtglieder Carlsbad Lime, Capitan Limestone und Upper Delaware Lime und Sand nicht richtig gedeutet. Man glaubte, der Carlsbad Lime transgrediere über den Capitan Limestone und sei gesamthaft jünger als der letztere. Genaue Untersuchungen ergaben dann aber, dass der Carlsbad Lime und die Riffkalke des Capitan Limestone seitlich miteinander verfingerter sind und in einzelnen Lagen sukzessive ineinander übergehen. Entsprechende seitliche Faziesübergänge fand man im südlichen Teil des Capitan Limestone an der Grenze gegen das im Liegenden folgende Schichtglied des Upper Delaware Lime.

Gestützt auf Fossilfunde, unter denen vor allem den in bezug auf das Ablagerungsmilieu wenig empfindlichen Fusulinen eine wesentliche Bedeutung zukommt, stellte es sich schliesslich heraus, dass es sich bei dem massig und recht homogen ausgebildeten Riffkalk des Capitan Limestone trotz seiner Einlagerung zwischen horizontale Schichten im Hangenden und im Liegenden um ein heterochrones Schichtglied handelt, das im Norden älter ist als im Süden. Die Riffbarriere, welche die lagunäre Fazies des Carlsbad Lime im Norden von der offenen marinen Fazies des Upper Delaware Lime im Süden trennte, wuchs allmählich gegen Süden. Das Ausmass des heterochronen Charakters ist in bezug auf die geologische Zeitskala nicht sehr beträchtlich und bleibt innerhalb der nach amerikanischem Standard „Guadalupian“ genannten Stufe des mittleren Perms. Im Norden liegen die Riffkalke im unteren und mittleren Teil des Guadalupians, im Süden in dessen oberem und obersten Teil. Wichtig für unsere Betrachtung ist vor allem die Tatsache, dass der Schlüssel für die stratigraphische Einteilung dieses interessanten Perm-Gebietes in dem Moment gefunden war, als man den heterochronen Charakter des Riffkalkes erkannte. Für alles Nähere sei hier auf die eingangs erwähnte zusammenfassende Arbeit von F. ROESLI (1950) verwiesen; Herrn Dr. F. ROESLI möchte ich auch an dieser Stelle für die Erlaubnis zur Wiedergabe der in Fig. 2 dargestellten Verhältnisse bestens danken.

Epikontinentale Lithofazies¹⁴⁾

a) Korallenfazies des Juras

Recht gut lässt sich die zeitliche Verlagerung einer bestimmten Lithofazies an den oberjurassischen Korallenkalke Frankreichs studieren. Ursprünglich verband man mit dem Namen „Corallien“ einen Zeitbegriff; dieser Name war geprägt worden bei der Gliederung der jurassischen Serien Englands und Nordfrankreichs, wo das stratigraphische Studium des Juras seinen Anfang genommen hatte. In diesem Gebiet wurde der obere Teil des Juras nach lithologischen Gesichtspunkten in folgende Stufen aufgeteilt:

¹⁴⁾ Unter epikontinentaler Sedimentation verstehen wir im Sinne von J. TERCIER (1939) Ablagerungen eines meist weiträumigen kontinentalen Schelfes, die vorwiegend auf chemische und organische Entstehung zurückzuführen sind; terrigene Einschwemmung hat nur untergeordnete Bedeutung. Das epikontinentale Milieu ist durch ausgeprägte vertikale Oszillationen des Untergrundes gekennzeichnet, die in Richtung gegen oben bis zur Emersion und gegen unten bis zur Überschreitung neritischen Ablagerungsverhältnisse führen können. Diese Oszillationen sind kräftiger als bei paralischen Sedimentationsbedingungen; letztere zeichnen sich in vermehrtem Mass durch kontinuierliche Senkung des Untergrundes und gleichzeitige Wiederaufschüttung aus (= Subsidence) (vgl. Fussnote 12, p. 141). – Es sei in diesem Zusammenhang darauf hingewiesen, dass TERCIER die neritischen Ablagerungsbedingungen — als Oberbegriff — unterteilt in die „Types paralique, épicontinental et marginal“ (J. TERCIER, 1939, p. 87).

- Portlandien (Kalkig-sandige Schichten)
- Kimeridgien (Tone und Mergel mit *Oppelia tenuilobata*)
- Corallien (Korallenkalk)
- Oxfordien (Tone und Mergel mit *Peltoceras transversarium*)
- Callovien (Kellaways rock) (Kalke und Kalksandsteine)

Im Anschluss an diese Gliederung versuchte man, die oberjurassischen Serien anderer Gegenden auf dasselbe Schema zurückzuführen, da man annahm, lithologisch gleichartig entwickelte Glieder der Schichtfolge seien auch gleichaltrig. Um die stratigraphische Stellung des Corallien entstand etwa in der Mitte des 19. Jahrhunderts eine wissenschaftliche Kontroverse. OPPEL, MARCOU, WAAGEN und MOESCH haben damals der Auffassung — die heute noch gilt —, dass „Coralliens“ in verschiedenen Horizonten des Oberjuras auftreten können, zum Durchbruch

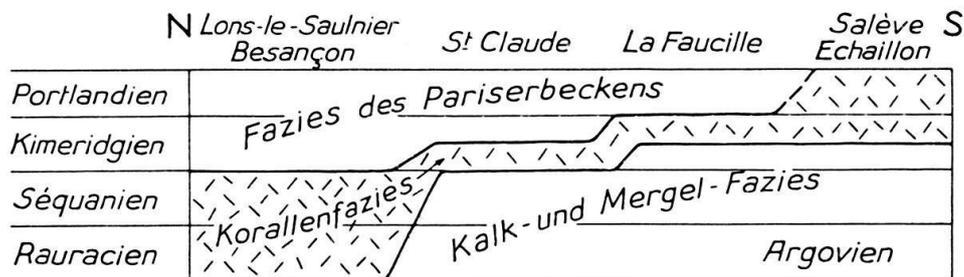


Fig. 3. Die heterochrone Korallenfazies im westlichen Jura.
(Nach M. GIGNOUX, 1950.)

verholfen. Am Beispiel des in Fig. 3 dargestellten schematischen Profils zwischen dem Faziesgürtel von Lons-le-Saulnier/Besançon und denjenigen der innersten Juraketten des Salève und des Echaillon lässt sich in eindrucklicher Weise erkennen, dass die Korallenfazies keineswegs eine synchrone Bildung darstellt, sondern sich im Laufe der Zeit kontinuierlich verlagert hat. Die Korallenriffe einer bestimmten Zeitstufe bilden jeweils langgestreckte Gürtel, die in SW—NE-Richtung angeordnet sind. Je näher ein solcher Gürtel zum Innenrand des Juras liegt, desto jünger ist er. So sehen wir, dass die dem äusseren Jurarand folgende Korallenriff-Zone von Besançon und Lons-le-Saulnier ein in der Fazies der „terrains à chailles“ ausgebildetes Oxfordien überlagert, während im Hangenden das Kimeridgien und Portlandien den Typus des Pariserbeckens aufweist. Weiter juraeinwärts, in der Gegend von St-Claude, finden wir im Liegenden der Korallenriffe die Cephalopoden-Kalke des Sequans und im Hangenden korallenführende Oolithe mit *Ostrea virgula*, d. h. das sog. Virgulien der Franzosen, das dem oberen Kimeridgien entspricht. Wenig weiter gegen den Genfersee zu, am Col de la Faucille, kann die Korallenfazies als oberes Kimeridgien (Virgulien) datiert werden, und in der innersten Kette des Juras, am Salève, greift sie bis ins Portlandien hinein. — Weiter im Süden, an der Stelle, wo sich die innersten Juraketten mit den äussersten subalpinen Ketten vereinigen, liegen 15 km NW Grenoble die bekannten Steinbrüche des Echaillon, in welchen Korallenkalk desselben Faziesgürtes ausgebeutet werden. Hier reicht diese Fazies bis in die unterste Kreide. Die stratigraphische Stellung dieser Korallenkalk entspricht somit dem Troskalk im Sedimentationsraum der helvetischen Decken.

Anhangweise sei auch auf die Hippuritenkalke der mediterranen Oberkreide hingewiesen, bei denen in bezug auf die heterochrone Bildungsweise ähnliche Verhältnisse wie beim „Corallien“ vorliegen. Die stratigraphische Situation des Hippuritenkalkes tritt aber nicht so klar hervor wie diejenige des „Corallien“, und es würde deshalb im Rahmen dieser Arbeit zu weit führen, näher darauf einzutreten.

b) *Trias und Jura Südwest-Deutschlands und der Schweiz*

Recht aufschlussreiche Untersuchungsergebnisse über die Beziehungen zwischen Fazies und Zeit stammen von M. FRANCK (1930 und 1937). M. FRANCK befasste sich mit dem Mesozoikum des germanischen Schelfes und konnte dabei aufzeigen, dass die im Gelände fassbaren Schichtgrenzen — über grössere Gebiete betrachtet — fast ausnahmslos lediglich als Faziesgrenzen aufgefasst werden dürfen. Nur selten fallen die Zeitgrenzen mit den Faziesgrenzen zusammen. Allerdings sei vorausgeschickt, dass der Zeitdauer der Fazieswanderungen in diesem Gebiet ziemlich enge Grenzen gesetzt sind. In zwei Beispielen sollen die Verhältnisse kurz näher dargelegt werden.

Der Obere Buntsandstein kann im Schwarzwald und nördlich desselben eingeteilt werden in Plattensandsteine unten und Rötmergel oben. In einem Profilschnitt vom Gebiet zwischen Schwarzwald und Odenwald gegen die linksrheinische Pfalz lässt sich erkennen, dass die Obergrenze des Plattensandsteins gegen W zu kontinuierlich jünger wird. Als zeitlicher Bezugshorizont kann u. a. eine Myophorienbank betrachtet werden, die sich in die Myophorienschichten Thüringens fortsetzt. In der Pfalz liegt diese Myophorienbank innerhalb des Voltziensandsteins, der den Plattensandstein überlagert, im Gebiet südlich des Odenwalds erscheint sie innerhalb der Röttone. Hiezu muss bemerkt werden, dass eine Myophorienbank, die als zeitlicher Bezugshorizont fungiert, nicht unbedingt als synchrone Bildung aufgefasst werden darf. Immerhin ist aber im vorliegenden Fall anzunehmen, dass die Myophorienbank in ganz bedeutend kleinerem Ausmass heterochron ist als die übrigen oben erwähnten Schichtglieder des Oberen Buntsandsteins. In dieser Beschränkung kann die Myophorienbank wohl als zeitlicher Bezugshorizont, nicht aber als eigentliche Zeitmarke betrachtet werden.

Die Grenze zwischen Buntsandstein und Unterem Muschelkalk, ferner zwischen Unterem und Mittlerem Muschelkalk, darf nach M. FRANCK (1930 und 1937) ebenfalls nur als Faziesgrenze aufgefasst werden, die die wirkliche Zeitgrenze schräg durchschneidet. Im Beckeninnern setzt die Bildung der Muschelkalkfazies früher ein als gegen den Beckenrand zu. Dies ist ohne weiteres verständlich, denn es handelt sich ja um nichts anderes, als um die allmähliche Transgression des zur Zeit des Wellengebirges sich ausbreitenden Meeres. Wir müssen deshalb annehmen, dass die Fazies des Wellengebirges im Zentrum des germanischen Sedimentationsgebietes früher einsetzt als beispielsweise im Gebiet des schweizerischen Tafeljuras.

Es kann nicht als Aufgabe dieser Arbeit betrachtet werden, die regionale Zusammenstellung FRANCKs über Trias und Jura des germanischen Sedimentationsgebietes hier weiter zu resümieren. Was für die Trias gilt, hat auch für die meisten übrigen im Gelände nach lithologischen Gesichtspunkten fassbaren Schichtglieder des Juras seine Gültigkeit. Denn die paläogeographischen Verhältnisse des germanischen Schelfgebiets waren während der Trias und während des Juras häufigen Wechseln unterworfen, und konform hiezu verlagert sich auch jede bestimmte Lithofazies. — Wenn deshalb in regionalgeologischen Zusammenstellungen über den Jura bestimmte Schichtglieder entsprechend ihrer Lithofazies über grössere

Gebiete verfolgt werden (siehe z. B. in der Arbeit H.J. SCHMASSMANN, 1945), so ist für die exakten stratigraphischen Zuweisungen stets das Prinzip mitzubedenken, dass der Verlauf von Faziesgrenzen und Zeitgrenzen keineswegs konform und parallel sein muss.

Geosynklinale Lithofazies

a) Die Formation des „Bright Angel shale“ im Kambrium des Grand Canyon (U S A.)

Das Kambrium Nordamerikas ist durch zwei langgestreckte Geosynklinalgebiete gekennzeichnet, die etwa N—S gerichtete „Cordilleran Geosyncline“ im Westen und die „Appalachian Geosyncline“ im Osten, deren Verlauf landeinwärts und etwa parallel zur heutigen Ostküste angenommen wird. Zum westlichen Geosynklinalgebiet gehören die im Grand Canyon aufgeschlossenen kambrischen Schichten, die in den letzten Jahren u. a. von E. D. MCKEE (1949) in fazieller Hinsicht näher untersucht worden sind. MCKEE hat dabei besonders auch die stratigraphischen Verhältnisse der „Bright Angel shale“-Formation genauer aufklären können. Diese Formation besteht aus einer Abfolge grüner Tonschiefer und detrischer Einschwemmungen. Sie hat eine Mächtigkeit von 100—150 m und überlagert den sog. „Tapeats sandstone“, während sie im Hangenden in mannigfacher Verzahnung an den sog. „Muav limestone“ grenzt. MCKEE verfolgte den „Bright Angel shale“ auf über 300 km W—E Erstreckung durch den Grand Canyon und stellte dabei fest, dass die tieferen Teile dieser Formation im äussersten Westen *Olenellus* führen und deshalb dem unteren Kambrium zuzuweisen sind. Im Osten aber finden sich im gleichen Abstand von der Liegendgrenze *Glossopleura* und andere mittelkambrische Fossilien. MCKEE betont, dass sich die Horizonte mit der mittelkambrischen Fauna als eigentliche Zeitmarke von dem Gebiet, wo sie im Osten nahe an der Untergrenze des „Bright Angel shale“ auftreten, gegen Westen verfolgen lassen. In schrägem Schnitt kommt dieser Fossilhorizont gegen W immer näher zur Obergrenze dieser Formation und tritt schliesslich in den Muav-limestone des Hangenden über (vgl. op. cit., Fig. 1, p. 37).

Wir wissen, dass das Kambrium, verglichen mit andern geologischen Perioden, eine sehr lange Zeitspanne umfasst. Der Schluss ist deshalb berechtigt, dass keines der im vorigen beschriebenen Beispiele ein annähernd gleich hohes Ausmass heterochronen Charakters erreicht, wie es bei der „Bright Angel shale“-Formation verwirklicht ist. Und es ist — wie im folgenden dargelegt werden soll — kein Zufall, dass dies unter geosynklimalen Sedimentationsverhältnissen zutrifft.

b) Bündnerschiefer und Flysch zwischen der Adula-Decke und dem Prätigau (Graubünden)

Vgl. Tafel VI

Im Bereiche der Schweizer Alpen liegt die ausgedehnteste Anhäufung geosynklinaler Sedimente im Bündnerschiefer- und Flyschgebiet zwischen der Adula-Decke und dem Prätigau. Bevor wir auf die stratigraphischen Verhältnisse dieses Gebietes — soweit sie uns im Rahmen dieser Arbeit interessieren — eintreten, muss klargelegt werden, was wir unter „Bündnerschiefer“ und „Flysch“ verstehen.

Der Ausdruck Bündnerschiefer wurde von BERNHARD STUDER 1836 eingeführt in seiner Beschreibung der Gebirgsmasse von Davos¹⁵). Später, in seiner Geologie der Schweiz, geht dann Studer von der Bezeichnung Bündnerschiefer ab, indem er

¹⁵) STUDER, B. (1836): *Die Gebirgsmasse von Davos in Graubünden*. Schweiz. naturf. Ges., Verh. 1836, und Neue Denkschriften 1, 1836.

hiefür „graue Schiefer“ sagt. Diese Bezeichnung wurde von CHARLES LORY für die Westalpen übernommen, er spricht von den Schistes gris, später dann von Schistes lustrés. Die Italiener nannten dieselbe Formation Calceschisti.

Mit Recht sagt ALBERT HEIM in seiner 1891 erschienenen Monographie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein¹⁶⁾, in welcher ein langes Kapitel den Bündnerschiefern gewidmet ist, dass bei der Wahl zwischen den synonymen Ausdrücken Bündnerschiefer, Schistes lustrés und Calceschisti dem Wort Bündnerschiefer der Vorzug zu geben sei. Schistes lustrés hat den Nachteil, dass lange nicht alle Schistes lustrés Glanzschiefer sind, und wenn wir Calceschisti sagen, so müssen wir bedenken, dass bei weitem nicht alle Calceschisti Kalk führen. Für den deutschen Sprachgebrauch ist es also gegeben, das Wort Bündnerschiefer zu verwenden. Was bezeichnen wir nun mit diesem Wort Bündnerschiefer?

Es handelt sich um einen ausgesprochen faziellen Sammelbegriff, der die Sedimentation der penninischen Geosynklinalen betrifft. Diese Geosynklinaltröge bilden sich mit Beginn der Lias rasch aus; gleichzeitig setzt kräftige Sedimentation ein, aber in noch stärkerem Maße, als die Tröge durch die Sedimentation aufgefüllt werden, sinken sie tiefer ein. Zur Ablagerung gelangt Kalk, Ton und meist feiner Sand. Es ist anzunehmen, dass starke Meeresströmungen für die Verteilung und ständige Umlagerung des Materials gesorgt haben. Fauna und Flora fehlen fast vollständig, denn gleichmässige Bedingungen, die für das Leben von Pflanzen und Tieren notwendig sind, waren im besten Falle nur auf ganz kleinen Bezirken verwirklicht. Diese geosynklinalen Ablagerungen von Kalken und Tonen und Sanden bilden das Ausgangsmaterial, aus dem die Bündnerschiefer entstanden sind, und zwar haben sie ihr heutiges Aussehen erlangt, nachdem zuerst einmal diagenetische Verfestigung stattgehabt hat. Später kam dann noch ganz verschieden intensive metamorphe Umwandlung hinzu, teils im Gefolge der Ophiolithintrusionen in die Geosynklinalen, ganz besonders aber im Zusammenhang mit den alpinen Orogenesen.

Im kleinen betrachtet, ist die Bündnerschiefersedimentation äusserst unregelmässig und inhomogen, im grossen gesehen aber zeigt sie keine Zyklen und keine irgendwie an eine Gesetzmässigkeit erinnernden Rhythmen; dadurch wirkt sie ausgesprochen eintönig. Neben den ganz vereinzelt Fossilhorizonten, oder exakter ausgedrückt Fossilnestern, fallen in diesen eintönigen Schichtreihen als lithologisch speziell ausgebildete Ablagerungen besonders einzelne Breccienlagen und die Radiolarite, bzw. die Radiolarien führenden Hornsteine auf. Es ist hier nicht der Ort, auf weitere Einzelheiten der Bündnerschiefersedimentation einzugehen, einzig der Hinweis darf nicht unterlassen werden, dass das penninische Geosynklinalgebiet in einzelne Tröge und trennende Geantiklinalen gegliedert war, und dass es in den nördlichen und südlichen Randgebieten allmählich in das epikontinentale Faziesgebiet der helvetischen und der ostalpinen Decken überleitet.

In den Geosynklinaltrögen der penninischen Decken, die sich während der Zeit des Juras immer weiter vertieften, hat die im kleinen so wechselvolle und im grossen so monotone Sedimentation der Bündnerschiefer angedauert, bis sie von den Flyschablagerungen abgelöst wurde.

Worin besteht nun, immer noch im genetischen Sinne betrachtet, der Unterschied zwischen Bündnerschiefern und Flysch? Mit dieser Frage hat sich in neuester Zeit u. a. auch P. NÄNNY (1948) befasst in seiner Arbeit über die Prätigauschiefer. NÄNNY charakterisiert die Bündnerschiefer einerseits und den Flysch andererseits

¹⁶⁾ HEIM, ALB. (1891): *Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein*. Beiträge z. Geol. Karte d. Schweiz, 25. Lfg.

recht klar, indem er sagt, dass beide einer orogenen Sedimentation entsprechen. Die Lithofazies der Bündnerschiefer ist aber in erster Linie an die Vorstellung von langsam sinkenden Geosynklinaltrögen gebunden, die Flyschfazies dagegen weist auf stärkere orogenetische Bewegungen hin, die mit ruckartigen Hebungen der schuttliefernden Schwellen beginnen. Deshalb ist die Bündnerschieferfazies wesentlich homogener als die Flyschfazies.

Allgemein gültige Kriterien, nach denen eine scharfe Grenze zwischen Bündnerschiefern und Flysch gezogen werden könnte, fehlen. In verschiedenen Geosynklinaltrögen allerdings wird man die Flyschfazies mit stärkeren Breccianschüttungen beginnen lassen, die in der Art und im Alter etwa der Gosauphase der Ostalpen entsprechen. In dieser Position erscheint — um ein Beispiel zu nennen — im Trog der Adula-Decke das sog. Hauptkonglomerat, das von H. JÄCKLI (1941) näher beschrieben wurde.

Zur Zeit von ALBERT HEIM herrschte die Auffassung vor, dass die Bündnerschiefer hauptsächlich dem Lias zuzuordnen seien, der Flysch dagegen dem Tertiär. Bei dieser damaligen Auffassung musste theoretisch immer eine klare Grenze zwischen Bündnerschiefern und Flysch angenommen werden. Heute wissen wir, dass in einer Geosynklinale der Typus einer durchlaufenden Sedimentation vom Lias bis ins Tertiär verwirklicht sein kann. Es ist der Fall, den die Westalpengeologen als „Série compréhensive“ bezeichnet haben. In einer Série compréhensive erübrigt es sich naturgemäss, eine scharfe Grenze anzunehmen zwischen Bündnerschiefern im untern Teil und Flysch im obern Teil. Es sei wiederholt, dass die orogenen Lithofaziesbedingungen durchlaufen, dass aber im untern Teil, in den Bündnerschiefern, die im grossen homogenen Sedimentationsverhältnisse eines langsam absinkenden Geosynklinaltroges vorherrschen; im obern Teil, im Flysch, aber zeichnen sich die den Hauptparoxysmen unmittelbar vorausgehenden ruckartigen Schuttlieferungen ab. Gleichzeitig enthält der Flysch im allgemeinen bedeutend reicheres organisches Leben, das besonders im Foraminiferegehalt zum Ausdruck kommt.

Die Tatsache, dass sich Bündnerschiefer und Flysch nicht immer mit Sicherheit voneinander abgrenzen lassen — der Übergang ist eben fliessend —, veranlasste NÄNNY (1948) zum Postulat, man solle den Flyschbegriff dem Bündnerschieferbegriff unterordnen. Die Bündnerschiefer sollten darnach also auch den Flysch umfassen. Ich glaube, dieses Postulat geht zu weit, denn vergessen wir nicht, dass es auch helvetische Decken gibt, in denen Flysch, sicher aber kein Bündnerschiefer vorhanden ist. Wenn wir der Begriffsentwicklung der letzten Jahrzehnte keine Gewalt antun wollen, liegt es sicher näher, auch weiterhin Bündnerschiefer und Flysch auseinanderzuhalten, soweit dies möglich ist.

Nach dieser generell gefassten Erläuterung der faziellen Sammelbegriffe „Bündnerschiefer“ und „Flysch“ können nun die Beziehungen zwischen Fazies und Zeit, die sich aus dem regionalen Studium des Bündnerschiefer-Flysch-Gebietes zwischen der Adula-Decke und dem Prätigau herauschälen, näher betrachtet werden. Die Ergebnisse der neueren geologischen Untersuchungen dieses Gebietes, auf die sich die nachfolgenden Angaben stützen, sind in folgenden Arbeiten enthalten: R. STAUB (1937/1942, 1938, 1942), H. JÄCKLI (1941, 1944), P. NÄNNY (1946, 1948) und W. K. NABHOLZ (1943, 1945, 1948a, 1948b).

Vorerst sei ein generalisierendes Bild der bisherigen stratigraphischen Kenntnisse dieses Sedimentationsgebietes entworfen, das in seiner Erstreckung von SSW (San Bernardino und Rheinwald) nach NNE (Klus östlich Landquart und Piz Vilan östlich Maienfeld) rund 65 km misst (siehe Tafel VI). Für die ursprüngliche Breite dieses geosynklinalen Ablagerungsraumes darf mit dem 2- bis 3fachen Be-

trag gerechnet werden. In tektonischer Hinsicht bilden die in Frage stehenden Schichtreihen die höchsten Teilelemente des mesozoischen Rückens der tiefpeninischen Adula-Decke (im südlichen Teil Tomül-Lappen + Grava-Serie genannt); sie entstammen einem einzigen, sicher schon primär zusammengehörigen Geosynklinalgebiet. Zwei eng begrenzte Bezirke dieses grossen Sedimentationsraumes sind heute durch paläontologische Feststellungen stratigraphisch eindeutig bestimmt:

Im Süden — in der nördlich des Rheinwaldes gelegenen Gebirgsgruppe des Bärenhorns und Piz Tomül — wissen wir, dass die stratigraphisch tieferen Schichtglieder der Grava-Serie und des Tomül-Lappens dank den Gryphäenfunden als sicherer Unterer Lias datiert werden können (vgl. Tafel VI), und im Norden — im Gebiet des Prätigaus — zeigen die Foraminiferenfunde mit Sicherheit an, dass die höheren Schichtglieder der ganzen geosynklinalen Schichtfolge eine vom Turonien bis ins Untereocaen reichende Abfolge darstellen.

Im Süden werden die im Hangenden des sicheren Unterlias folgenden Schichtglieder nach R. STAUB und H. JÄCKLI entsprechend ihrem lithologischen Aspekt einer durchlaufenden Schichtfolge („Série compréhensive“) zugeteilt. Es ist bekannt, dass man darnach annimmt, die vorwiegend Tonschiefer führenden Schichtglieder würden das Aalénien und den Dogger repräsentieren (Nolla-Tonschiefer im Profil Tafel VI), die Kalkschiefer den Malm (Nolla-Kalkschiefer im Profil Tafel VI) und die darüber einsetzende unruhigere Abfolge mit den Safierbreccien und Safierquarziten die Untere Kreide (kommt im Profil Tafel VI nicht zur Darstellung). Diese stratigraphische Annahme kann aber ausschliesslich durch lithologische Gesichtspunkte begründet werden.

Gerade umgekehrt liegen die Verhältnisse im Norden, d. h. im Prätigau. Wie erwähnt, konnte NÄNNY hier den obersten Teil der gesamten Schichtreihe paläontologisch belegen, und zwar vom Untereocaen bis ins Turonien hinunter. Die Schichtreihe setzt sich aber nach unten hin fort, und NÄNNY nimmt an, dass sie keine Schichtlücken aufweise. Unter der Pfävigrat-Serie, wie das mit Hilfe von Globotruncanen als Turonien datierte Schichtglied genannt wird, folgt die vorwiegend aus kiesligen Sandkalken und Kalken bestehende Sassauna-Serie (siehe z. B. Gipfel des Montalin im linken Teil des Profils Tafel VI). In Anlehnung an die lithologischen Ausbildungsformen im südhelvetischen Faziesbezirk hält NÄNNY den obern kiesligen Teil der Sassauna-Serie für den Vertreter des Gaulthorizontes, während der untere kalkig-mergelige Teil dem vermergelten Schrattenkalk entsprechen soll. Die im Liegenden folgende Valzeina-Serie würde nach NÄNNY das Äquivalent des untern Schrattenkalkes und der Drusbergschichten bilden, die im Südhelvetikum beide in der mergeligen Drusberg-Fazies entwickelt sind (das Profil Tafel VI schneidet das Dorf Valzeina und zeigt den Verlauf der Valzeina-Serie). Die tiefsten Schichten des Prätigaus schliesslich, die der aus Kieselkalken und Sandkalken bestehenden Klus-Serie (siehe Tafel VI) angehören, würden darnach den Hauterivien-Kieselkalk repräsentieren.

Für unsere jetzigen Betrachtungen ist nun folgender Gesichtspunkt wichtig: NÄNNY hat diese tieferen, paläontologisch nicht belegten, nach lithologischen Kriterien aber als unterkretazisch aufgefassten Schichtglieder gegen S und SSW mit grösster Gewissenhaftigkeit verfolgt. Vom Süden herkommend, aus der Region, deren Liegendes durch das Vorhandensein von Gryphäen als sicherer Lias gekennzeichnet ist, verfolgte H. JÄCKLI die über diesem Lias liegenden Schichtglieder gegen N und NNE. Naturgemäss trafen die vom N und vom S gegeneinander fortschreitenden Aufnahmen etwa in der Mitte zusammen, und zwar liegt das durch die gegenseitigen Aufnahmen gedeckte Gebiet im Westabfall der Stätzer-

hornkette gegen das Domleschg und in deren Nordabfall gegen den Vorderrhein und die Plessur bei Chur (vgl. auch Topographische Übersichtskarte auf Tafel VI).

In diesem Gebiet nun zwischen dem Domleschg und Chur können Schichtglieder ausgeschieden werden, die NÄNNY — von Norden herkommend — der Unteren Kreide zuweist; JÄCKLI aber, der ihre Fortsetzung gegen Süden verfolgte, stellt sie ins Aalénien oder in den Dogger. Mit dem Problem, das diese in der Tat bemerkenswerte Diskrepanz in sich birgt, wollen wir uns im folgenden befassen.

Vorerst sei sie am Beispiel eines typischen Schichtgliedes eingehender beschrieben: in lithologischer Hinsicht deutlich charakterisiert ist die von NÄNNY ausgeschiedene Valzeina-Serie. Sie besteht in der Hauptmasse aus schwarzen bis grauen, ebenflächigen Tonschiefern, denen meist dünne Kiesel- und Sandkalkbänklein eingelagert sind. Diese Serie lässt sich, vom Prätigau und von der 4 km ESE Landquart gelegenen Typlokalität ausgehend, gegen Süden weiterverfolgen. Bei Maladers, 2½ km SE Chur, überquert sie die Plessur, zieht zwischen dem Dreibündenstein und Ems durch den Nordabfall der Stätzerhornkette und läuft dann parallel zum Domleschg durch den Westabfall der Stätzerhornkette (siehe Tafel VI). Mit diesem Schichtglied nun fallen die Nolla-Tonschiefer zusammen, die H. JÄCKLI, ausgehend vom Safierberg und vom obersten Safiental, nördlich um den Piz Beverin und entlang dem Lauf der bei Thusis in den Hinterrhein mündenden Nolla bis ebenfalls hierher verfolgt hat (siehe Tafel VI). Im Untersuchungsgebiet des Schreibenden lässt sich — wie bereits erwähnt — feststellen, dass die Nolla-Tonschiefer wegen ihrer Überlagerung von fossilbelegtem Lias mit grösster Wahrscheinlichkeit ins Aalénien oder in den Dogger gestellt werden dürfen.

Der seitliche Zusammenhang, d. h. die Übereinstimmung von Valzeina-Serie und Nolla-Tonschiefern kann m. E. angesichts der gründlichen Terrainuntersuchungen nicht bezweifelt werden. Die Kriterien der Altersdatierung dieses Schichtgliedes sind im Norden — im Prätigau — und im Süden — im Gebiet nördlich des Rheinwald — etwa im gleichen Maße stichhaltig. An beiden Orten gelangten die mit der Terrainuntersuchung betrauten Geologen zur Auffassung, das in Frage stehende Schichtglied sei mit dem nächsten paläontologisch sicher datierbaren Horizont durch eine kontinuierliche Schichtreihe verbunden. Wenn wir diese Gesichtspunkte anerkennen, würden wir vor der Tatsache stehen, dass ein Schichtglied auf eine primäre Erstreckung von 120—180 km vom Aalénien oder Dogger bis in die Untere Kreide hinüberwechselt.

Eine derartige Grössenordnung heterochronen Charakters erscheint unwahrscheinlich, denn wir haben in den bisher besprochenen Beispielen gesehen, dass sich das zeitliche Ausmaß analoger Erscheinungen, bezogen auf die horizontale Ausdehnung, in bescheidenerem Rahmen hält.

Als Hinweis für die Richtung, in der wir zu einer vielleicht plausibleren Lösung dieses Zeitproblems gelangen, sei auf die detaillierten lithologischen Untersuchungen dieses Schichtgliedes aufmerksam gemacht. Als Ganzes betrachtet, stellt die Nolla-Tonschiefer/Valzeina-Serie wohl eine zusammenhängende lithologische Einheit dar, im einzelnen gesehen erkennen wir in ihrem Gesteinsgehalt zwischen Süden und Norden indessen einige wichtige Unterschiede: Im Süden, d. h. im Abschnitt zwischen Rheinwald, oberstem Safiental und dem Flußsystem der Nolla, besteht die Nolla-Tonschiefer-Serie, die als Folge tektonischer Verschuppung bis zu einer Mächtigkeit von 600 und 700 m anschwellen kann, aus grauen oder schwarzen glänzenden Tonschiefern, die gewöhnlich geringen Kalkgehalt aufweisen. Im obern Teil dieser Serie und besonders gegen E zu, erscheinen kalkige und sandige Gesteine. Besonders deutlich lässt sich die Entwicklung zu Kieselkalken in der Viamala feststellen, wie dies die Felswände von Hohen Rhätien und

Crapteig eindrucklich zeigen. Diese Entwicklung gegen E wollen wir hier nicht näher untersuchen. H. JÄCKLI rechnet die Kieselkalke der Viamala zur Nolla-Tonschiefer-Serie. R. STAUB und andere Autoren sind geneigt, diese Kieselkalke in die Kreide zu stellen. Die stratigraphische Unsicherheit ist hier jedenfalls sehr gross.

Gegen N lassen sich aber die Tonschieferhorizonte weiterverfolgen, und zwar — wie erwähnt — bis in die Valzeina-Serie des Prätigaus. Hier sind „den schwarzen bis grauen, oft seidenglänzenden, ebenflächigen Tonschiefern meist dünne Kiesel- und Sandkalkbänklein eingelagert“. Soweit entsprechen die Verhältnisse denjenigen im Süden. Neu ist hier aber das Auftreten von Breccien-Lagen, die hauptsächlich Quarz- und Dolomitkomponenten führen. Meist sind die Breccien fein, vereinzelt kommen aber grobe Lagen mit bis zu 10 cm grossen Komponenten vor.

Das Auftreten dieser Breccien spricht deutlich für unruhigere Sedimentationsverhältnisse als im Süden. Wir sehen also, dass die Lithofazies des Schichtgliedes Nolla-Tonschiefer/Valzeina-Serie über seine gesamte horizontale Erstreckung quer zum Geosynklinalraum schwache Differenzierungen aufweist. Es erscheint durchaus möglich, dass sich hinter diesen Differenzierungen unregelmässig verlaufende und unerkennbare Schichtlücken verbergen; das würde bedeuten, dass der vertikale und der seitliche Zusammenhang des in Frage stehenden Schichtgliedes nicht in vollem Umfang als kontinuierlich betrachtet werden kann. Am wahrscheinlichsten erscheint es mir, dass eine grössere Sukzession solcher unregelmässig verlaufender und in ihrem zeitlichen Ausmass nicht sehr beträchtlicher Schichtlücken angenommen werden darf. Den regionalen Umfang und das zeitliche Ausmass solcher mutmaßlicher Erscheinungen anzugeben, ist aber vorläufig völlig unmöglich.

Ich möchte nun auch noch die Verhältnisse kurz skizzieren, die sich im Liegenden der Nolla-Tonschiefer/Valzeina-Serie feststellen lassen. Dies ist deshalb interessant, weil wir hier Beobachtungen machen können, die den bereits besprochenen im Prinzip entsprechen und sie in einigen wichtigen Belangen ergänzen.

Im Liegenden der Nolla-Tonschiefer folgt im Gebiet zwischen dem obersten Safiental und Vals die Basis des Tomül-Lappens (vgl. Tafel VI). Sie besteht von unten nach oben aus Trias, die mit einer Schubfläche der Grava-Serie aufliegt, aus sicherem Unteren Lias mit den Gryphäenhorizonten und den Breccienlagen, aus Mittlerem Lias, repräsentiert durch \pm kalkige Sandsteine und Quarzite, und aus den sog. Bärenhorn-Schiefern, bei denen es sich um sandige Kalkphyllite handelt. Diese Bärenhorn-Schiefer gehen gegen oben kontinuierlich in die Nolla-Tonschiefer über.

Unter der Basis des Tomül-Lappens — tektonisch durch eine Schubfläche getrennt — findet sich die Grava-Serie (siehe Profil Tafel VI). In ihrer Schichtfolge lässt sich eine auffällige Ähnlichkeit mit der Basis des Tomül-Lappens erkennen. Sie beginnt unten ebenfalls mit überschobenen Triaslamellen, enthält sicheren Unteren Lias mit Gryphäenhorizonten und Breccienlagen und geht dann nach oben in sandige Quarzithorizonte über, die weniger ausgeprägt sind als in der Basis des Tomül-Lappens, und schliesslich in Kalkphyllite, die lithologisch mit den Bärenhorn-Schiefern vergleichbar sind. Höhere Schichtglieder, z. B. ein Analogon zu den Nolla-Tonschiefern, fehlen der Grava-Serie, denn über den Kalkphylliten folgt die überschobene basale Trias des Tomül-Lappens (vgl. auch: W. NABHOLZ, 1945, Tafel V).

Was nun hier interessiert, ist die Entwicklung dieser liasischen Schichtreihen von Grava-Serie und Tomül-Lappen quer zum geosynklinalen Ablagerungstrog, von Süden nach Norden. Auf der Strecke vom Gebiet des Bärenhorns bis zum Crap Grisch (vgl. Tafel VI), d. h. auf ca. 10 km Längserstreckung, lässt sich

in gut aufgeschlossenem Terrain deutlich feststellen, wie alle durch besondere lithologische oder faunistische Merkmale gekennzeichneten Schichtglieder des Unteren und Mittleren Lias gegen Norden in eine banalere Fazies übergehen, so dass sie im N nur noch mit grosser Schwierigkeit und schliesslich überhaupt nicht mehr unterschieden werden können. Die von Süden geschütteten Breccien keilen gegen Norden aus; die Fauna (Gryphäen, Belemniten, Pentacrinen) besiedelte ebenfalls nur das küstennahe Gebiet im Süden und verliert sich gegen Norden. Kieselschnurkalke und Sandsteine gehen gegen N sukzessive in atypische Kalkphyllite über. Alles in allem stellen wir fest, dass die \pm sandige Kalkphyllit-Fazies sämtliche lithologisch besonders ausgebildeten Horizonte gegen N sukzessive in sich aufnimmt.

Auffällig ist aber auch, dass sich die basale Trias des Tomül-Lappens nur bis ins Gebiet des Crap Grisch verfolgen lässt, wo sie in winzigen Schubspänen aussetzt. Und in diesem Gebiet nun, wo die Trias der Tomül-Lappen-Basis nicht mehr vorhanden ist, vereinigen sich die Kalkphyllite der Grava-Serie mit denjenigen des darüber liegenden Tomül-Lappens zu einer weiter im Norden untrennbaren Schichtreihe (siehe Profil Tafel VI). Ein Stück weit erkennen wir die Andeutung einer Überschiebungsfläche noch daran, dass ihr ein Grünschieferzug folgt; aber auch dieser setzt gegen Norden auffällig rasch aus, offensichtlich, weil die primär schwache Naht im Schichtverband, die im Süden die ophiolithische Intrusion begünstigte, im Norden nicht mehr verwirklicht ist.

Somit sprechen die Beobachtungen dafür, dass die Bärenhorn-Schiefer oder Kalkphyllite des Tomül-Lappens die tieferen liasischen Schichtglieder der Grava-Serie transgressiv überlagern und dass damit diese Kalkphyllite in den nördlicheren Gebieten nicht in ein der Grava-Serie angehörendes Kompartiment und ein solches des Tomül-Lappens getrennt werden können, sondern dass es sich um ein gemeinsames transgressives Schichtglied handelt. Als Ursache dieser transgressiven Überlagerung können nur embryonale oberliasische Bewegungen in Frage kommen, wie sie auch aus dem Helvetikum bekannt sind (vgl. R. TRÜMPY, 1945 und 1949).

Verfolgt man vom Gebiet des Crap Grisch diese sandigen Kalkphyllite gegen NE, so erkennt man, dass sie — stets im Liegenden der Nolla-Tonschiefer/Valzeina-Serie — in die Klus-Serie überleiten, welche zwischen Chur und Landquart die tiefsten Teile der östlichen Hänge des Rheintals aufbaut (siehe Profil Tafel VI). Der seitliche Zusammenhang der Klus-Serie mit den sandigen Kalkphylliten von Grava-Serie + Tomül-Lappen kann nicht bezweifelt werden. Die Veränderungen in der Lithofazies zwischen südlichen und nördlichen Teilen dieses Schichtgliedes entsprechen den Verhältnissen, wie wir sie von der Nolla-Tonschiefer/Valzeina-Serie kennengelernt haben. Die Klus-Serie des Prätigaus enthält orogene Horizonte, und zwar Breccien mit Dolomit- und Quarzkomponenten bis 2 mm Durchmesser, die gegen S auskeilen. Aus den vorstehenden Ausführungen geht hervor, dass hinsichtlich der Alterszuweisung für das Schichtglied Kalkphyllite/Klus-Serie die völlig gleichen Argumente zutreffen wie für Nolla-Tonschiefer/Valzeina-Serie. Das Ausmass und die Besonderheiten der heterochronen Ausbildung entsprechen sich in allen Belangen.

Ein weiterer Punkt, der hier nur mit einem kurzen Hinweis gestreift werden soll, betrifft das Verhältnis der Bündnerschiefer des Rückens der Adula-Decke zu den Lugnezerschiefern.

Aus früheren Veröffentlichungen des Verfassers (W. NABHOLZ, 1948 a, 1948 b), ferner auch aus dem Profil in Tafel VI geht hervor, dass die Lugnezerschiefer, die sich in den Rücken der tiefsten Tessiner-Decken zurückverfolgen lassen (Leven-

tina-, Lucomagno- und Simano-Decke), im Gebiet der Signina-Gebirgsgruppe (ca. 10 km nördlich des erwähnten Crap Grisch) direkt von den Kalkphylliten des Adula-Rückens (Tomül-Lappen + Grava-Serie) überlagert werden. Bis 4 km nördlich des Crap Grisch (Duviner-Tobel) ist die Trennung dieser beiden aus primär weit auseinanderliegenden Ablagerungsräumen stammenden Schichtglieder durch einen Triaszug gekennzeichnet. Nördlich des Duviner Tobels, wo der Triaszug auskeilt, wird diese Trennung rasch sehr schwierig, und in der Signina-Gebirgsgruppe muss nach den im gut aufgeschlossenen Gelände feststellbaren Verhältnissen durchaus die Möglichkeit in Erwägung gezogen werden, dass die hier sehr unscharf gewordene Grenze zwischen Lugnezerschiefern im Liegenden und Kalkphylliten des Adula-Rückens im Hangenden nicht tektonischer Natur ist, sondern auf primärer transgressiver Überlagerung durch die Kalkphyllite beruht. Diese Annahme würde bedeuten, dass schon vor Beginn der eigentlichen Flysch-Sedimentation eine Verschmelzung der geosynklinalen Ablagerungsräume im Bereich zwischen den tiefsten Tessiner-Decken und der Adula-Decke stattgefunden hat.

Die Besprechung dieser Beispiele möge genügen, um einige allgemein gültige Feststellungen über den seitlichen Zusammenhang einzelner Schichtglieder in Geosynklinaltrögen von alpinem Typus zu postulieren.

Es wird heute nicht bestritten, dass die allgemeine Bewegungstendenz im alpinen Geosynklinalgebiet vom Rückland gegen das Vorland gerichtet war. In diesem Zusammenhang sei auf das einfache Schema hingewiesen, mit dem M. FRANCK (1930) dargelegt hat, wie in einem Querschnitt durch die gesamten Alpen die Räume mit maximaler Schichtmächtigkeit von der Trias bis zur Kreide kontinuierlich von Süden gegen Norden wandern: in der Trias sind die Ablagerungsräume grösster Schichtmächtigkeit auf die Südalpen und die ostalpinen Decken konzentriert, während des Juras finden wir sie nach M. FRANCK im Bereich der penninischen Decken¹⁷⁾ und in der Kreide schliesslich im helvetischen Faziesbezirk. So wie dieses Schema im grossen gilt, trifft es nach unsern Untersuchungen auch im kleinen zu. Wir können feststellen, dass sich konform zu dieser allgemeinen Bewegungstendenz auch die durch eine bestimmte Lithofazies gekennzeichneten Sedimentationsgebiete kleineren Umfangs sukzessive vom Rückland gegen das Vorland verlagerten: Im vorstehenden versuchte ich darzulegen, dass wir uns dabei nicht einen restlos kontinuierlichen Vorgang vorstellen dürfen; ich glaube, wir kommen den wirklichen Verhältnissen am nächsten, wenn wir an eine Sukzession transgressiver Überlagerung denken, die sich vom Rückland gegen das Vorland zu bewegte. Wie gross bei diesem Vorgang das zeitliche Ausmass einzelner eventuell vorhandener Schichtlücken ist, können wir aber bei der herrschenden Fossillosigkeit nicht einmal vermuten.

Am Anfang dieses Abschnittes habe ich auf den Unterschied zwischen Bündnerschiefer- und Flysch-Fazies hingewiesen. Nach den dort dargelegten Kriterien

¹⁷⁾ In bezug auf die penninischen Decken stimmt die von M. FRANCK gegebene Darstellung mit dem auf präziseren Konstruktionen beruhenden Abwicklungsschema von J. CADISCH (1946) nur mit Vorbehalt überein (vgl. op. cit., Fig. 2, Section across the original alpine sedimentary region, constructed by means of unrolling the nappes and restoring the original sequence). CADISCH nimmt die grösste jurassische Schichtmächtigkeit im Gebiet zwischen der Adula-Decke und den südhelvetischen Decken an, d. h. also im nordpenninisch-südhelvetischen Raum. Die durch das sehr einfache Schema bestechende Darstellung FRANCKs darf also nur als Skizzierung des Prinzips betrachtet werden. Für die Übersicht über das abgewinkelte Sedimentationsprofil eines Querschnittes durch die Schweizer Alpen sei auf die erwähnte Figur von J. CADISCH verwiesen.

können die bisher besprochenen Beispiele den Bündnerschiefern zugerechnet werden, vielleicht mit der Konzession, dass sich in den basalen Schichtgliedern der Prätigauschiefer (Klus-Serie, Valzeina-Serie und Sassauna-Serie) bereits ein Übergang gegen die Flyschfazies abzeichnet. Wo nun im Bereich der penninischen Geosynklinalen eigentliche Flyschfazies verwirklicht ist, scheinen nach unsern bisherigen Kenntnissen heterochrone Schichtglieder zu fehlen. Als Beispiel sei das Schichtglied des Ruchberg-Sandsteins, die sog. Ruchberg-Serie, erwähnt. Nach dem Gehalt an untereocaenen Nummuliten und andern Mikrofossilien kann sie eindeutig datiert werden (vgl. P. NÄNNY, 1946). Die Ruchberg-Sandsteine erscheinen in der «Série compréhensive» des Prätigaus naturgemäss in bedeutend höherem Niveau als Klus- und Valzeina-Serie (siehe Profil Tafel VI, links aussen); sie lassen sich vom Prätigau ins Gebiet der ca. 20 km südlich gelegenen Lenzerheide weiterverfolgen, immer mit dem selben Fossilgehalt.

Die Ruchberg-Serie gehört zum höheren Flyschkomplex der Prätigauschiefer, und dieser ganze höhere Flyschkomplex transgrediert über den gesamten penninischen Ablagerungsraum als suprapenninischer Flysch. Denn von der südlich der Lenzerheide gelegenen Schynschlucht an zieht er über die hochpenninischen Elemente der Schamser-Decken hinweg gegen Süden und verbindet sich mit dem Oberhalbsteiner Flysch. Zur Zeit des Untereocaens muss dementsprechend der gesamt penninische Raum schon weitgehend zusammengeschoben gewesen sein. Es ist deshalb sehr wohl verständlich, dass in diesem Zeitpunkt, als der Zusammenschub im Prinzip vollendet war, sich keine Faziesverlagerungen mehr abzeichnen. In Übereinstimmung mit der tektonischen Interpretation der Begriffe Bündnerschiefer und Flysch kommen wir somit zur Feststellung, dass die Ausbildung heterochroner Schichtglieder im wesentlichen auf die Bündnerschieferfazies beschränkt ist. Sie wird hervorgerufen durch die langsamen, embryonalen Bewegungen vom Rückland gegen das Vorland. Mit den „ruckartigen“ Schüttungen aber, die sich in der Flyschfazies widerspiegeln, lässt sich die Annahme langsamer Wanderungen einer bestimmten Lithofazies nicht vereinbaren.

Zusammenfassung

Den Ausgangspunkt der vorliegenden Studie über die Beziehungen zwischen Fazies und Zeit bildete eine allgemeine Erörterung über den Begriff Fazies; es wurde festgestellt, dass „Fazies“ — im Sinne der Begründer dieser Bezeichnung angewandt — zur Kennzeichnung jeder Ausbildungs- oder Erscheinungsform einer in einer bestimmten Zeitspanne erfolgten sedimentären Ablagerung verwendet werden kann. Fehlt die Bezugnahme auf eine bestimmte stratigraphische Einheit, bzw. auf die Zeit, so sollte entsprechend einem von amerikanischer Seite ausgegangenen Vorschlag statt Fazies Lithofazies gesetzt werden. — Ein weiterer Abschnitt ist der Diskussion über das zeitliche und das räumliche Begriffssystem gewidmet. Die Gliederung in chronologische Einheiten, chrono-lithologische Einheiten und lithologische Einheiten wird in terminologischer Hinsicht näher behandelt.

Im Anschluss an diese allgemeinen Erörterungen befasst sich die vorliegende Arbeit mit dem Phänomen des Wanderns einer bestimmten Lithofazies durch eine längere Zeitspanne. Schichtglieder, auf die diese Erscheinung zutrifft, können als heterochrone Schichtglieder bezeichnet werden. An Beispielen, die möglichst verschiedenen Faziesbezirken und verschiedenen Sedimentationsmilieus

entnommen sind, wird das Vorkommen heterochroner Schichtglieder im einzelnen beschrieben.

Besonders eingehend werden die Verhältnisse im Sedimentationsraum der alpinen Geosynklinalen behandelt. In diesem Raum kann das Vorkommen heterochroner Schichtglieder infolge der hier herrschenden Fossillosigkeit nur bruchstückweise paläontologisch belegt werden. Tektonische Überlegungen sprechen aber deutlich dafür, dass nirgends in dem Maße mit der Möglichkeit der Ausbildung heterochroner Schichtglieder gerechnet werden muss, wie gerade im mobilen Raum der alpinen Geosynklinalen. Die Anwendung dieses Gedankens kann heute in vielen Fällen nur im Sinne einer Arbeitshypothese betrachtet werden, sie sollte aber auch dann nicht ausser acht gelassen werden, wenn die Grundlagen zur exakten Altersdatierung vorläufig noch fehlen.

Wenn wir uns abschliessend die Gesichtspunkte vergegenwärtigen, nach denen in der vorliegenden Betrachtung die Beziehungen zwischen Fazies und Zeit näher untersucht worden sind, so erkennen wir, dass dieses Thema offensichtlich in einer ganz bestimmten Richtung behandelt wurde. Nicht berührt wurden in erster Linie die Beziehungen zwischen Biofazies und Zeit, obschon dies einen ausserordentlich reichhaltigen Stoff ergeben würde. Aber ein auf diese Weise erweitertes Thema wäre rein paläontologisch-stratigraphischer Natur. Die vorliegenden Ausführungen sind bewusst auf den lithologischen Aspekt — die Lithofazies — bestimmter Schichtglieder beschränkt, denn bei geologischen Geländeaufnahmen ist es vor allem und oft ausschliesslich die Lithofazies, nach der die in Frage stehenden Schichtreihen erfasst werden können.

Literatur

(Ältere Werke von mehr historischem Interesse und Publikationen, die nur für die Behandlung allgemein-geologischer Fragen benutzt wurden, sind jeweils als Fussnoten im Text zitiert.)

- CADISCH, J. (1928): *Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation*. Geol. Rdsch. 19, Heft 2, p. 105—119.
- (1946): *On some Problems of Alpine Tectonics*. Experientia 2, p. 18—23.
- (1950): *Prätigauer Halbfenster und Unterengadiner Fenster, ein Vergleich*. Eclogae geol. Helv. 43, N^o 2, p. 172—180.
- DAPPLES, E. C., KRUMBEIN, W. C. & SLOSS, L. L. (1948): *Tectonic Control of Lithologic Associations*. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 32, No. 10 (October 1948), p. 1924—47.
- DIENER, C. (1925): *Grundzüge der Biostratigraphie*. Franz Deuticke, Leipzig und Wien.
- EATON, J. E. (1932): *Time Equivalent versus Lithologic Extension of Formations, discussion*. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 16, No. 10 (October 1932), p. 1043/44.
- EVANS, J. W. & STUBBLEFIELD, C. J. (1929): *Handbook of the Geology of Great Britain. A compilative work*. Thomas Murby & Co., London.
- FOURMARIER, P. (1934): *Vue d'ensemble sur la géologie de la Belgique*. Annales Soc. Géol. Belg., Mém., année 1933—1934.
- FRANCK, M. (1930a): *Beiträge zur vergleichenden Stratigraphie und Bildungsgeschichte der Trias-Lias-Sedimente im alpin-germanischen Grenzgebiet der Schweiz*. Neues Jb. Mineralogie etc., Beil.-Bd. 64, Abt. B.
- (1930b): *Das Wandern der „tektonischen“ Vortiefe in den Alpen*. Centralbl. Mineralogie, Geologie und Paläont. 1930, Abt. B, Nr. 1.
- (1937): *Ergebnisse neuer Untersuchungen über Fazies und Bildung von Trias und Jura in Südwest-Deutschland*. Geol. Rdsch. 28, Heft 6—8.
- GIGNOUX, M. (1950): *Géologie stratigraphique*. 4^e éd. Masson & Cie., Paris.
- GILLULY, J. (1949): *Distribution of Mountain Building in Geologic Time*. Bull. Geol. Soc. Amer. 60, No. 4 (April 1949), p. 561—590.

- HEDBERG, H. D. (1948): *Time-stratigraphic classification of sedimentary rocks*. Bull. Geol. Soc. Amer. 59, No. 5 (May 1948), p. 447—462.
- (1951): *Nature of time-stratigraphic units and geological time units*. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 35, No. 5 (May 1951), p. 1077—1081.
- JÄCKLI, H. (1941): *Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden)*. Eclogae geol. Helv. 34, N^o 1, p. 17—105.
- (1944): *Zur Geologie der Stätzerhornkette*. Eclogae geol. Helv. 37, N^o 1, p. 1—30.
- (1946): *Paläogeographische Studien im tiefpenninischen Flysch des Domleschg und Schams*. Eclogae geol. Helv. 39, N^o 2, p. 109—115.
- KREJCI-GRAF, K. (1950): *Über die Phasen der Gebirgsbildung*. Geol. Rdsch. 38, Heft 2, p. 112—124.
- KRUMBEIN, W. C., SLOSS, L. L. & DAPPLES E. C. (1949): *Sedimentary Tectonics and Sedimentary Environments*. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 32, No. 11 (Nov. 1949), p. 1859—1891.
- LEROY, L. W. (1950): *Subsurface Geologic Methods. (A Symposium.)* 2^e éd. Colorado School of Mines, Golden, Colorado.
- LOMBARD, AUG. (1949): *Critères descriptifs et critères génétiques dans l'étude des roches sédimentaires*. Bull. Soc. Belge Géol. etc. 58, fasc. 2, p. 214—271.
- (1950—1951): *Les mouvements de l'écorce terrestre et leur enregistrement géologique*. Revue de l'Université de Bruxelles.
- MCKEE, E. D. (1949): *Facies changes in the Colorado Plateau*. Mem. Geol. Soc. Amer., No. 39, p. 35—48.
- MOORE, R. C. (1949a): *Introduction to Historical Geology*. (McGraw-Hill Book Comp. Inc. New York, Toronto, London.)
- (1949b): *Meaning of Facies*. Mem. Geol. Soc. Amer., No. 39, p. 1—34.
- NABHOLZ, W. K. (1943): *Gryphaeenfunde in den Schistes lustrés-Serien Bündens und des Wallis*. Eclogae geol. Helv. 36, N^o 2, p. 224—226.
- (1945): *Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental*. Eclogae geol. Helv. 38, N^o 1, p. 1—119.
- (1948a): *Das Ostende der mesozoischen Schieferhülle des Gotthard-Massivs im Vorderrheintal*. Eclogae geol. Helv. 41, N^o 2, p. 247—268.
- (1948b): *Bericht über die Exkursion ins Kristallin der Adula-Decke und in die Bündnerschieferregion des Valsertals und des Lugnez*. Eclogae geol. Helv. 41, N^o 2, p. 297—306.
- NÄNNY, P. (1946): *Neuere Untersuchungen im Prätigauflysch*. Eclogae geol. Helv. 39, N^o 2, p. 115—132.
- (1948): *Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur*. Diss., Zürich.
- PIA, J. (1930): *Grundbegriffe der Stratigraphie mit ausführlicher Anwendung auf die europäische Mitteltrias*. (F. Deuticke, Leipzig und Wien.)
- ROESLI, F. (1950): *Zur Paläogeographie der Perm-Ablagerungen von West-Texas — New Mexico*. Bull. Ver. schweiz. Petroleumgeologen und Petroleumingenieure 17, Nr. 53, p. 29—38.
- RUTSCH, R. F. (1947): *Paläontologische Arbeitsmethoden in der Erdölgeologie*. Bull. Ver. schweiz. Petroleumgeologen und Petroleumingenieure, No. 47, p. 14—28.
- SALOMON, W. (1925): *Grundzüge der Geologie*. (E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.)
- SCHENK, H. G., HEDBERG, H. D., TOMLINSON, C. W., EATON, J. E. and WHITE, R. T. (1941): *Stratigraphic Nomenclature, discussion*. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 25, No. 12 (Dezember 1941), p. 2195—2211.
- SCHINDEWOLF, O. H. (1950a): *Grundlagen und Methoden der paläontologischen Chronologie*. 3. Aufl. (Naturw. Verlag, vorm. Gebr. Borntraeger, Berlin-Nikolassee.)
- (1950b): *Grundfragen der Paläontologie*. (E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.)
- SCHMASSMANN, HJ. (1944): *Stratigraphie des mittleren Doggers der Nordschweiz*. Tätigkeitsber. naturf. Ges. Baselland 14, p. 13—180. (Diss. Basel.)
- SENN, A. (1934): *Beiträge zur Geologie des Alpensüdlandes zwischen Mendrisio und Varese*. Eclogae geol. Helv. 18, N^o 4, p. 550—632.
- SHERLOCK, R. L. (1947): *The Permo-Triassic Formation*. (Hutchinson's Scientific and Technical Publications. London, New York etc.)
- SIMON, W. (1948): *Zeitmarken der Erde. Grund und Grenze geologischer Forschung*. (Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.)

- SLOSS, L. L., KRUMBEIN, W. C. & DAPPLES, E. C. (1949): *Integrated Facies analysis*. Mem. Geol. Soc. Amer., No. 39, p. 91—124.
- STAUB, R. (1937/1942): *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer*. Vjschr. naturf. Ges. in Zürich 82 und 87.
- (1938): *Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden*. Eclogae geol. Helv. 31, N^o 2, p. 345—353.
- (1942): *Über die Gliederung der Bündnerschiefer im Wallis*. Eclogae geol. Helv. 35, N^o 2, p. 112—115.
- STREIFF, V. (1939): *Geologische Untersuchungen im Ostschams (Graubünden)*. Diss. Zürich.
- TERCIER, J. (1939): *Dépôts marins actuels et séries géologiques*. Eclogae geol. Helv. 32, p. 47—100.
- (1947): *Le Flysch dans la sédimentation alpine*. Eclogae geol. Helv. 40, p. 163—198.
- TOMLINSON, C. W. (1940): *Technique of stratigraphic Nomenclature*. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 42, N^o 11 (November 1940), p. 2038—2046.
- TRÜMPY, R. (1945): *Le Lias autochtone d'Arbignon (Groupe de La Dent de Morcles)*. Eclogae geol. Helv. 38, N^o 2, p. 421—429.
- (1949): *Der Lias der Glarner Alpen*. Denkschriften der Schweiz. naturf. Ges., Bd. 79, Abh. 1.
- VONDERSCHMITT, L. (1940): *Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geol. Gesellschaft in den Südtessin*. 30. September bis 2. Oktober 1940. Eclogae geol. Helv. 33, N^o 2, p. 205—219.
- WEGMANN, E. (1950a): *Diskontinuität und Kontinuität in der Erdgeschichte*. Geol. Rdsch. 38, Heft 2, p. 125—132.
- (1950b): *Le spectre des mouvements de l'écorce terrestre et leur enregistrement dans les sédiments*. Int. Geol. Congress, Reporte of the Eighteen Session, Great Britain 1948, Part IV, p. 94—99.
-

