

# Zur Kenntnis der Schieferung am Nordrand des Rheinischen Gebirges.

Von **H. G. Steinmann** (Essen).

(Mit 4 Textfiguren.)

## I. Die Schieferung im Velberter Sattel.

In steigendem Maße hat in den letzten Jahren die Schieferung als regional-tektonische Erscheinung im variscischen Gebirge Beachtung gefunden. Nach der zusammenfassenden Uebersicht **Born's** 1929 hat namentlich **Scholtz** 1930 in seinem Querprofil die Schieferung genauer studiert und damit die Arbeiten der **Cloos'schen** Schule auf diesem Gebiet eröffnet. Zu ganz abweichenden Ergebnissen gelangte **Breddin** 1926, 1930 u. 1931, und auch **Quiring's** Untersuchungen 1928 in der Koblenzer Gegend gingen andere Wege. Gemeinsam ist all diesen und anderen Arbeiten nur die Erkenntnis, daß uns die Schieferung ein treffliches, früher viel zu wenig beachtetes Hilfsmittel bei der Deutung der variscischen Tektonik bietet. Was dagegen den Mechanismus der Entstehung des Schieferungsgefüges anlangt, so stehen sich im Wesentlichen zwei Ansichten gegenüber. Während nämlich **Born** und **Breddin** die Schieferungsflächen hauptsächlich der Wirkung eines einseitigen Normaldrucks zuschreiben, sieht **Scholtz** in ihnen eine Zerlegung des Gebirges in Gleitbretter, längs deren sich Differentialbewegungen unter dem Einfluß scherender Kräfte abgespielt haben. In dieselbe Richtung weisen auch die Ansichten **G. Fischer's**, **Rueger's** u. a., die auf die **Sander'sche** Methode der Gefügeuntersuchung zurückgehen.

Angesichts dieser starken Widersprüche ist es zunächst notwendig, das Beobachtungs- und Messungsmaterial zu erweitern. Dabei verspricht die Untersuchung der Gefügeregelung nach **Sander** in schwach geschieferten Sedimentgesteinen wenig Erfolg, da hier im mikroskopischen Bild oft sehr wenig zu bemerken ist. Dagegen sind wir in weiten Teilen, selbst des Rheinischen Schiefergebirges, über Richtung und Intensitätswechsel der Schieferung nur oberflächlich orientiert. Was namentlich den Wechsel in der Intensität angeht, so gibt wohl **Born's** Karte (1929, S. 376) davon eine ungefähre Vorstellung, auch wenn man seine Zonengliederung nur als

vorläufige Einteilung ansehen will. Es ergibt sich dabei, daß die Stärke der Schieferung zwar im Allgemeinen von S nach N abnimmt, daß diese Abnahme aber unterbrochen ist durch einen nördlichen Zug stärkerer Schieferung, der etwa im Streichen des Gebirges verläuft und linksrheinisch dem Sattel des Hohen Venn, rechtsrheinisch etwa dem Remscheid-Altenaer Sattel folgt. Nördlich dieser Linie klingt die Schieferung etwa mit dem Eintritt ins Karbongebiet ab. Dabei erweckt schon Born's Karte den Eindruck, daß sich die Nordgrenze der Schieferung auch im Einzelnen ziemlich genau an den schmalen Streifen von Unterkarbon anschließt, der den Nordrand des Gebirges umsäumt. In Born's Grenze spiegelt sich nicht nur das östliche Untertauchen des Altenaer Sattels gegen Arnsberg zu, sondern auch das des kleineren Velberter Sattels nördlich von Elberfeld.

In der Tat zeigt schon die flüchtige Begehung eines Querprofils, etwa zwischen Essen und Velbert, daß das schmale Band des Kohlenkalks anscheinend messerscharf völlig ungeschieferte Schiefertone des Oberkarbons von deutlich geschieferten Mergel- und Tongesteinen des Oberdevons einschließlich der Etroeungstufe trennt. Die folgenden Untersuchungen gelten der Frage, wodurch dieser scharfe Wechsel bedingt ist, und wie er sich im Einzelnen darstellt. Grundsätzlich ergeben sich drei Möglichkeiten: 1. Der Vorgang der Schieferung war bei Ablagerung des Oberkarbons im Wesentlichen schon beendet. 2. Die Schieferung setzte zwar erst nachwestfälisch ein, das Oberkarbon lag aber noch sehr oberflächennahe, während das Devon eben durch die Karbonbedeckung in größere Tiefe versenkt war. Der Unterschied wäre dann, wie auch Born glaubt, ein solcher der Tiefenstufe der Metamorphose. 3. Der Unterschied ist wesentlich durch die verschiedene lithologische Ausbildung des Devons und des Oberkarbons bedingt.

Zunächst sei eine kurze lithologische Schilderung der in Frage stehenden Gesteine gegeben, soweit sie zum Verständnis notwendig ist<sup>1)</sup>. Der Kern des Velberter Sattels, der vom Schwarzbachtal SO von Ratingen in N 55—60° O durch die Stadt Velbert auf die Hattinger Ruhrschlinge hinstreicht, um hier in den Stockumer Hauptsattel des produktiven Karbons überzugehen, besteht im Westen noch aus Massenkalken des oberen Mitteldevons und des unteren Oberdevons. Sie bewegen sich zwischen den weicheren Schichten ihres Hangenden gern als starre Blöcke und schneiden daher gegen ihre Umgebung häufig mit Störungen ab. Völlig anders verhält sich der ganze Rest des Oberdevons (nur Flinzschiefer und Velberter

---

1) Näheres bei Bärtling und Paeckelmann, 1928, und Wunstorf 1931.

Schichten kommen mengenmäßig in Betracht), samt der Basis des Unterkarbons. Es handelt sich hier um einen gewaltigen, meist schwach mergeligen Schieferkomplex, in den Bänke, z. T. auch Knollenlagen eines meist unreinen Kalks,  $\pm$  zahlreich eingelagert sind. Auch sandige Einlagerungen sind, namentlich im hangenden Teil, nicht selten. Auf das tektonische Verhalten haben die Sandsteine nur ganz lokal in den Velberter Schichten, die Kalke nur nahe der Hangendgrenze des Komplexes Einfluß. Sonst erweist sich die ganze Serie als durchaus schieferungsfreudig, ohne dabei die intensive Spezialfaltung des Oberkarbons anzunehmen. Die Schieferung ist namentlich in den mergeligen Schichten ausgezeichnet zu sehen und geht von da oft auch noch in recht kalkreiche Mergel hinein. Sandgehalt drückt dagegen die Neigung zur Schieferung sehr viel schneller zurück. Das fällt um so deutlicher in die Augen, als der Schieferungsgrad an sich viel geringer ist, als etwa im Koblenzer Gebiet („Bruchschieferung“ Born's). Auch durch Verwitterungseinflüsse wird die Schieferung megaskopisch sehr schnell verwischt, auch wenn Schichtung und Gesteinscharakter noch gut zu erkennen sind. Das tritt namentlich im Untergrund der tiefgründig zersetzten Velberter Hochebene hervor. Unregelmäßig ist die Schieferung endlich in der Nähe der Massenkalkblöcke entwickelt. Entweder tritt sie ganz zurück (Schirmwirkung harter Massen), oder sie schmiegt sich in Streichen und Fallen der Grenze des harten Blocks an und kann dann gelegentlich sehr intensiv sein. Ein Beispiel hierfür aus Rodenhaus beschreibt PaECKELmann 1928, S. 13 f. Wir werden auf die Natur der Erscheinung zurückzukommen haben.

Während das Etroeungt noch durchaus schieferungsfreudige Gesteine führt, liegen im Tournai zwischen wohlgeschieferten Mergeln schon ziemlich reine Kalke, die keine Schieferung aufweisen. Wie stark aber selbst noch im hangenden Teil der Tournaischichten die Neigung zur Schieferung ist, zeigt der Sattelkern in dem Steinbruch S. Zippenhaus, wo alle Gesteine im Liegenden des kompakten Visékalks, selbst recht kalkreiche Mergel, noch typische Schieferung zeigen. Völlig ungeschiefert ist dagegen der Visékalk selbst, sowie die Lydite, in die er im Hangenden übergeht. Diese Gesteinsserie, einige Zehner von Metern mächtig, ist derart hart und spröde, namentlich durch die Kieselkalke mit Hornsteinbänkchen, die den Uebergang zwischen „Kohlenkalk“ und „Kulm“ bilden, daß sie der Schieferung den stärksten Widerstand entgegengesetzte, und dadurch auch die weichen Schichten ihres Hangenden dagegen schirmte. Die Kalke, Kieselkalke und Lydite des unteren Visé bilden im Nord- und Ostrahmen des Velberter Sattels das Dach der Schieferung. Vermutlich haben sie es über den ganzen Sattelkern weg gebildet, wo sie heute abgetragen sind.

Denn die Ton- und Alaunschiefer, die über ihnen folgen, erweisen sich als frei von Transversalschieferung. Nur in unmittelbarer Berührung mit jenen harten Schichten sind sie tektonisch stärker beeinflußt. Sehr gut ist das wieder in dem Aufschluß S Zippenhaus, nahe der Blockstelle Kuhlendahl der Linie Langenberg-Neviges, zu sehen. Ueber den kompakten Lyditen folgt eine Wechsellagerung von Alaunschiefern mit Kieselkalk- und Lyditbänken (vgl.

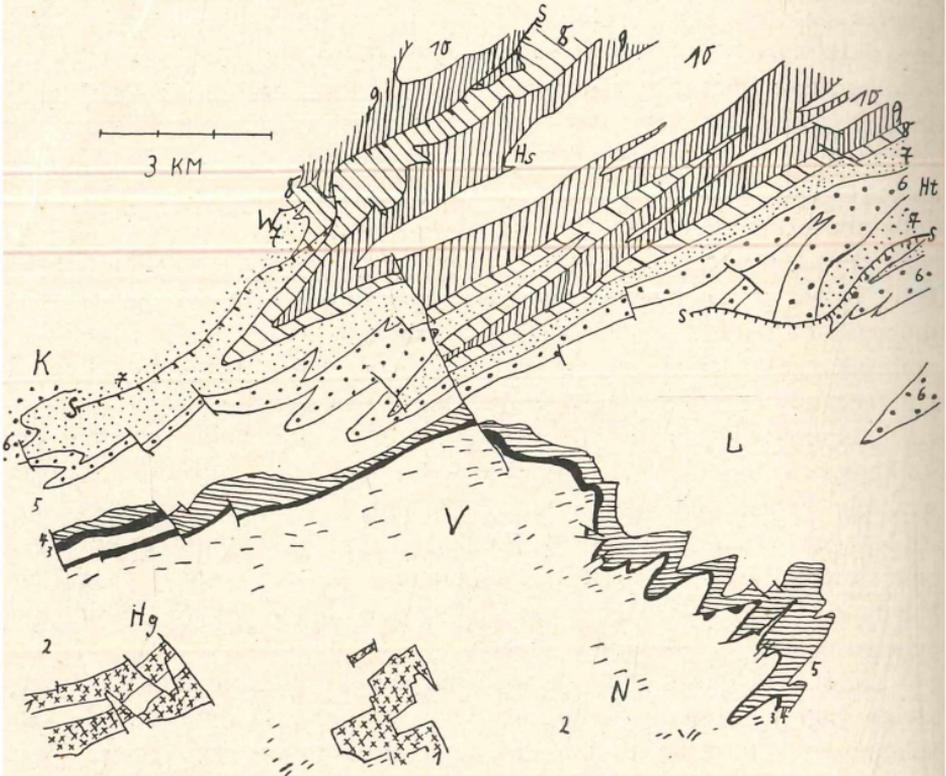


Abb. 1. Tektonische Skizze der Umgebung von Velbert. 1 = Massenkalkblöcke im Sattelkern, 2 = Geschieferter Schichtkomplex des Oberdevons und Unterkarbons. Darin --- Streichen der Schieferung. 3 = Dach der Schieferung (Kohlenkalk-Lydit des Visé). 4 = Kulmschiefertone. 5 = Zone des Flözleeren. 6—7 = Magerkohlenpartie (Namurisch). 8—9 = Eßkohlenpartie (Westfälisch). 10 = Fettkohlenpartie. S-S = Uberschiebungen. Von den Störungen sind nur die für das Kartenbild wesentlichen eingezeichnet. Hg = Heiligenhaus, Hs = Heisingen, Ht = Hattingen, K = Kettwig, L = Langenberg, N = Neviges, V = Velbert, W = Werden.

Paeckelmann 1928, S. 30). Zwar fallen Schieferungs- und Schichtungsebene hier meist nahezu zusammen, aber da, wo nicht ebene Platten, sondern Linsen der harten Gesteine in den weichen auftreten, erkennt man deutlich, wie die Schieferung sich allseitig um diese Linsen herumschmiegt. Mit der Entfernung von den harten Gesteinen nimmt die Erscheinung schnell ab. Die „Kulm-Tonschiefer“

haben meist mehr den Charakter von Schiefertönen. In der Umrahmung des Velberter Sattels schließen sich diese Schichten also nicht nur faunistisch<sup>2)</sup>, sondern auch ihrer tektonischen Beanspruchung nach mehr dem Oberkarbon als dem Unterkarbon an.

Die Schichtfolge des Oberkarbons ist vor allem durch einen ständigen Wechsel sandiger und toniger, also harter und weicher Gesteine ausgezeichnet. Solche Serien sind schon an sich schieferungsfeindlich. Tragen sie dennoch Schieferung, so ist diese schwer erkennbar, da sie den harten Bänken fehlt und in den weichen nach einem noch zu besprechenden Gesetz den Grenzen gegen die harten Gesteine und somit der eigenen Schichtung parallel läuft. Das Oberkarbon gilt denn auch als ungeschiefert. Wir werden zwar noch sehen, daß das keineswegs ganz richtig ist, doch ist der Sprung in der Schieferungsfazies gegenüber dem Oberdevon ganz unverkennbar. Es sei hier nochmals betont, daß dieser Sprung genau der harten Bankfolge des unteren Visé folgt. Der ganze Schichtkomplex oberhalb der Massenkalkte gliedert sich also nach seinem tektonischen Verhalten scharf in drei Stockwerke:

1. Geschieferte Schichtfolge (Oberdevon bis Tournai).
2. Dach der Schieferung (Oberer Kohlenkalk + Lydite).
3. Fast ungeschieferte Folge (Oberes Visé bis Westfälisch).

Die Schärfe dieser Trennung könnte den Gedanken nahelegen, daß die Schieferung eine Begleiterscheinung der mittelkarbonischen (sudetischen) Faltung gewesen sei und daher den jüngeren Schichten fehle. Doch ist dies aus mehreren Gründen unmöglich. Nirgends in unserem Gebiet läßt sich auch nur eine Schichtlücke, geschweige denn eine Diskordanz in dem Raum zwischen dem geschieferten Tournai und den ungeschieferten Schichten des obersten Visé nachweisen, und diese gehen ohne Grenze ins Chokier und damit ins Oberkarbon über. Für sudetische Orogenese ist hier also kein Raum. Auch zeigt ein Blick auf Abb. 1, daß nicht nur die Hauptsattelachse, sondern auch die Spezialfalten an der Südseite des Velberter Sattels ungestört vom Kohlenkalk ins Flözleere fortsetzen. Die Schieferung müßte also, wenn sie sudetischen Alters wäre, eine noch nicht gefaltete Gesteinsfolge ergriffen haben. Ist dies schon an sich unwahrscheinlich, so wird es völlig widerlegt durch das Verhalten der Schieferung selbst. Sieht man nämlich von wenigen Abweichungen ab, so schwankt die Schieferung im ganzen Nordgebiet und auch am Ostrande des Velberter Sattels im Streichen nur zwischen  $N 65^{\circ} O$  und  $OW$  mit einer deutlichen Häufung der Werte bei  $N 70^{\circ}—80^{\circ} O$ , während das Fallen fast stets steil südlich ist mit Schwanken von  $60^{\circ} S$  bis  $80^{\circ} N$  und Häufung bei  $75^{\circ} S$  bis saiger. Wichtig ist, daß diese Lage auch da

2) Bärtling und Paeckelmann, 1928, S. 31.

fortbesteht, wo die Schichten infolge des östlichen Achsenfallens umlaufendes Streichen zeigen. Als Beispiel sei hier ein Sattel angeführt, der im Wegeinschnitt östlich des Haltepunkts Isenbügel im Etroeungt aufgeschlossen ist. Der Weg schneidet ihn schräg an, und man erkennt sehr gut den Uebergang der Schichten von steilem SO-Fallen über flaches O- und NO-Fallen in steileres N-Fallen. An allen Stellen durchsetzt die Schieferung das Gestein in N  $75^{\circ}$ — $80^{\circ}$  O-Streichen und S-Fallen von  $70^{\circ}$  bis zur Saigerlage. Auch der schon erwähnte Sattel im Steinbruch südlich Zippenhaus zeigt starkes Achsenfallen nach Osten (bis zu  $30^{\circ}$ ). An den Tournaimergeln seines Kerns kann man umlaufendes Streichen in allen Richtungen messen. Die Schieferung aber durchsetzt auch ihn mit wenig schwankendem ONO-Streichen, und ihr wechselndes Fallen hat hier besondere, später zu erörternde Gründe. Auch an der ersten Biegung der Straße von Velbert nach Rützkause, sowie in den Spezialfalten am Bahnhof Neviges läßt sich deutlich zeigen, wie die Schieferung die nach Osten tauchenden Faltenachsen mit unverändertem ONO-Streichen und steilem S-Fallen durchsetzt.

Es wäre verfehlt, hieraus schließen zu wollen, daß die Schieferung jünger sein müßte, als die Faltung. Scholtz sowohl wie Quiring schließen aus ähnlichen Bildern vielmehr auf gleiches Alter beider Vorgänge. Wenn das auch hier zutrifft, so wäre die Schieferung im Velberter Sattel spät-oberkarbonischen (asturischen) Alters. In diesem Falle müßte die Schieferung als Begleiterscheinung der Faltung in der Lage ihrer Ebenen den Achsenebenen der Faltung entsprechen. Das trifft für das Fallen einigermaßen zu, denn die Faltenachsen zeigen nicht immer genaue Saigerstellung, sondern fallen gelegentlich steil nach Süden ein. Auch ist das Schichtfallen auf den Nordflügeln der Spezialsättel meist steiler als auf den Südflügeln, ja, der Nordflügel des Hauptsattels ist nördlich Velbert mehrfach überkippt. Um so auffallender ist die Abweichung im Streichen. Für die Schieferung ergibt sich nämlich als Mittel aller sicheren Beobachtungen in der Velberter Gegend N  $75^{\circ}$  O. Das stimmt aber weder mit dem der Karte zu entnehmenden Generalstreichen, noch mit den gelegentlich möglichen Messungen des Achsenstreichens der Spezialfalten überein. Beide weisen vielmehr auf ein Mittel von knapp N  $60^{\circ}$  O. Dieses Streichen hat die Schieferung nur am Sattelkern, nahe dem Massenkalk. Schon im Nordflügel des Hauptsattels dagegen ist der Unterschied greifbar. Es gibt hier kaum eine Messung, bei der das Schieferungsstreichen nicht  $5$ — $15^{\circ}$  rechts vom Schichtstreichen läge. Die Beobachtung gibt unsomehr zu denken, als sie auch in anderen Teilen des Schiefergebirges wiederkehrt. Zwischen Faltung und Schieferung liegt offenbar eine regionale Rechtsdrehung

der tektonischen Kräfte. Auch hieraus braucht man freilich noch nicht mit Sicherheit auf einen erheblichen geologischen Zeitabstand zwischen Faltung und Schieferung zu schließen. Immerhin wird sich jede Theorie, die die Schieferung bloß als Begleiterscheinung der Faltung ansieht, mit dieser Tatsache auseinandersetzen müssen.

Da die Schieferung frühestens gegen Ende der Faltung eingesetzt hat, so verbietet es sich auch, den beschriebenen Sprung in der tektonischen Fazies, nur als eine Wirkung der größeren oder geringeren Tiefenstufe anzusehen. War hierzu das Dach, das geschieferte und ungeschieferte Tongesteine trennt, schon an sich zu wenig mächtig, so wird diese Deutung vollends unmöglich, wenn man bedenkt, daß zur Zeit der Schieferung die Faltung bereits das Oberdevon der Sättel in dieselbe Höhenlage gebracht hatte, wie das Oberkarbon der anstoßenden Mulden. Das muß bestimmt zugetroffen haben für den Kern der Velberter Schichten im Vergleich mit den hart nördlich anschließenden Spezialmulden der Bochumer Mulde. Der heutige Befund zeigt hier nördlich von Velbert Schichten in gleicher Höhenlage und nicht durch Querverwerfungen getrennt in 1250 m Horizontalentfernung, die im Normalprofil mindestens 1000 m vertikalen Abstand haben. Selbst wenn man hiervon einiges auf spätere Versteilung der Faltung sowie auf die wiederholte junge Kippung des Gebiets nach Norden rechnen will, so bleibt die Tatsache bestehen, daß jüngere Schichten ungeschiefert blieben, obwohl sie in viel größere Tiefe geraten waren, als die älteren Schichten des Sattelkerns. Ähnliche Ueberlegungen lassen sich auch für das ungeschieferte Oberkarbon im Westende der südlich anstoßenden Herzkämper Mulde anstellen. Kein Zweifel also: den Kräften, die das Velberter Oberdevon geschiefert haben, war auch das Oberkarbon der anschließenden Mulden ausgesetzt. Wenn es anders auf sie reagiert hat, so muß das im Wesentlichen in seiner lithologischen Zusammensetzung begründet sein.

Aus diesem Schluß ergeben sich nun zwei neue Fragestellungen: 1. Wie hat das Oberkarbon den Veränderungen entsprochen, die sich in der Schieferung seines Untergrunds auswirkten? 2. Wie läßt sich dieses abweichende Verhalten mit den Gesetzen der Schieferung in Zusammenhang bringen?

## **II. Das tektonische Aequivalent der Schieferung im Schichtkomplex des Oberkarbons.**

Born (1929) rechnet das Oberkarbon des Ruhrgebiets durchaus zu seiner Zone des ungeschieferten Schiefertons. Vergleicht man aber das Aussehen dieser Schiefertone mit Born's Beschreibungen der einzelnen Zonen, so ergibt sich, daß viele Tongesteine des Stein-

kohlengebirges viel mehr das Aussehen der „Zone der Bruchschieferung“ haben. Freilich gibt es vom Kulm bis in die Fettkohlenschichten hinein Schiefertone, die außer der Schichtung keinerlei bevorzugte Ablösungsflächen, ja, auf der Schichtfläche auch keine bevorzugte Richtung erkennen lassen (von den regelmäßigen Quer- und Diagonalklüften ist dabei abgesehen). Namentlich Schiefertone mit starker Feinschichtung, die durch feinsandige Lagen bedingt wird, verhalten sich oft so. Aber ebenso oft findet man in den Uebertageaufschlüssen im Norden und Nordosten des Velberter Sattels bis zum Südrand der Kreide in der Essener Gegend Tongesteine, die eine deutliche Ablösungsfläche unabhängig von der Lage der Schichtung zeigen. Sie gehören allen aufgeschlossenen Horizonten des Oberkarbons an, scheinen sogar in den jüngeren Schichten der Bochumer Mulde (Eß- und untere Fettkohlenpartie) eher häufiger zu sein als in den älteren, namurischen Teilen des Profils. Die besten Aufschlüsse bietet hier das Ruhrtal südl. Essen.

Nur selten ist hier freilich die Schieferung so deutlich, daß sie in einem querschlägigen Aufschluß unmittelbar als zweite Flächenschar ins Auge fällt (Ziegelei „am Schwarzen“ O von Werden, kleiner Aufschluß SO von Hagenbusch N Heisingen). Sehr häufig kommt dagegen griffelförmiger Zerfall vor. Er tritt zwar meist erst bei beginnender Verwitterung hervor, ist aber gerade deshalb an flachen Uebertageaufschlüssen recht oft zu beobachten und, wenn die Verwitterung noch nicht zur Auflösung des Verbandes geführt hat, auch zu messen. Die Griffelung entsteht natürlich dadurch, daß das Gestein nach zwei sich schneidenden Flächenscharen zerfällt, sodaß die Griffelachse der Schnittkante beider Scharen parallel läuft. Die eine Schar ist in unserem Falle stets die Schichtung, die andere kann ausnahmsweise ein dichtgestelltes Diagonalkluftsystem sein, so zweimal das N 25° O-System (in Eßkohlschiefern N von Klus im Essener Stadtwald und in Kulmschiefern SW von Kleinobs, O von Neviges). Meist folgt jedoch die zweite Flächenschar etwa dem Generalstreichen. Sie ist zwar wegen ihrer Unebenheit und ungleichen Ausbildung selbst nicht immer meßbar. Dagegen läßt sich die Griffelachse räumlich meist sehr gut festlegen, und ihre Lage läßt im Zusammenhang mit der der Schichtfläche Schlüsse auf die zweite Fläche zu. Haben die Schichten flaches, die zweiten Flächen steiles Fallen, so kann man mit geringem Fehler das Streichen der Griffelachse für das der zweiten Fläche setzen. Bei sehr steilem Schichtfallen wiederum läßt sich aus flacher Griffelung schließen, daß die zweite Fläche von der Schichtung im Streichen nur wenig abweichen kann. In der weit überwiegenden Mehrzahl aller Fälle ließ sich nun nachweisen, daß die Griffelung durch ein Flächensystem hervorgebracht ist, das nahezu saiger steht und im Streichen zwischen N 60° O und N 80° O

schwankt. Besonders deutlich wird das in den sehr flach gefalteten nördlichen Teilmulden der Bochumer Mulde zwischen Essen, Hügel und Heisingen. Hier erzeugt das östliche Achsenfallen oft sehr weit von dem normalen abweichendes Schichtstreichen bei mäßigem Fallen. Dabei zeichnen sich die steil fallenden, straff ONO streichenden Griffelungsflächen besonders gut ab. Kann man in steil gefalteten Partien noch zu der Meinung kommen, die Griffelachsen lägen stets fast wagerecht im Schichtstreichen, so beweisen jene Stellen, daß Griffelungsstreichen und Schichtstreichen unabhängig von einander sind. Fällt auch das Schichtstreichen in die ONO-Richtung, so müssen die Griffel flach im Streichen liegen (Hohlweg östl. Zeche Pörtingsiepen, Nordseite des Steinbruchs nördl. Mittelhesperhof).

Die Griffelung wird also als regionale Erscheinung im Steinkohlengebirge durch ein Flächensystem hervorgerufen, das in Streichen und Fallen recht gut mit der Schieferung im südl. anschließenden Gebiet übereinstimmt. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß es sich bei der Griffelung um nichts anderes als einen schwächeren Grad von Schieferung handelt, daß der Schieferungsvorgang also den Velberter Sattel und die Bochumer Mulde, Devon-Kohlenkalk wie Kulm-Oberkarbon in einheitlichem Raumbild, nur mit sprunghaft abnehmender Intensität, erfaßt hat.

Mit der Griffelung steht eine zweite Erscheinung im Zusammenhang, die Bildung ellipsoidischer Absonderungsformen im Schiefertone. Sie haben nichts mit echten Tongallen zu tun, sondern entstehen in großer Zahl, ähnlich den Liesegangschen Ringen, von Absonderungsflächen aus. Es kann dann in flachen Aufschlüssen fast das ganze Gestein in solche Ellipsoide aufgelöst sein. Sie sind stets dreiaxsig, die längste Achse liegt in der Schichtfläche und ist von Querklüften in sehr wechselndem Abstand begrenzt. Sie entspricht aber nicht der Senkrechten auf der Querklüfffläche, sondern der Schnittkante zwischen Schicht- und Schieferungsfläche. Durchschneiden sich nun die beiden letzteren  $\pm$  rechtwinklig, so begrenzen sie die beiden anderen Ellipsoid-Achsen, und zwar meist so, daß die kürzeste Achse von den Schichtflächen, die mittlere von den Schieferungsflächen begrenzt wird (Abb. 2a). Diese durchschneiden außerdem häufig das Ellipsoid noch und lassen es in sich griffelförmig zerfallen. Schneiden sich die beiden Grenzflächenpaare dagegen unter spitzem Winkel, so rücken die beiden Achsen von den Flächennormalen weg umso mehr auf die Winkelhalbierenden zu, je mehr das begrenzende Parallelogramm sich dem Rhombus nähert (Abb. 2b). Für den Grenzfall des Rhombus fand ich ein treffliches Beispiel in dem erwähnten kleinen Aufschluß SO Hagenbusch (Abb. 2c). In jedem Falle hält sich der Querschnitt des Ellip-

soids an die Lösung der eindeutigen Aufgabe, in ein gegebenes Parallelogramm (von Ablösungsflächen) eine Ellipse größten Inhalts einzuschreiben. Für die Schieferung hat also die Ellipsoidbildung denselben diagnostischen Wert, wie die Griffelung. Ohne Schwierigkeit lassen sich alle Ergebnisse über Griffelachsen auf die größten Achsen der Ellipsoide übertragen.

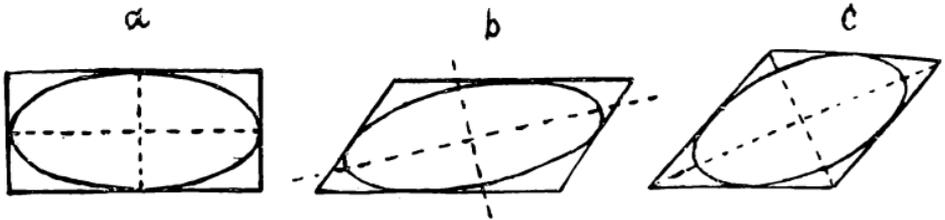


Abb. 2. Schnitt durch die Ablösungellipsoide im Schieferton, senkrecht zur längsten Achse. Die umrahmenden Vierecke stellen Schicht- und Schieferungsfläche dar, a) bei rechtwinkligem Schnitt, b) und c) bei spitzwinkligem Schnitt. --- = mittlere und kürzeste Achse des Ellipsoids.

Das gesuchte tektonische Aequivalent zur Schieferung des liegenden Schichtkomplexes besteht also zum Teil in der Schieferung des Hangendkomplexes. Dadurch mildert sich die tektonische Disharmonie zwischen beiden Stockwerken bedeutend, aber sie verschwindet nicht ganz, da der tektonische Faziessprung doch zu bedeutend ist. Vielmehr prägt sie sich auch im Fal tungstypus beider Komplexe deutlich aus. Ein Blick auf die Blätter Velbert und Kettwig der Landesaufnahme zeigt den Unterschied deutlich (Abb. 1). Während im Gebiet des Velberter und Wülfrather Sattels wenige, plump gebaute Faltungselemente das Kartenbild beherrschen, tritt nach NO zu eine immer stärkere Spezialfaltung hervor, deren Flügel meist recht steil, aber kaum je überkippt sind. Auch die streichenden Störungen, die für die Massenkalkkerne so bezeichnend sind, treten in der Oberkarbontektonik ganz zurück (denn die flachen Ueberschiebungen nach Art der Satanella sind etwas anderes), der Faltenbau bekommt eine fast pedantische Regelmäßigkeit. Kein Zweifel: das Steinkohlengebirge ist einfacher Knickfaltung viel leichter zugänglich gewesen, als das Devon des Velberter Sattels. Im Kartenbild wird der Eindruck freilich noch verstärkt durch zwei Nebenumstände: die wechselnde Steilheit des östlichen Achsenfallens und die große Zahl der ausgeschiedenen Leithorizonte im Steinkohlengebirge gegenüber den wenigen, z. T. recht mächtigen Schichtabteilungen zwischen Massenkalk und Tournaistufe. Sicher fallen die Achsen gerade östlich der Linie Velbert-Neviges, wo ihr Ausstrich vom Unterkarbonband geschnitten wird, besonders steil (bis zu  $30^\circ$ ), während sie z. B. bei Hattingen fast horizontal liegen; sicher lassen auch die beiden ca. 500 m mächtigen Komplexe der

Flinzschiefer und der Velberter Schichten die Oberdevontektonik plumper erscheinen, als sie in Wahrheit ist, aber auch wenn man das berücksichtigt, bleibt der Wechsel im tektonischen Typus auffallend genug. Dabei schließt sich der Kohlenkalk selbst im Velberter Sattel noch der Devontektonik an, weiter südöstlich, wo seine Mächtigkeit abnimmt, wird er immer mehr von der Spezialfaltung ergriffen.

Nimmt man hinzu, daß auch die streichenden Ueberschiebungen wie die Satanela, die im Steinkohleengebirge erhebliche Förderweiten erreichen, mit der Annäherung ans Unterkarbon mehr und mehr ausklingen, sodaß sich im Kohlenkalk nichts mehr davon zeigt, so wird der Unterschied im Bilde der Bewegung vollends deutlich. Es ist nun aber zu beachten, daß die Gesteine des Oberkarbons ihr typisches Bewegungsbild vor allem dem Wechsel von harten und weichen Bänken zu verdanken haben. Wir kennen aus dem Steinkohleengebirge, wie aus dem Flözleeren von Hagen, die schönsten Bilder von Knickfaltung<sup>3)</sup>, bei denen die harten Bänke als Ganzes geknickt sind, während sich auf den dünnen, tonigen Zwischenmitteln Gleitbewegungen in Richtung des Schichtfallens abgespielt haben. Letztere kommen auch darin zum Ausdruck, daß dünne Tonlagen zwischen Sandsteinbänken sehr häufig Harnische tragen, deren Streifung  $\pm$  mit dem Fallen der Schichten übereinstimmt. Ja, selbst dünne Tonhäute in größeren Sandsteinpartien des Produktiven sind gelegentlich in schwarz glänzende Harnische umgewandelt. Eine einfache Ueberlegung zeigt ja, daß Faltung mit scharfer Umknickung der einzelnen Bänke in den Sätteln und Mulden nur möglich ist, wenn auf den Schenkeln Gleitbewegungen zwischen den Bänken stattfinden. Offenbar waren derartige Bewegungen in dem geschieferten Schichtkomplex des Velberter Sattels dadurch erschwert, daß die petrographischen Unterschiede von Bank zu Bank hier viel seltener und viel weniger schroff waren. Auch sonst ist ja häufig die Beobachtung gemacht worden, daß sehr harte, aber wohlgebankte Gesteine am meisten zur Spezialfaltung neigen und mit ihrer Fältelung häufig disharmonisch im tektonischen Bild ihrer Umgebung stehen (z. B. Radiolarite der Alpen). Der schroffe Wechsel zwischen harten Bänken und weichen Zwischenmitteln ist es also offenbar gewesen, der dem Oberkarbon ermöglichte, durch Spezialfaltung und Scherbewegung längs der Schichtfugen (freilich auch durch einzelne größere Ueberschiebungen) einem tektonischen Anspruch zu genügen, der sich in dem liegenden Schichtkomplex in der Schieferung auswirkte.

---

3) Vergl. Lotze 1931.

Freilich hat die Spezialfaltung des Oberkarbons mit der Faltung dünner harter Bänke wohl den Bewegungstyp, aber nicht den Maßstab gemein. Der Abstand zwischen benachbarten Spezialsätteln des Steinkohlengebirges beträgt in der Hattinger Gegend immerhin 1—3 km, und das bedeutet bei der Steilheit der Flügel einen erheblichen Hochgang der Faltung. Er erklärt sich z. T. aus der oft bedeutenden Dicke der Sandsteinbänke, er setzt aber auch für die Spezialsättel freie Entwicklungsmöglichkeit nach oben voraus. Dieser Faltungstyp war nur unmittelbar an der Erdoberfläche möglich.

In diesem eingeschränkten Sinne spielt also der Stockwerksunterschied doch eine gewisse Rolle. Die Schieferung des Oberdevons ist sicher nicht in größter Oberflächennähe erfolgt. Daß aber der Uebergang zwischen den beiden tektonischen Typen nicht allmählich mit wachsender Teufe, sondern sprunghaft an einem bestimmten Horizont erfolgt, ist nur durch die wechselnde Gesteinsausbildung zu erklären.

### III. Zum Verhalten der Schieferung an Gesteinsgrenzen.

Stark ausgesprochene Bankung, d. h. zahlreiche und scharfe Sprünge im Festigkeitsverhalten der Schichten begünstigt, wie wir sahen, die Spezialfaltung. Sie beeinträchtigt aber auch in hohem Maße die Schieferungsfreudigkeit der Gesteine. Bei geringen Graden der Schieferung, bei denen wohl Umordnung vorhandener Mineralien, aber kaum Neubildung stattfindet, ist die Veränderung des Gesteins weder mikroskopisch noch megaskopisch nachweisbar, sowie die Schieferungsflächen der Schichtung parallel laufen. Das tritt gelegentlich durch Zufall ein. Daß es in dünnen Zwischenmitteln harter Bänke gesetzmäßig eintreten muß, sei im Folgenden gezeigt.

Abb. 3 gibt ein Schieferungsbild, wie es in mergeligen Gesteinen wechselnden Kalkgehalts sehr häufig ist. Die Schieferung durchsetzt die ganze Schichtfolge, aber sie zeigt an jeder Bankgrenze einen Richtungswechsel. Die kalkreicheren Mergelbänke sind noch ebenso deutlich geschiefert, wie die kalkarmen Schiefer. Aber die Schieferung durchsetzt die Mergel in einem größeren Winkel gegen die Schichtfläche, als die Schiefer. Genauere Beobachtung lehrt, daß sich der Wechsel streng gesetzmäßig vollzieht. Der Schnittwinkel wechselt von Bank zu Bank, genau entsprechend ihrem Kalkgehalt. Die Richtungsänderung erfolgt hier meist nicht mit scharfem Knick, sondern mit S-förmiger Biegung, entsprechend der Tatsache, daß die Mergelbänke nach oben und unten durch schnelle, aber stetige Abnahme des Kalkgehalts in die Schieferbänke übergehen. Wo das

nicht der Fall ist, beobachtet man statt der Biegung einen scharfen Knick der Schieferungsflächen.

Bredin erwähnt die Erscheinung 1926 von rauhen, d. h. sandigen Einlagerungen in den Schiefen des Siegerlandes. In ihnen „erleidet die Schieferung wie ein Lichtstrahl, der durch ein dichteres Medium geht, eine Brechung“. In der Tat erinnert die Erscheinung an scharf begrenzten Bänken auf den ersten Blick schon an den Gang von Lichtstrahlen durch planparallele Platten. Natürlich ist sie auch bei uns nicht auf kalkige Einlagerungen beschränkt, sondern tritt auch

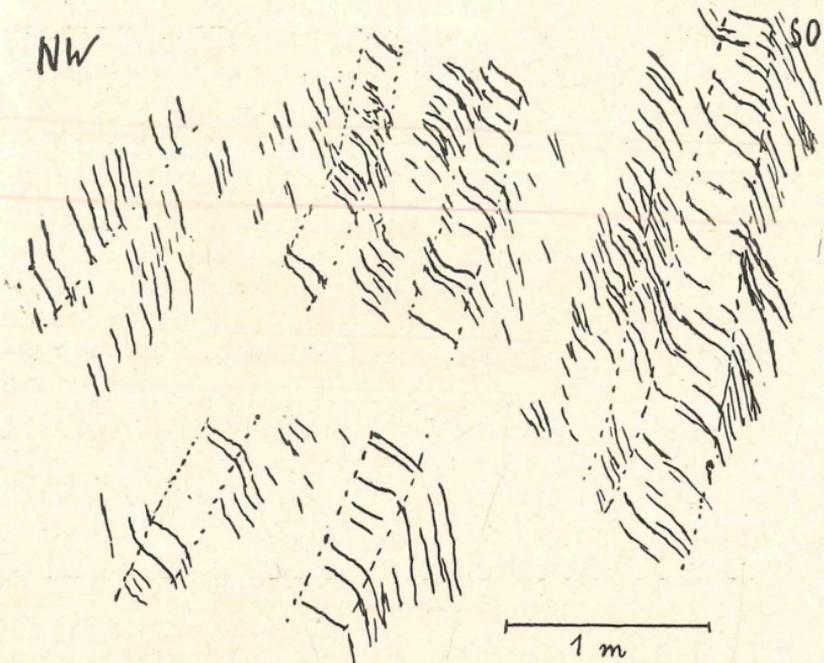


Abb. 3. Verlauf der Schieferung in einer Serie von Mergel- und Schieferbänken. (Nach Photogr.) Etroeungt nahe Bahnhof Isenbügel. Die Grenzen der kalkreicheren Bänke sind durch Strichelung angegeben.

bei sandigen auf, freilich nur bei sehr milden, denn festere Grauwackenbänke kann die schwache Schieferung unseres Gebiets überhaupt nicht mehr verändern. Es wurde schon oben erwähnt, daß Kalkgehalt die Schieferung nicht so schnell unterbindet wie Sandgehalt, ja, die schönsten Schieferungsbilder unseres Gebiets finden sich stets in mergeligen Schichten.

Die Analogie mit dem Lichtstrahl ist natürlich kein Beweis dafür, daß das Brechungsgesetz der Schieferungsflächen dasselbe sei, wie das der Lichtstrahlen. Es sei z. B. nur an die Brechung magnetischer Kraftlinien an der Grenze von Stoffen verschiedener Permeabilität erinnert, die der der Lichtstrahlen äußerlich ähnelt, aber nach

einem Tangentengesetz erfolgt. Jedenfalls aber muß es für jedes Gestein eine Konstante geben, die seine Schieferungsdurchlässigkeit oder kurz Schieferbarkeit genannt werden kann. Die Brechung der Schieferung an der Grenze zweier Medien hängt nun jedenfalls von den beiden Schieferungskonstanten gesetzmäßig ab. Ist der Unterschied dieser Konstanten groß, so kann es dahin kommen, daß die Schieferung in das schwerer schieferbare Medium überhaupt nicht mehr eindringt.

Es soll an dieser Stelle nicht näher auf die mathematische Form des Brechungsgesetzes eingegangen werden. Eines ist jedenfalls klar, je größer die Unterschiede der Schieferungsfähigkeit benachbarter Bänke sind, desto stärker ist die Brechung, und desto eher wird es vorkommen, daß die Schieferung in die härtere Bank nicht eindringt (Abb. 4). Um so länger aber wird sie in der weicheren Bank

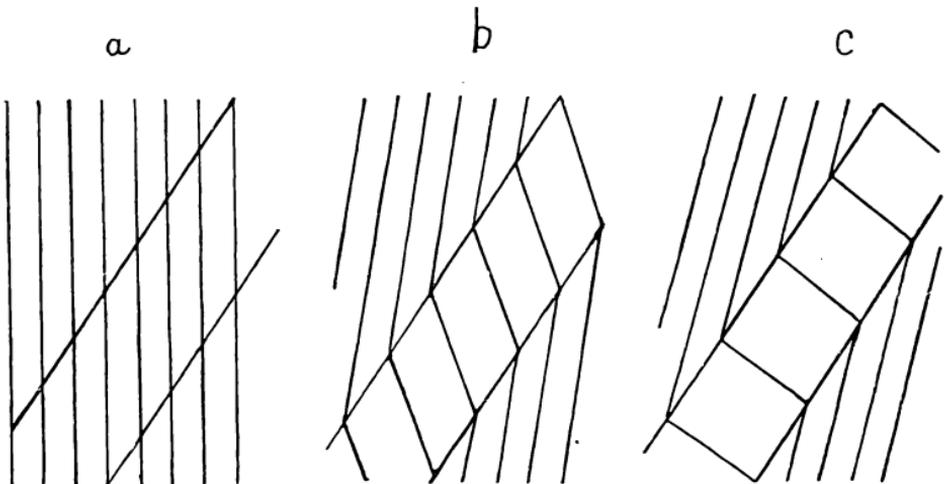


Abb. 4. Schematische Skizze der Brechung der Schieferung beim Durchgang durch eine Bank abweichenden Materials. a) = kein Unterschied, b) = geringer Unterschied, c) = großer Unterschied in der Schieferungsfähigkeit der eingeschalteten Bank. Das Gesamtfallen der Schieferung ist in allen drei Fällen als saiger angenommen.

verlaufen, d. h. ihr Winkel gegen die Schichtflächen wird im weichen Material immer kleiner werden. Jetzt verstehen wir, weshalb scharfer und häufiger Materialwechsel in einer Schichtfolge schieferungsfeindlich wirkt. In die harten Bänke dringt die Schieferung nicht ein, in den weichen wird sie  $\pm$  parallel zu den Grenzflächen, d. h. zu den Schichtflächen gestellt. Daß dieses Verhalten nicht auf Schichtgrenzen beschränkt ist, sondern auch an Störungen auftreten kann, dafür sei wieder auf das Beispiel von Rodenhau hingewiesen, wo sich die Schieferung der Flinzschiefer parallel zur Störungfläche gegen den Massenkalk eingestellt hat. Es ist klar, daß

diese Schirmwirkung harter Bänke gegen die Transversalschieferung der benachbarten weichen umso deutlicher hervortritt, je schwächer die Schieferung im Ganzen ist.

### Zusammenfassung.

1. Die Schieferung im Gebiet des Velberter Sattels ist in dem schieferig-mergeligen Schichtkomplex des Oberdevons und Unterkarbons bis ins Tournai gleichmäßig stark, nimmt dann über dem oberen Kohlenkalk sprunghaft ab. Die kalkig-kieselige Serie des unteren Visé ist das Dach der Schieferung. Die „Schiefer“ des oberen Visé sind ebenso wie die Tongesteine des Oberkarbons Schiefertone.

2. Die Schieferung durchschneidet die nach Osten fallenden Achsen der Spezialfaltung mit gleichbleibendem N 75° O-Streichen und steilem S-Fallen. Da sie dem N 60° O gerichteten Achsenstreichen nicht genau folgt, so ist sie wohl etwas jünger als die Faltung.

3. Der Sprung der tektonischen Fazies am Kohlenkalkband muß im Wesentlichen auf die verschiedene petrographische Ausbildung der hangenden und liegenden Serie zurückgeführt werden. Daneben kommt auch der Unterschied der Tiefenzone in Frage.

4. Die Schiefertone des Oberkarbons sind nicht ungeschiefert, sondern weisen gelegentlich schwache Schieferung, sehr häufig griffligen Zerfall und ellipsoidische Absonderung auf, die beide als Zeichen schwacher Schieferung angesprochen werden müssen.

5. Als weiteres Aequivalent der Schieferung des Oberdevons muß die intensive Spezialfaltung im Oberkarbon angesehen werden. Sie ist durch die petrographische Ausbildung der Schichten und durch ihre Oberflächennähe begünstigt worden.

6. Die Schieferung erleidet an der Grenze zweier Gesteine von verschiedener Schieferbarkeit eine Brechung, ähnlich der des Lichts. Ist der Unterschied sehr groß, so dringt sie in das härtere Material nicht ein, legt sich dafür im weicheren fast parallel der Grenze. Daher wirkt häufiger und scharfer Gesteinswechsel schieferungsfeindlich.

7. Kalkgehalt setzt die Schieferungsfähigkeit von Tongesteinen weniger stark herab als Sandgehalt.

### Literatur.

- B ä r t l i n g, R. u. W. P a e c k e l m a n n: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, Blatt Velbert, Nr. 2650, 1928.
- B o r n, A.: Ueber Druckschieferung im varistischen Gebirgskörper. Fortschr. Geol. u. Paleont. B. VII. H. 22. 1929.
- B r e d d i n, H.: Die Schieferung im Siegerlande. Sitz-Ber. Pr. Geol. L.-Anst. 1, 1926, S. 52—55.
- Die Milchquarzgänge des Rheinischen Schiefergebirges, eine Nebenerscheinung der Druckschieferung. Geol. Rundsch. B. 21, 1930, S. 367.

- Breddein, H.: Die Entstehung der Bruchtektonik im rheinisch-westfälischen Industriebezirk. Der Bergbau, 1931, Nr. 25.
- Fischer, G.: Zum Problem Schieferung. C. f. Min. usw. 1929, Abt. B, S. 474.
- Lotze, F.: Ueber einige Faltungsprobleme. Nachr. d. Ges. d. Wissensch. Göttingen. 1931, S. 17.
- Quiring, H.: NW-SO-Schub im Koblenzer Pressungsgelenk des Rheinischen Gebirges. Jahrb. d. Pr. Geol. L.-A. B. 49. 1928, S. 59.
- Sander, B.: Gefügekunde der Gesteine. 1930.
- Scholtz, H.: Das variscische Bewegungsbild, entwickelt aus der inneren Tektonik eines Profils von der Böhmisches Masse bis zum Massiv von Brabant. Fortschr. d. Geol. u. Pal. Bd. VII, H. 25. 1930.
- Wunstorf, W.: Erläuterungen zur geol. Karte von Preußen. Blatt Kettwig, Nr. 2649, 1931.
-

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Verhandlungen des naturhistorischen Vereines der preussischen Rheinlande](#)

Jahr/Year: 1932

Band/Volume: [88](#)

Autor(en)/Author(s): Steinmann H. G.

Artikel/Article: [Zur Kenntnis der Schieferung am Nordrand des Rheinischen Gebirges. 59-74](#)