Fachinformationsdienst Biodiversitätsforschung

UB Universitätsbibliothek Frankfurt am Main

DFG Deutsche Forschungsgemeinschaft

FID Biodiversitätsforschung

Decheniana

Verhandlungen des Naturhistorischen Vereins der Rheinlande und Westfalens

Tektonische Fossil- und Gesteinsdeformation im Gebiet von St. Goarshausen - Rheinisches Schiefergebirge : mit 8 Abbildungen im Text und 5 Tafeln

Breddin, Hans

1957

Digitalisiert durch die *Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg, Frankfurt am Main* im Rahmen des DFG-geförderten Projekts *FID Biodiversitätsforschung (BIOfid)*

Weitere Informationen
Nähere Informationen zu diesem Werk finden Sie im:
Suchportal der Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg, Frankfurt am Main.

Bitte benutzen Sie beim Zitieren des vorliegenden Digitalisats den folgenden persistenten Identifikator:

urn:nbn:de:hebis:30:4-168000

Visual Library

Decheniana Bd. 110, Heft 2	Seite 289—350	Bonn, Dez. 1957

Tektonische Fossil- und Gesteinsdeformation im Gebiet von St. Goarshausen

(Rheinisches Schiefergebirge)

Von Hans Breddin, Aachen

Mit 8 Abbildungen im Text und 5 Tafeln.

Inhalt

Seite

Einleitung 290

1. Historisches zur Fossilverformung 291
2. Grundlagen und Methoden der Ermittlung der Berechnung der Verformung von Fossilien 293
3. Technisches zur Berechnung der Fossildeformation 305
4. Zur Geologie des Arbeitsgebietes 310
5. Die einzelnen Fossilfundpunkte 312
6. Das Ausmaß der tektonischen Gesteinsdeformation im Bereich des Meßtischblattes St. Goarshausen 329
7. Fossil- und Gesteinsdeformation im Hunsrückschiefer 332
8. Zur Arbeit von J. H. Hellmers: Crinoidenstielglieder als Indikatoren der Gesteinsdeformation 334
9. Richtungslose und gerichtete Schiefrigkeit 335
10. Tektonische Gesteinsdeformation und Faltung 337
11. Tektonische Gesteinsdeformation, Störungs- und Spaltentektonik 341
12. Tektonische Gesteinsdeformation und tektonische Methoden im Rheinischen Schiefergebirge 343

Zusammenfassung 345

Schriftenverzeichnis 347

Erklärung zu Tafel I 348

Erklärung zu Tafel II 350

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

EINLEITUNG

In einem unlängst erschienenen Aufsatz (BREDDIN, 1956a) hat der Verfasser dargelegt, daß das Rheinische Schiefergebirge außer von der Faltung noch von einem weiteren tektonischen Vorgang betroffen worden ist. Dieser ist zwar auf die gleiche Beanspruchung durch gerichteten Tangentialdruck zurückzuführen, hat aber sowohl in seinem mechanischen Ablauf wie in seinen geologischen Auswirkungen einen ganz anderen Charakter. Es handelt sich um die tektonische Gesteinsdeformation.

Während die Faltung ihrer Natur nach ein zweidimensionaler Vorgang ist — Verkürzung in der Richtung quer zum wirkenden Druck, Auslängung nach „oben" und „unten", aber ohne Auslängung nach der Seite — ist die tektonische Gesteinsverformung dreidimensional. Der Verkürzung des Gesteins in der Querrichtung entspricht ebenso wie in jedem Körper, der plastisch verformt wird, eine Auslängung in allen Richtungen quer zur Richtung des wirkenden Druckes. Wie in der eben genannten Arbeit im einzelnen nachgewiesen wurde, ist die Auslängung in den meisten Gebieten des Rheinischen Schiefergebirges in allen Richtungen gleich stark gewesen. Sie entspricht daher in der Regel der Verformung einer Kugel zu einem Rotationsellipsoid mit kurzer Achse. Daraus folgt weiter, daß der Bereich des Rheinischen Schiefergebirges während der varistischen Orogenese um große Beträge seitlich ausgelängt worden sein muß. Diese Erkenntnis berührt die Grundlagen unserer Vorstellungen von der Tektonik des Rheinischen Schiefergebirges und wirkt sich daher auf viele tektonische Probleme dieses Gebietes aus, und zwar sowohl auf solche der Faltungs- und der Störungs- als auch der Spaltentektonik.

Gewonnen wurde diese Erkenntnis durch das Studium der Verformung der Fossilien. Es liegt auf der Hand, daß die Verformungen von Vorzeichnungen im Gestein, deren Maße bekannt sind und die zu einem großen Teil regelmäßige geometrische Figuren mit Symmetrie und rechten Winkeln oder gar Kreisformen darstellen, sich mathematisch erfassen lassen müssen. Auf diese Weise kann man Art und Ausmaß der Deformation der Fossilien und damit der des sie einschließenden Gesteins, das ihnen die Deformation aufgeprägt hat, in allen Einzelheiten und oft sogar mit großer Genauigkeit bestimmen. Dies hat sich in unzähligen Fällen als durchführbar erwiesen. Das Ergebnis dieser Untersuchungen, die sich einerseits auf die Paläontologie, andererseits auf die Mathematik stützen, entspricht nicht in jeder Hinsicht den Vorstellungen, die man sich bislang über die Vorgänge gemacht hat, die sich während der Gebirgsbildung innerhalb der großen Orogene abgespielt haben. Es könnte daher zur Revision einiger Denkweisen in der Tektonik und zur Entwicklung neuer tektonischer Methoden Anlaß geben, die sich nicht allein auf das Rheinische Schiefergebirge zu beschränken brauchten.

In einer weiteren Veröffentlichung (BREDDIN 1956b) hat der Verfasser versucht, die neuen Erkenntnisse und Methoden auf den Karbongürtel am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges anzuwenden. Die vorliegende Arbeit bringt nun ein weiteres Anwendungsbeispiel aus dem Gebiet des Rheinischen Schiefergebirges selbst. Das Gebiet um St. Goarshausen wurde deshalb ausgewählt, weil es sich einmal um das Heimat- und Arbeitsgebiet des ausgezeichneten Geologen und Paläontologen A. FUCHS handelt, der in einer 1915 erschienenen Abhandlung bereits stark deformierte Fossilien aus dieser Gegend in großer Artenfülle beschrieben und abgebildet hat. Es lag nahe, an diese Forschun-

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

gen anzuknüpfen und sie, wenn auch mit anderer Tendenz, fortzusetzen. Ein weiterer Anlaß war, daß im Geologischen Institut der Technischen Hochschule Aachen sich gut erhaltenes und sorgfältig bestimmtes Material befindet, das vor mehr als 50 Jahren der bekannte Aachener Geologe HOLZAPFEL in dieser Gegend gesammelt hat. Von HOLZAPFEL (1904) stammt auch die erste geologische Spezialaufnahme des Blattes St. Goarshausen. Weiterhin war für die Wahl des Arbeitsgebietes ausschlaggebend, daß dieses Gebiet unmittelbar an den Bereich des Hunsrückschiefers angrenzt, so daß sich Schlußfolgerungen auf das Ausmaß der Gesteinsverformung an den bekannten Fossilfundpunkten des Hunsrückschiefers ergeben, denen für die Gesamtbeurteilung des Deformationsproblems im Rheinischen Schiefergebirge eine besondere Bedeutung zukommt.

Die Arbeit bringt zunächst einen Überblick über die Grundlagen und Methoden der Berechnung der Gesteinsdeformation mit Hilfe der Fossilien. Im zweiten Teil wird sodann die Deformation der Fossilien von 47 Fundpunkten im Bereich des Meßtischblattes St. Goarshausen behandelt, und zwar überwiegend auf Grund der Abbildungen in der Abhandlung von FUCHS (1915), des Materials der Sammlung HOLZAPFEL in Aachen und eigenen Aufsammlungen des Verfassers im Jahre 1954. Der dritte Teil der Arbeit bringt einige Schlußfolgerungen, die sich aus solchen Berechnungen für die Tektonik des Gebietes und für die allgemeine Tektonik, insbesondere des Rheinischen Schiefergebirges, ergeben.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft bin ich für die weitgehende finanzielle Unterstützung meiner Arbeiten dankbar. An den Messungen und Berechnungen der Fossilien beteiligte sich Dipl.-Ing. GÖTZ GRAEFE in Aachen, die Photos fertigte Frau D. MERTEL in Aachen an.

1. Historisches zur Fossilverformung

Daß sich aus der Verformung der Fossilien Schlüsse auf die Verformung des sie enthaltenen Gesteins ziehen lassen, ist schon um die Mitte des vorigen Jahrhunderts von englischen und französischen Forschern erkannt worden (vgl. BREDDIN 1956 a, S. 296). HAUGHTON (1856) versuchte das Problem der Fossilverformung auch mathematisch zu behandeln. Er erkannte, daß im englischen Paläozoikum die Fossilien zusammen mit dem sie einschließenden Gestein in vielen Fällen so verformt worden sind, wie eine Kugel zu einem Rotationsellipsoid mit kurzer Achse. In Frankreich kam DUFET (1875) zu ähnlichen Ergebnissen. Die mathematische Berechnung des Ausmaßes der Fossilverformung hat sich freilich in England wie in Frankreich auf Ansätze beschränkt.

In späterer Zeit hat WETTSTEIN (1886) das Problem der Fossildeformation erneut aufgegriffen. Seine bekannten Untersuchungen über die Deformation der Glarner Fische ergaben zwar die Möglichkeit der Entzerrung von Fossilien und der Wiederherstellung ihrer Urform, konnten aber zur Lösung des Problems der Gesteinsdeformation erst wenig beitragen, da die Voraussetzungen hierzu noch nicht vorlagen (vgl. BREDDIN 1956 a, S. 296—297).

Den tektonischen Folgerungen, die vom Verfasser heute gezogen werden, ist bereits ALBERT HEIM (1878) sehr nahe gewesen. Wenn HEIM in seinen alpinen Arbeitsgebieten deformierte Fossilien in solcher Fülle gefunden hätte, wie sie im Rheinischen Schiefergebirge vorkommen oder seine tektonischen Studien auch auf dieses Gebiet hätte ausdehnen können, wäre er wahrscheinlich schon damals zu den heutigen Erkenntnissen über das Wesen der tektonischen Gesteinsdeformation

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

und ihre zentrale Stellung innerhalb der Tektonik der großen Orogene gekommen.

Daß gegen Ende des vorigen Jahrhunderts die historische Betrachtungsweise in der Geologie die Vorherrschaft gewann, war der Lösung solcher Probleme der Tektonik, bei denen räumliche Geometrie und Mathematik eine wesentliche Rolle spielen, weniger förderlich. Nichtsdestoweniger ist aber auch in dieser Zeit der bedeutende Geologe E. KAYSER in seinem bekannten Lehrbuch bereits zu ähnlichen Erkenntnissen gekommen wie der Verfasser, ohne sie freilich eindeutig zu formulieren oder tektonisch auszuwerten. Er schreibt (1921, S. 266), „daß alle in solchen (geschieferten, d. Verf.) Gesteinen enthaltenen noch erkennbaren Versteinerungen quer zur Schieferung zusammengedrückt, in der Schieferungsebene aber ausgewalzt und gestreckt sind."

Die grundlegenden Erkenntnisse über den Deckenbau der Alpen seit dem Anfange dieses Jahrhunderts führten zu einer neuen Entwicklung. Seit dieser Zeit sind die aus den Alpen gewonnenen Vorstellungen für die Tektonik ganz allgemein maßgebend geworden. Weil in den Alpen aber tektonisch deformierte Fossilien nur eine untergeordnete Rolle spielen, ist es zu ihrer Auswertung für die Tektonik, von ALBERT HEIM's Arbeiten abgesehen, bislang nicht gekommen. Die oben erwähnten Erkenntnisse aus dem vorigen Jahrhundert gingen sogar wieder verloren. Die Erfassung der tektonischen Deformationen ging seit dieser Zeit vielmehr auf die neu entstandene Spezialwissenschaft der Gefügekunde (begründet vor allem durch W. SCHMIDT und B. SANDER) über, die sich überwiegend an den alpinen Verhältnissen, insbesondere denen der Ostalpen, ausrichtete.

Die Methoden der Gefügekunde sind für die Erkennung der Deformation der Gesteine von universaler Bedeutung und daher unentbehrlich. Wenn nun heute neben die Gefügekunde die Methode der Bestimmung der Gesteinsdeformation an Hand der verformten Fossilien tritt, so bedeutet dies insofern keine Konkurrenz für die ältere Methode, als der Anwendungsbereich der neuen Arbeitsweise zunächst auf die Gebiete mit Fossilführung beschränkt ist. Freilich ergibt sie in diesem Raum mehr und präzisere Ergebnisse als die Gefügekunde. Daß die fossilführenden Bereiche meistens auch tektonisch einfacher gebaut sind, wirkt sich dahin aus, daß manche grundlegenden Erkenntnisse hier leichter gewonnen werden können als in dem komplizierten tektonischen Gebäude der Alpen, insbesondere ihrer kristallinen Gebiete, auf die die Grundvorstellungen der heutigen Gefügekunde und ihrer tektonischen Anwendung der Hauptsache nach zurückgehen.

Im Rheinischen Schiefergebirge ist der Verfasser schon vor 26 Jahren (BREDDIN 1931a und b) zu den gleichen Ergebnissen gekommen, die er in seinen ab 1956 erschienenen Aufsätzen vertritt. Manche Fachgenossen haben indessen die wesentlichen Ergebnisse seiner Arbeiten so behandelt, als wenn sie überhaupt nicht geschrieben worden wären. Zum Teil mag dies auf die zu geringe Ausführlichkeit der Begründung zurückzuführen sein; diese ist daher in den ab 1956 erschienenen Veröffentlichungen (insbesondere 1956a) wesentlich erweitert worden. Die Beweisführung war letzten Endes aber schon 1931 nicht weniger eindeutig als heute, denn die grundlegenden Befunde an den deformierten Fossilien, die dort mitgeteilt wurden, hätten sich ohne großen Aufwand an Zeit und Arbeitskraft an einigen Schubladen deformierter Fossilien, wie sie sich in den Sammlungen der meisten geologischen Institute vorfinden, ohne weiteres nachprüfen lassen. Für das Grundprinzip der Fossil- und Gesteinsdeformation im Rheinischen Gebirge, die einseitige

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Verkürzung quer zur Schiefrigkeit unter allseitiger Auslängung in der Ebene der Schiefrigkeit, ist also die mathematische Behandlung nicht einmal ausschlaggebend gewesen.

Im Wege standen den neuen Erkenntnissen über die Natur der Gesteinsdeformation offenbar auch Vorstellungen über die Entstehung der Schiefrigkeit, die zuerst in den USA und später in den Alpen aufkamen und nach denen die Schiefrigkeit als Ergebnis einer Scherbeanspruchung der Gesteine entstanden sein sollte. Diese Gedankengänge scheinen in dem Umstande, daß die Schiefrigkeit in vielen Gebieten ein flaches Einfallen hat und manchmal sogar horizontal liegt, eine wesentliche Stütze gehabt zu haben. Ein weiteres Hindernis dürfte die weitverbreitete Annahme gewesen sein, daß Schiefrigkeit und Faltung wegen ihres Zusammenvorkommens auf ein und denselben Deformationsvorgang zurückgeführt werden müßten. Alle diese Vorstellungen stehen indessen in klarem Widerspruch zu den eindeutigen und einfachen Befunden an den deformierten Fossilien und den mit Hilfe von Mathematik und Mechanik daraus sich ergebenden ebenso einfachen und eindeutigen Folgerungen. Den Einwand, daß die Schiefrigkeit im Rheinischen Schiefergebirge etwas anderes sei als die Schieferung in den übrigen Gebieten Europas und im kristallinen Grundgebirge, kann der Verfasser nicht gelten lassen.

Bemerkenswert ist, daß manche Tektoniker auch noch nach 1956 von den alten und neuen Erkenntnissen über die tektonische Deformation der Fossilien und den sich daraus ergebenden Schlußfolgerungen keine Kenntnis genommen haben, so z. B. K. Metz in seinem im Sommer 1957 neu erschienenen „Lehrbuch der tektonischen Geologie".

2. Grundlagen und Methoden der Ermittlung und Berechnung der Verformung von Fossilien

Eine eingehende Darstellung der Grundlagen der Fossildeformation findet sich in dem oben zitierten Aufsatz des Verfassers (Breddin 1956a). Hier sollen nur in Kürze die wesentlichsten Punkte daraus zusammengestellt werden.

Fossilien können diagenetisch und tektonisch verformt sein. Die diagenetische Verformung ist durch den statischen Vertikaldruck der auflagernden Gesteinsmassen herbeigeführt worden. Sie beruht auf einem Volumschwund, der in erster Linie durch einen Abgang von Wasser bewirkt worden ist. Das Ergebnis ist eine Verkürzung der Gesteine in der Richtung quer zur Schichtung. Eine Auslängung in der Schichtung hat dagegen nicht stattgefunden. Die diagenetische Gesteinsverformung kann zu mannigfachen Deformationen der Fossilien führen, die freilich bisher noch wenig erforscht worden sind.

Die tektonische Deformation ist dagegen durch gerichteten Tangentialdruck hervorgerufen worden, und zwar meist zu einer Zeit, in der die Gesteine bis zu einem ± hohen Grade bereits verfestigt und gefaltet gewesen sind. Sie geht also nicht auf Scherspannungen, sondern auf Normalspannungen zurück. In ihrer leichtesten Form führt sie ebenfalls nur zu einer Verkürzung unter reinem Volumverlust (Beispiel: ein Teil des Ruhroberkarbons, Breddin 1956b). In der Regel aber bewirkt sie eine Auslängung der Gesteine in allen Richtungen quer zum wirkenden Druck. Dieser Verformungsprozeß führt in tonigen und feldspathaltigen Gesteinen zur Herausbildung der Schiefrigkeit, die auf unzähligen parallel angeordneten Lamellen von Feinglimmern beruht. Ton- und feldspatfreie

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

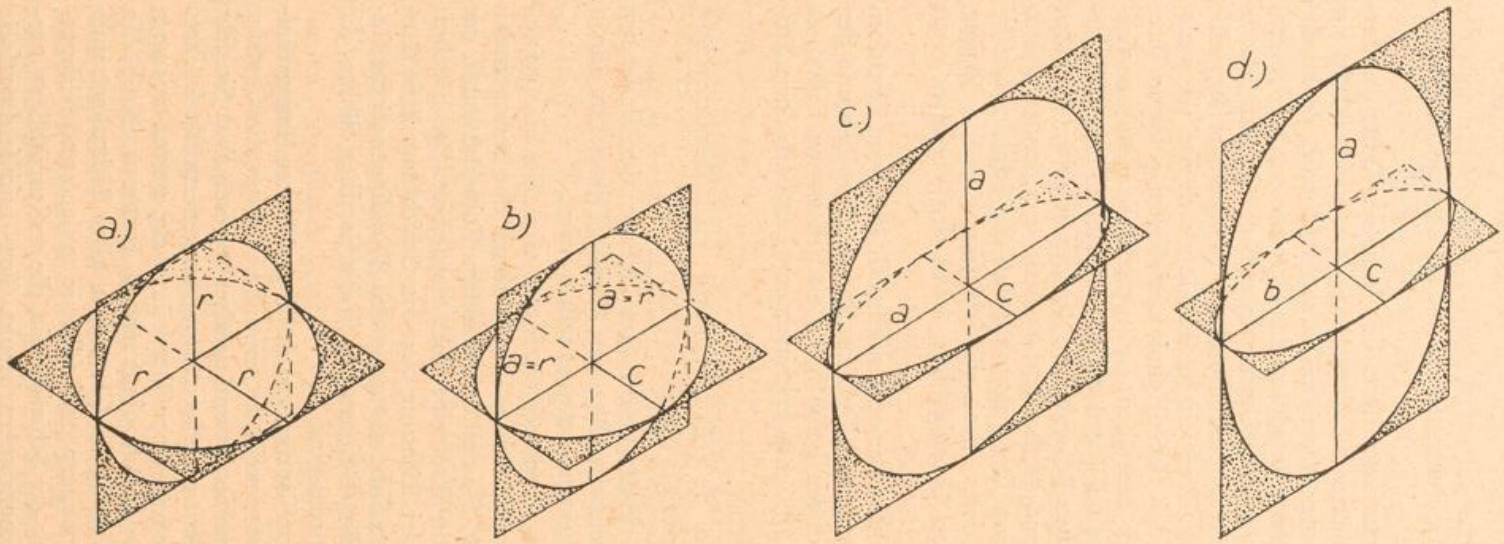


Abb. 1. Die wichtigsten Typen der tektonischen Gesteinsdeformation im varistischen Gebirge Westdeutschlands.

a) Ausgangsform	b) Querverkürzung unter reinem Volumverlust, ohne Hoch- und Seitenlängung	c) Querverkürzung ohne oder mit geringem Volumverlust mit Hoch- und Seitenlängung gleichen Ausmaßes	d) Querverkürzung Hochlängung größer als Seitenlängung
Kugel	Rotationsellipsoid mit kurzer Achse		dreiachsiges Ellipsoid
	keine Schiefrigkeit	richtungslose Schiefrigkeit	gerichtete Schiefrigkeit

(r = Radius der Kugel, c = verkürzte Achse, a und b = ausgelängte Achsen, a—a und a—b = Ebene der Schiefrigkeit)

UB Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg Frankfurt am Main
DFG

Sandsteine und Kalksteine sind oft ebenfalls verformt, aber nicht geschiefert. Die Ebene der Schiefrigkeit bezeichnet die Ebene der allseitigen Auslängung. Sie steht in der Regel senkrecht zur Richtung der größten Verkürzung des Gesteins. Im Bereich der richtungslosen (laminaren) Schiefrigkeit ist die Auslängung allseitig gleich gewesen, im Bereich der gerichteten (linearen) Schiefrigkeit aber war sie in der Richtung des Linears indessen größer als in derjenigen quer zum Linear. Diese drei Hauptarten der Gesteins- und Fossildeformation im Rheinischen Schiefergebirge soll Abb. 1 veranschaulichen.

Im größten Teil des Schiefergebirges herrscht die richtungslose Schiefrigkeit. Gerichtet deformierte Bereiche sind dem Verfasser bisher nur aus der Nordeifel, den Ardennen und dem östlichen Sauerlande bekannt geworden. Auch im Gebiet von St. Goarshausen gibt es lediglich richtungslose Schiefrigkeit, so daß die Deformationen von Fossilien, die im Bereich der gerichteten Schiefrigkeit auftreten, hier außer Betracht bleiben können.

Was nun die Deformationen der Fossilien selbst anbetrifft, so muß man zunächst unterscheiden zwischen denen der schichtig geordneten und denen der nicht schichtig geordneten Fossilien. Die Verformungen der schichtig geordneten Fossilien sind mathematisch besser zu erfassen, weil eine Schichtfläche einen Schnitt durch das Gestein darstellt, dessen Lage im Raume und vor allem zur Schiefrigkeit eindeutig festgelegt werden kann. Berücksichtigt man ferner ausschließlich die Dimensionen der Fossilien in der Ebene der Schichtfläche, so sind damit auch die Einflüsse einer evtl. vorhandenen diagenetischen Deformation ausgeschaltet und damit alle Vorbedingungen für eine einwandfreie mathematische Behandlung des Deformationsproblems mit Hilfe der Fossilien geschaffen.

Nicht schichtig geordnete Fossilien lassen die Art der Deformation zwar besser erkennen als die schichtig geordneten, doch ist die mathematische Erfassung der Verformungen deswegen weniger einwandfrei, weil die Einflüsse der diagenetischen Verformung sich nicht immer ausschalten lassen. Außerdem ist man in den meisten Fällen auf die Kenntnis der Urform angewiesen, während die Verformung schichtig geordneter Fossilien meist ohne Zuhilfenahme der Urform berechnet werden kann. Da freilich die Deformation in den meisten nicht schichtig eingeregelten Fossilvorkommen deswegen besonders groß ist, weil diese durchweg an sehr tonreiche Gesteine gebunden sind, wirken sich diese Schwierigkeiten der Deformationsbestimmung praktisch meist nicht allzu stark aus.

Die systematische mathematische Behandlung der Fossildeformation stützt sich indessen in erster Linie auf die schichtig geordneten Fossilien. Mit einigen Abänderungen oder Vorbehalten lassen sich die meisten dieser Methoden freilich auch auf ungeregelte Fossilien anwenden.

Das äußere Bild der Deformation schichtig angeordneter Fossilien ist gekennzeichnet durch eine Streckung oder Plättung oder eine Streckung mit Plättung der Fossilien auf der Schichtfläche.

Die „Streckung" der deformierten Fossilien beruht in Wirklichkeit auf einer Kombination von Verkürzung und Auslängung, wobei die Verkürzung stets überwiegt. In manchen Fällen ist sogar eine Auslängung überhaupt nicht eingetreten, sondern lediglich eine Verkürzung.

Im Bereich der richtungslosen Schiefrigkeit folgt die „Streckung" der schichtig geordneten Fossilien stets der Kreuzlinie von Schiefrigkeit und Schichtung. In der gerichteten Schiefrigkeit bildet die

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Streckung mit der Kreuzlinie dagegen einen mehr oder weniger spitzen Winkel. Diese sehr einfache räumlich-geometrische Gesetzmäßigkeit (BREDDIN 1956a, S. 244) ermöglicht es, auch mit Hilfe der Fossillagen die gerichtete Schiefrigkeit von der ungerichteten klar zu unterscheiden, wobei freilich bemerkt werden muß, daß im Bereich der gerichteten Schiefrigkeit schichtig geordnete Fossilien im allgemeinen selten sind.

Die nicht schichtig geordneten Fossilien sind im Bereich der richtungslosen Schiefrigkeit unter allseitiger Auslängung geplättet. Ein kugelförmiges Fossil — manche Brachiopoden kommen der Kugelform nahe — wird also zu einem Rotationsellipsoid mit kurzer Achse. Im Bereich der gerichteten Schiefrigkeit erscheinen nicht schichtig angeordnete Fossilien ebenfalls in der Schiefrigkeit geplättet, außerdem aber in Richtung des Linears langgestreckt. Ein ehemals kugelförmiges Fossil ist hier also zu einem dreiachsigen Ellipsoid deformiert.

Das Ausmaß der Streckung der schichtig geordneten Fossilien im Bereich der richtungslosen Schiefrigkeit hängt bei gleichem Deformationsgrad von der Größe des Kreuzwinkels φ zwischen Schiefrigkeit und Schichtung ab.

Die Begriffe Kreuzlinie und Kreuzwinkel, die für das Problem der Fossil- und Gesteinsdeformation von grundlegender Bedeutung sind, sind in Abb. 2 u. 3 kurz erläutert. Die Kreuzlinie (Schnittkante der Schiefrigkeit mit der Schichtung) kann jede beliebige Lage auf der Ebene der Schiefrigkeit einehmen. Horizontal liegt sie im Bereich des Rheinischen Schiefergebirges nur selten, meist hat sie ein Einfallen von 10—40°. Der Kreuzwinkel ist der Winkel zwischen der Schiefrigkeit und der Schichtung. Er muß mit dem Anlegegoniometer gemessen oder aus dem Streichen und Einfallen der beiden Flächen mit Hilfe der Kugelprojektion bestimmt werden.

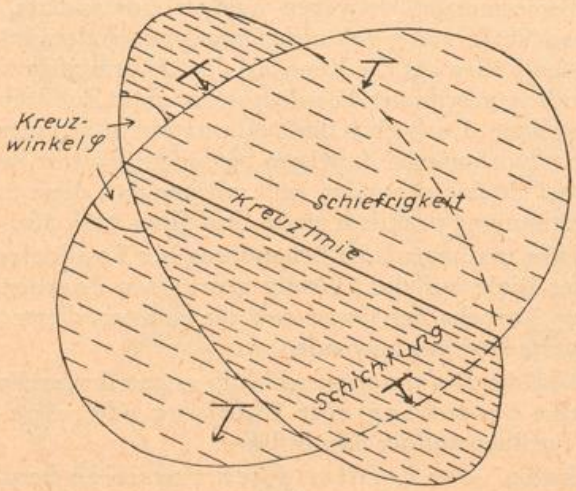


Abb. 2. Kreuzlinie und Kreuzwinkel.

Abb. 3 zeigt einen schematischen Schnitt durch eine gefaltete und geschieferte Gesteinsfolge in der Richtung quer zur Schiefrigkeit. Die dargestellten Falten sollen eine Spannweite zwischen Mulden- und Sattelachse von etwa 50—100 m

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

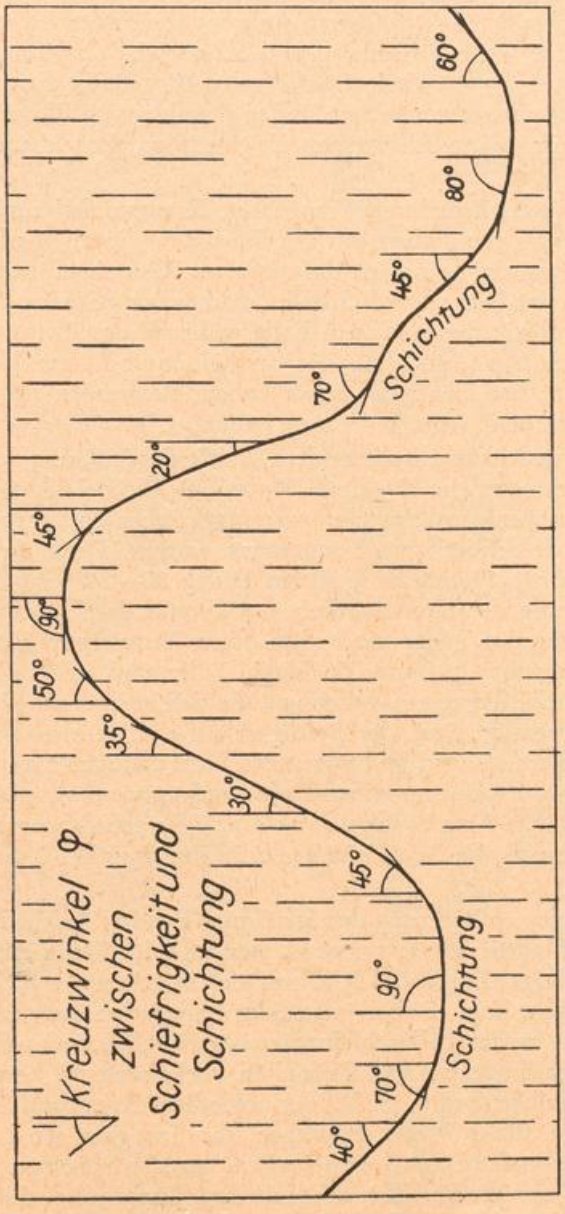


Abb. 3. Der Kreuzwinkel zwischen Schichtung und Schiefrigkeit in einer deformierten Schichtgleitfalte (schematisch)

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

haben. Die sich an den verschiedenen Stellen des Sattels und der Mulden ergebenden Kreuzwinkel zwischen Schiefrigkeit und Schichtung sind in die Zeichnung eingetragen.

Ist der Kreuzwinkel φ zwischen Schiefrigkeit und Schichtung ein rechter, so ist die Streckung der Fossilien am größten. Sie nimmt ab mit der Abnahme des Kreuzwinkels und erreicht, wenn Schichtung und Schiefrigkeit zusammenfallen, wenn also der Kreuzwinkel $\varphi = 0$ wird, ebenfalls den Wert 0. In diesem Falle sind die Fossilien nicht mehr gestreckt, sondern in der gemeinsamen Ebene von Schichtung und Schiefrigkeit nach allen Richtungen gleichmäßig, also richtungslos, geplättet (vgl. Abb. 4).

Die hier dargelegten Beziehungen zwischen Kreuzwinkel und Streckung der Fossilien gelten genau genommen nur für Fossilien, die als mechanisch unwirksame Vorzeichnungen in homogen deformierten Gesteinen liegen. Sobald ein Fossil aber infolge der Dicke seiner Schale „mechanisch wirksam" wird, muß sich die Drehung (Rotation), die in diesem Falle während des Rotationsvorganges in dem Fossil eintreten kann, auch für das Erscheinungsbild der Deformation einwirken. Dieser Fall, der hier nicht näher behandelt werden soll, dürfte freilich mehr theoretische als praktische Bedeutung haben.

Von erheblicher Bedeutung, insbesondere für die Bestimmung des Ausmaßes der Deformation, ist indessen die Drehung (Rotation), die bei inhomogener Deformation in den weniger deformierbaren sandreichen und kalkreichen Einlagerungen der besser deformierbaren Tongesteine eintritt. Diese Drehung vollzieht sich um die Kreuzlinie. Sie macht in vielen Fällen 20—30° aus und führt daher zu einer Veränderung des Kreuzwinkels φ während des Deformationsprozesses selbst. In den rotierenden Lagen macht sich dieser Vorgang in Gestalt der „Brechung" der Schiefrigkeit geltend. In diesem Falle sind gewöhnlich 2 oder noch mehr Flächen der Schiefrigkeit zu erkennen, die sich in spitzem Winkel schneiden. Der Einfluß der Rotation bzw. der Brechung auf die Deformation der Fossilien in solchen sandreicheren Lagen ist bisher noch nicht genügend untersucht worden. Um bei den Messungen keine zu hohen Deformationswerte zu erhalten, muß man bei den Messungen den Kreuzwinkel φ stets auf die gebrochene Schiefrigkeit beziehen (vgl. hierzu auch die Ausführungen zum Fundpunkt 30 auf Seite 324 und Taf. II, Abb. 3).

Je nach ihrer Lage zur Richtung der Streckung auf der Schichtfläche können die Fossilien auf verschiedene Weise verformt worden sein. Wenn ein langgestrecktes Fossil mit seiner Längsachse in der Richtung der Streckung liegt, so wird es stark in die Länge gezogen, liegt es aber mit seiner Längsachse quer zur Streckung, so wird es verkürzt. In beiden Fällen bleibt eine ursprünglich vorhandene Symmetrie, wie sie z. B. bei Brachiopoden und Trilobiten vorhanden ist, bestehen. Auch alle rechten Winkel bleiben rechte, z. B. der zwischen Area und Medianlinie bei Brachiopoden. Auf diese Weise entstehen die langen und kurzen (bei Brachiopoden breiten und schmalen) tektonischen Variationen der Fossilien. Wenn die Fossilien aber mit ihrer Längsachse schief zur Streckung liegen, entstehen die schiefdeformierten Fossilien. Die Abhängigkeit der Fossildeformation von der Lage der Fossilien zur Streckung ist in Abb. 5 veranschaulicht.

Während die Bestimmung der Art der Verformung im Prinzip auch ohne Anwendung mathematischer Methoden durch Beobachtung im Aufschluß und am

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

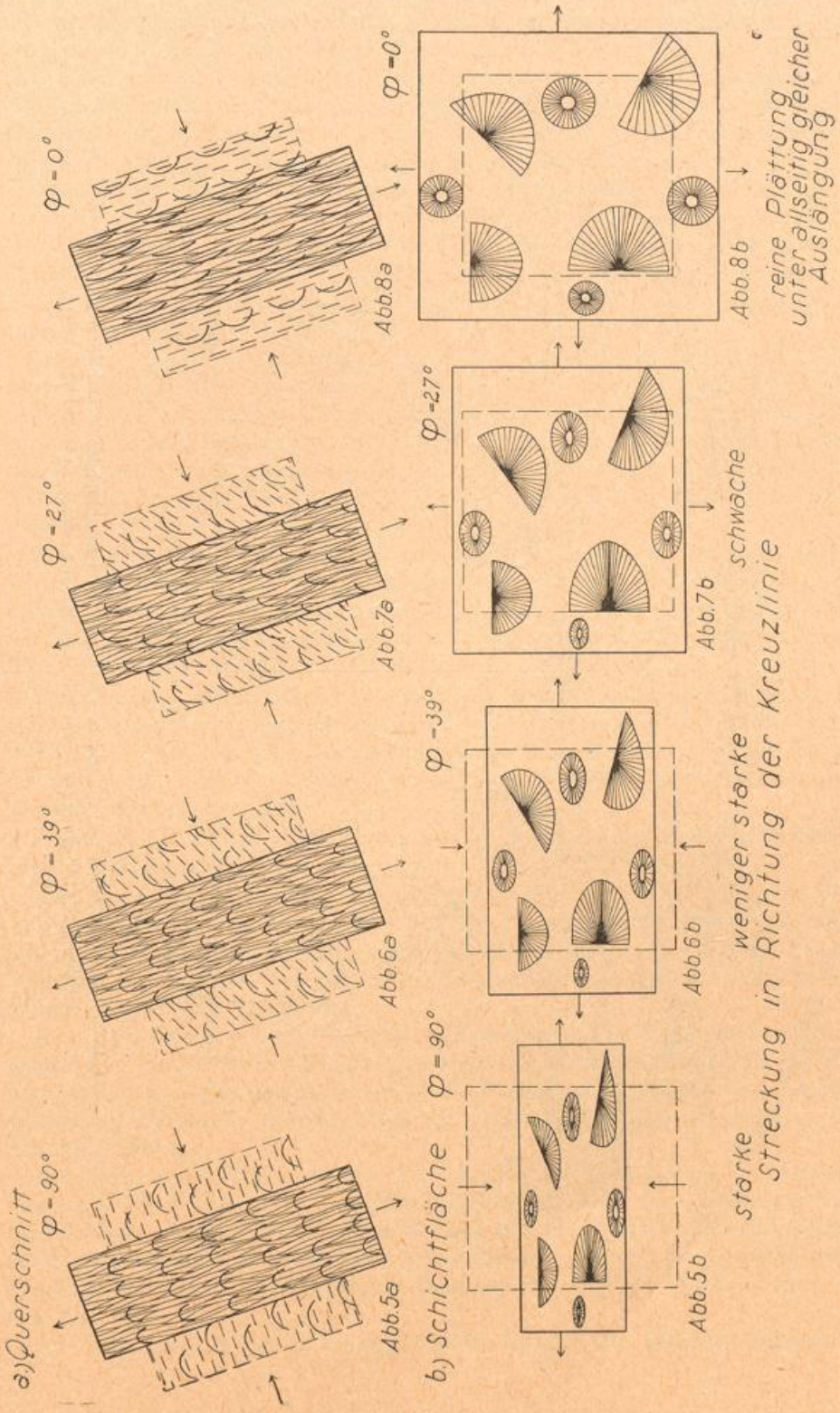


Abb. 4. Streckung und Plättung bei deformierten Fossilien in ihrer Abhängigkeit vom Kreuzwinkel φ bei richtungsloser Schiefrigkeit.

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

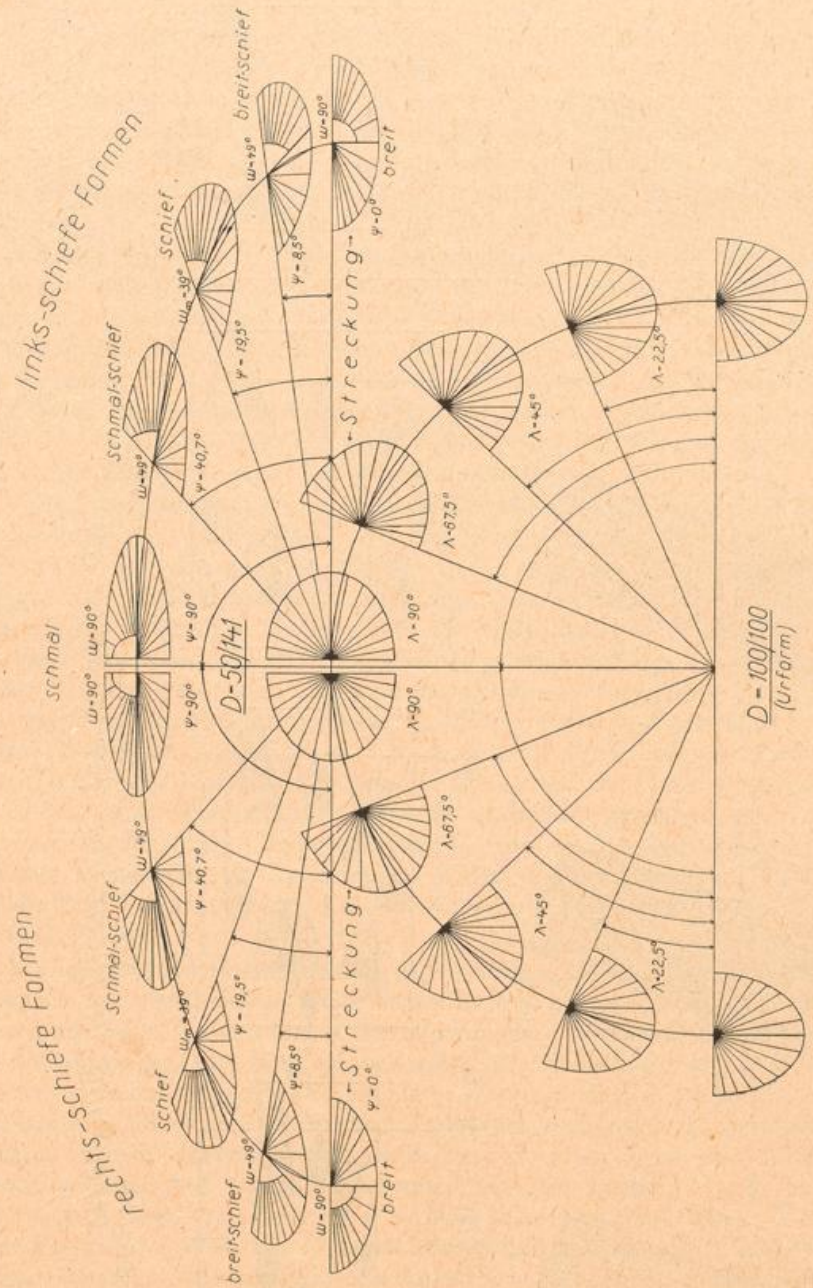


Abb. 5. Die winkelrechte und die schiefe Verformung von Brachiopoden je nach ihrer Lage zur Richtung der Streckung (= Kreuzlinie innerhalb der richtungslosen Schiefrigkeit).

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Handstück möglich ist, läßt sich das Ausmaß der Verformung nur mathematisch bestimmen. Dabei ist von vornherein zu berücksichtigen, daß bei der Deformation der Gesteine ein Raumverlust eingetreten ist, dessen Ausmaß vorerst noch nicht genau erfaßt werden kann (BREDDIN 1956 a, S. 249). Er ist für kalkige und sandige Gesteine meist wohl = 0, erreicht aber in tonigen Gesteinen wahrscheinlich Werte bis zu 15 %. Jede einzelne Deformationsrechnung muß also durch einen Faktor für den Raumverlust korrigiert werden. Der Raumverlust ist damit die einzige mathematische Größe, die bei der Berechnung der Deformation der Fossilien — zunächst noch einigermaßen willkürlich — eingesetzt werden muß.

Über die mathematischen Methoden und die Ableitung der einzelnen Formeln zur Ermittlung der Deformation unterrichtet ausführlich ein Aufsatz des Verfassers (BREDDIN 1956 a). Das Grundprinzip ist folgendes:

Bei der Verformung wird im Bereich der richtungslosen Schiefrigkeit ein als Kugel gedachtes Gesteinsstück zu einem Rotationsellipsoid mit kurzer Achse (vgl. Abb. 1). Eine Schichtfläche ist einem Hauptschnitt durch dieses Rotationsellipsoid gleichzusetzen. Der Winkel, in dem dieser Schnitt zur Hauptebene des Ellipsoides steht, entspricht dem Kreuzwinkel φ zwischen Schiefrigkeit und Schichtung, da ja die Hauptebene des Ellipsoides stets der Schiefrigkeit parallel verläuft.

Wenn nun eine kreisförmige Vorzeichnung auf einer Schichtfläche verformt wird, so wird sie in allen Fällen zu einer Ellipse. Nur wenn Schichtung und Schiefrigkeit zusammenfallen, der Kreuzwinkel φ also = 0 ist, bleibt die Kreisform auf der Schichtfläche erhalten, weil sie mit der Hauptebene des Ellipsoids zusammenfällt. Der Kreis wird lediglich größer als er ursprünglich war.

Das Ausmaß dieser „Schnittellipse" auf der Schichtfläche kann man durch das Verhältnis von Breite zu Länge bezeichnen. Dieses Verhältnis wird weiterhin V_p genannt. Zur Bestimmung dieses Verhältnisses von Länge zu Breite der Schnittellipse auf der Schichtfläche kann man sowohl Längenmessungen sowie Winkelmessungen benutzen.

An ehemals kreisförmigen Fossilien, etwa Crinoidenstielgliedern, läßt sich das Verhältnis V_p unmittelbar messen (Formel A 1 auf Seite 304).

Aus den langen und kurzen tektonischen Variationen nicht kreisförmiger Fossilien läßt sich das Ausmaß der Schnittellipse auf der Schichtfläche nach einer ganz einfachen Formel bestimmen. Man braucht hierzu im Prinzip eine lange und eine kurze Form, die auf der gleichen Schichtfläche liegen müssen (Formel A 2, vgl. Abb. 7).

Aus den langen und kurzen tektonischen Variationen läßt sich, wenn die Urform der Stücke, ausgedrückt durch das Verhältnis von Kurzseite zu Langseite (Länge und Breite bei Brachiopoden), bekannt ist, die Deformation mit Hilfe sehr einfacher Formeln gleichfalls ermitteln. (Formeln A 3 und A 4, vgl. Abb. 8.)

Aus den an deformierten Fossilien auftretenden verformten rechten Winkeln, z. B. dem Winkel zwischen Area und Medianseptum bei Brachiopoden (Winkel ω) und dem Winkel, den die Area von Brachiopoden mit der Streckrichtung bildet (Winkel ψ), läßt sich das Ausmaß der Schnittellipse V_p ebenfalls berechnen. Hierzu braucht man nur ein einziges Fossil. (Formel A 5, vgl. Abb. 5.)

Aus dem kleinsten in einer größeren Anzahl von Fossilien auftretenden

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

verformten rechten Winkel ω (dem Winkel ω_m) ergibt sich das Ausmaß der Schnittellipse V_p ebenfalls. Diese Methode ist die einfachste von allen und praktisch von großer Bedeutung. (Formel A 6 Abb. 5.) Zu ihrer Anwendung ist indessen in der Regel eine größere Anzahl von Formen erforderlich, damit man aus ihnen die kleinsten Werte für den Winkel ω mit einer genügenden Annäherung herausfinden kann.

Die für diese Rechnung erforderlichen mathematischen Begriffe und Symbole sind in der Tabelle 1 auf S. 303 zusammengestellt, die Formeln selbst in Tabelle 2 auf S. 304, außerdem auch auf dem beigefügten Rechenblatt (Taf. 5).

Die Deformationsellipse auf der Schichtfläche kann mit einem Hauptschnitt durch das Deformationsellipsoid gleichgesetzt werden. Nur wenn sie in einem Winkel von 90° zur Deformationsebene (= Ebene der Schiefrigkeit) steht, kann man aus ihr die Deformation unmittelbar berechnen. Ist der Kreuzwinkel φ jedoch ein anderer, so muß die Ellipse auf der Schichtfläche (V_p) erst auf den Kreuzwinkel $\varphi = 90°$ reduziert werden. Eine geometrische Darstellung dieser Reduktion, die diese Umrechnung veranschaulichen soll, zeigt die Abb. 6.

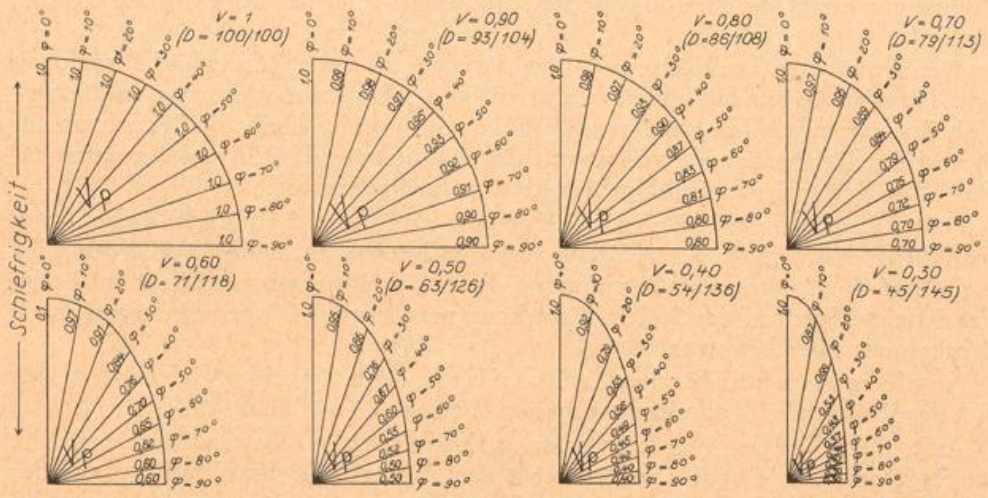


Abb. 6. Geometrische Darstellung der Umwandlung der Schnittellipse auf der Schichtfläche V_p in die Schnittellipse quer zur Hauptebene der Deformation (quer zur Schiefrigkeit) V unter Berücksichtigung des Kreuzwinkels φ, ausgeführt für verschiedene V-Werte und Kreuzwinkel. (Die den V-Werten zugefügten, ihnen entsprechenden D-Werte beziehen sich auf Deformation ohne Volumverlust.)

Die Zeichnungen sind Querschnitte durch je einen Quadranten des Deformationsellipsoids. Die nach oben gerichtete Achse ist a, die horizontal gerichtete c. Die schrägen Linien sind Schnitte durch die Schnittellipsen auf der Schichtfläche (V_p).

Die mathematische Formel für die Umrechnung ist unten angegeben (Formel B). Praktisch ist diese Umwandlung mit Hilfe der Rechentafel auf Tafel V oder der graphischen Umrechnungstabelle Tafel IV leicht durchzuführen. Für die Kreuzwinkel zwischen 90—70° erübrigt sich die Umrechnung, für Kreuzwinkel über 40° bringt sie nur ungenaue Ergebnisse, weil kleine Ungenauigkeiten in den Winkelmessungen sich hier schon allzu stark auswirken.

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Aus dem Wert V (Deformationsellipse bezogen auf den Kreuzwinkel $\varphi = 90°$ quer zur Schiefrigkeit) kann man das Ausmaß der Deformation (D) deshalb leicht bestimmen, weil die eine Achse dieser Ellipse die Verkürzung und die andere die Auslängung des Rotationsellipsoids gegenüber seiner ursprünglichen Kugelgestalt angibt. Die Deformationswerte sind in allen Fällen auf die ursprüngliche Form (Urform) bezogen. Die Formeln (C, 1—3) für diese Umrechnung sind unten angegeben. Die Deformation ist durch zwei Zahlen ausgedrückt, z. B. D = 78/111, wovon die erste die Verkürzung, die zweite die Auslängung auf % der Urform angibt. Wenn eine „dreiachsige" Deformation zu einem dreiachsigen Ellipsoid vorliegt, kann man die beiden Zahlen noch durch eine dritte ergänzen. Auf diese Weise läßt sich auch die Deformation innerhalb der gerichteten Schiefrigkeit einfach bezeichnen, z. B. mit den Werten 50/120/160, wobei die zweite Zahl die Auslängung nach der Seite, die dritte die in der Richtung des Linears, in der Regel nach oben, bezeichnet.

Die Korrektur des Raumverlustes geschieht durch den Faktor f. Im vorliegenden Bereich wurden für

Sandsteine und Grauwacken	0 %
wenig sandige und stark sandige Schiefer	5 %
magere und fette Tonschiefer	10 %

als Raumverlust angenommen und in die Berechnungen eingesetzt (siehe Formel C, 1—3).

Aus den langen und kurzen tektonischen Variationen, die winkelrecht zur Streckrichtung orientiert sind, läßt sich nach einer einfachen Formel die Urform des betreffenden Fossils errechnen. Diese Formel (Formel D) ist in der untenstehenden Übersicht ebenfalls angeführt, da sie in vielen Fällen als Zwischenwert auch bei der Berechnung der Deformation Anwendung finden kann.

Tabelle 1

Übersicht über die bei den Berechnungen verwandten Symbole.

c_o = die verkürzte a_o = die ausgelängte	Achse der zu Ellipsen deformierten ehemals kreisförmigen Fossilien		
c_l = die verkürzte a_l = die ausgelängte	Achse der in der Streckrichtung liegenden tektonisch langen Variationen der nichtkreisförmigen Fossilien		
a_k = die verkürzte c_k = die ausgelängte	Achse der quer zur Streckrichtung liegenden tektonisch kurzen Variationen der nichtkreisförmigen Fossilien		
K = die Kurzachse L = die Langachse	der Urformen (vgl. Abb. 7)	(Länge bei Brachiopoden, Höhe bei Zweischalern) (Breite bei Brachiopoden, Länge bei Zweischalern)	
V_o = $c_o : a_o$, $V_l = c_l : a_l$, $V_k = c_k : a_k$, $V_u = K : L$			
V_p = die Schnittellipse durch das Deformationsellipsoid auf der Schichtfläche			
φ = der Kreuzwinkel zwischen Schiefrigkeit und Schichtung			
ω = der deformierte ehemals rechte Winkel zwischen Area und Medianlinie der Brachiopoden (vgl. Abb. 5)			
ψ = der Winkel zwischen Area und Streckung der Brachiopoden (vgl. Abb. 5)			
V_p = c : a die Schnittellipse durch das Deformationsellipsoid quer zur Ebene der Schiefrigkeit (also bei Kreuzwinkel $\varphi = 90°$)			
f = Faktor zur Berücksichtigung des Volumverlustes (f = 0,95 entspricht 5 %, f = 0,90 entspricht 10 % Vol.-Verl. usw.)			
D = (D_c/D_a) Gesteinsdeformation (Querverkürzung und allseitige Auslängung) in % der Urform, z. B. 80/105			
D_m = Mindestdeformation für das Gestein eines Fundpunktes			

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

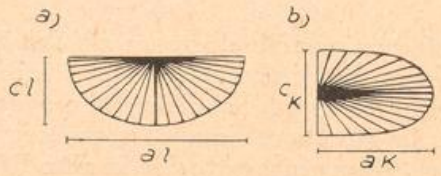


Abb. 7
a) lange und b) kurze Variationen tektonisch deformierter Fossilien.

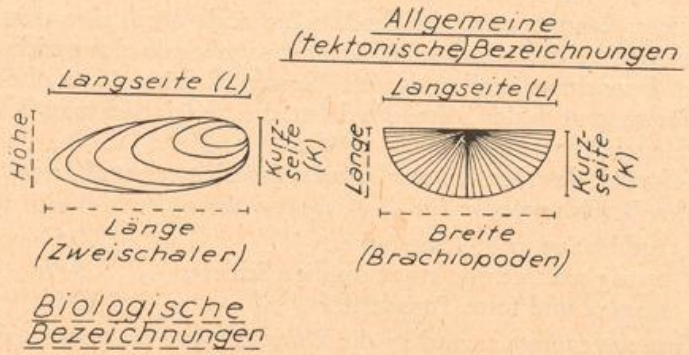


Abb. 8
Allgemeine und biologische Bezeichnungen für das Ausmaß von Fossilien.

Tabelle 2

Die Formeln zur Berechnung der Deformation der Fossilien:

A. zur Bestimmung der Deformationsellipse auf der Schichtfläche V_p:

1. aus kreisförmigen Fossilien: $V_p = V_o$
2. aus langen und kurzen tektonischen Variationen
$$V_p = \sqrt{V_l \cdot V_k}$$
3. aus langen tektonischen Variationen und der Urform
$$V_p = \frac{V_l}{V_u}$$
4. aus kurzen tektonischen Variationen und der Urform
$$V_p = V_k \cdot V_u$$
5. aus dem Winkel ω zwischen Area und Medianlinie und dem Winkel ψ zwischen Area und Streckung der Brachiopoden
$$V_p = \sqrt{\operatorname{tg} \psi \cdot \operatorname{tg} (\omega - \psi)}$$
6. aus dem kleinsten vorkommenden Winkel ω (ω_m)
$$V_p = \operatorname{tg} \frac{\omega_m}{2}$$

B. zur Umwandlung von V_p (Deformationsellipse auf der Schichtfläche) in V (Deformationsellipse quer zur Schiefrigkeit) mit Hilfe des Kreuzwinkels φ:

$$V = \sqrt{\frac{1 - \cos^2 \varphi}{\frac{1}{V_p^2} - \cos^2 \varphi}}$$

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg Frankfurt am Main

C. zur Bestimmung der Deformation D_c und D_a unter Berücksichtigung des Volumenverlustes f:

$$D_c = \sqrt[3]{V^2 \cdot \sqrt[3]{f}}$$

$$D_a = \sqrt[3]{\frac{1}{V}} \cdot \sqrt[3]{f} \quad \text{oder} \quad D_a = \sqrt{\frac{1}{D_c}} \cdot \sqrt[3]{f}$$

D. zur Bestimmung der Urform aus den langen und kurzen, bei Brachiopoden breiten und schmalen, tektonischen Variationen der Fossilien.

$$V_u = K : L = \sqrt{\frac{V_1}{V_k}}$$

3. Technisches zur Berechnung der Fossildeformation.

Auf Grund der im vorigen Kapitel gegebenen Unterlagen und Formeln, deren Begründung und Ableitung in einem anderen Aufsatz (BREDDIN 1956 a), enthalten ist, ist die Berechnung des Deformationsgrades der Fossilien ohne besondere Schwierigkeiten durchzuführen.

Der spezielle Teil dieses Aufsatzes bringt eine große Anzahl solcher Messungen und Auswertungen und dazu eine Reihe von Fotos deformierter Fossilien, so daß man leicht einen Einblick in diese neue Arbeitstechnik gewinnen kann. Weitere Rechenbeispiele aus dem Karbon am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges enthält der Aufsatz (1956 b) des Verfassers. Um die Mannigfaltigkeit der Möglichkeiten erkennbar werden zu lassen, sind in diese Zusammenstellungen die verschiedenartigsten Berechnungsweisen aufgenommen worden, auch wenn sie im Einzelfalle nur unvollkommene Verformungswerte ergeben.

Eine einfache Berechnungsmethode ist diejenige, die auf den ehemals kreisrunden Formen beruht. Kreisförmige Fossilien werden bei der Deformation in der Regel zu Ellipsen. Diese Ellipsen geben das Ausmaß der Deformationsellipse auf der Schichtfläche, ausgedrückt durch das Verhältnis V_p, ohne weiteres wieder. Die häufigsten ehemals kreisrunden Formen sind in unserem Gebiet Stielglieder von Crinoiden.

Man geht bei der Deformationsberechnung von Crinoidenstielgliedern so vor, daß man zunächst den kleinen Durchmesser der Ellipsen mißt, alsdann den großen und die kleinere Zahl durch den größeren Wert dividiert. Diese Zahl ergibt das Grundverhältnis V_o, das stets $= V_p$ ist. Dann ist der Kreuzwinkel φ zu bestimmen, der sich stets auf die Fläche des Fossils beziehen muß, auch wenn diese Fläche von der Schichtfläche abweicht. Diesen Wert sucht man in der Tabelle 1 der Rechentafel (Taf. V) auf der linken Seite auf und liest dann rechts unter der Spalte, die dem gefundenen Kreuzwinkelwert entspricht, den korrigierten Wert für die Schnittellipse quer zur Deformationsebene V ab. Nunmehr überlegt man sich, welcher Wert für den Raumverlustfaktor f eingesetzt werden muß (in unserem Gebiet je nach der Gesteinsart 0 %, 5 % oder 10 %), sucht sodann den V-Wert in der Tabelle 2 links auf und liest auf der rechten Seite unter der Spalte für den angenommenen Volumverlust den Wert für die Deformation D ab.

Wenn man lieber mit einer graphischen Darstellung arbeitet, so benutzt man für die Umrechnung der V_p-Werte in die D-Werte die Tafel IV. Hier sucht man den V_p-Wert ebenfalls am linken Rande auf, fährt dann, evtl. unter Benutzung eines Lineals, auf dieser Linie nach rechts, bis man die betreffende für den gefundenen

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg Frankfurt am Main

Kreuzwinkel bezeichnende Vertikale erreicht hat und kann dann den V-Wert an der Kurve ablesen, die diesen Punkt schneidet. Verfolgt man diese Kurve weiter nach rechts und geht dann in die Gerade hinein, so kann man an der Stelle, wo die Horizontale die mit den betreffenden f-Werten bezeichnete Linie schneidet, unten den Betrag für die Verkürzung und weiter rechts oben den Betrag für die Auslängung ablesen. Wenn man will, kann man die Berechnungen auch auf dem Rechenschieber ausführen, mit Ausnahme der Umrechnung von V_p in V mit Hilfe des Kreuzwinkels φ, die nach einer allzu komplizierten Formel vorgenommen werden müßte.

Die Methode der Berechnung der Deformation auf Grund von kreisförmigen Fossilien spielt praktisch eine große Rolle, weist aber eine Reihe von Mängeln auf, auf die hier kurz eingegangen werden soll:

1. Crinoidenstielglieder bleiben in ihrem Deformationsgrad hinter anderen Fossilien des gleichen Fundpunktes im allgemeinen mehr oder weniger zurück. Dies liegt offenbar daran, daß die kompakte Kalkmasse der Stielglieder der Verformung Widerstand geleistet hat (vgl. auch Hellmers 1955). Dies gilt insbesondere für Crinoidenstielglieder, die in magerem oder fettem Tonschiefer eingebettet sind. Hier sind sie oft ganz unverformt geblieben, während man an Brachiopoden, die dicht nebenan liegen, erhebliche Deformationsbeträge nachweisen kann. In Sandsteinen und stark sandigen Schiefern findet man sehr häufig zwischen den deformierten auch Exemplare, die wenig oder gar nicht verformt sind (vgl. hierzu auch Breddin 1956 a, Taf. 2, Fig. 6, die diese Verhältnisse gut erkennen läßt). Während Tafel I, Bild 10 zu diesem Aufsatz ein regelmäßig verformtes Crinoidenstielglied zeigt, ist das Exemplar von Bild 9 der gleichen Tafel unregelmäßig deformiert. Solche unregelmäßige Deformationen sind freilich seltener.

2. Bei Gastropoden läßt sich aus der bei der Deformation entstehenden Ellipse das Ausmaß der Verformung leicht berechnen, aber nur in solchen Fällen, in denen die Spindel parallel der Schiefrigkeit liegt. Dies kommt meist nur dann vor, wenn die Fossilien ungeregelt im Gestein verteilt sind. Aber auch bei Gastropoden, die in dieser Weise deformiert sind, bleibt der Deformationsbetrag oft hinter dem Ausmaß zurück, das bei anderen Fossilien des gleichen Fundpunktes festgestellt werden kann, und zwar offenbar deshalb, weil die meist relativ starken Schalen der Deformation Widerstand geleistet haben. In solchen Fällen erkennt man, ebenso wie bei Crinoiden, vielfach, daß die Schieferung um das Fossil herumbiegt. Die Bilder 2 und 6 auf Tafel I zeigen in dieser Weise deformierte Gastropoden.

3. Über die Messungen an Cepholopoden siehe Breddin 1956b, S. 237. Sie treten in unserem Gebiet nur im Hunsrückschiefer auf. Da aber in diesen Fällen Schichtung und Schieferung etwa parallel zueinander verlaufen, sind sie für die Bestimmung der Verformungen nicht verwertbar. Die so erhaltenen Goniatiten sind stets nur plattgedrückt und haben dabei ihre Kreisform im wesentlichen behalten (vgl. Fuchs, 1915, Taf. 17, Fig. 1).

4. Zu den ehemals kreisförmigen Fossilien ist auch *Pleurodictyum* zu rechnen, das im Unterdevon häufig auftritt. Freilich kann diese Form nicht als mathematisch unbedingt genaue Vorzeichnung betrachtet werden. Ein weiteres kreisförmiges Fossil, das man gelegentlich zur Bestimmung der Deformation verwenden kann, ist *Discina* (siehe unten, S. 326). Das gleiche gilt für Einzelkorallen,

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

deren Kelch ja ursprünglich ebenfalls kreisförmig gewesen ist, jedoch nur dann, wenn ihre Längsachsen parallel der Schiefrigkeit und senkrecht zur Schichtung liegen. Dieser Fall kommt aber nur relativ selten vor. Wenn die Längsachse der Koralle dagegen mit Schichtung und Schiefrigkeit zusammenfällt, sind die Deformationen oft übermäßig groß, da dann die tektonische und die diagenetische Verkürzung zusammenfallen. Dies läßt eine Abbildung aus dem Aufsatz von MOSEBACH (1951) gut erkennen, die auf Taf. 2, Bild 4 des Aufsatzes (1956 a) des Verfassers wiedergegeben ist. Hier ist der Wert V = 0,27, was einer Deformation von D = 40/148 bei 15 % Volumverlust entsprechen würde. Dieser Deformationswert erscheint so hoch, daß die Annahme einer zusätzlichen diagenetischen Deformation des Fossils, die bereits vor der tektonischen Deformation eingetreten ist, kaum von der Hand zu weisen ist. Bei dem auf Taf. 2, Bild 1 und 2 des Aufsatzes BREDDIN (1956 a) abgebildeten Exemplar einer Einzelkoralle aus dem Rupbachtal bei Laurenburg/Lahn mit ihrem Wert von V = 0,17 kommt man ohne eine solche Annahme keinesfalls mehr aus.

Längenmessungen an nichtkreisförmigen Fossilien. Diese Messungen werden ausgeführt an den winkelrecht zur Streckung stehenden langen und kurzen (breiten und schmalen) tektonischen Variationen der Fossilien, inbesondere der Brachiopoden, bei denen der rechte Winkel zwischen Area und Medianlinie erhalten geblieben ist. Diese Methode ist deshalb die wichtigste, weil sie die mathematisch genauesten Ergebnisse bringt. Die beiden tektonisch verschiedenen Formen, die man zu ihrer Anwendung braucht, sollen möglichst auf der gleichen Schichtfläche liegen. Ihre Schalen müssen ferner genau parallel der Schichtfläche orientiert sein. Auch sollen die Formen genau winkelrecht zur Streckung liegen und so gut erhalten sein, daß sich die Länge und die Breite der Schalen einwandfrei messen läßt. Jeder, der viel mit Fossilien umgeht, wird leicht erkennen, daß diese Vorbedingungen nur selten erfüllt sein werden. Dagegen sind sie häufig annähernd gegeben. In allen solchen Fällen bleibt der sich bei der Berechnung ergebende Deformationswert hinter dem wirklichen Wert mehr oder weniger stark zurück. Die Vorbedingung, daß das Fossil auf der gleichen Schichtfläche liegen soll, ist ebenfalls oft nicht zu erfüllen. In solchen Fällen muß man vielfach zuerst die Werte V_l und V_k mit Hilfe der Tabelle 1 auf dem Rechenblatt (Taf. V) oder auf der linken Tabelle von Tafel IV auf den Kreuzwinkel $\varphi = 90°$ umrechnen und dann aus diesen korrigierten V_l- und V_k-Werten den Wert V ermitteln. Wenn man Abbildungen aus der Literatur benutzt, ist der Kreuzwinkel durchweg unbekannt. Falls man in solchen Fällen aus den Abbildungen V_p mit Hilfe von V_l und V_k berechnet, erhält man immer nur Mindestwerte, denn die Kreuzwinkel können ja verschieden sein und in diesem Falle sind die sich ergebenden Verhältniswerte zu groß.

Häufig wird man eine größere Anzahl von Exemplaren eines Fundpunktes vermessen und daraufhin Mittelwerte für V_k und V_l einer bestimmten Form bilden können. Für diese Mittelwerte darf man aber stets nur die niedrigeren V_l- und V_k-Zahlen verwenden, wobei einzelne anormal niedrige Werte freilich ganz ausgeschaltet werden sollten.

Unter den Brachiopoden sind Spiriferen, Strophomeniden, Orthiden und ähnliche Formen, besonders solche mit großen und flachen Schalen, am besten für Bestimmungen dieser Art geeignet. Andere Gattungen wie Rensselaerien oder Rhynchonellen sind weniger brauchbar. Sehr dickschalige Brachiopoden wider-

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

stehen oft der Deformation in ± großem Umfange. So kann man gar nicht selten beobachten, daß an schiefen Spiriferen die dickere Schnabelgegend weniger verformt ist als die dünneren Schalenpartien an den Rändern.

Bei Trilobiten lassen sich immer, bei Zweischalern vielfach, die Deformationen durch Längenmessungen an kurzen und langen tektonischen Variationen bestimmen. Es ist aber leicht einzusehen, daß in der Regel nur häufig vorkommende Formen genügend Möglichkeiten zur Bestimmung der Deformation aus Längenmessungen geben.

Während man für die „Lang-kurz"-Methode die Urform nicht benötigt, wohl aber zwei verschiedene tektonische Variationen vorliegen haben muß, kann man, wenn man lediglich ein einziges Exemplar eines Fossils vor sich hat, die Deformation mit Hilfe der Urform bestimmen. Dies ist mittels sehr einfacher Formeln möglich, die oben angegeben sind. Letzten Endes kann man zur Bestimmung der Urform jedes deformierte Fossil benutzen, jedoch sind die schiefen Formen mathematisch schwieriger zu behandeln und ergeben weniger genaue Resultate.

Die Schwierigkeiten bei der Anwendung der Urform-Methode liegen darin, daß einwandfreie Urformen für die meisten im Unterdevon des Rheinischen Schiefergebirges vorkommenden Fossilien noch nicht bekannt sind. Die Ermittlung der Urform für jede einzelne Art und jedes einzelne Wachstumstadium einer Art stellt eine besondere Aufgabe für einen Paläontologen dar, die noch der Lösung harrt. Wenn dies geschehen ist, wird für die Deformationsberechnung eine Grundlage gewonnen sein, die sehr viel genauere Bestimmungen ermöglichen und vor allen Dingen auch gestatten wird, die Deformationsmessungen auf Fundpunkte auszudehnen, die nur sehr wenig Material ergeben.

Man kann zwar die Urform auf einfache Weise durch Längenmessungen an den kurzen und langen tektonischen Variationen der Fossilien bestimmen (vgl. Formel D auf S. 305), doch erfordern solche Bestimmungen, wenn sie genau sein sollen, besonders gut erhaltene Exemplare, die außerdem genau winkelrecht orientiert sein müssen. Diese Voraussetzungen sind aber, wie schon erwähnt, doch nur recht selten gegeben. In manchen Fällen kann man sich zunächst damit helfen, daß man die Urform auf irgendeinem Wege (und solcher Wege gibt es ja viele) provisorisch ermittelt und in die Deformationsrechnung einsetzt. Kleine Fehler wirken sich dabei nicht allzu schwerwiegend aus. Diese Methode ist auch im Arbeitsgebiet gelegentlich angewandt worden.

Die Bestimmung der Verformung aus den Winkeln ω und ψ hat den Vorteil, daß man nur ein einziges Fossil braucht, um die Verformung zu bestimmen und auch keine Urform benötigt. Freilich gibt sie nur in seltenen Fällen gute Resultate, da die Winkel ω und ψ sich oft schwer genau messen lassen. Wenn dazu noch der Kreuzwinkel φ ziemlich flach ist, so kommen durch die Ungenauigkeiten der Winkelmessungen so viele Fehlerquellen zustande, daß das Ergebnis meist nicht befriedigt. Die ω-ψ-Methode ist daher die praktisch am wenigsten angewandte. Ihre Durchführung indessen ist mit Hilfe der graphischen Tabelle auf Taf. V äußerst einfach. Steht nur ein einziges schief verformtes Fossil zur Verfügung, dessen Urform man nicht kennt, so ist diese Methode oft die einzige, die es ermöglicht, einen Verformungswert festzustellen.

Praktisch bedeutsamer ist die Methode des kleinsten Winkels ω (ω_m). Sie läßt sich an allen Fossilien ausführen, die einen ehemals rechten Winkel enthal-

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

ten, der zu einem spitzen deformiert worden ist. Da eine schiefe Verformung durch Diagenese nach den bisherigen Erfahrungen des Verfassers offenbar nur selten vorkommt, kann man sie praktisch zunächst außer Betracht lassen. Man darf daher die ω_m-Methode auf alle Fossilien ohne Rücksicht auf ihre Einordnung in die Schichtung anwenden, ohne befürchten zu müssen, dabei größere Fehler zu machen. Dies kommt besonders für schief deformierte Steinkerne von Brachiopoden in Frage. Für die ω_m-Methode braucht man in der Regel mehrere Fossilien, um den kleinsten Winkel ω mit genügender Annäherung an den Grenzwert herauszufinden. Praktisch liegen die Dinge so, daß unter einer großen Anzahl von Formen diejenigen mit dem kleinsten Winkel ω sehr leicht herauszufinden sind und die Deformation daher in kürzester Frist zu ermitteln ist.

Die Schnittellipse V_p ist bei dieser Berechnungsmethode stets dem Tangens des halben Winkels ω_m gleich. Ganz roh gerechnet ist dieser Wert etwa gleich dem gemessenen Winkelwert. So entspricht einem Wert von $\omega = 65°$ ein V_p von 0,64, $\omega = 60°$ ein V_p von 0,58 usw. In dem häufigen Deformationsbereich $V_p = 0{,}75$ und $V_p = 0{,}50$ ist bei steilem oder rechtem Keuzwinkel φ der Wert für die Verkürzung D_c regelmäßig um 8—13 Punkte, also durchschnittlich um etwa 10 Punkte höher als ω und V_p. Einem Winkel $\omega = 60°$ entspricht daher ungefähr ein D_c-Wert von 70 %. Man braucht also an dem deformierten Fossil nur den Winkel ω zwischen Area und Medianlinie zu messen, 10 dann zuzuzählen und erhält auf diese Weise einen ungefähren Wert für die Verkürzung D_c.

Aus dem D_c-Wert ergibt sich ein ungefährer Wert für D_a dadurch, daß man $^2/_3$ des Wertes 100—D_c zu der Zahl 100 hinzurechnet.

Eine solche einfache Abschätzung der Deformation nach der ω_m-Methode sieht dann im Vergleich zu den berechneten Werten folgendermaßen aus:

Winkel ω:	D-Wert nach Schätzung:	D-Wert nach Berechnung (vgl. Taf. 1)
80°	D = 90/107	D = 89/106
70°	D = 80/113	D = 79/113
60°	D = 70/120	D = 70/120
50°	D = 60/126	D = 60/129
40°	D = 50/133	D = 54/136

Diese Zahlen beziehen sich lediglich auf eine Deformation ohne Volumverlust. Sie besagen, daß man alle Winkelwerte zwischen 80° und 50° für eine solche Abschätzung ohne weiteres benutzen kann. Erst unterhalb 50° wird die Abweichung der geschätzten von den berechneten Werten so groß, daß erhebliche Ungenauigkeiten entstehen.

Die Methode der einfachen Abschätzung der Deformation auf Grund des kleinsten Winkels ω ist besonders für die Verwendung im Gelände geeignet. Es gehört nicht allzu viel Übung dazu, die Winkel einigermaßen genau zu messen oder abzuschätzen und auf diese Weise den Deformationsbetrag in seiner ungefähren Größenordnung ohne Berechnung unmittelbar angeben zu können.

Wie hier gezeigt worden ist, steht also eine ganze Reihe von Methoden zur Bestimmung der Deformation von Fossilien zur Verfügung, die sich überdies noch weiter verbessern und vervollständigen lassen. Praktisch sind also bei reichhalti-

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg Frankfurt am Main

gem und gut erhaltenem Material stets die Möglichkeiten gegeben, einen genauen Deformationswert zu ermitteln. Selbst bei spärlichem oder schlechtem Material wird man immer noch zu einer angenäherten Bestimmung, in allen Fällen aber zu einem Mindestwert gelangen können.

Das Berechnungssystem ist in allen seinen Formeln so gestaltet, daß sich bei aus den verschiedensten Gründen weniger geeignetem Material im Regelfalle zu kleine Deformationsbeträge (*Mindestwerte*, D_m-*Werte*), aber kaum jemals zu große ergeben können. Man wird also in vielen Gebieten zunächst nur Mindestwerte erhalten, die aber durch weitere Funde oder Erweiterung der Berechnungsmöglichkeiten im Laufe der Zeit zu den Vollwerten ergänzt werden können. Als Unterlagen für tektonische Schlußfolgerungen werden übrigens auch die Mindestwerte in der Regel vielfach bereits ausreichen. Die Möglichkeiten, zu große Werte zu erhalten, liegen einerseits in anormal starker Deformation einzelner Fossilien, die zwischen anderen, besonders solchen mit widerstandsfähigen Schalen, eingebettet sind, andererseits darin, daß eine zusätzliche Deformation durch Diagenese vorliegt. Diese Umstände sind aber durchweg leicht zu erkennen.

Die Ermittlung der Deformation auf optischem Wege ist theoretisch durchaus möglich, konnte aber bisher nicht bis zu der erforderlichen Vollkommenheit entwickelt werden. Praktisch dürfte diese Methode wegen ihrer Umständlichkeit wenig in Frage kommen. Unentbehrlich ist sie indessen zur Ermittlung und fotografischen Wiedergabe der Urformen.

Eine orientierte Entnahme der fossilführenden Handstücke ist im Bereich der richtungslosen Schiefrigkeit nicht erforderlich, da die Deformation in der Ebene der Schiefrigkeit in allen Richtungen gleich ist und die „Streckung" stets der Kreuzlinie folgt, ohne Rücksicht auf deren Lage im Raume. Bedeutsam wird sie indessen im Bereich der fehlenden Schiefrigkeit, z. B. im Oberkarbon des Ruhrgebietes, wo die Deformationsebene erst auf Grund der Lage der Streckung ermittelt und der Kreuzwinkel φ nicht unmittelbar bestimmt werden kann. Im Bereich der gerichteten Schiefrigkeit dagegen ist die Orientierung der Stücke in der Regel nur dann erforderlich, wenn das Linear so schwach entwickelt ist, daß es am Handstück selbst nicht mehr einwandfrei erkannt werden kann. Dies gilt insbesondere auch für sandige Einschaltungen. Im übrigen genügt es, die Lage der Schieferungsebene und des Linears auf dieser in dem betreffenden Aufschluß zu messen, um die Ergebnisse der Deformationsbestimmungen an den Fossilien tektonisch voll auswerten zu können.

4. Zur Geologie des Arbeitsgebietes.

Über die Stratigraphie der Unterdevonschichten des Gebietes um St. Goarshausen geben die älteren Arbeiten und Karten von Fuchs (1899, 1907, 1916), Holzapfel (1893, 1904), sowie die neueren von Solle (1950) und Engels (1955) nähere Auskunft. Die Aufteilung der Gesteinsmassen in Schichtglieder ist von den verschiedenen Autoren verschieden vorgenommen worden. Sie wird erschwert durch die starken Faziesänderungen, die innerhalb der Schichtglieder schon auf kurze Entfernung eintreten und die insbesondere von Solle (1950) erkannt worden sind. Da eine neuere Kartendarstellung, die auch die letzten Erkenntnisse berücksichtigt, nicht vorliegt, ist eine Aufteilung der hier wieder angegebenen Fundpunkte nach stratigraphischen Einheiten nicht vorgenommen worden.

Was die Altersstellung der Schichtglieder angeht, so fällt nach allen früheren Autoren, insbesondere auch nach Solle (1950, Kärtchen auf S. 302), der größere

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Teil der im nächsten Kapitel beschriebenen Fundpunkte (Nr. 1—29) ins Unterems. Die Fundpunkte im südlichen Bereich des Gebietes, bei Bornich, Dürscheid und Weisel (Nr. 30—45) sind dagegen noch dem Obersiegen zuzurechnen.

Wichtiger zur Beurteilung der Fossil- und Gesteinsdeformation als die Gliederung und Chronologie der devonischen Schichtfolge ist die petrographische Beschaffenheit des Gesteinsmaterials. Die Angaben, die sich darüber in der Literatur finden, sind meistens unzureichend. Sehr wertvoll sind indessen die von ENGELS (1955) veröffentlichten Spezialprofile; freilich beziehen sie sich nur auf einen verhältnismäßig kleinen Teil des hier behandelten Gebietes. Da genau normierte und definierte Bezeichnungen für die Gesteine im Rheinischen Schiefergebirge bisher noch nicht eingeführt sind, ist es freilich nicht ohne weiteres möglich, darüber Klarheit zu gewinnen, was für Gesteine die einzelnen Autoren unter den von ihnen gewählten Bezeichnungen verstanden haben. Die in diesem Aufsatz angewandten petrographischen Bezeichnungen sollen daher kurz erläutert werden.

Unter Sandsteinen sind solche überwiegend aus Quarzkörnern bestehenden Gesteine zusammengefaßt, die wenig Glimmer und Feldspat enthalten und ein quarzitisches oder karbonatisches Bindemittel besitzen. Diese Gesteine sind zwar deformiert, aber nicht geschiefert. Die Einteilung der Sandsteine in Mehl-, Fein-, feine Mittel-, grobe Mittel- und Grobsandsteine entspricht den Kornklassen der entsprechenden Lockergesteine: Mehlsand (0,05—0,1 mm), Feinsand (0,1 bis 0,2 mm), feiner Mittelsand (0,2—0,5 mm), grober Mittelsand (0,5—1 mm) und Grobsand (1—2 mm).

Unter Grauwacken sind Sandsteine mit Feldspatgehalt verstanden, der bei der Deformation wenigstens teilweise in Serizit umgewandelt wird. Diese Gesteine sind mehr oder weniger stark geschiefert. Die Einteilung nach Korngrößenklassen entspricht denen der Sandsteine. Je nach dem Grad der Schiefrigkeit sind nicht schiefrige, wenig schiefrige und stark schiefrige Grauwacken unterschieden worden.

Die tonhaltigen Gesteine sind im Unterschied zu den lockeren „Tonen" und den halbfesten „Tonsteinen" als „Tonschiefer" bezeichnet. Je nach dem anteiligen Verhältnis von Quarz- und Tonsubstanz sind die Tonschiefer in 5 Gruppen aufgeteilt worden. Diese Einteilung läßt sich in gleicher Weise bei Tonen und Tonsteinen durchführen. Sie entspricht theoretisch folgenden Mengenverhältnissen von Quarz zu Tonsubstanz:

	Quarz (in %)	Ton (in %)
stark sandige Tonschiefer	95—80	5— 20
schwach sandige Tonschiefer	80—60	20— 40
magere Tonschiefer	60—40	40— 60
fette Tonschiefer	40—20	60— 80
sehr fette Tonschiefer	20— 0	80—100

Die hier als stark sandige und schwach sandige Tonschiefer bezeichneten Gesteine dürften dem entsprechen, was bei ENGELS Grauwackenschiefer genannt wird, ENGELS' Tonschiefer dagegen den mageren und fetten Tonschiefern dieser Einteilung. Eine genauere petrographische Bearbeitung der Tonschiefer und Sandsteine, die erst eine Grundlage für die noch fehlende, für stratigraphische und tektonische Zwecke aber unbedingt notwendige Feineinteilung der Sedimente des Rheinischen Devons sein könnte, fehlt freilich bislang noch.

Bei Anwendung der hier aufgeführten Bezeichnungen würden die Unterems-

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

schichten in dem Streifen zwischen St. Goarshausen und der Linie Nordrand Oberwesel — Ramscheler Berg — Gemeindemühle Bornich sich aus vorwiegend stark sandigen Tonschiefern mit wenig schwach sandigen Tonschiefern und einzelnen Bänken und Bankfolgen von schwach geschieferten Grauwacken und nicht geschieferten Sandsteinen zusammensetzen.

Nördlich St. Goarshausen ist die Gesteinsart ähnlich. Doch scheinen hier die schwach sandigen Tonschiefer über die stark sandigen zu überwiegen. Im Südteil des Arbeitsgebietes dagegen, im Bereich der oberen Siegener Schichten, spielen schwach sandige Tonschiefer und magere Tonschiefer bei weitem die Hauptrolle. Stark sandige Tonschiefer sind nur noch in untergeordneten Bankfolgen und Bänken vertreten. Sandsteine und Grauwacken bilden nur einzelne Bänkchen. Alle diese Angaben sind aber nur als grobe Anhaltspunkte zu werten, da eingehende Studien über die Gesteinsausbildung vom Verfasser nicht vorgenommen werden konnten.

Zur Großtektonik wäre zu erwähnen, daß nach der letzterschienenen Kartendarstellung von G. Solle (1950, S. 302) das Gebiet von St. Goarshausen eine tektonische Großmulde bildet, die durch mächtige Unteremsschichten ausgefüllt ist und im Norden durch einen Großsattel, der von Kestert über Dachsenhausen nach Nassau zieht und in dessen Kern Obersiegen in Hunsrückschieferfazies zutage tritt, von der Koblenzer Großmulde getrennt ist. Der Kern der Großmulde liegt etwa auf der Linie Nochern—Werlau.

Über die Spezialtektonik unterrichten vor allem die Profile in den Arbeiten von Fuchs (1907), Kienow (1932) und Engels (1953, 1955). Danach überwiegen schiefe Falten mit einem Südfallen von 40—45° auf dem einen und von 70—90° mit gelegentlicher schwacher Überkippung bis 80° auf dem anderen Flügel. Die Spannweite der Falten (als Abstände zwischen den einzelnen Sattelachsen aufgefaßt) liegen nach den genannten Arbeiten anscheinend meist zwischen 20—200 m. Doch kommen auch Partien vor, in denen die Schichten querschlägig bis zu 300 m einheitlich nach Süden einfallen. Nach Engels (1955) ist der Faltenbau durch zahlreiche Überschiebungen gestört, an denen vielfach die Nordflügel der Sättel unterdrückt sind.

Die Schiefrigkeit hat im ganzen Arbeitsgebiet ein südliches Einfallen von meist 65—70° (vgl. hierzu die Darstellung von Kienow, 1933, Taf. 2 und 3).

Die im nächsten Kapitel mitgeteilten Fossilfundpunkte machen keinerlei Anspruch auf Vollständigkeit. Eine eingehendere Bearbeitung würde die Zahl der Fundpunkte erheblich vermehren können. Die Fossilnamen sind aus den Arbeiten von Fuchs (1915) sowie den Bestimmungen von Holzapfel (1904) ohne weitere Nachprüfungen und Änderungen übernommen. Einzelne Verbesserungen geschahen entsprechend den Fossillisten von Solle (1950). Die angegebenen Koordinaten beziehen sich auf das Gitternetz des Meßtischblattes Nr. 5812, St. Goarshausen.

5. Die einzelnen Fossilfundpunkte.

1. Burg Maus bei Wellmich H 60350 R 06900. Eine größere Anzahl von Stücken enthält die Holzapfel'sche Sammlung in Aachen. Es handelt sich um einen grauen Tuffschiefer (Porphyroidschiefer) vom Gesamtcharakter eines schwach sandigen Tonschiefers. Die Fossilien sind nur wenig nach der Schichtfläche geordnet, so daß bei den Messungen jedes einzelne Exemplar besonders nach der Schiefrigkeit ausgerichtet werden mußte. Wo Schichtung erkennbar war,

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

betrug der Kreuzwinkel etwa 40°. Die Schiefrigkeit ist an allen Stücken normal ausgebildet, also nicht gebrochen. Die Fauna setzt sich überwiegend aus Zweischalern und Gastropoden zusammen.

Ledopsis callifera Beush. Eine zur Schfr. rechte Klappe in spitzem Winkel ($\varphi = 25°$) kommt mit K : L = V_u = 11,5 : 14,5 mm = 0,79 der Urform nahe (Taf. I, Abb. 1 a). Ein weiteres Exemplar (rechte Klappe) quer zur Schiefrigkeit ($\varphi = 90°$) ergab V_k = 11,5 : 13,5 mm = 0,85 (Taf. I, Abb. 1 b). Daraus errechnet sich $V_p = V$ nach der Formel $V_p = V_k \cdot V_u$ mit 0,67. Dies entspricht bei 5 % Volumverlust einem D_m-Wert von *75/113*. Dieser Wert ist unter den gegebenen Voraussetzungen ungenau. Die Berechnung wird hier nur als Beispiel angeführt.

Bellerophon tumidus Sandb. Falls die Schalen mit ihrer Spindelachse in der Ebene der Schiefrigkeit liegen, ist ihr ehemals kreisförmiger Querschnitt zu einer Ellipse geworden. Es besteht daher die Möglichkeit, die Deformation an Gastropoden nach der Formel $V_p = V_o = c_o : a_o$ zu bestimmen. Der Kreuzwinkel φ ist in diesen Fällen natürlich stets 90°, demnach $V_o = V_p = V$. Gemessen wurden folgende Ellipsen: $V_o = V_p = V$ = 0,60, 0,67 und 0,78. Bei dem letztgemessenen Exemplar erkennt man deutlich, daß die Schieferung um das Fossil herumbiegt; die Schale hat also der Deformation Widerstand entgegengesetzt, so daß die sich ergebende Ellipse nicht den vollen Betrag der Deformation anzeigt. Dieser ist vielmehr die Messung mit dem kleinsten V-Wert (V = 0,60) zu Grunde zu legen. Hieraus errechnet sich bei 5 % Volumverlust D_m zu *70/117*.

Pleurorotomaria striata Goldf. An dieser Form läßt sich in gleicher Weise die Deformation messen. Es ergaben sich Ellipsen von $V_o = V$ = 0,57, 0,64, 0,68, 0,78. Die starke Streuung der Ellipsen-Werte sowie der Befund an den Stücken läßt erkennen, daß der Deformationswiderstand der Schalen erheblich gewesen sein muß, so daß die Verformung sich nicht voll auswirken konnte. Nimmt man den Mittelwert der beiden ersten Messungen mit V = 0,6 an, so ergibt sich bei 5 % Volumverlust ein D_m-Wert von *70/117*.

Spirifer sp. Hier ergab sich ein Winkel $\omega = 65°$, danach V_p = 0,64 und bei 5 % Volumverlust ein D_m-Wert von *73/114*.

Chonetes cf. sarcinulatus Schloth. Ein schmales Exemplar ergab V_k = 0,83. Dieser Wert, bezogen auf das Urformverhältnis K : L = U = 0,7, ergibt V_p = V = 0,58 und damit bei 5 % Volumverlust *D* = *68/118*. (Das angenommene Urformverhältnis U = 0,7 ist nicht völlig einwandfrei.)

Da die letztgenannte Messung bei einem Fossil mit sehr dünner Schale und rechtwinkliger Lage zur Schiefrigkeit vorgenommen werden konnte, ist der erhaltene *D*-Wert von *68/118* für diesen Punkt am ehesten als gültig anzunehmen. Die übrigen Ergebnisse weichen nicht allzu sehr von diesem Wert ab.

2. Fesel bei Nochern. Dieser Lagepunkt ist bei Fuchs (1899) noch nicht erwähnt. Nach örtlicher Erkundung liegt er am oberen Rand der Weinberge zum Rheintal hin, etwa bei H 59 500 R 07 800. Von hier hat Fuchs (1915, Taf. 3, Abb. 3) eine *Stropheodonta (Douvillina) elegans* Drev. abgebildet, die einen Winkel ω von 60° erkennen läßt (siehe Taf. I, Abb. 3 zu diesem Aufsatz). Dies entspricht einem V_p von 0,58 und damit bei 5 % Volumverlust einem D_m-Wert von *68/118*. Da φ nicht bekannt ist, läßt sich der D-Wert nicht ermitteln.

3. Geiersberg bei Nochern. Auch dieser Fundpunkt ist in der Fuchs'schen Arbeit von 1899 noch nicht enthalten. Nach örtlicher Erkundung liegt der

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Geiersberg etwa bei H 59 400—500 R 08 600—08 700. Von hier bildet FUCHS (1915, Taf. 4, Abb. 11) eine Gesteinsplatte mit *Chonetes semiradiatus* SOW. ab. Die Verkürzung ist, wohl infolge des ziemlich kleinen Kreuzwinkels φ verhältnismäßig gering, die Abplattung aber dementsprechend stark. Die Abbildung läßt an Hand der breiten und schmalen winkelrechten Choneten die Deformationsachse deutlich erkennen. Sie verläuft auf der Bildebene mit 30° Neigung nach links. Der kleinste an den Choneten meßbare Winkel ω ist 67°, was einem V_p von 0,66 und bei Verformung ohne Volumverlust — es handelt sich offenbar um eine Sandsteinplatte — einem D_m von *76/115* entspricht.

An den mittelgroßen Exemplaren dieser Abbildung ergibt sich ferner V_l zu 0,5 und 0,56, V_k zu 1,0 und 1,04. Legt man der Berechnung die Durchschnittswerte von V_l = 0,53 und V_k = 1,02 zu Grunde, so ergibt sich V_p mit 0,71 und (ohne Volumverlust) D_m mit *80/112*. Für die abgebildeten großen Choneten läßt sich eine derartige Berechnung nicht durchführen, da nur ein breites, aber kein schmales Exemplar auf der Platte enthalten ist. Die Differenz zwischen den beiden Bestimmungen ist wohl auf die Ungenauigkeiten zurückzuführen, die mit den Messungen auf einer Abbildung verbunden sind.

Der D-Wert wird wahrscheinlich erheblich größer sein als die beiden D_m-Werte von 76/115 und 80/112 vermuten lassen. Er läßt sich nicht ermitteln, da der Kreuzwinkel φ nicht bekannt ist.

4. Hasenbachtal nordöstlich St. Goarshausen. Sammlung HOLZAPFEL, 1896. Als genauer Lagepunkt ist angegeben: „neben dem Porphyroid". Dieses ist auf der Geologischen Spezialkarte Blatt St. Goarshausen bei H 58 800 R 08 250 eingetragen.

Chonetes cf. dilatatus F. ROEM. in stark sandigem Tonschiefer. ω = 65°, V_p = 0,64, bei 5 % Volumverlust D_m = *73/114*. Kein Kreuzwinkel φ zu erkennen.

5. Rödershell bei Lierscheid. Sammlung HOLZAPFEL. Der Fundpunkt liegt nach den Angaben der FUCHS'schen Karte (1899) rd. 500 m nördlich der Kirche von Lierscheid, etwa bei H 60 560 R 10 250. Es handelt sich um einen dunkelbraunen quarzitischen Mehlsandstein, der ganz mit Fossilien erfüllt ist. Da keine Schiefrigkeit entwickelt ist, läßt sich auch der Kreuzwinkel φ nirgendwo erkennen. Das Material ist recht umfangreich. Der Deformationsgrad der Stücke ist etwas verschieden und vielfach so gering, daß er kaum noch erkennbar bleibt. Da der Verfasser den Fundpunkt nicht aufsuchen konnte, muß unentschieden bleiben, in wieweit der ungewöhnlich geringe Deformationsgrad — kein anderer Fundpunkt des Arbeitsgebietes ließ eine derartig geringe Deformation erkennen — mehr auf die besonders quarzitische Beschaffenheit der Sandsteinbank, ihre Lagerung zur Schiefrigkeit oder die Einschaltung der Sandsteinbank in schwach sandigen oder mageren Tonschiefer zurückzuführen ist. Möglicherweise wirken alle drei Ursachen zusammen. Damit, daß unschieferbare Einlagerungen in gut geschieferten Tongesteinen gelegentlich wenig oder gar nicht deformiert sind, muß immer gerechnet werden. Für die Beurteilung der Gesamtverformung eines Gebietes ist dies ohne Belang. Dasselbe gilt übrigens auch für Kalkknollen, Kieselgallen und Toneisensteinkonkretionen in Schiefern in gleicher Weise. In diesen Gebilden ist in den meisten Fällen überhaupt keine Deformation erkennbar.

Ein Crinoidenstielglied ergab $V_o = V_p$ = 4 : 5,5 mm = 0,73, danach D_m = *80/119* (ohne Volumverlust).

Chonetes cf. sarcinulatus SCHLOTH. breite Form V_l = 8 : 19 mm = 0,45,

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

schmale Form $V_k = 15 : 16$ mm = 0,94, danach $V_p = 0{,}63$, ohne Volumverlust wäre *D* also *73/117* (vgl. Taf. I, Bild 4 a und b).

Spirifer sp. Die Messung des Winkels ω ergab $\omega = 65°$. Dies würde einem V_p von 0,64 entsprechen und bei Deformation ohne Volumverlust einen D_m-Wert von *74/116* (Taf. I, Fig. 5).

Der größere Wert von $D_m = 73/117$ dürfte das Ausmaß der Verformung an diesem Punkt am besten kennzeichnen.

6. St. Goarshausen. In der HOLZAPFEL'schen Sammlung finden sich einige Belegstücke unter dieser Fundortbezeichnung. Näheres über den Fundpunkt ist nicht zu ermitteln. In einem sehr stark sandigen Tonschiefer, der fast als Sandstein bezeichnet werden könnte, fanden sich Spirifer sp. mit $\omega = 60°$ bei $\varphi = 90°$. $V_p = V = 0{,}58$, danach bei 5 % Volumverlust $D_m = 68/118$.

Ein Crinoidenstielglied bei $\varphi = 90° : V_o = V_p = V = 5 : 8$ mm = 0,63 bei 5 % Volumverlust: $D_m = 72/115$.

Als Ergebnis für diesen Fundpunkt muß eine Mindestdeformation von $D_m = 68/118$ angenommen werden.

7. St Goar. Sammlung HOLZAPFEL. Nähere Angaben über die Fundpunktlage fehlen. Sehr stark sandiger Tonschiefer, darin:

Gastropoden, die senkrecht zur Spindel zu Ellipsen verformt sind, Kreuzwinkel $\varphi = 90°$. a) $V_o = V_p = 11 : 19$ mm = 0,58, demnach bei 5 % Volumverlust $D_m = 68/118$. b) $V_o = V_p = V = 11{,}5 : 18$ mm = 0,64, bei 5 % Volumverlust also $D_m = 37/114$. Angenommener D_m-Wert: *68/118*.

8. Grindelbachtal westlich St. Goar, südlicher Abhang. Sammlung HOLZAPFEL. Ohne nähere Angaben. Heller Feinsandstein mit vielen Fossilien. Ein Kreuzwinkel ist nicht zu erkennen.

Strophonella subarachnoidea A.-V. $\omega = 65°$, $\varphi = 70°$; $V_p = 0{,}64$, $V = 0{,}63$, $D_m = 73/117$ (ohne Volumverlust).

Pleurotomaria sp. Spindel parallel zur Deformationsebene. $V_o = V_p = V = 11 : 18{,}5$ mm = 0,59, $D_m = 70/119$ ohne Volumverlust (Taf. I, Fig. 6).

9. Biebernheim bei St. Goar. Sammlung HOLZAPFEL, ohne nähere Angabe der Fundpunktslage. Helle schwach geschieferte feinkörnige Grauwacke.

Von hier lag eine Reihe von kurzen und langen Formen von *Chonetes sarcinulatus* SCHLOTH. vor, an denen sich die Deformationen mit ziemlicher Genauigkeit ermitteln ließen. a) (Taf. I, Abb. 7) bei Kreuzwinkel $\varphi = 60°$. $V_l = 8{,}5 : 18$ mm = 0,43. $V_k = 10 : 10{,}5$ mm = 0,95, daraus $V_p = 0{,}64$, $V = 0{,}59$, $D_m = 70/119$ ohne Volumverlust. b) (Taf. I, Abb. 8) bei Kreuzwinkel $\varphi = 60°$, $V_l = 9 : 18$ mm = 0,5, $V_k = 12 : 12$ mm = 1,0, daraus $V_p = 0{,}71$, $V = 0{,}66$, $D_m = 76/115$ ohne Volumverlust.

In beiden Fällen liegen, wie die Abbildungen auf Taf. I erkennen lassen, die Formen weder ganz winkelrecht zueinander noch völlig winkelrecht zur Streckung. Die für die Deformation errechneten Zahlen stellen demnach nur Mindestwerte dar. Die wirklichen D-Werte werden um einige Prozente höher liegen.

Eine weitere gut erhaltene Form ergab bei 80° φ einen V_k-Wert von 9 : 11 mm = 0,82. Bezogen auf eine Urform von 0,7 würde dieser Wert einem V_p von 0,57 entsprechen und damit einem *D*-Wert von *69/121* ohne Volumverlust.

10. Weinberge dicht westlich Patersberg am Abhange des Schweizertales. Nach der FUCHS'schen Karte (1899) etwa H 58600—650

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

R 09 250—600. In A. Fuchs (1915, Taf. 2, Abb. 7 a), ist eine breite *Orthis transversaria* Fuchs von hier abgebildet. Aus Abb. 6 (Fuchs 1915, Taf. 2), die die gleiche Form in einer schmalen und einer breiten tektonischen Variation von einem anderen Fundpunkt enthält, ergibt sich das Verhältnis von Länge zu Breite der Urform zu etwa 0,80. Legt man diesen Wert den Berechnungen zu Grunde, so ergibt sich für das Exemplar von Abb. 7 a mit einem Ausmaß von V_l = 11 : 22 mm = 0,5, ein V_p von 0,62 was (bei 5 % Volumverlust) einem D_m von *72/115* entspricht.

In Fuchs (1915) Taf. 2, Abb. 21—28 sind mehrere Exemplare von *Orthis nocheri* Fuchs dargestellt. Aus dem Ausmaß der schmalen Form der Abb. 27 mit V_k = 10 : 13 mm = 0,77 und der breiten Form von Abb. 26 mit V_l = 7 : 13 mm = 0,54 ergibt sich ein V_p von 0,66, was bei 5 % Volumverlust einem D_m-Wert von *75/113* entspricht.

11. Schweizertal östlich St. Goarshausen, 40 m vor der Abzweigung der Straße nach Patersberg in der Straßenböschung. H 57 910 R 09 800, Aufsammlung Breddin 1954.

Crinoidenstielglieder in stark sandigem Tonschiefer, 10 Messungen. Die am stärksten deformierten Stielglieder ergaben folgende $V_o = V_p$-Werte: 0,62, 0,68, 0,68, 0,69, 0,73, 0,73, 0,75, 0,78, 0,80, 0,81. Die Streuung ist also recht erheblich, wie es bei diesen Fossilien die Regel ist. Wenn man die höheren Werte und den abnorm kleinen von 0,62 außer Betracht läßt und V_p = 0,68 der Berechnung zu Grunde legt, so würde sich bei 5 % Volumverlust ein D_m-Wert von *76/112* ergeben.

Dieser Aufschluß ist dadurch bemerkenswert, daß die lange Deformationsachse im Gegensatz zu allen anderen Fundpunkten des Blattgebietes nicht der Kreuzlinie zwischen Lagerung und Schieferung folgt, sondern mit ihr einen Winkel von 30° bildet. Diese seltene Abweichung von der Regel scheint durch lokale Umstände bedingt zu sein, die an dieser Stelle eine Verformung zu einem dreiachsigen Ellipsoid (gerichtete Schiefrigkeit) hervorgerufen haben. Innerhalb der gerichteten Schiefrigkeit ist eine derartige Abweichung der Kreuzlinie von der Streckung das Normale. (vgl. Breddin 1956 a, S. 244).

12. Galgenberg bei St. Goarshausen. Sammlung Holzapfel. Nach der Fuchs'schen Karte (1899) bei P. 231,2 des Meßtischblattes nördlich der Lurley, etwa H 57 200 R 09 550. Sehr stark sandiger Tonschiefer, übergehend in feinkörnige schwach geschieferte Grauwacke.

Crinoidenstielglied: Breite : Länge = 9 : 14 mm bei φ = 80° : $V_o = V_p$ = 0,64, demnach D_m = *76/116* (ohne Volumverlust).

Stropheodonta murchisoni Arch.-Vern.: eine Dorsalklappe, breit, 16 : 37 mm bei φ = 75°, V_p = 0,43 und eine Ventralklappe, breit, 19 : 44 mm = 0,43 bei φ = 80° ergeben bei Annahme eines Urformverhältnisses U = K : L von 0,80 einen V_p-Wert von 0,54, der ohne Volumverlust einem *D* von *66/123* entspricht. Dieser Wert ist für diesen Fundpunkt eingesetzt worden.

13. Freilichtbühne an der Lurley. Aufsammlung Breddin 1954, H 57 120 R 09 480. In stark sandigem Tonschiefer finden sich hier sehr gut erhaltene Crinoidenstielglieder. An diesem Material wurden folgende Messungen ausgeführt (alle D_m-Werte beziehen sich auf Deformation mit 5 % Volumverlust):

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

a) 13 : 19,5 mm bei $\varphi = 45°$: $V_o = V_p = 0{,}67$, $V = 0{,}54$, $D_m = 65/121$, (Taf. I, Abb. 9).
b) 12 : 16,5 mm bei $\varphi = 45°$: $V_o = V_p = 0{,}73$, $V = 0{,}60$, $D_m = 70/117$,
c) 6 : 8,5 mm bei $\varphi = 45°$: $V_o = V_p = 0{,}71$, $V = 0{,}58$, $D_m = 68/118$,
d) 9 : 13,5 mm bei $\varphi = 55°$: $V_o = V_p = 0{,}67$, $V = 0{,}59$, $D_m = 69/117$,
e) 10 : 16 mm bei $\varphi = 90°$: $V_o = V_p = V = 0{,}62$, $D_m = 73/117$.

Angesichts des Umstandes, daß es sich hier um Crinoidenstielglieder handelt, ist die Übereinstimmung der Werte recht gut. Als Deformationsbetrag für diesen Punkt wurde $D_m = 68/118$ angenommen. Bemerkenswert ist die mitunter unregelmäßige Deformation der Stielglieder (Taf. I, Abb. 9).

13a. Lurley, vor der Jugendherberge. Breddin 1954. In stark sandigem Schiefer fanden sich hier Crinoidenstielglieder, von denen eins auf Taf. I, Abb. 10, abgebildet ist. $V_o = V_p = 9 : 16{,}5$ mm. Dies entspricht bei $\varphi = 75°$ einem V-Wert von 0,54 und bei 5 % Volumverlust einem D_m von *65/121*.

14. Südfuß der Lurley. Etwa H 56600 R 90300. In Fuchs (1915, Taf. 7, Abb. 4, a und b) ist von hier ein schiefes Exemplar von *Spirigera undata* Defr. abgebildet. Hier läßt sich ein φ von 60° messen, demnach ist $V_p = 0{,}58$, $D_m = 68/118$ (bei 5 % Volumverlust).

15. Südlich der Lurley. Sammlung Holzapfel 1889. In feinglimmrigem Mehlsandstein, in dem φ nicht erkennbar ist, findet sich ein *Spirifer cf. arduennensis* Schnur. (Taf. I, Abb. 11). $\omega = 58°$, $V_p = 0{,}56$, $D_m = 68/121$ (ohne Volumverlust).

16. Mäusnest bei Bornich. Nach der Fuchs'schen Karte H 56330 R 10000. In Fuchs (1915, Taf. 2, Abb. 15), ist eine breitschiefe Form von *Orthis nocheri* Fuchs abgebildet, an der sich der Verformungsbetrag wenigstens annähernd abschätzen läßt. Das Verhältnis V_l ist an diesem Stück mit etwa 4,5 : 9 mm = 0,5 zu messen. Nimmt man das Verhältnis $V_u = K : L$ entsprechend anderer *Orthis*-Arten mit 0,9 an, so würde sich V_p mit 0,56 und D_m mit *67/119* (bei 5 % Volumverlust) ergeben.

In Fuchs (1915) Taf. 3, Abb. 4 ist eine Ventralklappe von *Orthis circularis* Sow. abgebildet, die stark deformiert ist. Der Winkel ω beträgt an diesem Stück etwa 60°, was einem V_p von 0,58 und einem D_m-Wert von *68/118* (bei 5 % Volumverlust) entsprechen würde (siehe Taf. 3, Abb. 12a dieses Aufsatzes). Abb. 12b zeigt zum Vergleich eine kaum deformierte *Orthis circularis* von Oberstadtfeld, ebenfalls nach Fuchs 1915 (Taf. 3, Abb. 2) mit $V_u = 26 : 29$ mm = 0,9.

Die Verformung für diesen Fundpunkt läßt ebenfalls Abb. 2 auf Taf. 9 bei Fuchs erkennen, insbesondere an den Crinoidenstielgliedern; jedoch reicht die Abbildung für eine Messung nicht aus.

17. Eeg bei Bornich. Fundpunkt nach der Fuchs'schen Karte von 1899 dicht östlich des Rheintales etwa bei H 56200—300 R 09850—10000. In Fuchs (1915, Taf. 2, Abb. 18—20) erkennt man eine *Orthis nocheri* Fuchs von diesem Fundpunkt in je einem schmalen, breiten und einem schiefen Exemplar. Da Fig. 19 unvollständig ist, läßt sich die Deformation am besten nach Abb. 18 abschätzen. Diese kurze tektonische Variation mißt $V_k = 5 : 9{,}5$ mm = 0,53. Nimmt man die Urform wie bei dem Stück von Mäusnest mit $V_u = K : L = 0{,}9$ an, so ergibt sich V_p nach der Formel $V_p = Vk \cdot V_u$ zu 0,48, bei 5 % Volumverlust D_m also zu *60/126*.

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Spirigera undata DEFR. auf Taf. 7, Abb. 9c bei FUCHS (1915) läßt im Sinus einen ω-Winkel von 65° erkennen, was einem V_p von 0,64 und damit einem D_m-Wert von *73/114* bei 5 % Volumverlust entspricht (siehe Taf. I, Abb. 13 dieses Aufsatzes).

Auf Taf. 5, Fig. 1 und 2 bei FUCHS (1915) ist *Chonetes bialatus* FUCHS in einer breiten Form dargestellt. Die Abbildung läßt ohne weiteres das beträchtliche Ausmaß der Verformung erkennen, da Choneten normalerweise nicht derartig breit ausgebildet zu sein pflegen. Da eine schmale Form von FUCHS jedoch nicht abgebildet wird, läßt sich die Urform nicht ermitteln. Infolgedessen ist auch keine Berechnung der Deformation möglich. Die Annahme, daß die von FUCHS abgebildete Form von *Chonetes bialatus* FUCHS keine breite tektonische Variaton, sondern ein nicht deformiertes Exemplar sein soll, hätte nur dann ihre Berechtigung, wenn Grund zu der Annahme bestände, daß Schieferung und Schichtung an diesem Fundpunkte zusammenfallen. Dies ist aber im Bereich der Unterkoblenzschichten des Blattgebietes St. Goarshausen bisher noch an keinem Punkte nachgewiesen worden. Ihr widerspricht auch die Tatsache, daß an dem gleichen Fundpunkt deformierte Fossilien anderer Arten vorkommen. Es kann sich daher bei *Chonetes bialatus* FUCHS keinesfalls um eine echte biologische Art handeln. Das gleiche gilt für *Chonetes extensus* E. KAYSER, der auf der gleichen Tafel Abb. 3 bei FUCHS 1915 abgebildet ist.

18. Eeg bei Bornich. Aufsammlung BREDDIN 1954. H 56 220—240 R 10 300 bis 350. Schwach geschieferter feinkörniger Grauwackensandstein. *Chonetes cf. sarcinulatus* SCHLOTH., in den in diesem Gebiet so häufigen kleinen Exemplaren, die bankweise auftreten. Es ließen sich an den Stücken folgende Messungen ausführen:

Breite Formen:

V_l = 8 : 14 mm = 0,5 bei φ = 60°, entspricht 0,45 bei φ = 90°.
V_l = 7 : 15 mm = 0,47 bei φ = 90° entspricht 0,47 bei φ = 90°.
V_l = 6 : 12 mm = 0,5 bei φ = 60° entspricht 0,45 bei φ = 90°.

Schmale Formen:

V_k = 9 : 9 mm = 1,0 bei φ = 80° entspricht 1,0 bei φ = 90°.
V_k = 10 : 11 mm = 0,91 bei φ = 70° entspricht 0,90 bei φ = 90°.
V_p = 8,5 : 9,5 mm = 0,90 bei φ = 70° entspricht 0,89 bei φ = 90°.

Wenn man entsprechend diesen Ergebnissen die wahrscheinlichen Werte für die langen Formen mit V_l = 0,45 und für die kurzen mit V_k = 0,90 einsetzt, so ergibt sich nach der Formel A 2 der Wert V zu 0,64. Dann beträgt D = *74/116* (ohne Volumverlust).

19. Spitznack nordwestlich Bornich. Sammlung HOLZAPFEL. Lagepunkt etwa H 56 000—100 R 10 000—100. Stark sandiger Tonschiefer.

Ein großes Crinoidenstielglied in stark sandigem Tonschiefer. $V_o = V_p$ = 11 : 14 mm = 0,79 bei φ = 35° ergibt V mit 0,59 und bei 5 % Volumverlust D_m mit *69/117*.

Spirifer hercyniae GIEB. In Feinsandstein ω = 60°, ψ = 15°, φ = 80°. Diese Werte ergeben V_p = 0,58 und (ohne Volumverlust) D_m = *70/120*.

Spirifer cf. arduennensis SCHNUR. Schmale Form V_k = 14 : 16 mm = 0,88, breite Form V_l = 6 : 20 mm = 0,3 ergibt V_p = 0,51 und bei 5 % Volumverlust D = *63/123*.

Ausgezeichnete Aufschlüsse in den stark sandigen Schiefern der Unterkoblenz-

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

schichten bietet das Forstbachtal zwischen der Molzmühle und der Saueressigsmühle.

20. Saueressigsmühle im Forstbachtal.

a) Abh. Fuchs 1915, rechtes Gehänge des Forstbachtales unterhalb der Saueressigsmühle an der Einmündung des Bellgrabens. H 56900 R 11070. In Fuchs (1915), Taf. 4, Abb. 1 und 2 ist *Orthothetes major* Fuchs in einem breitschiefen und einem schmalen Exemplar, ersteres eine Ventral-, letzteres eine Dorsalschale abgebildet. Die Deformation tritt schon bei der Gegenüberstellung der Stücke in den Fuchs'schen Abbildungen sehr anschaulich heraus. Das breite Exemplar mißt 4,5 : 7,5 mm = 0,6. Das schmale: 4,3 : 7,2 mm = 0,6. Daraus ergibt sich der Wert V_p für die Deformationsellipse zu 0,6. Die Deformation selbst ohne Volumverlust zu D_m = *71/118*. Die Fuchs'schen Abbildungen geben eine besonders gute Vorstellung von der tektonischen Deformation großer Brachiopoden (vgl. auch Taf. I, Abb. 14 a und b zu diesem Aufsatz).

Chonetes dilatatus F. Roem. (Fuchs, Taf. 4, Abb. 5). $\omega = 60°$ $V_p = 0{,}58$, D_m ohne Volumverlust = *70/120*.

Chonetes extensus E. Kayser (Taf. 5, Fig. 3) ausgesprochen breite Form. V_l ergibt sich hier mit 13 : 27 mm = 0,35, bei Annahme eines Urformverhältnisses U = K : L = 0,7; wie es bei Choneten meist vorliegt, würde sich V_p mit 0,5 und D_m mit *63/126* (ohne Volumverlust) ergeben.

Spirigera globula A. Fuchs (Taf. 8, Abb. 3 und 4). Ein schmales Exemplar mit V_k = 16 : 24 mm = 0,67. Bei Annahme eines Urformverhältnisses von K : L = 1,0 würde sich V_p mit 0,67 und D_m mit *77/114* ohne Volumverlust ergeben.

b) Sammlung Holzapfel 1896. Es liegt sicherlich der gleiche Fundpunkt vor wie der von Fuchs ausgebeutete. Es handelt sich um einen feinkörnigen bräunlichgrauen Grauwackensandstein, der gelegentlich in stark sandigen Tonschiefer übergeht. Die Fossilien sind nicht vollkommen schichtig geordnet. Die Schiefrigkeit ist gerade noch eben erkennbar. Der Kreuzwinkel φ beträgt meist 60—90°.

Pleurodictyum problematicum Goldf. Bei diesem Fossil, dessen Urform im allgemeinen als kreisförmig angenommen werden darf, ergaben sich folgende Meßwerte:

$V_o = V_p$ = 21 : 45 mm = 0,42, bei $\varphi = 80°$ V = 0,42
D = *56/133* ohne Volumverlust.

und $V_o = V_p$ = 24 : 42 mm = 0,57, bei $\varphi = 60°$ V = 0,52
D = *65/124* ohne Volumverlust.

Daß die beiden Ergebnisse trotz recht guter Erhaltung der Stücke nicht übereinstimmen, mag vielleicht damit zusammenhängen, daß die Voraussetzung, daß die Stücke kreisrund waren, nur annähernd zutrifft.

Spirifer cf. arduennensis Schnur. Zwei schiefe Exemplare:
$\omega = 55°$, $\varphi = 90°$, $V_p = V = 0{,}52$, D_m = *65/124*
$\omega = 55°$, $\varphi = 70°$, $V_p = 0{,}52$, $V = 0{,}50$, D_m = *63/126*.

Chonetes dilatatus F. Roem., schmales Exemplar mit V_k = 14 : 15 mm = 0,93. Bei Annahme eines Urformverhältnisses von K : L = 0,7 ergibt sich $V_p = V$ = 0,65 und D_m zu *75/115* ohne Volumverlust.

Tropidoleptus carinatus Sandb. Kreuzwinkel $\varphi = 90°$,
a) breite Form: V_l = 7 : 17 mm = 0,41, schmale Form: V_k = 15,5 : 16 mm = 0,97, daraus $V_p = 0{,}65$.

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

b) breite Form: 8 : 20 mm = 0,40, schmale Form: 16 : 19 mm = 0,84, daraus V_p = 0,58 (Taf. II, Abb. 1 und 1 a).

Legt man den Berechnungen die letztgenannten größeren Verformungswerte zu Grunde, so erhält man D = *70/120* ohne Volumverlust.

Tropidoleptus rhenanus FRECH

breite Form: V_l = 9 : 21 mm = 0,43, schmale Form: V_k = 14 : 16 mm = 0,84, beide bei $\varphi = 90°$, daraus $V_p = V$ = 0,60, DM = *71/118* ohne Volumverlust; schiefe Form: $\omega = 50°$ bei $\varphi = 90°$, $V_p = V$ = 0,47, D_m = *60/129* ohne Volumverlust.

Gastropoden, Ellipsen quer zur Spindel bei $\varphi = 90°$:

a) $V_o = V_p = V$ = 11 : 17 mm = 0,65, D_m = *75/115* ohne Volumverlust.

b) $V_o = V_p = V$ = 6 : 10 mm = 0,60, D_m = *71/118* ohne Volumverlust.

Rhynchonella (Camarotoechia) daleidensis F. ROEM.

breite Form: V_l = 18 : 28 mm = 0,64,

schmale Form: V_k = 15,5 : 21 mm = 0,74, daraus V_p = 0,69, D_m = *78/113* ohne Volumverlust. (Rhynchonellen ergeben erfahrungsgemäß selten zutreffende Deformationswerte).

Messungen des kleinsten Winkels ω an verschiedenen Brachiopoden (Choneten, Spiriferen, Tropidolepten).

ω = 55 — 56 — 60 — 64 — 65°. Diese Werte entsprechen V_p-Werten von 0,52 — 0,55 — 0,58 — 0,62 und 0,64 und damit D_m-Werten von 65/124 — 67/122 — 70/120 — 73/117 und 74/116 ohne Volumverlust. Es bestehen keine Bedenken, die beiden höchsten Deformationswerte mit D_m = *65/124* und *67/122* als die maßgebenden anzusehen.

c) Wegböschung unterhalb der Saueressigsmühle. Bei H 56900 — 920 R 11000 — 070. Aufsammlung BREDDIN 1954. Das Gestein ist ein sehr feinkörniger Sandstein, in dem die Schiefrigkeit eben noch erkennbar ist. Die Deformation wurde deshalb ohne Volumverlust berechnet.

Chonetes cf. sarcinulatus SCHLOTH.: die üblichen kleinen Formen. Durch die dichte Anhäufung der Exemplare waren die Messungen etwas erschwert.

Breite Formen: V_l = 5,5 : 22 mm = 0,25 — 6 : 22 mm = 0,27 — 6,5 : 22 mm = 0,30 — 4,5 : 15,5 mm = 0,30 — 5 : 16 mm = 0,31 — 6 : 18 mm = 0,33. Als Durchschnittswert aus diesen 6 Messungen ergibt sich V_l = 0,29.

Schmale Formen: V_k = 7 : 9 mm = 0,78 — 6,5 : 8 mm = 0,81 — 9 : 11 mm = 0,82 — 8 : 9 mm = 0,89. Läßt man die extremen Werte außer Betracht, so ergibt sich als Durchschnitt der übrigen V_k = 0,80. Aus V_l = 0,29 und V_k = 0,80 ergibt sich V_p zu 0,48, danach D zu *61/121*.

Daß diesen Messungen gewisse Ungenauigkeiten anhaften, ergibt sich dann, wenn man aus den gleichen Werten die Urform berechnet. In diesem Falle erhält man aus den beiden Werten 0,29 für die breite und 0,80 für die schmale Form einen Wert V_u für die Urform von 0,6. Nach anderen Messungen müßte das Urformverhältnis aber zwischen 0,65 und 0,70 liegen.

Winkelmessungen an schiefen Formen:

$\omega = 60°$, $\psi = 20°$, V = 0,55 — $\omega = 55°$, $\psi = 40°$, V = 0,47 — $\omega = 58°$, $\psi = 50°$, V = 0,53, daraus D = 67/122 — 60/129 — 66/123, im Mittel *65/124*.

Die starke Streuung der V-Werte beruht darauf, daß sich die Winkel, insbesondere an den kleinen Formen nicht genau genug messen lassen.

Nach der ω_m-Methode berechnet, würden sich aus $\omega = 55°$ und $\omega = 58°$ die

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg Frankfurt am Main

V-Werte 0,52 und 0,55 und die D_m-Werte *65/124* und *67/122* (ohne Volumverlust) ergeben. Diese Werte sind praktisch ebenso brauchbar wie die mit Hilfe der ω-ψ-Rechnung ermittelten und weichen im übrigen von ihnen nur unwesentlich ab.

Insgesamt haben die Deformationsbestimmungen vom Fossilfundpunkt Saueressigsmühle 23 verschiedene Werte ergeben, und zwar:

56/133	—	57/132	—	60/129	—	60/129	—	61/128	—	
62/124	—	63/126	—	65/124	—	65/124	—	65/124	—	
65/124	—	67/122	—	67/122	—	67/122	—	69/122	—	
70/117	—	70/117	—	70/120	—	71/118	—	71/118	—	
71/116	—	75/115	—	75/115	—	78/118		/		

Unter diesen ist der Wert 61/128 als Durchschnittswert aus einer größeren Zahl von Messungen an den häufig vorkommenden Choneten besonders gut fundiert. Im übrigen ist zu bemerken, daß die große Anzahl der kleineren Deformationswerte, die ja immer nur Mindestwerte darstellen und zum Teil nur als Beispiele für die Möglichkeiten der Messungen an verschiedenen Fossilgruppen und Arten hier aufgeführt worden sind, für die Bestimmung des genauen Deformationsbetrages nicht in Betracht kommen. Wenn man ferner die beiden extrem starken Deformationswerte von 56/133 — 57/132 außer Betracht läßt und aus den 5 folgenden Werten zwischen 60/129 und 63/126 den Durchschnitt zieht, so erhält man ebenfalls 61/128. Man wird die Deformation an diesem bedeutendsten Fossilfundpunkt des Blattgebietes, der Saueressigsmühle im Forstbachtal, also mit $D = 61/128$ annehmen können. Hierbei ist besonders bemerkenswert, daß es sich nicht um Tonschiefer, sondern um nur sehr schwach geschieferten feinkörnigen Grauwackensandstein handelt. Die Verformung im benachbarten schwach sandigen Tonschiefer wird diesen Wert nicht unbeträchtlich übersteigen.

21. Rechtes Gehänge des Forstbachtales an der Mause-Mühle, dicht unterhalb des eben beschriebenen Fundpunktes, etwa bei H 57 000 R 11 000. Abbildungen in der Arbeit Fuchs (1915).

Orthis nocheri Fuchs (Fuchs, 1915, Taf. 2), Abb. 11 und 11a breite Form $V_l = 9{,}5 : 16{,}5$ mm $= 0{,}57$. Legt man das Urformverhältnis $V_u = 0{,}9$ zu Grunde, so ergibt sich V_p zu 0,63 und bei 5 % Volumverlust D_m zu *72/115*, wobei zu berücksichtigen ist, daß der Kreuzwinkel φ nicht bekannt ist und ein D-Wert daher nicht bestimmt werden kann.

22. Weggabelung am rechten Gehänge des Forstbachtales unterhalb der Mause-Mühle. Breddin 1954. Der Punkt liegt bei H 57 180 R 11 000. Das Gestein ist ein hellgrünlichgrauer feinkörniger, schwach geschieferter Grauwackensandstein.

Chonetes cf. sarcinulatus Schloth. in kleinen Exemplaren, die ganze Schichtflächen bedecken. Aus der großen Menge der Formen sind freilich immer nur wenige Exemplare eines Handstückes zu Messungen geeignet, und zwar diejenigen, die als schmale oder breite Formen winkelrecht zur Streckung geordnet sind oder diejenigen mit maximaler Schiefe, d. h. kleinstem Winkel ω. Außerdem müssen alle Formen ganzrandig erhalten sein, damit die Messungen einwandfrei vorgenommen werden können. Diese letzte Forderung ist nur selten verwirklicht. Bei einem Kreuzwinkel von $\varphi = 90°$ wurden folgende Messungen ausgeführt:

breite Formen: $V_l = 4 : 10$ mm $= 0{,}4$ — $V_l = 4{,}5 : 10$ mm $= 0{,}45$, Durchschnitt $V_l = 0{,}43$

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg Frankfurt am Main

schmale Formen: $V_k = 8:9$ mm = 0,88 — $V_k = 10:13$ mm = 0,77
$V_k = 7:9$ mm = 0,78

Berücksichtigt man nur die größeren Deformationswerte aus der Gruppe der schmalen Formen (0,77 und 0,78), so ergibt sich V_p zu 0,57 und danach D_m zu *69/121* ohne Volumverlust.

schiefe Formen: Messungen des kleinsten Winkels ω
$\omega_m = 55, 55, 60, 65°$; dies entspricht den V-Werten von 0,52, 0,52, 0,58, 0,64 und den D_m-Werten von *65/124* — *65/124* — *70/120* — *74/116* ohne Volumverlust.

Als maßgebend für diesen Fundpunkt müssen die beiden größten gefundenen D_m-Werte mit *65/124* angesehen werden.

23. Steinbruch unterhalb der Molzmühle, Breddin 1954. Der Lagepunkt ist H 57300 R 10900. Das Gestein ist ein bändrigflaseriger, stark sandiger Tonschiefer.

Crinoidenstielglieder: a) $V_o = V_p = 8{,}5:16$ mm = 0,53 bei $\varphi = 70°$. Dies ergibt V = 0,51 und bei 5 % Volumverlust D_m = *63/123*. b) $V_o = V_p = 14{,}2:20$ mm = 0,71 bei $\varphi = 40°$. Dies ergibt V = 0,54 und bei 5 % Volumverlust D_m = *65/121*.

24. Schloßberg bei Reichenberg (Fuchs 1915), wahrscheinlich H 58800 R 11350.

Orthis foliifer Fuchs 1915. (Taf. 2, Abb. 30) ein breit-schiefes Exemplar. $V_l = 9:17{,}5$ mm = 0,52. Legt man die für die meisten Orthiden gültige Urform von K : L (Länge zu Breite) = 0,9 zu Grunde, so ergibt sich V_p nach der Formel $V_p = V_l/V_u$ mit 0,58. Korrigiert man diesen Wert noch unter Berücksichtigung der Schiefe ($\omega = 80°$) um einen geringen Betrag, so wird ein V_p-Wert von 0,55 eher angemessen sein. Es ergibt sich daher (bei unbekanntem Keuzwinkel φ) ein D_m-Wert von *66/120* bei Annahme von 5 % Volumverlust.

Spirigera globula Fuchs (1915, Taf. 8, Fig. 5) breite Form mit $V_l = 9{,}5:17$ mm = 0,54. Eine schmale Form von einem anderen Fundpunkt (Abb. 3 und 4) mißt $V_k = 16:24$ mm = 0,66. Legt man diesen Wert zu Grunde, so würde sich ein V_p von 0,60 und damit ein D_m von *70/117* bei 5 % Volumverlust ergeben. Daß es sich hier nur um eine ganze grobe Berechnungsart handelt, die mehr einer Abschätzung gleichkommt, liegt auf der Hand.

Wenn man — ebenso grob — die Urform des Stückes mit V_u = K : L (Länge zu Breite) = 0,9 annimmt, so ergäbe sich die Deformation V_p zu V_l/V_u = 0,60. Der D_m-Wert wäre mit *70/117* bei 5 % Volumverlust also der gleiche.

25. Reichenberg bei St. Goarshausen. Steinbruch am Uhuhäuschen. Von hier bildet Spriestersbach, (1915) auf Taf. 6, Fig. 3 die breite Form eines *Spirifer hercyniae* Giebel ab, die 30 : 138 mm mißt, also ein V_l-Verhältnis von 0,218 enthält. Daß die Deformation sehr bedeutend sein muß, geht aus den gemessenen Werten ohne weiteres hervor; der Deformationsbetrag läßt sich indessen nicht berechnen, da eine einwandfreie Urform noch fehlt und eine entsprechende schmale Form von dem gleichen Fundpunkt nicht vorliegt.

26. Auel, Steinbruch unterhalb des Dorfes. Lagepunkt etwa H 59950 R 11750. Auch von diesem Fundpunkt bildet Spriestersbach (1915) ebenso wie von Punkt 25 eine breite Form von *Spirifer hercyniae* Giebel ab, die ergänzt, mit ausgezogenen Flügelspitzen 28 : 185 mm, ohne Berücksichtigung der Spitzen indessen 28 : 135 mm mißt. In dem einen Falle ist V_l = 0,15, im anderen 0,21. Die

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Deformation läßt sich auch hier wegen Fehlens einer Urform oder eines Gegenstückes in Form einer schmalen Form des gleichen Fossils nicht bestimmen.

27. „Weg nach Auel". Sammlung HOLZAPFEL. Fundpunkt wahrscheinlich an der Talstraße s.w. Auel. Stark sandige Schiefer, darin:

Chonetes sarcinulatus SCHLOTH., breite Form: $V_l = 7{,}5 : 20$ mm $= 0{,}375$. Bei Annahme eines Urformverhältnisses von $K : L = 0{,}7$ ergibt sich V_p zu 0,53. Bei einem Kreuzwinkel von 60° liegt der V-Wert bei 0,48 und der *D*-Wert bei *60/126* (5 % Volumverlust).

Spirifer cf. arduennensis SCHNUR., schiefes Exemplar $\omega = 70°$, $\psi = 30°$, $\varphi = 35°$, daraus nach der graphischen Tabelle IV auf Taf. V $V_p = 0{,}69$, und nach Berücksichtigung des Kreuzwinkels $\varphi = 35°$ $V = 0{,}48$. Bei 5 % Volumverlust beträgt also $D = 60/126$.

28. Steinbruch etwa 1 km unterhalb Bogel an der Straße nach Reichenberg. (FUCHS 1915), nach der FUCHS'schen Karte (1899) H 61130 R 13460.

Stropheodonta elegans DREV. (FUCHS 1915, Taf. 3, Abb. 12). Hier ist ein sehr schönes schiefes Exemplar abgebildet, und zwar mit einem ω von 55°. Danach ist $V_p = 0{,}52$ und die entsprechende Mindestverformung bei 5 % Volumverlust $D_m = 64/132$.

29. Steinbruch an der Neu-Kautenmühle bei Niederwallmenach. H 58000 R 14520.

a) FUCHS 1915, Taf. 8: *Spirigera globula* FUCHS. Fig. 2 zeigt ein breites Exemplar, Dorsalklappe, $V_l = 18 : 26$ mm $= 0{,}69$. Bei Annahme einer Urform von $V_u = 1{,}0$ ergibt sich V_p zu 0,69 und D_m zu *78/113* ohne Volumverlust (siehe auch Taf. I, Abb. 15 b dieses Aufsatzes).

b) Aufsammlung BREDDIN 1954. In einer Bank von Feinsandstein ohne Schiefrigkeit, die ganz von Fossilien erfüllt ist, fanden sich Crinoidenstielglieder. Messungen ergaben:

Bei 90° $\varphi : V_o = V_p = V = 10{,}5 : 14{,}5 = 0{,}7$, $D_m = 79/113$ ohne Volumverlust
Bei 80—85° $\varphi : V_o = V_p = V = 7 : 10 = 0{,}7$, $D_m = 79/113$ ohne Volumverlust
Bei 50° $\varphi : V_o = V_p = 4{,}5 : 6{,}2 = 0{,}73$, $V = 0{,}60$, $D_m = 71/118$ ohne Volumverlust

Chonetes cf. sarcinulatus SCHLOTH. bei $\varphi = 90°$.
breit: $V_l = 6 : 14{,}5 = 0{,}41$ — $6{,}5 : 15 = 0{,}40$ Durchschn. 0,40
schmal: $V_k = 6{,}5 : 7 = 0{,}93$ — $10 : 12 = 0{,}83$ Durchschn. 0,88
Daraus ergibt sich V_p zu 0,55 und D_m zu *59/131* ohne Volumverlust.

Winkelmessungen an Brachiopoden ergaben:
$\omega = 70°$, $\psi = 40°$, $V_p = 0{,}70$, $D_m = 79/113$ ohne Volumverlust
$\omega = 63°$, $V_p = 0{,}61$, $D_m = 72/118$ ohne Volumverlust.

Da die Crinoiden nach allen Erfahrungen die Deformation nicht voll erkennen lassen und auch durch die Winkelmessungen kaum der wirklich kleinste Winkel ω erfaßt wird, sollen der Deformation dieses Fundpunktes die Längenmessungen an Choneten zu Grunde gelegt werden. Der abgerundete D_m-Wert ist demnach *60/130*.

30. Neuer Gehängeweg am Südabfall des Ranscheler Berges bei Bornich. H 55230 R 10720. BREDDIN 1954. Guter frischer Aufschluß mit ziemlich reicher Fauna in Bänken stark sandigen Tonschiefers, die den vorwiegenden schwach sandigen Tonschiefern eingelagert sind. Die Fossilien fanden sich besonders häufig im Aushub, der an der Südseite des Weges angehäuft ist. Sie sind nicht

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

immer genau nach der Schichtung eingeregelt. Der Kreuzwinkel liegt in diesem Material zwischen 45 und 90°. Es wurden folgende Messungen von Deformationen vorgenommen:

Crinoidenstielglieder: bei $\varphi = 45°$; $V_o = V_p = 0{,}50 - 0{,}58 - 0{,}67$, $V = 0{,}38 - 0{,}45 - 0{,}54$, daraus bei 5 % Volumverlust $D_m = 52/136 - 58/128 - 65/121$ (vgl. auch Taf. II, Abb. 4).

Bei $\varphi = 60°$: $V_o = V_p = 0{,}58 - 0{,}61$, $V = 0{,}53 - 0{,}56$; bei 5 % Volumverlust $D_m = 64/121 - 67/119$.

Bei $\varphi = 90°$: $V_o = V_p = V = 0{,}53 - 0{,}55$. $D_m = 64/122 - 66/120$.

Die Messungen an Crinoidenstielgliedern ergeben verschiedene Deformationswerte, wie es bei diesen Fossilien die Regel ist. Die beiden extremen Werte sind zweckmäßigerweise nicht zu berücksichtigen. Als Durchschnitt der übrigen 5 Bestimmungen ergibt sich D_m zu *65/121*.

Chonetes sarcinulatus SCHLOTH. (vgl. auch Taf. II, Abb. 2).
Bei $\varphi = 65°$: $V_l = 0{,}43 - 0{,}44$, $V_k = 0{,}76$, daraus $V_p = 0{,}58$, $V = 0{,}54$ und bei 5 % Volumverlust $D = 65/121$.
Bei $\varphi = 80°$: $V_l = 0{,}45$, $V_k = 0{,}72$, $V_p = 0{,}57$, daraus bei 5 % Volumverlust $D = 68/119$.
Spirifer sp. $\omega_m = 55°$ bei $\varphi = 90°$. $V_p = V_o = 0{,}52$, daraus bei 5 % Volumverlust $D_m = 64/122$.
Als Gesamtergebnis der Verformung der Fossilien kann der Durchschnittswert von $D_m = 65/121$ angenommen werden.

An diesem Fundpunkt ist das Verhalten von Schichtung und Schiefrigkeit zueinander bemerkenswert. Im Anstehenden wurde gemessen: Schichtung: Streichen N 45° W, Einfallen NO 30—35°; Schiefrigkeit: Streichen N 65° O, Einfallen S 80—85°. Schichtung und Schiefrigkeit schneiden sich also in der Horizontalebene im Winkel von 70°. Infolgedessen zeigen die Handstücke von diesem Punkt die Brechung der Schiefrigkeit in den wenig sandigen Tonschiefern eingelagerten stark sandigen Tonschiefern nicht wie sonst im Einfallen, sondern im Streichen. Neben der „gebrochenen" tritt in den meisten Handstücken auch die „nicht gebrochene" Schiefrigkeit in Erscheinung. Dies wirkt sich so aus, daß in den meisten Handstücken auf den Schichtflächen, die die Fossilien führen, zwei Kreuzlinien von Schichtung und Schiefrigkeit zu erkennen sind, die sich unter einem Winkel von 20° schneiden (Taf. II, Abb. 3). Die Streckung folgt nur einer der beiden Kreuzlinien. Diese Beobachtung läßt erkennen, daß im Bereich der richtungslosen Schiefrigkeit auch die „Brechung" der Schiefrigkeit in den weniger deformierbaren sandreicheren Einlagerungen jede Richtung im Raume einnehmen kann. Demnach sind auch die Drehbewegungen (Rotationen) dieser Einschaltungen gegenüber der Ebene der Schiefrigkeit, die bei dem Verformungsprozeß eingetreten sind und auf die die Erscheinung der „Brechung" wenigstens teilweise zurückzuführen ist, in der Ebene der Schiefrigkeit in jeder Richtung eingetreten und nicht etwa an eine „Faltenachse" oder „b-Achse" gebunden. Ebenso wie die Kreuzlinie und die Brechung kann also auch die Achse der Drehbewegungen der weniger schieferbaren Einlagerungen in der Ebene der Schiefrigkeit jede Lage im Raum einnehmen. Eine einfache Konstruktion auf dem LAMBERT'schen Netz ergibt für den Fall dieses Aufschlusses ein Einfallen der Kreuzlinie auf der Ebene der Schiefrigkeit gegenüber der Horizontalen von nicht weniger als 30° nach Osten.

31. Am gleichen Gehängeweg, jenseits des Tälchens, steht bei

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

H 55 200 und R 10 840 eine Felsklippe aus stark sandigem Tonschiefer an, die eine Einschaltung innerhalb von mageren und schwach sandigen Tonschiefern darstellt. Ein Crinoidenstielglied mit $V_o = V_p = 0{,}72$ bei 45° φ ergibt V mit 0,59 und bei 5 % Volumverlust D_m mit *69/117*.

32. Heimbachtal bei Bornich (Fuchs 1915). Es handelt sich hier um das Tälchen unmittelbar westlich Bornich, das zum Rhein hinunterführt. Nach der Beschreibung von Fuchs (1899, S. 22) liegt der Fundpunkt wahrscheinlich in unmittelbarer Nähe von Punkt 31, am Nordrand des Tälchens bei etwa H 55 200 R 10 750.

Pleurodictyum cf. hunsrückianum Fuchs (Fuchs 1915, Taf. 1, Fig. 3 und 3 a). Wenn, wie nach zahlreichen Beobachtungen an deformierten Stücken sowie auch aus biologischen Gründen anzunehmen ist, *Pleurodictyum* ehemals kreisrund gewesen ist, so ergibt sich aus diesen Abbildungen $V_o = V_p$ mit 13 : 23 mm = 0,57, was einer Mindestverformung bei 5 % Volumverlust von D_m = *68/119* entspricht (wobei der Kreuzwinkel φ unbekannt ist).

Interessant ist ein Vergleich mit Taf. 1, Abb. 1 (bei Fuchs), das das gleiche Fossil kreisrund zeigt. Dieses Stück stammt aus dem Cauber Dachschiefer der Grube „Oberer Kreuzberg". Da im Cauber Dachschiefer Fossilien nur erhalten sind, wenn Schiefrigkeit und Schichtung zusammenfallen, ist diese Abbildung von Fuchs ein schöner Beleg für die allseitig gleiche Auslängung eines Fossils in der Ebene der Schiefrigkeit. Der Betrag der Deformation läßt sich freilich in solchen Fällen nicht ermitteln.

Spirifer bornicensis Fuchs (Fuchs 1915, Fig. 2 und 3). In Abb. 2 läßt sich ein Winkel ω zwischen Area und Sinusmitte von etwa 50° erkennen. Dieser Wert würde einem V_p von 0,47 und damit einem D_m von *59/126* bei 5 % Volumverlust entsprechen. Der Wert ist aber unsicher, weil die Area nicht genügend ausgeprägt ist.

Daß der Deformationsgrad an diesem Fundpunkt sehr bedeutend ist, läßt auch der von 4 Seiten abgebildete Steinkern der gleichen Art in Taf. 7, Fig. 3 a—d der Fuchs'schen Arbeit (Taf. II, Abb. 5 a—d dieses Aufsatzes) erkennen. Es handelt sich um eine schmalschiefe Form. Da ein entsprechendes Gegenstück in Form einer breiten oder ganz platten Form, bei dem die Lage der Klappenränder mit der Schieferung übereinstimmen, nicht abgebildet ist, läßt sich das Ausmaß des Deformationswertes nicht unmittelbar bestimmen. Dies wäre möglich, wenn die Urform bekannt wäre, was aber nicht der Fall ist. Wenn man einigermaßen willkürlich diese Urform mit $V_u = 0{,}75$ annimmt und nach Abb. 5 d auf Taf. II V_k mit 17 : 27 mm = 0,64 einsetzt, so ergäbe sich V als das Produkt der Werte $V_k \cdot V_u$ mit 0,49 und D_m zu *61/125* bei 5 % Volumverlust. Bemerkenswert ist, wie aus Abb. 3 a hervorgeht, daß das Fossil in der Deformationsebene allseitig gleich ausgelängt wurde.

In Ermangelung einwandfreier Bestimmungen wurde für diesen Fundpunkt zunächst ein *D*-Wert von *60/126* bei 5 % Volumverlust angenommen.

33. Ramstel bei Bornich. Nach der Fuchs'schen Karte (1899) in einem Tälchen nördlich des Ranscheler Berges bei etwa H 55 750 R 10 530 oder H 55 950 R 10 700.

Spirifer assimilis Fuchs (Fuchs 1915, Taf. 5, Abb. 9—13). An dem in Abb. 10 dargestellten Exemplar läßt sich ω mit 60° messen. Der Wert V_p beträgt für diesen

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Fundpunkt 0,58, die Mindestdeformation bei 5 % Volumverlust demnach D_m = *68/118*.

34. Eredill bei Bornich, rechtes Talgehänge, etwa bei H 56 000 R 11 450 (Fuchs 1915).

Atrypa lorana Fuchs (Fuchs 1915, Taf. 5, Abb. 6 und 7). Der Winkel ω liegt in den Abb. 7 und 7 a bei etwa 55°. Demnach wäre V_p = 0,52 und die Mindestdeformation bei 5 % Volumverlust D_m = *64/122*.

35. Neuer Wegeinschnitt westlich der Gemeindemühle nördlich Bornich. Breddin 1954, H 56 100 R 11 850.

Chonetes cf. sarcinulatus Schloth. in stark sandigem Schiefer, im Mauerwerk, dessen Steine aus dem Einschnitt stammen sollen, anstehend gemessen.

Breite Form V_l = 5 : 13 mm = 0,38. Bei Annahme eines Urformverhältnisses für diese Form von U = 0,70 und Anwendung der Formel $V_p = V_l : V_u$ ergibt sich V_p : 0,54. Dies entspricht bei 5 % Volumverlust einer Mindestdeformation D_m von *65/121*.

36. Obenhardt nordwestlich Bornich. Sammlung Holzapfel. Der Fundpunkt war nicht genauer zu ermitteln. Wahrscheinlich liegt er bei H 56 600 R 11 000. Es handelt sich um einen stark sandigen Tonschiefer.

Pleurodictyum sp. $V_o = V_p$ = 16 : 28 mm = 0,57, φ = 50°, V = 0,47, was bei 5 % Volumverlust eine Mindestdeformation D_m von *59/126* bedeutet.

37. Köpfchen südlich (links) vom Balledillsweg westlich Bornich. Nach den Angaben in Fuchs (1899, S. 52 und 53) etwa bei H 56 500 R 10 300.

Von hier hat Fuchs einige Exemplare von *Discina (Orbiculoidea) mediorhenana* Fuchs abgebildet (Fuchs 1915, Taf. 1, Fig. 6). Die Formen dieser Gattung sind ursprünglich ganz oder fast kreisrund gewesen. Das abgebildete Stück mißt aber 10 : 18 mm. V_o ist demnach 0,56. Die Mindestdeformation bei 5 % Volumverlust beträgt D_m = *67/119*.

Discina (Orbiculoidea) sinuosa Fuchs (Fuchs 1915, Taf. 1, Fig. 9) hat das Ausmaß 25 : 36 mm. $V_o = V_p$ ist also 0,69 und bei 5 % Volumverlust D_m = *77/111*. Da der Kreuzwinkel φ unbekannt ist, kann dieser viel geringere Wert der Bestimmung der Deformation natürlich nicht zu Grunde gelegt werden.

Von den in Fuchs (1915) Taf. 1, Abb. 4 und 4 a dargestellten bezeichnenderweise ungleichmäßig deformierten Crinoidenstielgliedern ergibt das mit der größten Verformung (Abb. 4) ein $V_o = V_p$ = 7,5 : 12 mm = 0,63, was bei 5 % Volumverlust einem D_m-Wert von *72/115* entspricht. Auch dieser Wert ist, obwohl messungs- und rechnungsmäßig eindeutig, einerseits wegen der unvollkommenen Deformation der Crinoidenstielglieder, andererseits wegen des Fehlens der Angabe eines Kreuzwinkels φ nur ein Mindestwert, der der Deformationsbestimmung nicht zu Grunde gelegt werden kann.

38. Zweiter Tunnel zwischen Oberwesel und St. Goar. Sammlung Holzapfel. Lagepunkt wahrscheinlich etwa H 56 080 R 09 500 — 650, schwach sandiger Tonschiefer.

Orthis sp. ω = 65° bei φ = 50° V_p = 0,64, V = 0,54, D = *64/119* bei 10 % Volumverlust.

Hahnplatte bei Dörscheid. (Breddin 1954). Es wurden an 3 Fundpunkten deformierte Fossilien gesammelt. In allen 3 Fällen handelt es sich um Klippen aus stark sandigen Schiefern mit wenig Grauwackensandstein, die in den

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

vorwiegend schwach sandigen und mageren Tonschiefern eingelagert sind. Diese Klippen liegen am oberen Rand der Weinberge und sind von der Hochfläche aus leicht zu erreichen. Infolge Kleinfaltung wechseln die Kreuzwinkel schon auf kurze Entfernung erheblich.

39. Südlicher Fundpunkt Hahnplatte. H 53725 R 09550. Stark sandiger Tonschiefer.

Chonetes cf. *sarcinulatus* SCHLOTH, in der häufigen kleinen Form. Breite Formen: 5,5 : 16 und 5 : 13,5 mm bei einem Kreuzwinkel φ von 60°. V_l = 0,32 und 0,37. Bei Annahme einer Urform von K : L = 0,7 ergibt sich V_p zu 0,46, V (bei 60° φ) zu 0,41 und bei 5 % Volumverlust *D* zu *54/132*.

Schmale Form: 7 : 13 mm bei φ = 90°. V_k = 0,54, daher bei Annahme einer Urform von U = 0,7 : V_p = V = 0,38. Daraus *D* = *52/136* bei 5 % Volumverlust.

Schmale Form: 10 : 11,5 mm bei φ = 40° : V_k = 0,87. Daraus bei Annahme der selben Urform von 0,7 : V_p : 0,61, daraus (bei φ = 40°) V = 0,44 und *D* = *57/129* bei 5 % Volumverlust.

Messungen der Winkel ω und ψ ergaben bei *Chonetes* sp.: ω = 70°, ψ = 50°, φ = 40°, V_p = 0,64, V = 0,47, D_m = *59/126* bei 5 % Volumverlust;
an *Spirifer* sp. ω = 63°, ψ = 20°, φ = 50°, V_p = 0,59, V = 0,49, D_m = *61/125* bei 5 % Volumverlust.

Die Ergebnisse dieser Messungen sind recht einheitlich und lassen auf eine Deformation der Fossilien und der sie einschließenden stark sandigen Tonschiefer von *D* = *55/131* schließen.

40. Mittlerer Fundpunkt Hahnplatte. H 53750 R 09430, stark sandiger Tonschiefer.

Chonetes cf. *sarcinulatus* SCHLOTH. breite Form: 5 : 21,5 mm bei φ = 75°. V_l = 0,23, V_p (bei Urform 0,70) V = 0,33, *D* = *46/144* bei 5 % Volumverlust. Dieser Wert erscheint ungewöhnlich hoch und wurde daher nicht weiter bewertet.

41. Nördlicher Fundpunkt Hahnplatte. H 53755 R 09400. Die Fossilien fanden sich hier in einem hellgrauen Grauwackensandstein.

Messungen an *Chonetes* cf. *sarcinulatus* SCHLOTH. (die gewöhnlichen kleinen Formen).

Breite Form: 4,6 : 14 mm bei φ = 80°, V_l = 0,33, V_u = 0,7, V_p = V = 0,47, *D* = *60/129* ohne Volumverlust.

Breite Form: 5,4 : 15 mm bei φ = 85°, V_l = 0,36, V_u = 0,7, V_p = V = 0,52, *D* = *65/124* ohne Volumverlust.

Schiefe Form: ω = 55°, ψ = 35°, φ = 80°. V_p aus ω und ψ = 0,51, V = V_p = 0,51, *D* = *64/125* ohne Volumverlust.

Die Ergebnisse für Punkt 41 stimmen gut untereinander überein und lassen, wenn man aus ihnen den Durchschnitt zieht, eine Verformung auf *D* = *63/126* annehmen. Bemerkenswert ist, daß die Fossilien im Grauwackensandstein von Punkt 42 weniger stark deformiert sind als die in dem stark sandigen Tonschiefer des Punktes 40 mit einer Deformation von 55/131. Wenn die schwach sandigen und mageren Tonschiefer, die die Hauptmasse des Gesteins der Schichtfolge bilden, deformierte Fossilien enthalten würden, wäre hier eine noch stärkere Deformation zu erwarten als an Punkt 40, und zwar eine solche in Höhe von etwa *D* = *50/134* bis *45/141* bei 10 % Volumverlust. Vielleicht gibt bereits der auffallend hohe D-Wert für den Punkt 41 einen Hinweis auf diese Verhältnisse.

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Der geringere Deformationsbetrag in den Sandsteinen und stark sandigen Schiefern dürfte, soweit er auf die Auslängung entfällt, die ja nicht geringer sein kann als der in den die Sandsteine einschließenden Schiefern eingetretene Raumgewinn, teils durch Quarzklüfte, teils durch Kleinstörungen und „Boudinagen" ausgeglichen worden sein.

42. Vogelsang bei Weisel (FUCHS, 1915). Der Fundpunkt liegt nach der FUCHS'schen Beschreibung (1899) S. 15 und Karte (1899) wahrscheinlich bei etwa H 53700 R 15950.

Orthis bicallosa FUCHS (FUCHS 1915, Taf. 2, Abb. 1) zeigt eine schmale Form, V_k = 12 : 15 mm = 0,80, Abb. 4 eine breite Form, V_l = 10,5 : 17 mm = 0,62, danach V_p = 0,71, bei 5 % Volumverlust D_m = *78/100*.

Stropheodonta furcillistria FUCHS (FUCHS 1915, Taf. 3, Abb. 8—11). Abb. 8 a zeigt eine schmale Form mit V_k = 17,5 : 20 mm = 0,86, Abb. 11 b eine breite Form mit V_l = 9 : 27 mm = 0,33. Daraus ergibt sich V_p zu 0,53 und bei 5 % Volumverlust D_m *zu 64/121*. (Taf. II, Abb. 8 a und b dieses Aufsatzes.)

Spirifer mediorhenanus FUCHS (FUCHS 1915, Taf. 6). In Abb. 16 ist eine schmale und in Abb. 15 eine halbe schmale Form von diesem Fundpunkt abgebildet. Die Ausmaße sind: V_k = 15 : 15 = 1,0 und 26 : 26 mm = 1,0. In Abb. 13 erscheint eine breite Form mit V_l = 11 : 34 mm = 0,32. Daraus ergibt sich V_p zu 0,57 und bei 5 % Volumverlust D_m zu *68/119*. (Die Abbildungen 13 und 14 auf Taf. 6 bei FUCHS (1915) entsprechen den Abbildungen 7a und b auf Taf. II dieses Aufsatzes.)

Messungen des Winkels ω ergaben: Abb. 11 a 53°, Abb. 14 a 54°, im Durchschnitt 54°. Dies ergibt ein V_p von 0,51, was bei 5 % Volumverlust einem D_m-Wert von *63/123* entsprechen würde.

Für den FUCHS'schen Fundpunkt Vogelsang ist also als ein Endergebnis eine Mindestverformung von D_m = *63/123* anzunehmen.

43. Vogelsang bei Weisel, am neuausgebauten Fahrweg zur Dachschiefergrube Glückauf, am Osthang des Berges Vogelsang, Aufsammlung BREDDIN 1954. Der Punkt liegt bei H 53550—680 R 16180—220 in schwach sandigem Tonschiefer.

Chonetes cf. *sarcinulatus* SCHLOTH. Zwei breite Exemplare mit V_l = 5 : 21,5 mm = 0,23 und V_l = 5 : 19,5 mm = 0,26, im Durchschnitt 0,245 ergeben bei Annahme eines Urformverhältnisses V_u = K : L von 0,70 einen V_p-Wert von 0,35. Da der Kreuzwinkel 80—90° beträgt, ist V_p = V. Die Deformation beträgt dann bei 10 % Volumverlust D = *48/136*.

Ein schmales Exemplar in schlechter Erhaltung ergab V_k = 7 : 11,5 mm = 0,61. Bei U = 0,70 ergibt sich V_p zu 0,43 und bei 10 % Volumverlust D_m zu *55/128*.

Ein schiefes Exemplar ergab bei ω = 50° und ψ = 18° ein V_p von 0,45 und damit ein D_m von *57/126* bei 10 % Volumverlust. Auf Grund dieser Werte ist die Deformation für diesen Fundpunkt mit D = *50/134* angenommen worden.

44. Vogelsang bei Weisel am gleichen Wege, etwas mehr abwärts, hinter der scharfen Kurve nach rechts bei H 53520 R 16100—150. Aufsammlung BREDDIN 1954. Das Gestein ist ein stark sandiger Tonschiefer.

Chonetes sp. bei ω = 50°, breite Form, V_l = 8 : 21 mm = 0,38. Bei Annahme einer Urform von 0,7 ergibt sich V_p zu 0,54 und V zu 0,47, damit bei 5 % Volumverlust D = *59/126*.

Spirifer cf. *mediorhenanus* FUCHS. An einer gut erhaltenen schmalen Form ergab sich V_k mit 18 : 20 mm = 0,9.

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Um wenigstens zu einem ungefähren Anhalt über das Ausmaß der Mindestdeformation zu kommen, kann man diese schmale Form mit der breiten Form auf Taf. 6, Abb. 13 des gleichen Fundpunktes bei FUCHS (1915) in Beziehung setzen. Hier ist $V_l = 11 : 34$ mm $= 0{,}32$. Aus beiden Werten ergäbe sich V_p zu 0,49 und da $\varphi = 65°$ ist, wenigstens in dem einen Exemplar, V zu 0,46, und die Deformation bei 5 % Volumverlust betrüge danach $D_m = 59/126$. Die beiden von diesem Fundpunkt erhaltenen Werte stimmen somit genau überein.

45. Dachschiefergrube Glückauf im Tiefenbachtal südöstlich Weisel, nahe den Fundpunkten Vogelsang 43 und 44 gelegen. Das Stollenmundloch der Grube liegt bei H 53 340 R 15 900. Im Abraum der Grube befanden sich (BREDDIN 1954) neben den vorwiegenden mageren und fetten Tonschiefern der Dachschieferlagen auch schwach sandige Tonschiefer mit Lagen von Crinoidenstielgliedern. Hier wurden bei einem Kreuzwinkel von $\varphi = 55°$ folgende $V_o = V_p$-Werte gemessen: 0,58 — 0,62 — 0,67 — 0,71 — 0,77. Diese würden, auf einen Kreuzwinkel von $\varphi = 90°$ umgerechnet, die folgenden V-Werte ergeben: 0,51, — 0,55, — 0,59, — 0,64 und 0,70. Die entsprechenden D_m-Werte sind, bei 10 % Volumverlust gerechnet, 62/121 — 65/118 — 68/115 — 72/112 — 76/109. Da Crinoidenstielglieder die Deformationen in tonreichen Gesteinen meist nicht im vollen Umfange mitmachen, können nur die hohen Deformationswerte maßgebend sein. Es muß indessen darauf hingewiesen werden, daß diese Werte wahrscheinlich hinter dem wahren Deformationsausmaß dieses Gebietes zurückbleiben, das durch die Zahl $D = 50/134$ des Fundpunktes 43, wo auch wohlerhaltene Brachiopoden gefunden worden sind, besser charakterisiert wird.

6. Das Ausmaß der tektonischen Gesteinsdeformation im Bereich des Meßtischblattes St. Goarshausen.

Auf der Kartenskizze (Taf. III) sind die im vorigen Kapitel aufgeführten 45 Fossilfundpunkte eingetragen. Sicher bekannte Lagepunkte sind durch einen Punkt, solche Fundstellen aber, deren Lagepunkt nicht genau bekannt ist, durch einen kleinen Kreis bezeichnet. Neben jedem Punkt oder Kreis ist der Deformationswert eingetragen, wie er sich nach den Berechnungen aus den Fossilien ergeben hat. Dabei sind alle Werte, denen für die Deformationsberechnungen besonders reichliches Material zu Grunde lag, so daß man annehmen darf, daß sie in etwa die wirkliche Deformation der Fossilien und des Gesteins der Fundstelle angeben, durch Unterstreichung gekennzeichnet. Von den übrigen Werten sind die meisten lediglich Mindestwerte der Deformation. In diesen Fällen war das Material nicht ausreichend, um Vollwerte ergeben zu können. Nur wenige Zahlen geben Verformungswerte an, die so bedeutend sind, daß sie aus dem normalen Bild herausfallen. Die Gründe für diese Erscheinung entziehen sich vorerst noch der Beurteilung.

Sowohl die angenommenen Vollwerte als auch die Mindestwerte lassen eine Zunahme der Deformation von Nordwesten nach Südosten erkennen. Es ist der Versuch gemacht worden, diese Änderungen durch „Linien gleicher Gesteinsdeformation“ besser zu kennzeichnen. Während im Streifen von St. Goar und St. Goarshausen die meisten D-Werte bei 70/118 liegen, steigen sie im Bereich der Fossilfundpunkte an der Lurley sowie im Forstbachtal südöstlich St. Goarshausen bis auf 60/126 und 61/128 an. In der Fundpunktgruppe Hahn-

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

platte—Bornich liegen die maßgebenden Werte bei 55/131 und im Gebiet von Weisel werden schließlich Werte von 50/143 erreicht.

Man mag der Auffassung sein, daß die Werte zu stark streuen, als daß solche Schlußfolgerungen möglich wären. Dies ist jedoch in solchem Umfange nicht der Fall. Die Streuung wird vielmehr vor allem durch die zahlreichen Mindestwerte hervorgerufen, die lediglich durch unzureichendes Material bedingt sind. Eine genauere Untersuchung der Verformungen auf der Grundlage systematischer Neuaufsammlung würde die Deformationsbestimmung an sehr viel mehr Punkten ermöglichen, als in dieser Karte dargestellt sind und damit eine weit größere Anzahl von Punkten mit Volldeformation ergeben. Auf diese Weise würden sich also noch wesentlich genauere Ergebnisse erreichen lassen. Auf diese kommt es aber in diesem Falle nicht so sehr an; es soll vielmehr in erster Linie das Prinzip einer Deformationskarte überhaupt vorgeführt werden.

Die angeführten Zahlen beziehen sich auf die Verformung des Gesteins, in das die Fossilien eingebettet sind. Bei den Fundpunkten, von denen Material vorlag oder die vom Verfasser selbst besucht werden konnten, ist die Gesteinsart durch kurze Symbole angegeben. Fast alle fossilführenden Bänke liegen im Arbeitsgebiet in (gelegentlich sogar quarzitischen) Mehl- und Feinsandsteinen, geschieferten Grauwacken oder stark sandigen Schiefern, nur ein ganz kleiner Teil in schwach sandigen Tonschiefern. Die Hauptmasse des Gesteins besteht aber, wenn man das Arbeitsgebiet insgesamt betrachtet, aus schwach sandigen Tonschiefern. Diese tonreicheren Gesteine, denen sich im Südteil des Blattgebietes auch magere Tonschiefer zugesellen, sind die eigentlichen Träger der Gesteinsdeformation. Es ist anzunehmen, daß ihre sandigen Einlagerungen in Gestalt der Sandsteine, Grauwacken und stark sandigen Schiefer nicht so stark deformiert wurden wie die wenig sandigen und mageren Tonschiefer. Ein Teil der Differenz wird durch die überall sichtbaren Quarzklüfte ausgeglichen, die ja überwiegend auf die Sandsteine und die stark sandigen Schiefer beschränkt sind. Ein weiterer Teil der Deformationsdifferenzen zwischen den sandreichen und den tonreicheren Gesteinen entfällt auf Fältelungen und Kleinfalten, Kleinstörungen vom Millimeter- bis Dekameter-Ausmaß, ein dritter auf die unter dem Begriff „Brechung" zusammengefaßten Erscheinungen, die im wesentlichen auf eine Rotation der sandreicheren Einlagerungen um die Kreuzlinie während der Deformation zurückgehen dürften. Einzeluntersuchungen über diese Erscheinung stehen noch aus.

Wenn die tonreicheren Tonschiefer stärker deformiert wurden als die ihnen eingeschalteten stark sandigen Tonschiefer, Sandsteine oder Grauwacken, an deren Fossilinhalt die Deformationsbestimmung ausgeführt wurde, so bedeutet dies, daß die wahren Verformungswerte für das Gebirge etwas größer sein werden als die in Abb. 9 für die Fossilfundpunkte angegebenen. Nach den bisherigen Erfahrungen über solche Deformationsdifferenzen zwischen Sandsteinen, Grauwacken und stark sandigen Schiefern auf der einen, schwach sandigen, mageren und fetten Tonschiefern auf der anderen Seite wird man in unserem Gebiet mit Unterschieden von 5—8 % für die Verkürzung, sowie 3—5 % für die Auslängung rechnen dürfen. Bei Einfügung dieser Korrekturen wäre die Deformation für das Gebiet von St. Goarshausen etwa folgendermaßen zu schätzen:

St. Goar — St. Goarshausen	65/120
Lurley — Forstbachtal	55/131
Hahnplatte — Bornich	50/135
Weisel	45/136

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Auf den Versuch, die Deformation auf die verschiedenen bisher unterschiedenen Schichtglieder zu beziehen, ist deswegen verzichtet worden, weil diese infolge der starken Faziesänderungen bisher noch nicht klar genug definiert und in ihrer Gesteinszusammensetzung noch nicht eingehender bekannt geworden sind. Auf die Gesteine, insbesondere ihre Verteilung sowie ihre mengenmäßige Zusammensetzung kommt es aber bei solchen Untersuchungen entscheidend an. Ist doch die tektonische Gesteinsdeformation sowohl in ihrem Ausmaß wie in ihren primären Erscheinungen (Schiefrigkeit der tonhaltigen Gesteine, Deformationen ohne Schiefrigkeit der tonfreien Sandsteine und Kalksteine), wie an ihren sekundären Nebenerscheinungen (gebrochene Schiefrigkeit, Kleinfaltung, Fältelung, Runzelung, Boudinage, Kleinstörungen usw., eingeschlossen die gesamte Spaltentektonik), in erster Linie an die Gesteinsarten und ihren Wechsel in der Millimeter- bis Kilometer-Dimension gebunden. Beziehungen zwischen Deformation und Chronologie der Schichtfolgen, wie man sie früher mitunter angenommen hat, dürfen sich innerhalb des Meßtischblattbereiches und auch in größeren Gebieten jedoch kaum ergeben.

Die Verkürzung auf 65—50 % des Zustandes vor dem Einsetzen des Verformungsprozesses, die für das Unterdevongebiet des Blattes St. Goarshausen angenommen werden muß, bezieht sich stets auf die Richtung quer zur Schiefrigkeit. Da die Schiefrigkeit durchschnittlich mit 65—70° nach Süden einfällt, ist die Verkürzung, bezogen auf die heutige Oberfläche, nicht wesentlich geringer gewesen. Die Gesamtverkürzung des Gebietes durch den Faltungsprozeß einschließlich Deformation muß natürlich auch die vorher erfolgte Schichtgleitfaltung mit einbeziehen. Zu ihrer Berechnung fehlen freilich in unserem Gebiet vorerst noch die Unterlagen.

Weit interessanter als die Werte für die Querverkürzung bei der Gesteinsdeformation sind diejenigen, die sich für die Seiten- und Hochlängung ergeben haben. Diese Werte für die allseitige Auslängung der geschieferten Gesteine betragen unterhalb St. Goarshausen bis zu 118 %, im Bereich der Fundpunkte an der Lurley und im Forstbachtal 123 bis 128 %. Im Bereich Hahnplatte—Bornich erreichen sie dagegen bereits schon 131 % und bei Weisel bis zu 134 %. Berücksichtigt man, daß die tonreicheren Gesteine stärker deformiert sind als die sandreicheren fossilführenden Lagen, so darf man annehmen, daß die Seiten- und Hochlängung des Bereiches des Meßtischblattes St. Goarshausen 120—135 % der Urlänge ausmachen wird.

Der Nachweis, daß das Gebiet um St. Goarshausen während der Orgenese durch die Einwirkung der tektonischen Gesteinsdeformation um mindestens 18—34, wahrscheinlich aber um 20—35 % nach der Seite ausgelängt worden ist, ist das tektonisch wichtigste Ergebnis dieses Aufsatzes.

Dem Verfasser ist gelegentlich der Einwand begegnet, daß die Bestimmung der Deformation im Handstückbereich zwar möglich, die Übertragung der Ergebnisse auf einen größeren Raum aber nicht ohne weiteres zulässig sei. Hierzu wäre zu bemerken, daß im Bereich von St. Goarshausen die Gesteinsdeformation in der Schiefrigkeit der hier weit überwiegenden Tongesteine ihren äußerlich auffallendsten Ausdruck findet. Die Schiefrigkeit ist eine regionale über das ganze Gebiet verbreitete Erscheinung. Infolgedessen ist auch der Vorgang der Gesteinsdeformation, der sie hervorgerufen hat und der in der Art und dem Ausmaß der

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Verformung der Fossilien weiterhin in Erscheinung tritt, ein regionaler Vorgang gewesen. Wenn die Schiefrigkeit regional schwächer entwickelt ist, ist auch die Deformation der Fossilien schwächer, ist sie stärker, sind auch die Fossilien stärker deformiert. Wenn man die lediglich durch lokale Gesteinsunterschiede bedingten und leicht erkennbaren Unregelmäßigkeiten in der Verformung unberücksichtigt läßt, so muß eine flächenhafte Zusammenstellung der einzelnen Deformationsergebnisse also den Grad der regionalen Deformation widergeben. Die Zusammenstellung der Einzelergebnisse der Deformationsmessungen führt also in gleicher Weise zu einem tektonischen Gesamtbild, wie es auch gefügekundliche Einzelergebnisse im Dünnschliff und Handstück ergeben würden.

Die Tektonik des Gebietes um St. Goarshausen wird auch in einigen neueren Arbeiten anderer Autoren behandelt. So erschien 1933 ein Aufsatz von S. Kienow mit einer tektonischen Kartierung des östlichen Hunsrücks, die sich auch auf unser Gebiet bezieht. In dieser Arbeit ist eine Fülle tektonischen Materials enthalten, das mit großem Fleiß gesammelt und mit ungewöhnlichem Geschick dargestellt worden ist. Trotzdem diese Arbeit wertvolle Einzelerkenntnisse über Schieferung und Schubklüftung enthält, ist jedoch an keiner Stelle von einer Auslängung des Gebirges im Streichen die Rede.

Die neuerdings erschienenen schönen Arbeiten von B. Engels (1953, 1955), die vor allem den Hunsrückschiefer südlich des Arbeitsgebietes behandeln und sich ebenfalls sehr eingehend mit kleintektonischen Erscheinungen beschäftigen, enthalten ebensowenig Andeutungen über die Möglichkeit einer Auslängung in seitlicher Richtung.

Die Arbeiten der beiden genannten Autoren passen sich in die zahlreichen Veröffentlichungen über die regionale Tektonik des Rheinischen Schiefergebirges ein, die in der Zeit von 1926—1956 erschienen sind. Eine größere Anzahl solcher Arbeiten enthält insbesondere der Band 44 der Geologischen Rundschau unter dem Haupttitel „Tektonik und Lagerstätten im Rheinischen Schiefergebirge", 1955. In allen diesen Aufsätzen wird die seitliche Auslängung des Gebirges durch die tektonische Gesteinsdeformation oder „Schieferung" nirgends behandelt; sie enthalten nicht einmal Andeutungen darüber, daß ein derartiges Problem überhaupt existiert. Die Bearbeiter haben mit einer solchen Möglichkeit wohl gar nicht gerechnet. Dieser älteren, zweidimensionalen Auffassung der Tektonik, die eine Längung des Gebirges nach der Seite nicht kennt, kann nunmehr eine neue dreidimensionale Betrachtungsweise gegenübergestellt werden. Für diese ist die Vorstellung einer Seitenlängung großen Ausmaßes der Gebirge eine wesentliche Grundlage der Kombination tektonischer Einzelbeobachtungen sowie der räumlichen und genetischen Verknüpfung tektonischer Erscheinungen überhaupt.

7. Fossil- und Gesteinsdeformation im Bereich des Hunsrückschiefergebietes.

Wenn am nördlichen Rande des Dachschieferbezirkes von Caub, der mit den Fundpunkten von Vogelsang bei Weisel und der Dachschiefergrube Glückauf erreicht ist, die tektonische Gesteinsdeformation mindestens D = 50/135 ausmacht, so müssen wir annehmen, daß sie im Bereich des Cauber Dachschiefergebietes selbst den gleichen Betrag, wenn nicht gar einen etwas höheren erreicht.

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Mit dem Dachschieferbezirk von Caub betreten wir das Gebiet des „Hunsrückschiefers", das im Gebiet von Caub, mehr aber noch bei Bundenbach und Gemünden im Hunsrück jene prächtig erhaltenen Fossilien geliefert hat, die eine Zierde aller paläontologischen Sammlungen Europas bilden. Diese Seelilien, Seesterne, Quallen, Trilobiten und andere Fossilien, die man hier in großer Formenfülle gefunden hat, sind nur dort gut erhalten, wo Schiefrigkeit und Schichtung zusammenfallen. Bezeichnend ist weiter, daß sich ganz im Gegensatz zu den Fossilien im Unterkoblenz von St. Goarshausen auf den Schichtflächen gar keine oder fast keine tektonischen Verzerrungen erkennen lassen und das, obwohl sich eindeutig nachweisen läßt, daß die bereits gefalteten und verfestigten Gesteine in der Phase der tektonischen Gesteinsdeformation auf mindestens 50 % ihrer Urlänge in der Richtung quer zur Schiefrigkeit verkürzt worden sind.

Eine ganze Reihe solcher plattgedrückten, aber sonst nicht verzerrten Fossilien bildet Fuchs (1915) in seiner oft zitierten Abhandlung ab.

Taf. 1, Fig. 1 zeigt ein fast kreisrund erhaltenes *Pleurodictyum.*

Taf. 14, Fig. 12 zeigt eine plattgedrückte *Conularia,* die aber sonst unverzerrt ist.

Taf. 15, Fig. 15 zeigt einen eingerollten *Phacops ferdinandi* E. Kayser, der ganz unverzerrt aussieht, aber völlig plattgedrückt ist.

Taf. 17, Fig. 1 zeigt ein Bruchstück eines *Aphyllites falcistria* Fuchs, ebenfalls ohne Verzerrung.

Taf. 17, Abb. 3, 5 und 6 zeigen die starke Abplattung aller Fossilien an den hier abgebildeten Orthoceratiten.

Alle diese unverzerrten Fossilien aus dem Hunsrückschiefer, die Fuchs abbildet, stehen in auffallendem Gegensatz zu den fast immer mehr oder weniger verzerrten Formen, die Fuchs aus dem Unter-Ems in so großer Fülle auf den Tafeln seiner Arbeit vorführt.

Eine auf der Schichtfläche fast kreisrunde Koralle aus dem Hunsrückschiefer hat auch der Verfasser (Breddin 1956 a, Taf. 2, Bild 5) abgebildet. Dicht daneben steht (Abb. 4) das Bild eines gleichartigen Korallenkelches (nach Mosebach, 1951), der mit der Spindel in der Ebene der Schiefrigkeit liegt und daher eine überaus starke Verzerrung erkennen läßt. Dieses Bild zeigt deutlich den hohen Verformungsgrad, der im Hunsrückschiefergebiet herrscht. Auf die reichhaltige paläontologische Literatur über die Hunsrückschieferfauna, die zahllose Abbildungen nicht oder kaum verzerrter Fossilien enthält, sei hier nur nebenbei verwiesen.

Der Befund, daß die Fossilien im Hunsrückschiefer, die nur dort erhalten sind, wo Schiefrigkeit und Schichtung zusammenfallen, nicht oder wenig tektonisch verzerrt erscheinen, obwohl das Gestein durch die tektonische Gesteinsdeformation auf mehr als die Hälfte verkürzt worden ist, ist ein besonders auffallender und eindeutiger Beweis dafür, daß die tektonische Gesteinsdeformation zu einer allseitig etwa gleichstarken Auslängung der Fossilien und des Gesteins in der Ebene der Schiefrigkeit geführt hat. Diese wird im Husrückschiefergebiet nach den oben gemachten Angaben rund 30 % ausmachen. Die Art der Deformation der Fossilien im Hunsrückschiefer beweist also eine Seitenlängung des südlichen Schiefergebirges um etwa 1/3 seiner ursprünglichen Länge im Generalstreichen.

Diesen Befunden an den Fossilien entsprechen Beobachtungen an den Dachschiefern selbst. Daß die Dachschiefer von Caub und des übrigen Hunsrückschiefer-

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

gebietes richtungslos geschiefert sind und als einziges Linear lediglich die Kreuzlinie zwischen Schichtung und Schiefrigkeit enthalten, kann man an Proben der Dachschiefer ohne weiteres erkennen. Auch dem Dachschiefer-Bergmann ist der Unterschied zwischen der gerichteten und der richtungslosen Schiefrigkeit (der Schiefrigkeit mit „Faser" und der Schiefrigkeit ohne „Faser") schon seit langem bekannt. (Als Beispiel für Schiefrigkeit ohne „Faser" sei hier nur der Cauber- und der Mosel-Dachschiefer genannt, für Schiefrigkeit „mit Faser" der Dachschiefer von Fumay in den Ardennen und der von Willingen im Sauerland.)

Daß es Übergänge zwischen gerichteter und richtungsloser Schiefrigkeit geben muß, ist einleuchtend. Es wäre verwunderlich, wenn solche Übergänge, also schwach gerichtete Schiefrigkeit mit leicht nach oben ausgelängten Fossilien und entsprechendem Gefüge, nicht auch im Hunsrückschiefergebiet vorkommen sollten. Auf die Grundbefunde bliebe jedoch die Auffindung derartiger Übergangsgesteine ohne Einfluß. Dies läßt eine einfache mathematische Überlegung ohne weiteres erkennen: Wenn ein Gestein durch Deformation auf die Hälfte verkürzt wird, wie es sich für das Hunsrückschiefergebiet nachweisen läßt, so müßte es, falls diese Verkürzung entsprechend den älteren Vorstellungen ohne Seitenlängung vor sich gegangen sein sollte, auf die doppelte Länge in der Richtung nach oben ausgelängt worden sein. Die Hunsrückschiefer-Fossilien müßten also auf den Schichtflächen so verformt sein wie ein Kreis zu einer Ellipse mit dem Achsenverhältnis 1 : 2. Die Befunde in den Sammlungen sowie an den Abbildungen in der Literatur schließen aber eine derartige Möglichkeit aus.

8. Zur Arbeit von J. H. Hellmers „Crinoidenstielglieder als Indikatoren der Gesteinsdeformation".

Unlängst ist in Sonderband 44 der Geologischen Rundschau (1955), der ganz dem Thema „Tektonik und Lagerstätten im Rheinischen Schiefergebirge" gewidmet ist, ein Aufsatz von J. H. Hellmers erschienen, in dem ebenfalls das Problem der Gesteinsdeformation auf Grund der Verformung der Fossilien behandelt wird. Dieser Aufsatz ist insofern bemerkenswert, als er die einzige Veröffentlichung ist, die sich, abgesehen von den Arbeiten des Verfassers, innerhalb des Rheinischen Schiefergebirges mit diesem Problem beschäftigt. Der Aufsatz des Verfassers von 1931 (Breddin 1931 a), in dem das Prinzip der Deformation der Fossilien dargelegt wird, ist Hellmers offenbar unbekannt geblieben, denn er wird nirgends erwähnt.

Hellmers' Verdienst ist es, als erster erkannt zu haben, daß die Crinoidenstielglieder, die in den sandigen Gesteinen des Rheinischen Unter- und Mitteldevon oft sehr häufig vorkommen, tektonisch deformiert sind, und zwar so, daß ihre auf den Schichtflächen ausgebreiteten kreisförmigen Basisflächen zu Ellipsen wurden. Solche deformierten Crinoidenstielglieder hat Hellmers im unteren Lahngebiet (Meßtischblatt Koblenz und Ems) und im Bergischen Lande (Meßtischblatt Lindlar) näher untersucht und vermessen.

Hellmers' „Grad der Längung" entspricht im Prinzip dem Verhältnis V_p vorliegender Arbeit. Seine Formel für die „Längung" $100 \cdot K—L\,\%$ lautet bei Verwendung der hier benutzten Symbole: $100 \cdot a—c\,\%$ oder als Dezimalbruch ausgedrückt a—c. Dieser Wert ist gleich 1—c und da $c = V_p$ ist, $1—V_p$ dieses Aufsatzes.

Hellmers hat festgestellt, daß die „Längung" der Fossilien (der Begriff „Län-

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

gung" entspricht der „Streckung" dieses Aufsatzes), im Lahngebiet den Faltenachsen folgt, aber im Bergischen Land vom Faltenstreichen unabhängig ist. Wenn HELLMERS (1956, S. 91) aus seinen Feststellungen im Lahngebiet folgert, daß die „Crinoidenstielglieder in der Regel parallel zum Faltenstreichen, um etwa 1/10 bis 2/10 ihrer Länge gestreckt sind", so fehlt freilich seinen Ausführungen die mathematische Begründung; denn die „Längung" der Fossilien kann ebenso gut auf eine Verkürzung quer zum Streichen als auf eine wirkliche Längung im Streichen zurückgehen. Das gleiche gilt auch für die Folgerungen auf die Deformation des Gebirges, die übrigens nur leicht angedeutet sind, da der Verfasser richtig erkannt hat, daß die „elliptisch verzerrten Stielbasen" „nur die Deformation in einer Ebene, derjenigen der Schichtfläche, zu ermitteln" gestatten und daher Längungsgrad und Längungsrichtung nur „einen Schnitt durch das Deformationsellipsoid bestimmen", „aber keinen eindeutigen Schluß auf seine Lage und Gestalt als ganzes" erlauben.

Bei der mathematischen Auswertung der Messungen im Lahngebiet ist die Rolle des Kreuzwinkels φ nicht erkannt worden. Die von HELLMERS angegebenen Durchschnittswerte für die „Längung" beziehen sich daher auf Schichtflächen, die unter allen möglichen Kreuzwinkeln zur Schiefrigkeit stehen, und ergeben daher viel zu niedrige Deformationswerte. Eine Gegenüberstellung der HELLMERS'schen Durchschnittswerte in den einzelnen Gebieten mit den Zahlenwerten, die der Verfasser ermittelt hat, läßt dies deutlich erkennen.

Gebiet	Durchschnittliche „Längung" der Crinoidenstielglieder nach HELLMERS	V_p vom Verfasser nach den Werten von HELLMERS bestimmt	D_m vom Verfasser nach den Werten von HELLMERS bestimmt	D_m nach Messungen des Verfassers etwa:
Taunus (Wispertal)	23—25 %	0,75—0,77	80/106—81/105	50/134
Lahngebiet (Lahnstein—Ems)	16,5 %	0,835	87/104	70/117
westl. Siegerland (Winterborn, oberes Bröhltal)	11,2 %	0,888	93/104	90/106
Bergisches Land (Lindlar)	8,9 %	0,911 %	94/103	

Beachtlich ist die Übereinstimmung der Ergebnisse von HELLMERS mit denen des Verfassers in dem Punkte, daß die Deformation im Rheinischen Schiefergebirge von Nordwesten nach Südosten zunimmt. HELLMERS' Feststellungen über das Abweichen der Streckung der Fossilien von den Faltenachsen im Gebiet von Lindlar ist insofern bemerkenswert, als der Verfasser ebenfalls zu dem Ergebnis gekommen ist, daß die Streckung der Fossilien, die ja im Bereich der richtungslosen Schiefrigkeit der Kreuzlinie folgt, von den Achsen der Hauptfaltung (Schichtgleitfaltung) unabhängig ist.

9. Richtungslose und gerichtete Schiefrigkeit.

Es erscheint notwendig, die im Gebiet von St. Goarshausen erzielten Ergebnisse in einen größeren Rahmen hineinzustellen, da sie nur so voll verstanden werden können.

Im ganzen untersuchten Arbeitsgebiet gibt es nur richtungslose Schiefrigkeit und dementsprechend Fossilien, die nach dem Modell: Kugel zu Rotationsellipsoid

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg Frankfurt am Main

mit kurzer Achse (vgl. Abb. 1) verformt sind. Richtungslos geschiefert sind auch die Dachschiefer von Caub, denn ihre Spaltflächen lassen keinerlei Linear erkennen, es sei denn gelegentlich die Kreuzlinie mit der Schichtung. Dünnschliffe durch einen solchen Schiefer zeigen in allen Richtungen quer zur Schiefrigkeit das gleiche Gefüge. Das Material läßt sich infolgedessen in der Regel in allen Richtungen gleich gut bearbeiten.

In anderen Gebieten des Schiefergebirges, z. B. in der Nordeifel und in den Ardennen, vor allem aber im östlichen Sauerlande, kommt aber auch gerichtete Schiefrigkeit vor. In diesen Bereichen ist auf den Schieferflächen deutlich noch eine weitere Richtung, ein Linear, zu erkennen, das sich in einer zweiten undeutlichen Spaltbarkeit äußert. Es bewirkt, daß ein solcher Schiefer bei der Verwitterung in längliche Schülfe zerfällt und bei der Bearbeitung auf den Dachschiefergruben außer nach der Hauptspaltbarkeit sich noch in dieser zweiten Richtung (der „Faser") absondert. Im Bereich der gerichteten Schiefrigkeit sind die Fossilien anders deformiert als in dem der richtungslosen, und zwar sind sie neben der Abplattung quer zur Schiefrigkeit stets in der Richtung der Faser nach oben gestreckt. Besonders gut ist dies in den fossilreichen Schiefern des Mitteldevon im östlichen Sauerlande zu beobachten. Aus der Art der Verformung der Fossilien geht ohne weiteres hervor, daß im Bereich der gerichteten Schiefrigkeit eine dreiachsige Deformation eingetreten ist, bei der die Auslängung nach oben stärker war als die nach der Seite.

Gerichtet geschieferte Tonschiefer sind im Rheinischen Schiefergebirge meist an Gebiete stark vorwiegender fetter oder magerer Tonschiefer gebunden. Bezeichnend ist, daß das Einfallen hier in der Regel flacher ist als im Bereich der richtungslosen Schiefrigkeit. Es liegt gewöhnlich unter 45°, wähend die richtungslose Schiefrigkeit meist mit 60—80°, und zwar vorwiegend nach Süden, einfällt. Das Ausmaß der Deformation ist ferner in den Bereichen der gerichteten Schiefrigkeit in der Regel stärker als in denen der richtungslosen.

Nach diesem Befund ist die gerichtete Schiefrigkeit im Rheinischen Schiefergebirge wahrscheinlich als ein weiter entwickeltes Stadium der richtungslosen Schiefrigkeit aufzufassen. Mutmaßlich ist das Gestein zunächst richtungslos geschiefert worden und hat erst im weiteren Verlauf des Deformationsprozesses die gerichtete Schiefrigkeit angenommen.

Nun hat unlängst Mosebach (1952) eingehend begründet, daß die tektonische Gesteinsverformung in den Tongesteinen des Rheinischen Schiefergebirges nicht mehr als lediglich mechanische „Zerscherung" aufgefaßt werden kann, sondern daß die Glimmerlamellen, die die schiefrige Absonderung hervorrufen, wenigstens teilweise durch Neukristallisation erklärt werden müssen. Der Unterschied zwischen den „transversalgeschieferten" Gesteinen des Rheinischen Gebirges und den echten kristallinen Schiefern erscheint also heute nicht mehr als ein prinzipieller, sondern nur noch als ein gradueller. Man wird daher kaum zu weit gehen, wenn man die Transversalschieferung heute etwa als „Hyperzone" an die bisher unterschiedenen tieferen Bereiche der Metamorphose (Epi-, Meso- und Katazone) anfügen würde.

Es kann kaum zweifelhaft sein, daß die Schiefrigkeit in allen Gebieten, wenigstens in der ersten Anlage, nach dem gleichen Prinzip hervorgebracht worden ist, wie die Schiefrigkeit im Rheinischen Schiefergebirge, wobei nur die Deformationsart, der Deformationsgrad und die Umkristallisationsstufe

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

infolge von anders gearteten Druck- und Temperaturbedingungen verschieden gewesen sind.

In den kristallinen Schiefern, vor allem in den Phylliten der Epizone und den Glimmerschiefern der Mesozone, findet sich häufig eine gerichtete Schiefrigkeit, die der dreiachsigen Deformation des Rheinischen Gebirges entspricht. In anderen Fällen folgt das Linear jedoch der Kreuzlinie zwischen Schiefrigkeit und Schichtung. Es dürfte aber auch in den kristallinen Bereichen Gebiete geben, in denen zweiachsige Gesteine mit richtungsloser Schiefrigkeit vorkommen. (Hierzu als Beispiel die Mitteilungen von Kienow 1953, S. 113 und 124, über Geröllagen mit zweiachsiger Deformation am Sagelv-See in Norwegen.)

Wenn die richtungslose Schiefrigkeit, wie die Verhältnisse im Rheinischen Gebirge wahrscheinlich machen, das erste Stadium des Deformationsprozesses innerhalb der ton- und feldspathaltigen Gesteine darstellt, so ist anzunehmen, daß alle Gesteine mit gerichteter Schiefrigkeit dieses Stadium ebenfalls durchgemacht haben. Daraus ergibt sich die Folgerung, daß die Deformation in den Gebieten kristalliner Schiefer generell mit einer ähnlichen Seitenlängung verbunden war wie im Rheinischen Gebirge. Man wird sich vorstellen können, daß die Gesteinsdeformation mit richtungsloser Verformung bei steilem Einfallen begann. Im weiteren Verlauf des Prozesses, vielleicht nach dem Erreichen einer bestimmten Grenze, konnte aber die Auslängung sich nicht mehr allseitig, sondern nur noch nach oben fortsetzen. Hierbei wurde vielleicht infolge stärkerer Herauspressung über die Erdoberfläche durch Mitwirkung der Schwerkraft das ehemals steile Einfallen der Schiefrigkeit in ein flaches gedreht, wobei es zusätzlich weitgehend auch zu scherenden Deformationen kam.

Die neuen Ergebnisse im Rheinischen Schiefergebirge führen also letzten Endes zu der Vorstellung, daß alle Orogenesen mit Gesteinsdeformation in mehr oder weniger großem Ausmaße mit Seitenlängung verbunden gewesen sind. Dies gilt für die Kaledoniden Norwegens und Schottlands in gleicher Weise wie für die Alpen. Dieser allgemeinen Vorstellung widerspricht nicht, daß örtlich eine solche Seitenlängung nicht eingetreten, sondern es in einigen Fällen sogar zu einer Verkürzung in seitlicher Richtung gekommen ist.

Die bisherige „stillschweigende" Voraussetzung, daß sich die Deformationen im Querprofil (a—c-Ebene im Sinne von Sander) abspielen, und daß senkrecht hierzu (in b-Richtung, Generalstreichen) keine Veränderungen erfolgen (Kienow 1953, S. 123), sollte also generell aufgegeben werden. Kienow selbst ist bereits (ebendort) zu dem Ergebnis gekommen, daß "diese Annahme angenähert gelegentlich, streng kaum jemals erfüllt ist." Wenn man sie heute nunmehr ganz fallen ließe, so würde dies die Aufgabe eines Denkschemas bedeuten, das wohl jahrzehntelang nützlich war, heute aber nur noch ein Hemmnis für die Weiterentwicklung der Tektonik darstellt. Bemerkenswert ist, daß schon B. Sander von dem bloßen „Denken im Profil" gewarnt hat.

10. Tektonische Gesteinsdeformation und Faltung.

Über die Beziehungen zwischen Schiefrigkeit und Faltung besteht eine reichhaltige Literatur, auf die im einzelnen hier nicht eingegangen werden kann. In den bisher über dieses Thema erschienenen Arbeiten ist jedoch die Deformation der Fossilien noch nicht berücksichtigt worden. Die Befunde über die Verformung der Fossilien und die sich aus ihnen ergebenden mechanischen und mathematischen

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Folgerungen auf die Art des Deformationsvorganges bieten jedoch auch für dieses Thema wesentliche neue Gesichtspunkte. Nur diese sollen hier kurz behandelt werden.

„Faltung" stellt man sich gemeinhin so vor, daß die geschichteten Gesteinsfolgen durch tangentialen Druck etwa wie ein Teppich oder ein Stoß Papier in Falten gelegt worden sind, wobei die Verformung der gefalteten Massen durch Gleitbewegungen auf den Schichtflächen sowie durch relativ geringfügige echte Verformungen vor allem innerhalb der Kerne der Sättel und Mulden ermöglicht wird. Dieser Vorgang soll hier als „Schichtgleitfaltung" bezeichnet werden. Charakteristisch für ihn ist, daß die betreffenden Gesteinsmassen in der Richtung quer zum wirkenden Druck verkürzt, aber nur in einer zweiten Richtung ausgelängt werden, nämlich nach „oben", während in seitlicher Richtung keine Veränderung eintritt.

Durch die Gesteinsdeformation wurden die Gesteine im Bereich der innerhalb des Rheinischen Schiefergebirges vorwiegenden richtungslosen Schiefrigkeit indessen ganz anders verformt. Sie reagierten auf den tangentialen Seitendruck durch Verkürzung in der Richtung und allseitige Auslängung quer zur Richtung des wirkenden Druckes. Außer der Hochlängung ergibt sich also eine Seitenlängung gleichen Ausmaßes. Es tritt also der gleiche Verformungseffekt ein, den man erreicht, wenn man eine Tonkugel plattdrückt, wobei ebenfalls die Masse nach allen Seiten gleichmäßig auseinandergeht.

Während in vielen Gebieten Schichtgleitfaltung nicht mit Gesteinsdeformation verbunden ist, treten im Rheinischen Schiefergebirge beide Erscheinungen kombiniert auf. Daraus, daß beide ohne Zweifel im Gefolge der gleichen tangentialen Druckbeanspruchung entstanden sind, hat man früher die Folgerung gezogen, daß

1. „Faltung" und „Schieferung" gleichen Alters seien,
2. bei der „Schieferung" die gleiche Verformung des Gebirges eingetreten sei wie bei der „Faltung".

Wie hier nachgewiesen worden ist, trifft aber die letztgenannte Annahme nicht zu. Es ist vielmehr so, daß der Faltenbau des Rheinischen Schiefergebirges nur zu einem Teil auf Schichtgleitfaltung beruht; im allgemeinen ist er das Ergebnis einer Kombination zweier mechanisch völlig verschieden abgelaufener Verformungsarten, nämlich der Schichtgleitfaltung und der tektonischen Gesteinsformation.

Von den beiden tektonischen Grundvorgängen, die während des orogenen Aktes eingetreten sind, spielt bald die Schichtgleitfaltung, bald die Gesteinsdeformation die größere Rolle. Es ist keineswegs ausgeschlossen, daß gelegentlich sogar Gesteinsdeformation ohne Schichtgleitfaltung eingetreten ist, ebensowenig wie Schichtgleitfaltung durchaus nicht von Gesteinsdeformation begleitet zu sein braucht. Beide Vorgänge stehen also nur in relativ loser Verknüpfung miteinander.

Auch die Annahme, daß „Schieferung" und „Faltung" gleichzeitig erfolgt seien, kann nach den neuen Erkenntnissen über das Wesen der tektonischen Gesteinsdeformation in dieser allgemeinen Form nicht aufrecht erhalten werden.

Die Tatsache, daß die Fossilien je nach Größe des Kreuzwinkels zwischen Schiefrigkeit und Schichtung ganz verschieden deformiert sind (vgl. Abb. 2 und 3), kann am besten durch die Annahme gedeutet werden, daß die Schichtgleitfaltung in der betreffenden Falte bereits eingetreten war, als der Prozeß der tektonischen Ge-

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

steinsverformung einsetzte. Anderenfalls nämlich könnte sie die Fossillagen nicht unter ganz verschiedenen Kreuzwinkeln, je nach der Lage auf dem Nord- oder Südflügel, dem Sattelkern oder dem Muldenkern, schneiden.

Die Vorstellung, daß der Gebirgsdruck in den Tonschiefern Schiefrigkeit, in den Sandsteinen und Kalksteinen aber gleichzeitig Faltung hervorgebracht hätte, ist teilweise zutreffend, sehr deutlich z. B. für die selektiven Klein- und Kleinstfaltungen. Wie aber im speziellen Teil an zahlreichen Beispielen gezeigt ist, sind jedoch die in den Tonschiefern eingelagerten Sandsteine oft kaum weniger deformiert als die Tonschiefer selbst. Sie können sich also nicht generell als undeformierbare Massen verhalten haben, in denen die Deformation statt in Schiefrigkeit sich unbedingt in Faltung hätte auswirken müssen.

Daß „Faltung" und tektonische Gesteinsdeformation nur teilweise altersgleich sein können, ergibt sich ferner aus einem Vergleich des Ausmaßes der gesamten durch „Faltung" einschließlich Deformation eingetretenen Querverkürzung des Gebirges mit derjenigen, die allein auf die tektonische Gesteinsdeformation entfällt. Im größten Teil des Rheinischen Schiefergebirges nördlich der Mosel sowie nördlich der Lahn- und Dillmulde sowie im südlichen Teil des Karbongürtels an der Ruhr erreicht die Querverkürzung durch Deformation (vgl. Breddin 1956 a, S. 292—294 und 1956 b, S. 247 und 252) nur Werte von 100 — (85 bis 70) = 15 bis 30 % der Urlänge. Die Verkürzung, die die „Faltung" (einschließlich Deformation) bewirkt hat, ist aber wesentlich bedeutender. Dies wird leicht erkennbar, wenn man die Verhältnisse einmal mathematisch betrachtet. Die Verkürzung, die innerhalb einer Falte eingetreten ist, ist um so größer, je steiler die Schenkel der Falte aufgerichtet sind. Zweckmäßigerweise bezieht man den Aufrichtungswinkel auf die Fläche quer zur Achsenebene der Falten. Die Verkürzung entspricht dann dem Cosinus des Aufrichtungswinkels, ausgedrückt in % der Urlänge = 100 %. Diese verkürzten Ausmaße der Urlänge quer zur Achsenebene der Falten betragen:

bei 30°	Aufrichtung	86 %
40°	„	77 %
45°	„	71 %
50°	„	64 %
55°	„	57 %
60°	„	50 %
65°	„	42 %
70°	„	34 %

Nun betragen in den meisten Gebieten des nördlichen Schiefergebirges, wie sich aus den vorhandenen geologischen Karten und ihren Profilen leicht ergibt, die Winkel der Schichtenaufrichtung (bezogen auf die Achsenebene) durchweg zwischen 45 und 65°, was einer Verkürzung auf 71—42 % der Urlänge, also um 29—58 %, entspricht. Im großen und ganzen ist der Gesamtbetrag der Verkürzung also etwa doppelt so hoch gewesen wie der Betrag, der auf die Gesteinsdeformation allein entfällt. Soweit die Verkürzung nicht auf die tektonische Gesteinsdeformation zurückgeführt werden kann, wird sie also bereits vor dem Einsetzen der Deformation durch reine Schichtgleitfaltung hervorgebracht worden sein.

Bei der Gesteinsdeformation wurden die bereits vorhandenen Schichtgleitfalten ebenso wie das Gestein selbst verformt (deformierte Schichtgleitfalten).

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Der Kombination von Schichtgleitfaltung und Deformation verdanken wir also das Erscheinungsbild der meisten in den geologischen Spezialkarten 1 : 25 000 und ihren Profilen dargestellten Falten. Man könnte die Vorstellung, daß nur ein Teil des Faltungsprozesses mit der Deformation zusammenfällt, auch so formulieren, daß man sagt, die Faltung sei in der „Phase der tektonischen Gesteinsdeformation weiter gegangen" oder hätte lediglich „als Schichtgleitfaltung begonnen". Solche Formulierungen gehen jedoch am Kern der Sache vorbei und sind geeignet, die grundlegenden Unterschiede im mechanischen Ablauf beider Vorgänge, die das Erscheinungsbild der Tektonik des Schiefergebirges, insbesondere auch der Klein-, Störungs- und Spaltentektonik weitgehend bestimmen, zu verschleiern.

Neben den Schichtgleitfalten und den deformierten Schichtgleitfalten gibt es im Rheinischen Schiefergebirge einen dritten überaus verbreiteten Faltentypus, der allein auf die tektonische Gesteinsdeformation zurückzuführen ist, die selektiven Falten. Es handelt sich hier um Falten, die nur ± dünne Lagen oder Bänke wenig deformierbarer Gesteine wie Sandsteine, Kalksteine oder stark sandige Schiefer betroffen haben, oder auch Mineralgänge, die in Tonschiefer eingeschaltet sind, und die in ± geringer Entfernung von diesen Bänken, Lagen und Gängen ausklingen. Diese selektiven Falten sind auf die betroffenen harten Gesteine beschränkt. Sie können in den Ausmaßen von 1 mm bis 1 m vorkommen und gelegentlich bis 10 m Spannweite und mehr erreichen. Alle selektiven Klein- und Kleinstfalten folgen stets der Kreuzlinie zwischen Schiefrigkeit und Schichtung. Ihre Achsenebene fällt mit der Schiefrigkeit zusammen. Bemerkenswert ist, daß sie mit Auslängungserscheinungen mannigfacher Art verknüpft sind, die innerhalb der weniger verformten Gesteine in Richtung der Kreuzlinie in Erscheinung treten. Aus dem Befund, daß die Achsenebenen dieser Klein- und Kleinstfalten stets mit der Schiefrigkeit zusammenfallen, dürfte die weitverbreitete Annahme zurückzuführen sein, daß die Achsenebenen aller Falten immer in der Ebene der Schiefrigkeit liegen. In vielen Fällen werden diese Beziehungen tatsächlich auch für die deformierten Schichtgleitfalten zutreffen. Daß aber ein „gesetzmäßiger" Zusammenhang zwischen den Achsenebenen der Schichtgleitfalten und der Schiefrigkeit nicht bestehen kann, läßt sich allein schon daran erkennen, daß Schichtung und Schiefrigkeit mitunter zusammenfallen. Ein gutes Beispiel hierfür bieten die Platten mit den bekannten Hunsrückschieferfossilien. Da die Achsenebene einer Falte niemals in die Schichtfläche fallen kann, kann im Bereich der Fossilfundpunkte des Hunsrückschiefers die Achsenebene der Faltung auch nicht mit der Schiefrigkeit zusammenfallen.

Mit der Vorstellung, daß Faltung und Gesteinsdeformation zwei mechanisch verschiedenartige Verformungsvorgänge sind, verliert die bisherige Annahme, daß es eine einheitliche „Faltenachse" gäbe, ihre Grundlage. Die Achsen der Sättel und Mulden der Schichtgleitfaltung fallen vielmehr in weitem Umfange nicht mit denen der selektiven Faltung zusammen. Dies geht schon daraus hervor, daß die Kreuzlinie zwischen Schichtung und Schiefrigkeit, der die Achsen der selektiven Faltung folgen, in ihrem Einfallen außerordentlich schwankt und Einfallswinkel von 20—45° von Kreuzlinie und Faltenachsen häufig vorkommen. In manchen Gebieten sind sogar steilere Kreuzwinkel und Faltenachsen nicht einmal selten. Wenn Schiefrigkeit und Schichtung gleiches Einfallen, aber verschiedenes Streichen haben, kommt es sogar dazu, daß Kreuzlinie und Faltenachsen in der Schieferungsebene von oben nach unten verlaufen, daß die Falten also „auf dem Kopf stehen".

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Von manchen Autoren wird dieses „anomale" und auf kurze Entfernungen wechselnde Achsenfallen, das der normalen Schichtgleitfaltung fremd ist, als „Achsenunruhe" bezeichnet. Beispiele finden sich in größerer Zahl insbesondere in den Arbeiten in Band 44 der Geologischen Rundschau, 1955.

Bei der Beurteilung der deformierten Schichtgleitfalten ist zu berücksichtigen, daß die meisten Gesteinsfolgen aus einer Wechsellagerung weniger und schwer schieferbarer Gesteine bestehen, die sich der Deformation gegenüber ganz verschieden verhalten haben. In manchen Fällen werden beispielsweise innerhalb eines deformierten Gebietes die Sandsteinbänke überhaupt nicht deformiert worden sein, so daß in ihrer Faltung der volle Betrag von Schichtgleitfaltung und Deformation enthalten ist. Da die weniger verformbaren Gesteinspartien die verschiedensten Mächtigkeiten haben können und ihre Reaktion auf die Gesteinsdeformation auch noch von der Beschaffenheit der sie einschließenden Tongesteine abhängt, konnte es bei der Deformation der Schichtgleitfalten zu den mannigfachsten Faltungsphänomenen kommen. Die großen Unterschiede in der Art der Faltung in den verschiedenen Gebieten des Rheinischen Schiefergebirges werden also zum großen Teil auf Unterschiede in der Gesteinsbeschaffenheit zurückgeführt werden können, die erst mit der Gesteinsdeformation tektonisch wirksam geworden sind.

Den Ablauf der beiden Vorgänge wird man sich für viele Gebiete so vorzustellen haben, daß zuerst die mechanisch leichter mögliche Schichtgleitfaltung vor sich ging. Nachdem die Gesteinsmassen auf diese Weise soweit verformt waren, daß eine weitere Verkürzung nicht mehr stattfinden konnte (was wahrscheinlich meist schon bei einem Aufrichtungswinkel von 40—50° der Fall gewesen ist), setzte der Deformationsprozeß ein, der die bereits gefalteten Gesteine und ihre Falten weiter verformte, wobei es neben der Querverkürzung und der Hochlängung auch zu einer ausgedehnten Seitenlängung kam.

Die örtlichen Beziehungen zwischen Schichtgleitfaltung und Deformation schließen indessen nicht aus, daß in vertikaler Richtung Schichtgleitfaltung Deformation ersetzen kann, daß also die Einengung je nach der Beschaffenheit der betroffenen Schichtfolgen bald stärker in Form der Schichtgleitfaltung, bald stärker in Form der Deformation erfolgte. Es ist also durchaus möglich, daß eine wenig gefaltete und stark geschieferte Schichtenfolge in einem nächsthöheren „Stockwerk" durch eine solche mit starker Schichtgleitfaltung mit geringer Deformation ersetzt wird. Diese „stockwerksweise" Gleichaltrigkeit steht nicht im Widerspruch zu dem örtlichen Nacheinander beider Erscheinungen.

Die hier angedeuteten Beziehungen zwischen Gesteinsdeformation und Faltung dürften im Prinzip für alle Gebiete mit Gesteinsdeformation gelten. Im alpinen Deckenbau ist indessen der Anteil der Gesteinsdeformation an den orogenen Vorgängen oft sehr viel größer als im Rheinischen Gebirge, so daß die Beziehungen zwischen beiden sich in vieler Hinsicht anders gestalten.

11. Tektonische Gesteinsdeformation, Störungs- und Spaltentektonik.

Mindestens ebenso bedeutsam wie der Einfluß der tektonischen Gesteinsdeformation auf die Faltentektonik ist der auf die Störungs- und Spaltentektonik des Rheinischen Schiefergebirges. Die Eigenart der Tektonik dieses Gebietes besteht vor allen Dingen auch darin, daß die Falten in weitem Umfange mit Störungen

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

mannigfacher Art und ganz verschiedener Größenordnung verknüpft sind. Sie erscheinen (oft in weit übertriebenem Umfange) auf den Blättern der geologischen Spezialkarte als Querstörungen, Diagonalstörungen oder Überschiebungen. In den Steinkohlen-, Erz- und Eisensteingruben des Gebietes sind sie ebenfalls in großer Fülle nachgewiesen; auch in den Aufschlüssen kann man sie immer wieder erkennen. Außer den Gesteinszerreißungen in Form der Störungen beobachtet man in weiten Teilen des Gebietes in großer Zahl mit Mineralien ausgefüllte Zerrklüfte. Quarz, Kalkspat, Ankerit und Eisenspat spielen unter den Mineralien, die diese Klüfte und Gänge ausfüllen, die Hauptrolle. Neben der intensiven Störungstektonik trifft man also eine in den meisten Gebieten nicht minder auffallende Spaltentektonik an, die mit ihr in engem Zusammenhang steht. Den Gebieten mit reiner Schichtgleitfaltung ist eine derartig intensive Störungs- und Spaltentektonik insbesondere im Kleinen im allgemeinen fremd. Man wird die Störungs- und Spaltentektonik daher kaum als das Ergebnis des Schichtgleitfaltungsprozesses ansehen dürfen. Störungs- und Spaltentektonik beruhen vielmehr, wie im einzelnen erst später begründet werden soll, zu einem beträchtlichen Teil darauf, daß neben der Verkürzung in der Querrichtung bei der Gesteinsdeformation eine Hoch- und Seitenlängung der betroffenen Gesteinsmassen eingetreten ist. In den weniger stark deformierten sandigen und kalkigen Einlagerungen mußte diese Hoch- und Seitenlängung zu einem Raumgewinn führen, der zu einem erheblichen Teil durch Spalten- und Störungstektonik ausgeglichen worden ist.

Wenn geschieferten Tongesteinen weniger verformbare Einlagerungen, seien es Sandsteine, Grauwacken, stark sandige Tonschiefer oder Kalksteine, eingeschaltet sind, so sind sie meist von einer großen Anzahl von Kleinstörungen verschiedener Art durchsetzt. Diese kann man sowohl im Dünnschliff, als auch im Handstück, als auch in den Aufschlüssen leicht wahrnehmen. Sandsteine oder Kalksteinbänke und -bankfolgen, die zwischen Tonschiefern eingeschaltet sind, enthalten ferner in der Regel mehr oder weniger große Mengen von Quarz- oder Kalkspatklüften, die sich nicht in die begleitenden Tonschiefer fortsetzen und in der Art ihres Auftretens die Seiten- und Hochlängung der Sandstein- und Kalksteinbänke widerspiegeln (vgl. Breddin 1931 a, S. 209). Solche Beobachtungen können in allen Gebieten mit Schiefrigkeit angestellt werden. Es darf daher angenommen werden, daß der größte Teil alles dessen, was man unter Kleintektonik versteht, die Klüftung vielleicht ausgenommen, Fältelung und Boudinage aber eingeschlossen, durch tektonische Gesteinsdeformation hervorgebracht worden ist. Es ist leicht ersichtlich, daß, wenn solche Erscheinungen im Kleinen vorliegen, auch die größeren gesteinsmäßig verschiedenen Einheiten in ähnlicher Weise reagieren werden. Die Erklärung der Störungs- und Spaltentektonik durch die Gesteinsdeformation dürfte also nicht nur für den Kleinbau, sondern in gewissem Umfange auch für den Großbau des Rheinischen Schiefergebirges Geltung haben.

Manche Störungen gehen nicht auf Gesteinsverschiedenheiten zurück, sondern darauf, daß die Gesteinsdeformation in ihrer Intensität von oben nach unten oder in seitlicher Richtung zu- oder abnimmt. Dies gilt insbesondere für die größeren Querstörungen des Ruhrgebietes und des Aachener Revieres (Breddin 1931 b).

Mindestens ein großer Teil aller Störungen und Spalten ist somit gesteinsbedingt und im einzelnen abhängig von den Beziehungen zwischen der Lagerung der Gesteine und der Schiefrigkeit. Dies gilt in noch viel größerem Umfange für alle Mineralgänge, und zwar auch die erzführenden, deren Spalten durch die Gesteins-

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

deformation hervorgerufen und deren Ausfüllung, soweit sie nicht magmatogenen Ursprungs ist, auf Ausscheidung aus dem Nebengestein (Lateralsekretion oder einfach „Sekretion") zurückzuführen ist (BREDDIN 1930, 1935, aber auch HÖPPENER 1955, S. 262). Bei der Auswanderung von Material aus den Sand- und Kalksteinbänken in die Spalten muß es zu einer Volumverminderung gekommen sein, die dem Ausmaß der Spaltenfüllung entspricht. Es darf angenommen werden, daß diese im wesentlichen quer zur Richtung der Deformationsebene (Schiefrigkeit) erfolgt ist. Es läge also hier Gesteinsdeformation durch Sekretion (Sekretionsdeformation) vor.

12. Tektonische Gesteinsdeformation und tektonische Methoden im Rheinischen Schiefergebirge.

In den letzten Jahrzehnten, insbesondere in den Jahren nach dem 2. Weltkriege, ist eine große Anzahl von Aufsätzen und Abhandlungen zur Tektonik des Rheinischen Schiefergebirges erschienen, die die Kenntnis der Einzelerscheinungen der Tektonik, insbesondere der bis dahin wenig beachteten Kleintektonik, in hohem Maße gefördert haben. Sie stammen zum größten Teil aus der Schule von HANS CLOOS in Bonn. Von diesen Arbeiten betrifft das Arbeitsgebiet dieser Veröffentlichung besonders eine neue Arbeit von B. ENGELS (1954).

Die ENGELS'sche Arbeit enthält eine eingehende Beschreibung der tektonischen Einzelerscheinungen, insbesondere des südlich angrenzenden Gebietes und liefert dadurch eine Fülle wertvoller Unterlagen. Besonders beachtenswert ist, daß der Verfasser sich bemüht hat, alle tektonischen Erscheinungen zu berücksichtigen und eine allzu einseitige Betonung einzelner Phänomene vermeidet.

Vergleicht man die ENGELS'schen Arbeiten mit dem vorliegenden Aufsatz, so wird man zunächst wenig Gemeinsames erkennen. Während hier die tektonische Gesteinsdeformation behandelt wird, ohne daß sie im einzelnen für die Kleintektonik, die ja durch die Deformation erst hervorgerufen worden ist, ausgewertet wird, behandelt ENGELS die Kleintektonik, ohne auf die Deformation einzugehen. Beide Autoren gehen also von ganz verschiedenen Grundvorstellungen aus. Dies macht auch die Kritik von B. ENGELS (1956) an dem Aufsatz des Verfassers (BREDDIN 1956 a) deutlich. Hierzu ist zunächst zu bemerken, daß Herrn ENGELS, als er seine Kritik verfaßte, dieser Aufsatz noch nicht vorgelegen hat, sondern nur ein Umdruck zu dem Vortrag auf der Arnsberger Tagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1954. Im übrigen ist dazu zu sagen, daß die „quantitative Erfassung der tektonischen Verformung" mit Hilfe von „deformierten Fossilien" nicht „äußerst schwierig und gewagt" ist, sondern lediglich ein einfaches mathematisches Problem darstellt, dessen Lösung nur richtig oder falsch sein kann. Das letztere wäre von der Kritik erst nachzuweisen, bevor sie dazu übergeht, die Folgerungen zu bestreiten.

Die jüngste der in den letzten 30 Jahren erschienenen Arbeiten aus der Schule von HANS CLOOS über Probleme der Tektonik und Lagerstättenlehre des Rheinischen Schiefergebirges ist die ausgezeichnete Arbeit von R. HÖPPENER (1956). Diese behandelt insbesondere das Problem der „Schieferung" und zwar vorwiegend mit Hilfe gefügekundlicher Methoden. Auch HÖPPENER berührt die Frage nach Art und Ausmaß der Deformation, die die von ihm geschilderten Erscheinungen hervorgebracht hat, nur ganz am Rande.

Beim Vergleich der Arbeiten von ENGELS und HOEPPENER mit denen des

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Verfassers wird besonders deutlich, daß zur Zeit zwei verschiedene tektonische Richtungen bestehen, die das Problem der tektonischen Gesteinsdeformation und der durch sie hervorgerufenen Erscheinungen von ganz anderer Grundlage aus und mit abweichenden Methoden behandeln.

Die bisherige Richtung hat sich bemüht, die Einzelerscheinungen der Tektonik wie Faltung, Schieferung, Störungen, Klüftung usw. zu beschreiben und ihre räumliche Verbreitung sowie ihre altersmäßigen und räumlichen Beziehungen zueinander aufzuklären. Dabei ist außerordentlich viel Wertvolles erreicht worden. Das Gesamtergebnis, daß alle verschiedenen tektonischen Erscheinungen im wesentlichen einem einzigen orogenen Vorgang ihre Entstehung verdanken, ist bereits ein großer Fortschritt gegenüber den tektonischen Annahmen der Zeit vor 1930.

Wenn nun durch die neue Arbeitsrichtung weitere wesentliche Grundlagen der Tektonik im Rheinischen Schiefergebirge erkannt wurden, die man bisher übersehen oder nicht beachtet hatte, so berührt das den besonders wertvollen beschreibenden Teil der Ergebnisse der älteren Richtung nur wenig. Andererseits ist leicht ersichtlich, daß, wenn ganz neue Grundlagen neben den bisher bekannten geschaffen werden, ein Weiteraufbau auf den alten Ergebnissen nicht ohne weiteres möglich ist. Der wesentliche Punkt, in dem sich die beiden Methoden unterscheiden, liegt vor allem darin, daß die alte Richtung die Tektonik als eine zweidimensionale Angelegenheit auffaßt, also mit Veränderungen in seitlicher Richtung nicht gerechnet hat. Die neue Betrachtungsweise legt auf Grund der Erkenntnis, daß die Gesteinsdeformation ein dreidimensionaler Vorgang ist, von vornherein der Erforschung aller tektonischen Erscheinungen mit Ausnahme der reinen Schichtgleitfaltung eine dreidimensionale Betrachtungsweise zu Grunde. Sie führt also von der bisherigen zweidimensionalen zur dreidimensionalen Tektonik. Diese Umstellung erfordert ein stärkeres Eindringen in räumliche Vorstellungen als es bisher notwendig war. Dies wird dann am besten gelingen, wenn man von möglichst einfachen Verhältnissen ausgeht.

Das erste Erfordernis bei der Anwendung der neuen Methode ist, daß die tektonische Gesteinsdeformation ganz an den Anfang der Erforschung jedes tektonischen Problems gestellt wird. Geschieht dies nicht, so wird sie, wie bisher, einfach übersehen werden und dann unberücksichtigt bleiben. Für die Beurteilung aller tektonischen Einzel- und Generalfragen, die Faltungs-, Störungs- und Spaltentektonik betreffen, ist aber die Kenntnis von Art und Ausmaß der tektonischen Gesteinsdeformation eine wesentliche Grundlage. Das gilt oft schon für die Kombination tektonischer Einzelbeobachtungen im Dünnschliff, Handstück und Aufschluß, vor allen Dingen aber auch für die räumliche Verknüpfung der Einzelerscheinungen und ihre genetische Deutung sowie für die praktisch besonders wichtige Projektion von tektonischen Erscheinungen in unbekannte Bereiche. Die Schaffung dieser Grundlagen für das gesamte Gebiet ist bereits eingeleitet (Breddin 1956 a, S. 292—294). Das nächste Ziel ist, eine „Deformationskarte“ herzustellen, die Art und Ausmaß der tektonischen Gesteinsformation auf Grund der Deformation der Fossilien für alle Bereiche des Rheinischen Schiefergebirges angibt. Jeder tektonischen Untersuchung, in kleinsten, kleinen oder größeren Bereichen wären die Daten der tektonischen Gesteinsdeformation zu Grunde zu legen. Wenn man von vornherein weiß, daß in der betreffenden Gegend oder im Bereich des betreffenden Aufschlusses, den man besucht, eine Verkürzung der Gesteinsmassen etwa auf 85 % und einer Auslängung auf 110 %

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

nach oben und den Seiten eingetreten ist oder gar eine Deformation von $D = 70/120$ erfolgt ist, so wird man alle tektonischen Erscheinungen, vor allem die der Kleintektonik, in einem anderen Licht sehen und leichter als bisher Zusammenhänge zwischen den Erscheinungen finden können. Kennt er indessen Art und Ausmaß der Gesteinsdeformation nicht, so wird der Bearbeiter der Kleintektonik in manchen Aufschlüssen, auch bei aller aufgewandten Mühe, kein zutreffendes Ergebnis erreichen können.

Bei der Einzelbearbeitung wäre die Gesteinsbezogenheit der Tektonik mehr zu berücksichtigen als bisher. Eine schematische statistische Erfassung und Darstellung tektonischer Werte ohne Bezug auf die Gesteinsart ist für die Klärung solcher Zusammenhänge weniger geeignet. Neben der Beschreibung tektonischer Erscheinungen, die die ältere Richtung bereits mit so großem Erfolg betrieben hat, wird die neuere stärker in die genetischen Zusammenhänge hineinführen können, für deren Auffindung bisher einige wesentliche Grundlagen noch gefehlt haben.

Die gefügekundlichen Methoden der Sander-Schule sind, soweit sie sich auf mikroskopische Untersuchungen beziehen, als Ergänzung der makroskopischen Methoden auch im Rheinischen Schiefergebirge unentbehrlich. Die Voraussetzungen für ihre Anwendung sind jedoch hier nicht in gleichem Umfange gegeben wie in den kristallinen Bereichen, vor allem auch deshalb, weil die Deformationen im Ausmaß durchweg viel geringer gewesen sind als dort.

ZUSAMMENFASSUNG

Im ersten Teil der Arbeit wird eine kurze Übersicht über die Grundlagen und die mathematischen Methoden zur Ermittlung von Art und Ausmaß der Gesteinsdeformation mit Hilfe deformierter Fossilien gegeben. Es folgt eine Darlegung technischer Einzelheiten, die bei der Anwendung der verschiedenen mathematischen Methoden zur Deformationsbestimmung zu beachten sind.

Der Hauptteil der Arbeit bringt Einzelangaben über die Fossil- und Gesteinsdeformation an 45 verschiedenen Fundpunkten des Meßtischblattes St. Goarshausen. Die Grundlage boten die Sammlungen von E. Holzapfel in Aachen, die Abbildungen in einer Abhandlung von A. Fuchs (1915) und eigene Aufsammlungen des Verfassers.

Die Ergebnisse der Messungen sind zu einer „Deformationskarte" zusammengestellt. Es ergibt sich, daß im Bereich des Meßtischblattes St. Goarshausen alle Gesteine, auch die Sandsteine und Grauwacken, tektonisch verformt sind, wenn auch die sandreicheren Gesteine in etwas schwächerem Grade. Da die Schiefrigkeit in diesem Gebiet richtungslos ist, entspricht die Deformation der einer Kugel zu einem Rotationsellipsoid mit kurzer Achse. Das Ausmaß der Verkürzung erreicht im Gebiet von St. Goarshausen 40 % und nimmt nach Süden bis zum Rande des Dachschiefergebietes von Caub bis auf 50 oder 55 % zu. Die Seiten- und Hochlängung in der Ebene der Schiefrigkeit beträgt bei St. Goarshausen etwa 18—20 %, um nach Süden bis auf 30 oder 35 % zuzunehmen.

Aus diesen Ergebnissen läßt sich schließen, daß im Bereich der Dachschiefergruben des Hunsrückschiefergebietes die Deformation ebenfalls den Wert von

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

$D = 50/130$ (50 % Verkürzung, 30 % Auslängung) erreichen wird. Die bekannten Fossilien des Hunsrückschiefers sind trotzdem ausgezeichnet erhalten geblieben, weil in den Platten, auf denen sie auftreten, Schiefrigkeit und Schichtung zusammenfallen. Ihr Erhaltungszustand ist ein Beweis dafür, daß im Bereich der richtungslosen Schiefrigkeit die Verformung in der Ebene der Schiefrigkeit zu einer allseitig etwa gleichen Auslängung der Fossilien geführt hat.

Weiterhin wird zu einer unlängst erschienenen Veröffentlichung von J. H. Hellmers über die Deformation von Crinoidenstielgliedern im Rheinischen Schiefergebirge Stellung genommen. Es folgt dann eine Auswertung der Ergebnisse über das Wesen der Schiefrigkeit, in der dargelegt wird, daß nach den Ergebnissen im Rheinischen Gebirge die tektonische Gesteinsdeformation allgemein einen dreidimensionalen Charakter hat und daher auch in anderen Gebieten mit Schiefrigkeit mit Seitenlängung im Generalstreichen zu rechnen ist.

Was die Beziehungen zwischen Schiefrigkeit und Faltung angeht, wird begründet, daß Schichtgleitfaltung und tektonische Gesteinsdeformation zwei Vorgänge sind, die zwar durch den gleichen tangentialen Druck hervorgebracht wurden, aber einen mechanisch verschiedenen Charakter haben. Sie sind örtlich in der Hauptsache nicht gleichzeitig, sondern hintereinander abgelaufen. So wurden aus den Schichtgleitfalten die „deformierten Schichtgleitfalten".

Die „selektiven Klein- und Kleinstfalten" sind ebenso wie die Kleinstörungs- und Spaltentektonik ein Ergebnis der Gesteinsdeformation. Alle diese Erscheinungen beruhen im wesentlichen darauf, daß sich die Deformation in den weniger deformierbaren Einlagerungen der Tongesteine in anderer Form ausgewirkt hat. Die Beziehungen zwischen der Tektonik und der Beschaffenheit der Gesteine erscheinen damit enger, als bisher meist angenommen wurde.

Im methodischen Teil am Schluß der Arbeit wird dargelegt, daß die neuen Ergebnisse über die Seitenlängung des Gebirges während der Orogenese den Übergang von der bisherigen zweidimensionalen zu einer dreidimensionalen Betrachtungsweise erfordern. Daraus ergeben sich einige neue Gesichtspunkte und mitunter auch andere Methoden als sie bei der bisherigen zweidimensionalen Betrachtungsweise üblich waren.

SCHRIFTENVERZEICHNIS

Breddin, H.: Die Milchquarzgänge des Rheinischen Schiefergebirges, eine Nebenerscheinung der Druckschieferung. — Geol. Rdsch., **21**, S. 367—388, Berlin. 1930.

— Über das Wesen der Druckschieferung im Rheinischen Schiefergebirge. — Centr. Bl. Mineral., Abt. B, S. 202—216, Stuttgart 1931. [1931 a]

— Die Entstehung der Bruchtektonik des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenbezirkes. — Der Bergbau, Nr. 25, S. 1—4, Gelsenkirchen, 1931. [1931 b]

— Die Entstehung der Siegerländer Spateisensteingänge durch Lateralsekretion. — Glückauf, **71**, S. 821—830, Essen 1935.

— Die tektonische Deformation der Fossilien im Rheinischen Schiefergebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., Jahrgang 1954, **106**, S. 227—305, Taf. 2 u. 3, Hannover, 1956. [1956 a]

— Tektonische Gesteinsdeformation im Karbongürtel Westdeutschlands und Süd-Limburgs. — Z. deutsch. geol. Ges., Jahrgang 1955, **107**, S. 231—260, Taf. 11—13, Hannover 1956. [1956 b]

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Engels, B.: Zur Tektonik des Dachschiefers von Kaub (Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **81**, S. 243—254, Taf. 10—11, Wiesbaden, 1953.

— Zum Problem der tektonischen Verformung der Fossilien im Rheinischen Schiefergebirge (Diskussionsbeitrag zu einem Vortrag von H. Breddin). — Z. deutsch. geol. Ges., Jahrgang 1954, **106**, S. 306—307, Hannover 1956.

Fuchs, A.: Das Unterdevon der Loreleygegend. — Jb. Nass. Ver. Naturk., 52, S. 1—96, 1899.

— Die Stratigraphie des Hunsrückschiefers und der Untercoblenzschichten am Mittelrhein nebst einer Übersicht über die spezielle Gliederung des Unterdevons mittelrheinischer Facies und die Faciesgebiete innerhalb des rheinischen Unterdevons. — Z. deutsch. geol. Ges., **59**, S. 96—119, Berlin 1907.

— Geologische Übersichtskarte der Loreleygegend 1 : 50 000. Preuß. geol. L.-A., Berlin 1915.

— Der Hunsrückschiefer und die Unterkoblenzschichten am Mittelrhein. — Abh. Preuß. geol. L.-A., N.F., **79**, S. 1—79, Taf. 1—18, Berlin 1915.

Helm, Alb.: Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluß an die geologische Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe. 2 Bände u. Atlas. Basel 1878.

— Geologie der Schweiz. **2**, 476 S., 21 Taf., Leipzig (Tauchnitz) 1921.

Hoeppener, R.: Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. — Geol. Rdsch., 45, S. 247—283, Stuttgart 1956.

Holzapfel, E.: Das Rheintal von Bingerbrück bis Lahnstein. — Abh. geol. Spez.-Karte v. Preußen, **10**, N.F. **15**, Berlin 1893.

— Geol. Spez.-Karte von Preußen, Bl. St. Goarshausen mit Erläuterungen, Berlin 1904.

Kayser, E.: Lehrbuch der Geologie. 6. Aufl., 740 S., Stuttgart (Enke) 1921.

Kienow, S.: Die innere Tektonik des Unterdevons zwischen Rhein, Mosel und Nahe. — Jb. Preuß. Geol. L.-A., **54**, S. 57—95, Taf. 2—5, Berlin 1933.

— Über Gleitfaltung und Gleitfaltschieferung. — Geol. Rdsch., **41**, S. 110—128, Stuttgart 1953.

Mosebach, R.: Zur Petrographie des Dachschiefers und des Hunsrückschiefers. — Z. deutsch. geol. Ges., Jahrgang 1951, **103**, S. 368—376, Hannover 1952.

Sander, B.: Gefügekunde der Gesteine. Wien (Springer) 1930.

— Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. **1**, Wien (Springer) 1948.

Solle, G.: Obere Siegener Schichten, Hunsrückschiefer, tiefstes Unterkoblenz und ihre Eingliederung ins Rheinische Unterdevon. — Geol. Jb., **65**, S. 299—380, Stuttgart 1950.

Spriestersbach, J.: Neue oder wenig bekannte Versteinerungen aus dem rheinischen Devon, besonders aus dem Lenneschiefer. — Abh. Preuß. geol. L.-A., N.F., 80, S. 1—80, Taf. 1—23, Berlin 1915.

Wettstein, A.: Über die Fischfauna des tertiären Glarner Schiefers. — Abh. schweiz. paläontologische Ges., 1886.

Anschrift des Verfassers: Professor Dr. Hans Breddin, Geologisches Institut der Technischen Hochschule, Aachen.

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Erklärung zu Tafel I

Abb. 1 a und b: *Ledopsis callifera* Beush., nat. Gr., Fundpunkt 1, Burg Maus bei Wellmich, Sammlung Holzapfel, Tuffschiefer ohne schichttige Einregelung.

a) Schalenrand im Winkel von $\varphi = 25°$ zur Schiefrigkeit. Das Exemplar entspricht damit in der Bildebene in großer Annäherung der Urform.
$V_u = K : L = 11{,}5 : 14{,}5 = 0{,}79$

b) Schalenrand im Winkel von 90° zur Schiefrigkeit, kurze Form
$V_k = 11{,}5 : 13{,}5 = 0{,}85$
daraus $V_p = V = 0{,}67$, $D = 74/110$ bei 10 % Volumverlust.

Abb. 2: *Bellerophon tumidus* Sandb., nat. Gr., Fp. 1, Burg Maus bei Wellmich, Slg. Holzapfel, Tuffschiefer ohne schichtige Einregelung.
Spindel des Fossils in etwa quer zur Schiefrigkeit. $V_o = V_p = V = 0{,}60$, $D_m = 69/114$ bei 10 % Volumverlust.

Abb. 3: *Strophodonta (Douvillina) elegans* Drev., nat. Gr., Fp. 2, Fesel bei Nochern, schiefe Form aus Fuchs (1915, Taf. 3 Abb. 12): $\omega = 60°$, $V_p = 0{,}58$, $D_m = 68/118$ bei 5 % Volumverlust.

Abb. 4 a und b: *Chonetes* cf. *semiradiatus* Sow. a) 2fach vergr. b) 1,3fach vergr., Fp. 5, Rödershell bei Lierscheid, Slg. Holzapfel, quarzitischer Feinsandstein.

a) breite Form $V_l = 0{,}45$

b) breite Form $V_k = 0{,}94$

daraus $V_p = 0{,}63$ $D_m = 73/117$ ohne Volumverlust.

Abb. 5: *Spirifer sp.*, nat. Gr., Fp. 5, Rödershell bei Lierscheid, Slg. Holzapfel, quarzitischer Feinsandstein, schiefe Form, $\omega = 65°$, $V_p = 0{,}64$, $D_m = 74/116$ ohne Volumverlust.

Abb. 6: *Pleurotomaria sp.*, nat. Gr., Fp. 8, Grundelbachtal westl. St. Goar, Slg. Holzapfel, Feinsandstein. Die Spindel liegt in der Deformationsebene, daher $V_o = V_p = V = 11 : 18{,}5$ mm $= 0{,}59$, $D_m = 70/119$ ohne Volumverlust.

Abb. 7 und 8: *Chonetes* cf. *sarcinulatus* Goldf., nat. Gr., Fp. 9, Biebernheim bei St. Goar, Slg. Holzapfel, schmale und breite Form nebeneinander, beide nicht ganz winkelrecht zur Streckung.

Abb. 7: $V_l = 0{,}43$, $V_k = 0{,}95$, $V_p = 0{,}64$, bei Kreuzwinkel $\varphi = 60°$: $V = 0{,}59$, $D_m = 70/119$ ohne Volumverlust.

Abb. 8: $V_l = 0{,}50$, $V_k = 1{,}00$, daraus $V_p = 0{,}66$, $D_m = 76/115$ ohne Volumverlust.

Abb. 9: Crinoidenstielglied, 1,25fach vergr., Fp. 13, Freilichtbühne an der Lurlei, Breddin 1954, stark sandiger Tonschiefer, $V_o = V_p = 0{,}67$, $V = 0{,}54$, bei Kreuzwinkel $\varphi = 45°$, $V = 0{,}54$, $D_m = 65/121$.

Abb. 10: Crinoidenstielglied, 1,6fach vergr., Fp. 13 a, Jugendherberge an der Lurlei, stark sandiger Schiefer, Breddin 1954, $V_o = V_p = 0{,}55$, $V = 0{,}54$ bei $\varphi = 55°$, $D_m = 65/121$.

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Abb. 11: *Spirifer cf. arduennensis* SCHNUR, nat. Gr., Fp. 15, südlich der Loreley (Slg. HOLZAPFEL), Feinsandstein, schiefes Exemplar, $\omega = 58°$, $V_p = 0{,}56$, $D_m = 68/121$.

Abb. 12 a und b: *Orthis circularis* SOW., nat. Gr., Ventralklappe (FUCHS 1915, Tab. 3, Fig. 4 und 2).

a) schief deformiertes Exemplar, Fp. 16, Mäusnest bei Bornich, $\omega = 60°$, $V_p = 0{,}58$, $D_m = 68/118$ bei 5 % Volumverlust.

b) zum Vergleich ein kaum deformiertes Eexemplar von Oberstadtfeld (Eifel) $V_u = 0{,}90$.

Abb. 13: *Spirigera undata* DEFR., 1,35fach vergr., Fp. 17, Eeg bei Bornich (nach FUCHS 1915, Taf. 7, Abb. 9c), schiefe Form, $\omega = 65°$, $V_p = 0{,}64$, $D_m = 73/114$ bei 5 % Volumverlust.

Abb. 14 a und b: *Orthothetes major* FUCHS, auf 1/2 verkl., Fp. 20a, Saueressigsmühle im Forstbachtal (nach FUCHS 1915, Taf. 4, Abb. 1 und 2).

a) breit-schiefes Exemplar, Ventralklappe, $V_l = 0{,}6$

b) schmales Exemplar, Dorsalklappe, $V_k = 0{,}6$
daraus $V_p = 0{,}6$, $D_m = 70/117$ ohne Volumverlust.

Abb. 15 a und b: *Spirigera globula* FUCHS, nat. Gr.,

a) Fp. 20, Saueressigsmühle (FUCHS 1915, Taf. 8, Fig. 3), schmale Form, Ventralschale, $V_k = 0{,}67$, bei $U = 1{,}0$ wäre $V_p = 0{,}67$ und $D_m = 77/114$ ohne Volumverlust;

b) zum Vergleich, Fp. 29, Neu-Kautenmühle bei Niederwallmenach (FUCHS 1915, Taf. 4, Fig. 2), breite Form, Dorsalschale, $V_l = 18 : 26$ mm $= 0{,}69$; bei $U = 1{,}0$ ist $V_p = 0{,}69$ und $D_m = 78/113$ ohne Volumverlust.

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Erklärung zu Tafel II

Abb. 1 a und b: *Tropidoleptus carinatus* SANDB., nat. Gr., Fp. 20 b, Saueressigsmühle, Slg. HOLZAPFEL, Feinsandstein;
a) breite Form $V_l = 0{,}40$
b) schmale Form $V_l = 0{,}84$,
daraus $V_p = 0{,}58$, $D = 70/120$ ohne Volumverlust.

Abb. 2: *Chonetes* cf. *sarcinulatus* GOLDF., nat. Gr., Fp. 30. Neuer Gehängeweg am Südabfall des Ranscheler Berges bei Bornich, BREDDIN 1954. Aufnahme einer Schichtfläche mit φ = ca. 60° mit breiten und schmalen Formen, V_p etwa 0,55, D etwa $65/121$.

Abb. 3: Vom gleichen Fundpunkt 30, Schichtfläche mit doppelter („gebrochener" und normaler) Schiefrigkeit, bedeckt mit Crinoidenstielgliedern und Choneten, Kreuzwinkel $\varphi = 55°$.
Crinoidenstielglieder:
$V_o = V_p = 0{,}59$, $\varphi = 58°$ $V = 0{,}53$, $D_m = 64/121$
$V_o = V_p = 0{,}62$, $\varphi = 50°$ bei 5 % Volumverlust.

Abb. 4: Crinoidenstielglied, 3,5fach vergr., besonders stark deformiert, gleichfalls Fp. 30, $V_o = V_p = 0{,}45$, $\varphi = 90°$, $D = 59/131$ ohne Volumverlust.

Abb. 5 a—d: *Spirifer bornicensis* FUCHS, auf 0,65 verkl., Steinkern (aus FUCHS 1915, Taf. 7, Fig. 3), Fp. 32, Heimbachtal bei Bornich, V etwa 0,48, D etwa 60/126. Bemerkenswert ist Abb. a, die das Fossil von der platten Seite zeigt. Man erkennt deutlich, daß die Plättung einer allseitig gleichen Auslängung entspricht.

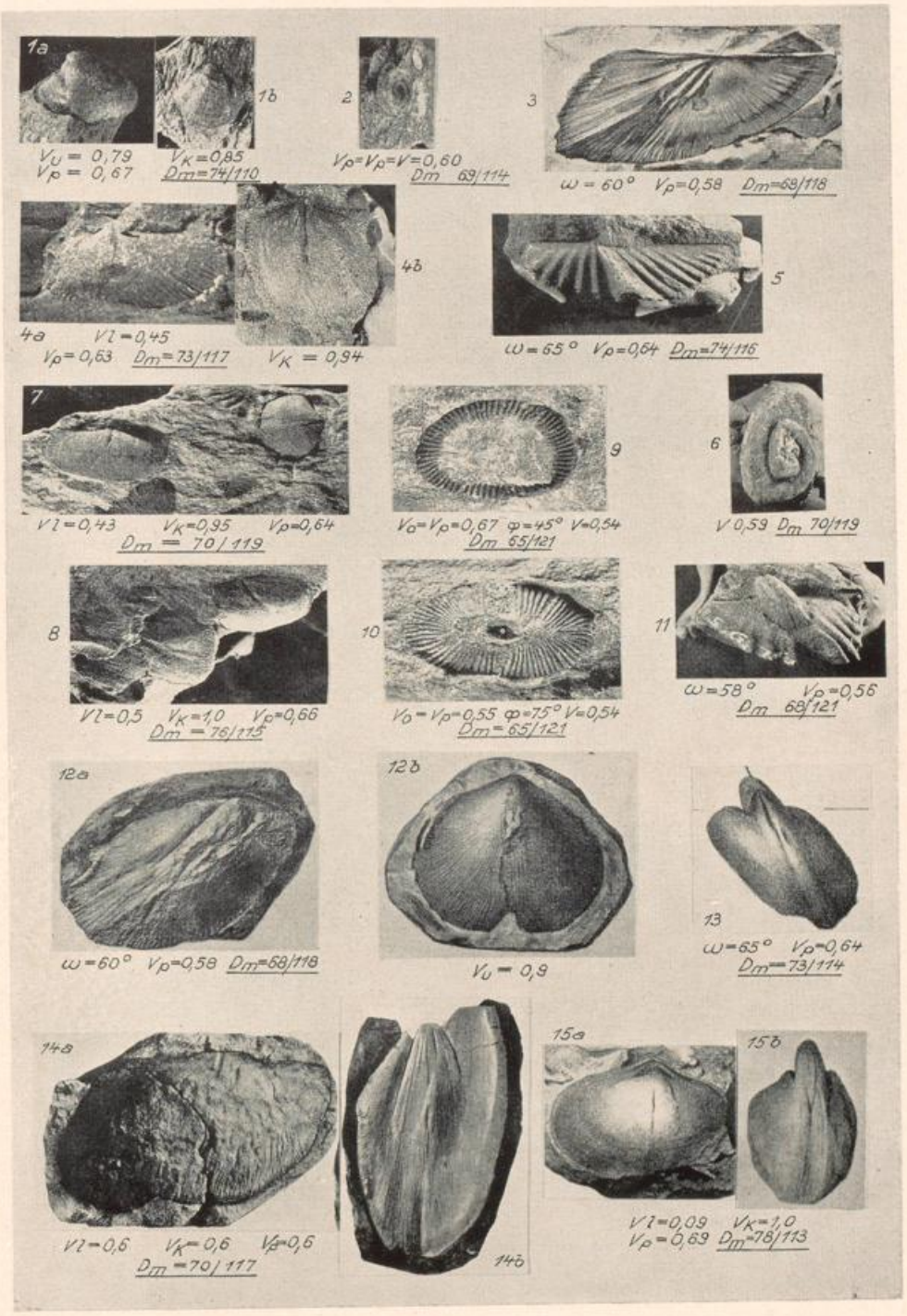
Abb. 6 a und b: *Orthis bicallosa* FUCHS, auf 1,4 vergr. (FUCHS 1915, Taf. 2, Abb. 1), Fp. 42 a, Vogelsang bei Weisel.
a) breite Form $V_l = 0{,}62$
b) schmale Form $V_k = 0{,}80$
daraus $V_p = 0{,}71$ $D_m = 78/110$ bei 5 % Volumverlust.

Abb. 7 a und b: *Spirifer mediorhenanus* FUCHS (FUCHS 1915, Taf. 6, Abb. 13 und 16), nat. Gr., derselbe Fp. 42.
a) breite Form $V_l = 0{,}32$
b) schmale Form $V_k = 1{,}0$
daraus $V_p = 0{,}57$, $D_m = 68/119$ bei 5 % Volumverlust.

Abb. 8 a und b: *Stropheodonta furcillistria* FUCHS (FUCHS 1915, Taf. 3, Abb. 11 b und 8 a), auf 1,4 vergr., derselbe Fp. 42,
a) breite Form $V_l = 0{,}33$
b) schmale Form $V_k = 0{,}86$
daraus $V_p = 0{,}53$ und $D_m = 64/121$.

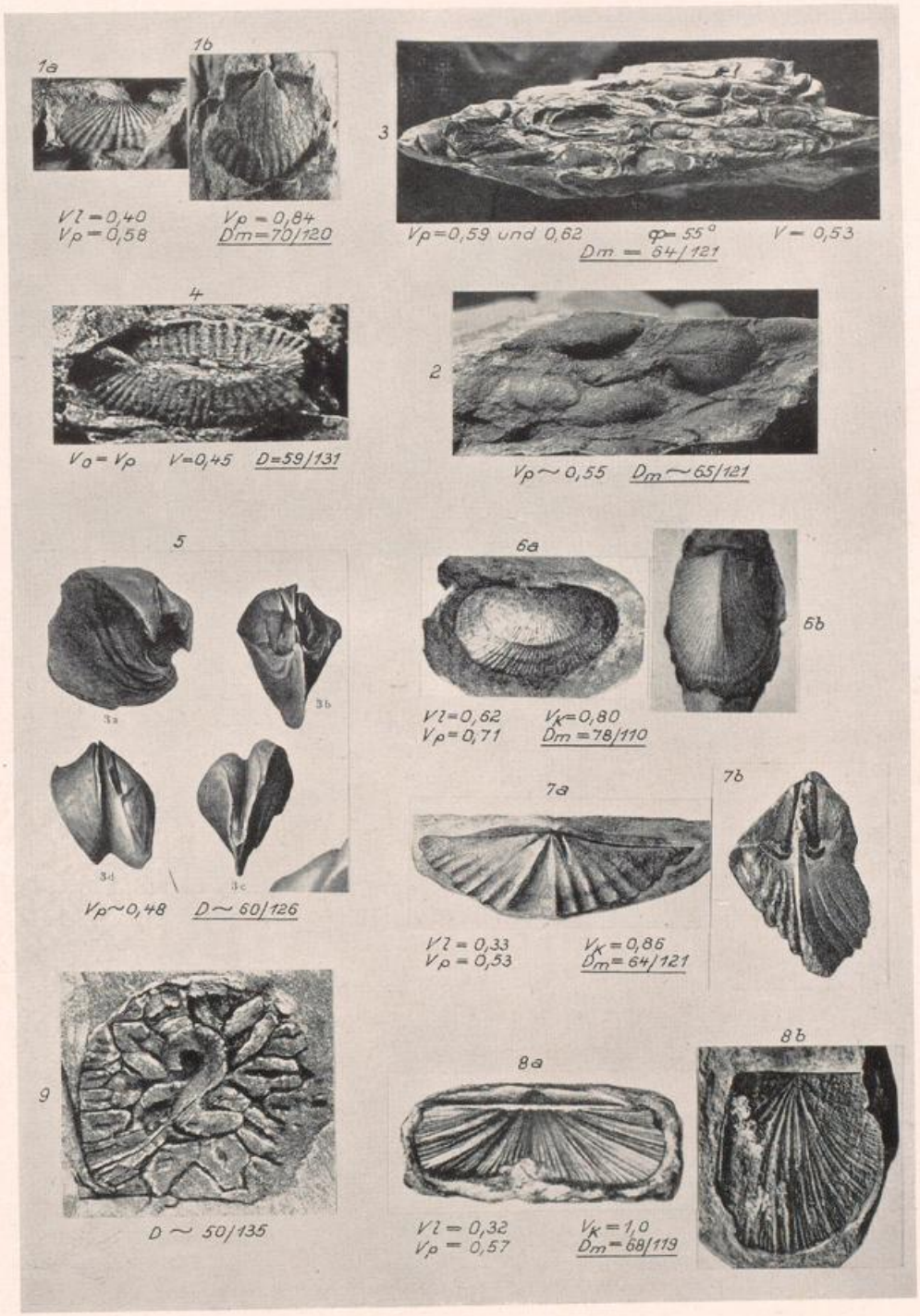
Abb. 9: *Pleurodictyum hunsrückianum* FUCHS (FUCHS 1915, Taf. 1, Fig. 1), nat. Gr., Fp. 49, Dachschiefergrube „oberer Kreuzberg" bei Weisel („Hunsrückschiefer"). Das Stück zeigt die richtungslose Plättung beim Zusammenfallen von Schiefrigkeit und Schichtung, mutmaßliche Deformation im Dachschiefer des Hunsrückschiefers etwa $D = 50/135$.

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main



Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

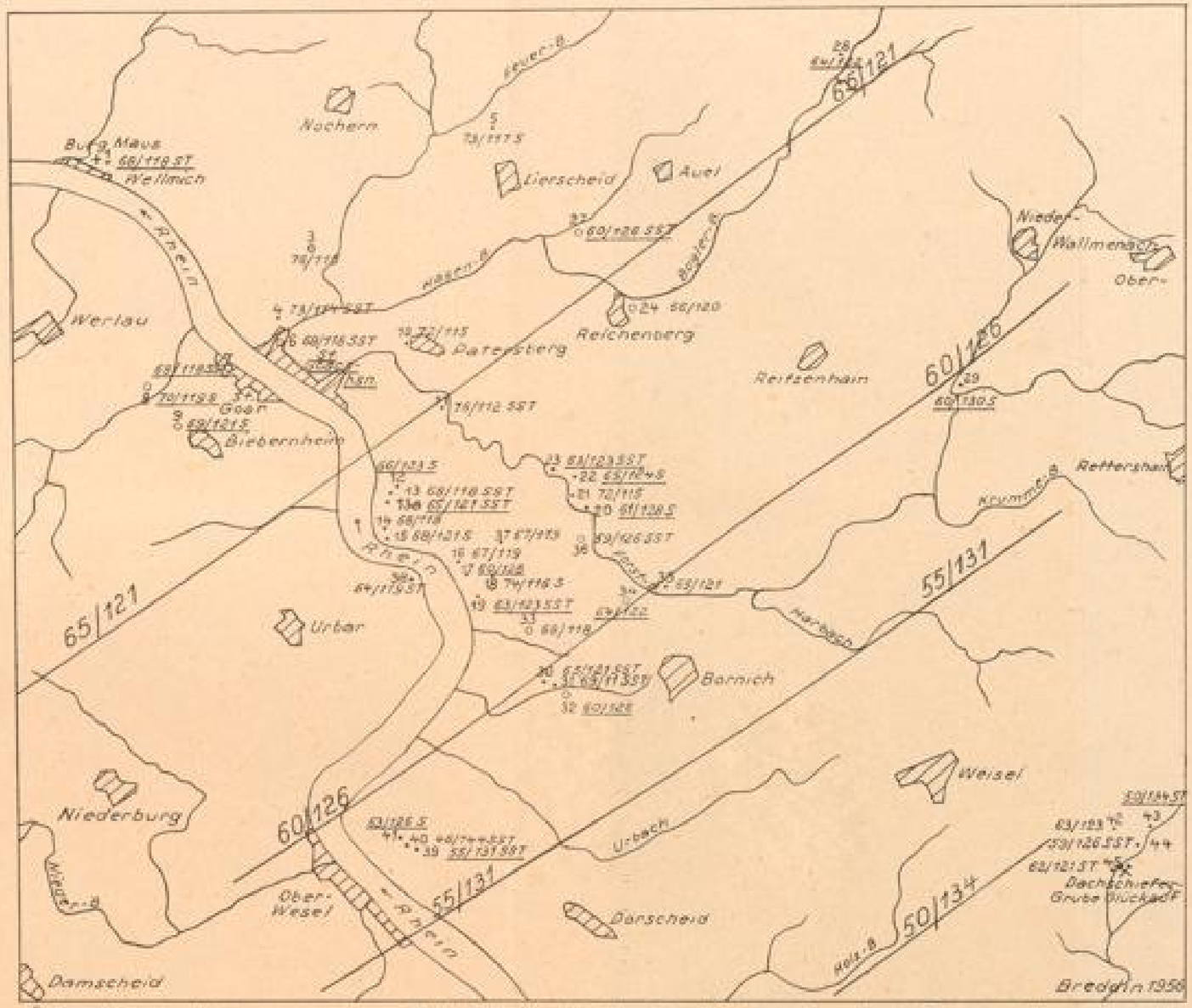


Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

leicher Ge-
formation
nd der Ver-
der Fossi-

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main



? Fossilfundpunkte
32 desgl. Lage unsicher
Angaben über die Gesteine der Fossilfundpunkte:
S Sandstein und schwach geschieferte Grauwacke
SST stark sandige Tonschiefer
ST wenig sandige Tonschiefer

66/123 Werte für die tektonische Gesteinsdeformation in den fossilführenden Lagen:
links Verkürzung, rechts Ausläng ung auf % der Urform
62/121 desgl. unvollständige (Mindest-) Werte

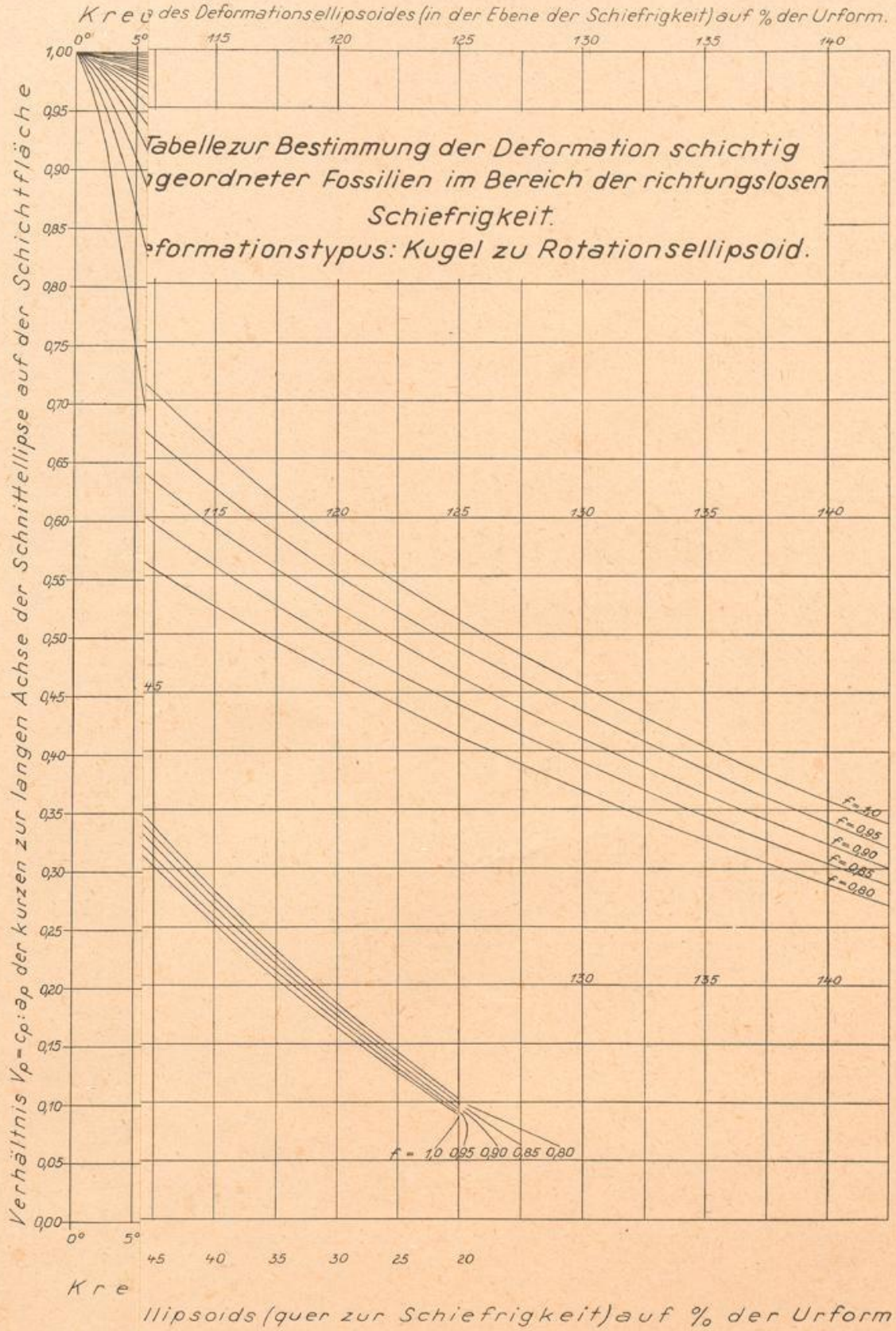
50/134 Linien gleicher Gesteinsdeformation auf Grund der Verformung der Fossilien

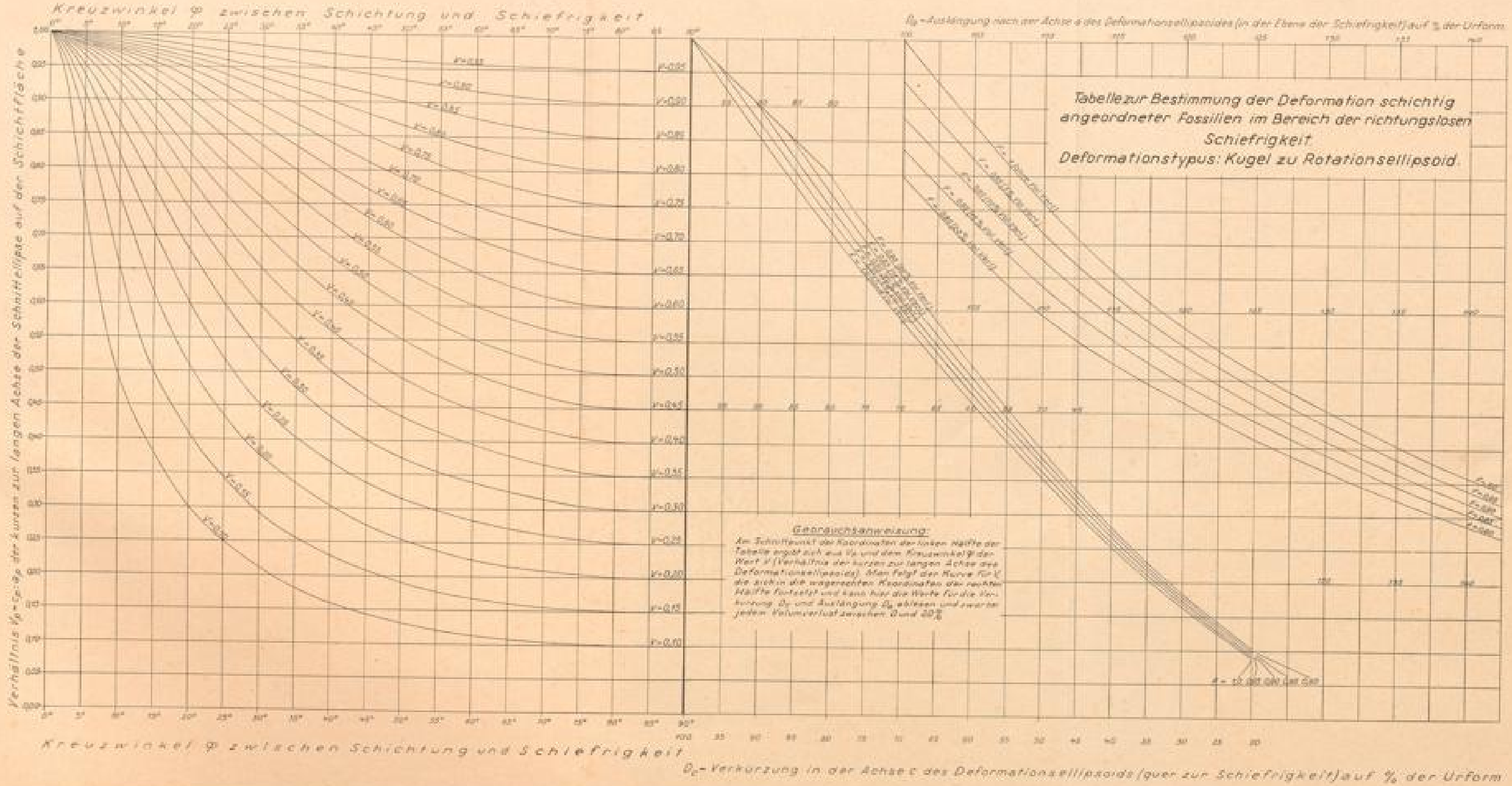
Abb. 9. Die Fossil- und Gesteinsdeformation in der Umgebung von St. Goarshausen.

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main


Kreis des Deformationsellipsoides (in der Ebene der Schiefrigkeit) auf % der Urform.
Tabelle zur Bestimmung der Deformation schichtig geordneter Fossilien im Bereich der richtungslosen Schiefrigkeit.
Deformationstypus: Kugel zu Rotationsellipsoid.
Verhältnis Vp = cp : ap der kurzen zur langen Achse der Schnittellipse auf der Schichtfläche
f = 1,0
f = 0,95
f = 0,90
f = 0,85
f = 0,80
f = 1,0 0,95 0,90 0,85 0,80
Kreis ellipsoids (quer zur Schiefrigkeit) auf % der Urform



Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

zen zur langen Achse (V = c: a) des Deformationsellipsoids

V	Vol.-Verl. 20 %		Vol.-Verl. 15 %		Vol.-Verl. 10 %		Vol.-Verl. 5 %		Ohne Vol.-Verl.	
	f = 0,80		f = 0,85		f = 0,90		f = 0,95		f = 1,00	
	Dc:	Da:	Dc:	Da:	Dc:	Da:	Dc:	Da:	Dc:	Da:
1,00	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
0,99	99	100	99	100	99	100	99	100	99	100
0,98	98	100	98	100	98	100	98	100	99	101
0,97	97	100	97	100	97	100	97	100	98	101
0,96	96	100	96	100	96	100	96	100	97	102
0,95	95	100	95	100	95	100	96	100	97	102
0,94	94	100	94	100	94	100	95	100	96	102
0,93	93	100	93	100	93	100	94	101	95	103
0,92	92	100	92	100	92	100	93	101	95	103
0,91	91	100	91	100	91	100	92	101	94	103
0,90	90	100	90	100	90	100	92	102	93	104
0,89	89	100	89	100	89	100	91	102	93	104
0,88	88	100	88	100	89	101	90	103	92	105
0,87	87	100	87	100	88	101	90	103	91	105
0,86	86	100	86	100	87	102	89	103	90	105
0,85	85	100	85	100	87	102	88	104	90	106
0,84	84	100	84	100	86	102	87	104	89	106
0,83	83	100	84	101	85	103	87	104	88	107
0,82	82	100	83	101	85	103	86	105	88	107
0,81	81	100	82	102	84	104	85	105	87	107
0,80	80	100	82	102	83	104	85	106	86	108

V	Vol.-Verl. 20 %		Vol.-Verl. 15 %		Vol.-Verl. 10 %		Vol.-Verl. 5 %		Ohne Vol.-Verl.	
	f = 0,80		f = 0,85		f = 0,90		f = 0,95		f = 1,00	
	Dc:	Da:	Dc:	Da:	Dc:	Da:	Dc:	Da:	Dc:	Da:
0,65	70	107	71	109	73	112	74	114	75	115
0,64	69	108	70	110	72	112	73	114	74	116
0,63	68	109	70	111	71	113	72	115	73	117
0,62	68	109	69	111	70	113	72	115	73	117
0,61	67	110	68	112	69	114	71	116	72	118
0,60	66	110	67	112	69	114	70	117	71	118
0,59	66	111	67	113	68	115	69	117	70	119
0,58	65	112	66	114	67	116	68	118	70	120
0,57	64	112	65	114	66	116	68	119	69	121
0,56	63	113	64	115	66	117	67	119	68	121
0,55	62	114	64	116	65	118	66	120	67	122
0,54	62	114	63	116	64	119	65	121	66	123
0,53	61	115	62	117	63	119	64	121	66	123
0,52	60	116	61	118	63	120	64	122	65	124
0,51	60	116	61	118	62	121	63	123	64	125
0,50	59	117	60	119	61	122	62	124	63	126
0,49	58	118	59	120	60	123	61	125	62	127
0,48	57	119	58	121	59	123	60	126	61	128
0,47	56	120	57	122	58	124	59	126	60	129
0,46	55	121	56	123	58	125	59	127	60	130
0,45	55	122	56	124	57	126	58	128	59	131

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Rechenblatt

Zur Bestimmung der tektonischen Deformation schichtig eingeregelter Fossilien im Bereiche der richtungslosen Schiefrigkeit.

(Verformung einer Kugel zu einem Rotationsellipsoid mit kurzer Achse.)

Zum Aufsatz von H. Breddin, Tektonische Fossil- und Gesteinsdeformation im Gebiet von St. Goarshausen (Rhein. Schiefergebirge), Decheniana, 110, 1957.

I. Übersicht der bei den Berechnungen verwandten Symbole.

c_o	=	die verkürzte	Achse der zu Ellipsen deformierten ehemals kreisförmigen Fossilien
a_o	=	die ausgelängte	
c_1	=	die verkürzte	Achse der in der Streckrichtung liegenden tektonisch langen Variationen der nichtkreisförmigen Fossilien
a_1	=	die ausgelängte	
a_2	=	die verkürzte	Achse der quer zur Streckrichtung liegenden tektonisch kurzen Variationen der nichtkreisförmigen Fossilien
c_2	=	die ausgelängte	
K	=	die Kurzachse	der Urformen (vgl. Abb. 4) — (Länge bei Brachiopoden, Höhe bei Zweischalern)
L	=	die Langachse	der Urformen (vgl. Abb. 4) — (Breite bei Brachiopoden, Länge bei Zweischalern)

$V_o = c_o : a_o$, $V_1 = c_1 : a_1$, $V_2 = c_2 : a_2$, $V_o = K : L$

V_p = die Schnittellipse durch das Deformationsellipsoid auf der Schichtfläche

φ = der Kreuzwinkel zwischen Schiefrigkeit und Schichtung

ψ = der deformierte ehemals rechte Winkel zwischen Area und Medianlinie der Brachiopoden

ω = der deformierte, ehemals rechte Winkel zwischen Area und Medianlinie der Brachiopoden

ω_m = der jeweils kleinste einem bestimmten Deformationsgrad entsprechende deformierte, ehemals rechte Winkel zwischen Area und Medianlinie der Brachiopoden

V = c : a: die Schnittellipse durch das Deformationsellipsoid quer zur Ebene der Schiefrigkeit (also bei Kreuzwinkel = 90°)

f = Faktor zur Berücksichtigung der Volumverluste (f = 0,95 entspricht 5%, f = 0,90 entspricht 10% Volumverlust usw.)

D = (D_q/D_l) Gesteinsdeformation (Querverkürzung und allseitige Auslängung) in % der Urform, z. B. 80/105

D_m = Mindestdeformation für das Gestein eines Fundpunktes.

II. Die Formeln zur Berechnung der Deformation.

A. Zur Bestimmung der Deformationsellipse auf der Schichtfläche (V_p):

1. aus kreisförmigen Fossilien: $V_p = V_o$
2. aus langen und kurzen tektonischen Variationen: $V_p = \sqrt{V_1 \cdot V_2}$
3. aus langen tektonischen Variationen und der Urform: $V_p = \frac{V_1}{V_o}$
4. aus kurzen tektonischen Variationen und der Urform: $V_p = V_2 \cdot V_o$
5. aus dem Winkel ω zwischen Area und Medianseptum und dem Winkel ψ zwischen Area und Streckung der Brachiopoden: $V_p = \sqrt{\operatorname{tg} \psi \cdot \operatorname{tg} (\omega - \psi)}$
6. aus dem kleinsten vorkommenden Winkel (ω_m): $V_p = \operatorname{tg} \frac{\omega_m}{2}$

B. Die Umwandlung von V_p (Deformationsellipse auf der Schichtfläche) in V (Deformationsellipse quer zur Schiefrigkeit) mit Hilfe des Kreuzwinkels φ:

$$V = \sqrt{\frac{1 - \cos^2 \varphi}{\frac{1}{V_p^2} - \cos^2 \varphi}}$$

C. Zur Bestimmung der Deformation D_q und D_l unter Berücksichtigung des Volumverlustes f:

$$D_q = \sqrt[3]{V^2} \cdot \sqrt[3]{f}$$

$$D_l = \sqrt[3]{\frac{1}{V}} \cdot \sqrt[3]{f} \text{ oder}$$

$$D_l = \sqrt{\frac{1}{D_q}} \cdot \sqrt{f}$$

D. Bestimmung der Urform aus den langen und kurzen, bei Brachiopoden breiten und schmalen, tektonischen Variationen der Fossilien:

$$V_o = K : L = \sqrt{\frac{V_1}{V_2}}$$

Verhältnis $V_p = c_p : a_p$ der kurzen zur langen Achse der Schnittellipse auf der Schichtfläche

V_p \ φ	90°	85°	80°	75°	70°	65°	60°	55°	50°	45°	40°	35°	30°	25°	20°	15°	10°	5°	0°
1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,98	0,97	0,97	0,98	0,97	0,96	0,94	0,92	0,87	0,73	
0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,97	0,97	0,97	0,96	0,95	0,93	0,90	0,85	0,75	0,50	
0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,96	0,96	0,96	0,95	0,93	0,92	0,88	0,85	0,74	0,63	0,37	
0,96	0,96	0,96	0,96	0,96	0,96	0,95	0,95	0,94	0,94	0,94	0,92	0,90	0,87	0,83	0,78	0,67	0,55	0,34	
0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,94	0,94	0,94	0,93	0,93	0,92	0,90	0,87	0,84	0,79	0,72	0,62	0,48	0,30	
0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,93	0,93	0,91	0,90	0,88	0,86	0,82	0,76	0,68	0,59	0,44		
0,93	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93	0,92	0,91	0,90	0,88	0,86	0,84	0,78	0,73	0,65	0,55	0,42		
0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,91	0,91	0,90	0,89	0,88	0,86	0,84	0,81	0,75	0,70	0,62	0,53	0,38		
0,91	0,91	0,91	0,91	0,91	0,90	0,90	0,89	0,88	0,87	0,85	0,82	0,78	0,73	0,66	0,60	0,50	0,37		
0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	0,89	0,89	0,87	0,86	0,85	0,83	0,80	0,76	0,72	0,66	0,59	0,48	0,34		
0,89	0,89	0,89	0,89	0,89	0,88	0,87	0,86	0,85	0,84	0,82	0,78	0,74	0,70	0,64	0,56	0,45			
0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,87	0,86	0,85	0,84	0,81	0,80	0,76	0,72	0,69	0,62	0,54	0,43			
0,87	0,87	0,87	0,87	0,86	0,86	0,85	0,84	0,83	0,80	0,77	0,75	0,71	0,66	0,59	0,52	0,42			
0,86	0,86	0,86	0,86	0,85	0,85	0,84	0,83	0,82	0,80	0,77	0,73	0,69	0,64	0,58	0,50	0,40			
0,85	0,85	0,85	0,85	0,84	0,84	0,83	0,81	0,80	0,78	0,75	0,72	0,68	0,63	0,56	0,48	0,39			
0,84	0,84	0,84	0,84	0,83	0,83	0,82	0,80	0,79	0,77	0,74	0,70	0,67	0,62	0,55	0,47				
0,83	0,83	0,83	0,83	0,82	0,82	0,81	0,79	0,77	0,75	0,72	0,69	0,65	0,59	0,53	0,46				
0,82	0,82	0,82	0,82	0,81	0,81	0,80	0,78	0,76	0,74	0,71	0,68	0,63	0,58	0,52	0,45				
0,81	0,81	0,81	0,81	0,80	0,80	0,79	0,77	0,75	0,73	0,70	0,67	0,62	0,57	0,52	0,43				
0,80	0,80	0,80	0,80	0,79	0,79	0,77	0,76	0,74	0,72	0,69	0,65	0,61	0,55	0,48	0,42				
0,79	0,79	0,79	0,79	0,78	0,78	0,76	0,75	0,73	0,70	0,67	0,64	0,59	0,54	0,48					
0,78	0,78	0,78	0,78	0,77	0,77	0,75	0,74	0,71	0,69	0,66	0,63	0,58	0,53	0,47					
0,77	0,77	0,77	0,77	0,76	0,76	0,74	0,72	0,70	0,68	0,65	0,61	0,57	0,52	0,46					
0,76	0,76	0,76	0,76	0,75	0,75	0,73	0,71	0,69	0,67	0,64	0,60	0,56	0,50	0,45					
0,75	0,75	0,75	0,75	0,74	0,74	0,72	0,70	0,68	0,66	0,63	0,59	0,54	0,49	0,43					
0,74	0,74	0,74	0,74	0,73	0,73	0,70	0,69	0,67	0,65	0,61	0,57	0,53	0,48						
0,73	0,73	0,73	0,73	0,72	0,71	0,70	0,68	0,66	0,64	0,60	0,56	0,52	0,47						
0,72	0,72	0,72	0,72	0,71	0,70	0,69	0,67	0,65	0,62	0,59	0,55	0,51	0,46						
0,71	0,71	0,71	0,71	0,70	0,69	0,68	0,66	0,64	0,61	0,58	0,54	0,50	0,45						
0,70	0,70	0,70	0,70	0,69	0,68	0,66	0,65	0,63	0,60	0,57	0,53	0,48	0,44						
0,69	0,69	0,69	0,69	0,68	0,67	0,66	0,64	0,61	0,59	0,56	0,52	0,48							
0,68	0,68	0,68	0,68	0,67	0,66	0,65	0,63	0,60	0,58	0,55	0,51	0,47							
0,67	0,67	0,67	0,67	0,66	0,65	0,64	0,62	0,59	0,57	0,54	0,50	0,46							
0,66	0,66	0,66	0,66	0,65	0,64	0,63	0,61	0,58	0,56	0,53	0,49	0,45							
0,65	0,65	0,65	0,65	0,64	0,63	0,62	0,60	0,57	0,55	0,52	0,48	0,44							
0,64	0,64	0,64	0,64	0,63	0,62	0,61	0,59	0,57	0,54	0,51	0,47								
0,63	0,63	0,63	0,63	0,62	0,61	0,60	0,58	0,56	0,53	0,50	0,46								
0,62	0,62	0,62	0,62	0,61	0,60	0,59	0,57	0,55	0,52	0,49	0,45								
0,61	0,61	0,61	0,61	0,60	0,59	0,58	0,56	0,54	0,51	0,48	0,44								
0,60	0,60	0,60	0,60	0,59	0,58	0,57	0,55	0,53	0,50	0,47	0,43								
0,59	0,59	0,59	0,59	0,58	0,57	0,56	0,54	0,52	0,49	0,46									
0,58	0,58	0,58	0,58	0,57	0,56	0,55	0,53	0,51	0,48	0,45									
0,57	0,57	0,57	0,57	0,56	0,55	0,54	0,52	0,50	0,47	0,44									
0,56	0,56	0,56	0,56	0,55	0,54	0,53	0,51	0,49	0,46	0,43									
0,55	0,55	0,55	0,55	0,54	0,53	0,52	0,50	0,48	0,45	0,42									
0,54	0,54	0,54	0,54	0,53	0,52	0,51	0,49	0,47	0,44										
0,53	0,53	0,53	0,53	0,52	0,51	0,50	0,48	0,46	0,43										
0,52	0,52	0,52	0,52	0,51	0,50	0,49	0,47	0,45	0,43										
0,51	0,51	0,51	0,51	0,50	0,49	0,48	0,46	0,44	0,42										
0,50	0,50	0,50	0,50	0,49	0,48	0,47	0,45	0,43	0,41										
0,49	0,49	0,49	0,49	0,48	0,47	0,46	0,44	0,42											
0,48	0,48	0,48	0,48	0,47	0,46	0,45	0,43	0,41											
0,47	0,47	0,47	0,47	0,46	0,45	0,44	0,42	0,40											
0,46	0,46	0,46	0,46	0,45	0,44	0,43	0,41	0,39											
0,45	0,45	0,45	0,45	0,44	0,43	0,42	0,40	0,38											
0,44	0,44	0,44	0,44	0,43	0,42	0,41	0,39												
0,43	0,43	0,43	0,43	0,42	0,41	0,40	0,38												
0,42	0,42	0,42	0,42	0,41	0,40	0,39	0,37												
0,41	0,41	0,41	0,41	0,40	0,39	0,38	0,36												
0,40	0,40	0,40	0,40	0,39	0,38	0,37	0,36												

1. Zahlentabelle zur Umwandlung der Schnittellipse V_p in die Schnittellipse quer zur Schiefrigkeit V mit Hilfe des Kreuzwinkels φ.

Die Tabelle gibt die Werte für das Verhältnis V = c : a der kurzen zur langen Achse des Deformationsellipsoides (Rotationsellipsoiden) an, die sich aus dem Verhältnis $V_p = c_p : a_p$ der kurzen zur langen Achse der Schnittellipse auf der Schichtfläche sowie dem Kreuzwinkel φ zwischen Schichtung und Schiefrigkeit ergeben.

Die Werte links der dicken Linie weichen um weniger als 2% von V_p ab. Für diesen Bereich, in dem der Kreuzwinkel φ zwischen 70 und 90° liegt, kann daher V praktisch V_p gleichgesetzt werden.

ω_m in Grad	V_p	ω_m in Grad	V_p	ω_m in Grad	V_p
89	0,98	69	0,69	49	0,46
88	0,97	68	0,67	48	0,45
87	0,95	67	0,66	47	0,43
86	0,93	66	0,65	46	0,42
85	0,92	65	0,64	45	0,41
84	0,90	64	0,62	44	0,40
83	0,88	63	0,61	43	0,39
82	0,87	62	0,60	42	0,38
81	0,85	61	0,59	41	0,37
80	0,84	60	0,58	40	0,36
79	0,82	59	0,57	39	0,35
78	0,81	58	0,55	38	0,34
77	0,80	57	0,54	37	0,33
76	0,78	56	0,53	36	0,32
75	0,77	55	0,52	35	0,32
74	0,75	54	0,51	34	0,31
73	0,74	53	0,50	33	0,30
72	0,73	52	0,49	32	0,29
71	0,71	51	0,48	31	0,28
70	0,70	50	0,47	30	0,27

3. Zahlentabelle zur Bestimmung der Schnittellipse V_p aus dem kleinsten Winkel ω (ω_m) zwischen Area und Medianebene der Brachiopoden.

Das Verhältnis der kurzen zur langen Achse (V = c : a) des Deformationsellipsoids

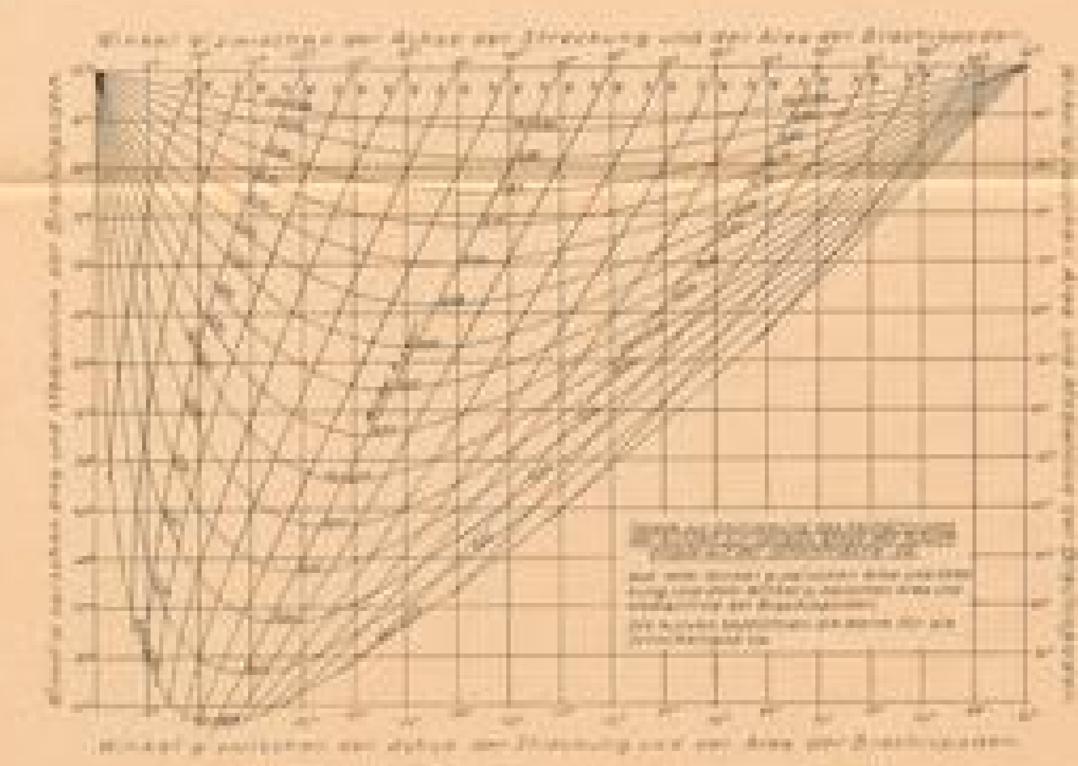
V	Vol.-Verl. 20% (f = 0,80) D_q	D_l	Vol.-Verl. 15% (f = 0,85) D_q	D_l	Vol.-Verl. 10% (f = 0,90) D_q	D_l	Vol.-Verl. 5% (f = 0,95) D_q	D_l	Ohne Vol.-Verl. (f = 1,00) D_q	D_l
1,00	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
0,99	99	100	99	100	99	100	99	100	99	100
0,98	98	100	98	100	98	100	98	100	99	101
0,97	97	100	97	100	97	100	97	100	98	101
0,96	96	100	96	100	96	100	96	100	97	102
0,95	95	100	95	100	95	100	96	100	97	102
0,94	94	100	94	100	94	100	95	100	96	102
0,93	93	100	93	100	93	100	94	101	95	103
0,92	92	100	92	100	92	100	93	101	95	103
0,91	91	100	91	100	91	100	92	101	94	103
0,90	90	100	90	100	90	100	92	102	93	104
0,89	89	100	89	100	89	100	91	102	93	104
0,88	88	100	88	100	89	101	90	102	92	105
0,87	87	100	87	100	88	101	90	103	91	105
0,86	86	100	86	100	87	102	89	103	90	105
0,85	85	100	85	100	87	102	88	104	90	106
0,84	84	100	84	100	86	102	87	104	89	106
0,83	83	100	84	101	85	103	87	104	88	107
0,82	82	100	83	101	85	103	86	105	88	107
0,81	81	100	82	102	84	104	85	105	87	107
0,80	80	100	82	102	83	104	85	106	86	108
0,79	79	100	81	102	83	104	84	106	85	108
0,78	78	101	80	103	82	105	83	107	85	108
0,77	78	101	80	103	81	105	83	107	84	109
0,76	77	102	79	104	81	106	82	108	83	110
0,75	77	102	78	104	80	106	81	108	83	110
0,74	76	103	77	105	79	107	80	109	82	111
0,73	76	103	77	105	78	107	80	109	81	111
0,72	75	104	76	106	78	108	79	110	80	112
0,71	74	104	75	106	77	108	78	110	80	112
0,70	74	105	75	107	76	109	78	111	79	113
0,69	73	105	74	107	75	109	77	111	78	113
0,68	72	106	73	108	75	110	76	112	77	114
0,67	72	106	73	108	74	110	75	113	77	114
0,66	71	107	72	109	73	111	75	113	76	115

V	Vol.-Verl. 20% (f = 0,80) D_q	D_l	Vol.-Verl. 15% (f = 0,85) D_q	D_l	Vol.-Verl. 10% (f = 0,90) D_q	D_l	Vol.-Verl. 5% (f = 0,95) D_q	D_l	Ohne Vol.-Verl. (f = 1,00) D_q	D_l
0,65	70	107	71	109	73	112	74	114	75	115
0,64	69	108	70	110	72	112	73	114	74	116
0,63	69	109	70	111	71	113	72	115	73	117
0,62	68	109	69	111	70	113	72	115	73	117
0,61	67	110	68	112	69	114	71	116	72	118
0,60	66	110	67	112	69	114	70	117	71	118
0,59	66	111	67	113	68	115	69	117	70	119
0,58	65	112	66	114	67	116	69	118	70	120
0,57	64	112	65	114	66	116	68	119	69	121
0,56	63	113	64	115	66	117	67	119	68	121
0,55	62	114	64	116	65	118	66	120	67	122
0,54	62	114	63	116	64	119	65	121	66	123
0,53	61	115	62	117	63	119	64	121	66	123
0,52	60	116	61	118	63	120	64	122	65	124
0,51	60	116	61	118	62	121	63	123	64	125
0,50	59	117	60	119	61	122	62	124	63	126
0,49	58	118	59	120	60	122	61	125	62	127
0,48	57	119	58	121	59	123	60	126	61	128
0,47	56	120	57	122	58	124	59	126	60	129
0,46	55	121	56	123	58	125	59	127	60	130
0,45	55	122	56	124	57	126	58	128	59	131
0,44	54	123	55	125	56	127	57	129	58	132
0,43	53	124	54	126	55	128	56	130	57	132
0,42	52	125	53	127	54	129	55	131	56	133
0,41	51	126	52	128	53	130	54	132	55	133
0,40	51	127	52	129	52	131	53	134	54	136
0,39	50	128	51	130	52	132	53	135	54	137
0,38	49	129	50	131	51	133	52	136	53	138
0,37	48	130	49	132	50	134	51	137	52	139
0,36	47	131	48	133	49	135	50	138	51	141
0,35	46	132	47	134	48	136	49	139	50	142
0,34	45	133	46	136	47	138	48	140	49	143
0,33	44	134	45	137	46	140	47	142	48	145
0,32	43	135	44	138	45	141	46	144	47	146
0,31	42	137	43	140	44	142	45	145	46	147

2. Zahlentabelle zur Umwandlung der Schnittellipse quer zur Schiefrigkeit V_p in die Deformation D_q / D_l = D bei verschiedenen Korrekturfaktoren f für den Volumverlust.

Diese Tabelle enthält die Werte für die Deformation, die sich aus der Verkürzung quer zur Schiefrigkeit D_q und der Auslängung in der Schiefrigkeit D_l zusammensetzen. Sie ergeben sich aus dem Verhältnis c : a = V der kurzen zur langen Achse des Deformationsellipsoides (Rotationsellipsoides) sowie dem angenommenen durch den Faktor f ausgedrückten Volumverlust.

Die Zahlen oberhalb der dicken Linie bezeichnen Deformation unter reinem Volumverlust ohne Auslängung.



4. Graphische Tabelle zur Bestimmung des Verkürzungsverhältnisses V_p aus den Winkeln ω und ψ bei Verformung ohne Volumenverlust.

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main
DFG

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main

Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg
Frankfurt am Main