

Ausbildung und Genese von sekundär geröteten Unterdevon-Schichten in der Nordeifel (Nordrhein-Westfalen)

KARL-HEINZ RIBBERT

Kurzfassung: In den Unterdevon-Schichten der Nordeifel westlich der Mechernicher Triassenke sind sekundär durch Hämatit gerötete Tonsteine verbreitet. Ihr makroskopisches Erscheinungsbild wird beschrieben und ihre Unterscheidbarkeit von primär roten Unterdevon-Schichten herausgestellt. Basierend auf einem Abriss zur Erforschungsgeschichte sekundär geröteter paläozoischer Gesteine wird versucht durch mikroskopische Untersuchungen im Durch- und Auflicht der Entstehungsweise dieser Gesteine näher zu kommen. Als Ausgangsmaterial der sekundären Hämatitbildung innerhalb des Mineralgefüges der Gesteine kommen eisenhaltiges Karbonat, Pyrit und Chlorit in Frage. Es ist nicht möglich eine dieser Komponenten als alleiniges Ausgangsmaterial zu identifizieren.

Abstract: Lower Devonian claystones with a secondary staining by hematite are wide-spread in the Northern Eifel Mountains west of the Mechernich Triassic triangle. Their macroscopic appearance is described and the differentiation criteria of primary red Lower Devonian strata are pointed out. Based on an outline of the investigation history of secondarily reddened palaeozoic rocks attempt is made to decipher the genesis of these rocks with microscopical means. Ferroan carbonate, pyrite and chlorite are in question for being the primary material for hematite formation within the mineral structure of the rocks. It is not possible to identify one of these components as the sole primary material.

1. Problemstellung

Die Farbe eines Gesteins ist neben seiner mineralogischen Zusammensetzung und dem Korngrößenaufbau ein wesentliches Charakteristikum für seine Beschreibung und Kartierbarkeit. Sekundär entstandene Gesteinsfarben können die lithostratigraphische Kartierung beeinträchtigen. Sie maskieren und vereinheitlichen den Gesteinskörper, der dann nicht mehr zu gliedern ist. Andererseits täuschen sie – wenn man die sekundäre Färbung fälschlich als primär ansieht – ein Schichtenniveau vor, das der Gesteinsfolge nicht zukommt. In beiden Fällen wird eine zutreffende relative Altersansprache vereitelt mit allen negativen Konsequenzen für Fazieszusammenhänge und die Deutung des tektonischen Baues.

Die skizzierte Problematik gilt in besonderem Maße für die Schichtenfolgen des rheinischen Unterdevon in der Nordeifel (RIBBERT 2008). Gezeigt haben dies vor allem die Diskrepanzen zwischen den lithostratigraphischen Auffassungen von WUNSTORF (1931), SCHMIDT & SCHRÖDER (1962) und den Revisionskartierungen des Autors (siehe unten). Die biostratigraphische Einstufung und Gliederung des landnahen rheinischen Unter-

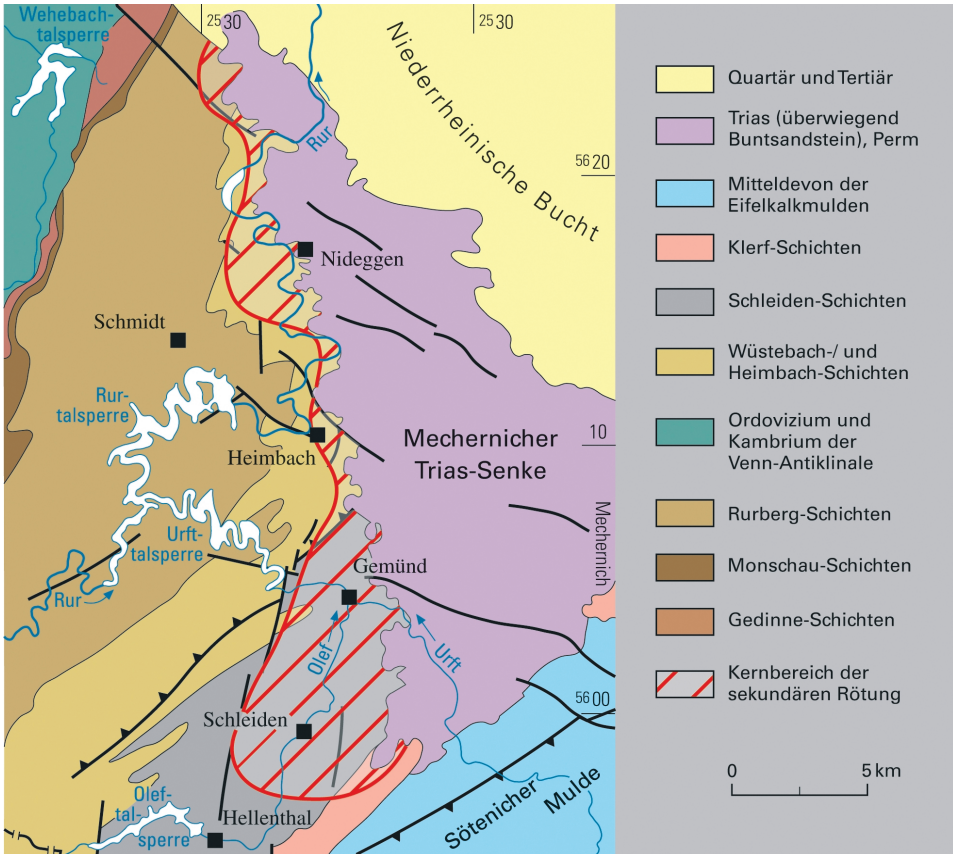


Abb. 1: Lage und Stratigraphie des Untersuchungsgebiets.

devons ist wegen der Seltenheit mariner Zonenfossilien oft nur sehr grob oder auch gar nicht möglich. Der auch daraus resultierende Zwang zu einer lithostratigraphischen Gliederung macht es erforderlich sich über die primär sedimentäre Natur einer Gesteinsfarbe oder die Möglichkeit ihrer sekundären, postdiagenetischen Veränderung Klarheit zu verschaffen.

2. Beobachtungen im Gelände

Die unteremsischen bis siegenischen Schichtenfolgen der Nordeifel zwischen Venn-Antiklinale und Kalkmuldenzone (s. Abb. 1) werden unter anderen von der Heimbach- und der Schleiden-Formation aufgebaut. Ihr pelitischer Anteil setzt sich aus graublauen Ton- und tonigen Schluffsteinen zusammen. Überlagert werden sie von rot und grün-grau gefärbten, extrem fossilarmen Ton- und tonigen Schluffsteinen der Klerf-Schichten. Ihre Rotfärbung durch fein verteilten Hämatit ist im Sedimentationsraum erworben und spiegelt das marginal marine bis limnisch-terrestrische Bildungsmilieu wider (RIBBERT 2008).

Das engere Untersuchungsgebiet unmittelbar westlich der Mechernicher Trias-Senke erstreckt sich von Reifferscheid im Süden über Schleiden, Gemünd und Heimbach bis nach Rath bei Nideggen. Die Unterdevon-Schichten dieses Gebietes waren nach Herausbildung der permischen Landoberfläche nur bereichsweise der von lokalen Ablagerungen wie dem Golbach-Konglomerat überdeckt (RIBBERT 1985). Für sie wird in Anlehnung an die Konglomerate der Rotliegend-Senke von Wittlich (SOLLE 1976) ein höheres Rotliegend-Alter vermutet. Große Teile der alten Landoberfläche waren den klimatischen Einflüssen dieser Zeit ausgesetzt. Erst nach dieser Zeit kamen flächendeckend Ablagerungen des Mittleren Buntsandsteins zur Ablagerung (RIBBERT, in Vorb.).

Die flächenhafte Verbreitung sekundär geröteter Tonsteine greift zwischen Schleiden und Gemünd weit nach Westen aus (s. Abb. 1). Der Bereich einer mehr als 150 m tief reichenden Rötung wird dort in etwa von der Mausley-Störungszone begrenzt. Die stellenweise mit Quarz mineralisierte Störungszone ist eine postvariszische, vermutlich permzeitliche Dehnungsstruktur, an der die östliche Scholle abgesenkt worden ist, so dass dort die tiefreichende Rötung von der buntsandsteinzeitlichen Abtragung verschont geblieben ist.

Nördlich Gemünd ist die Eindringtiefe intensiver Rötung geringer und auf die Unterdevon-Schichten im unmittelbaren Liegenden des Buntsandsteins beschränkt. Das Rurtal bildet dort eine ungefähre Abgrenzung nach Westen mit Ausnahme der Umgebung der Buntsandstein-Auslieger von Roßberg, Heidkopf und Burgberg.

Die Geländebeobachtungen zur sekundären Rötung wurden im Rahmen der amtlichen geologischen Landesaufnahme der TK 25-Blätter 5504 Hellenthal, 5404 Schleiden und 5405 Mechernich (RIBBERT 1985, 1993, 1994) durchgeführt. Ihre für die Problemstellung relevanten Ergebnisse werden in einer Tabelle (Tab. 1) dargestellt. In ihr werden die unterschiedlichen Ausbildungen feldgeologischer Merkmale für primäre und sekundäre Rotsedimentgesteine gegenüber gestellt.

Grundsätzlich ähnliche Beobachtungen konnten in der Nordeifel auch an den sekundär geröteten Schichten der Heimbach-Formation im Raum Heimbach – Abenden – Nideggen – Obermaubach (Blätter 5403 Nideggen, 5204 Kreuzau) gemacht werden. Die Rurberg-Formation (Siegen-Stufe) im oberflächennahen Untergrund der Hochfläche von Schmidt zeigt gleichfalls eine leichte sekundäre Rötung der Tongesteine. Die selben Schichten sind in den Aufschlüssen an der Rur-Talsperre, etwa 100 bis 150 Höhenmeter tiefer gelegen, unverwittert und dunkelgrau; eine Rötung tritt nur entlang den Trennflächen der Tongesteine auf.

Die Unterems-Schichten im Bleibachtal südlich Kommern (Blatt 5405 Mechernich) und in den temporären Aufschlüssen der Autobahn A1 westlich des Billiger Waldes (Blatt 5306 Euskirchen) zeigen ebenfalls eine sekundäre Rötung. Das graue Unterems östlich der Sötenicher Mulde (Blatt 5406 Bad Münstereifel) ist gleichfalls von einer dort bisher nicht als solche erkannten sekundären Rötung betroffen (ROTH 1965). Auch in der Südeifel im Umfeld der Wittlicher Rotliegend-Senke ist das Phänomen in unter- und mitteldevonischen Schichten verbreitet und ist dort auch von SOLLE (1966, 1976) bearbeitet worden.

Die Beobachtungen in der Nordeifel (s. Tab. 1) zeigen, dass schon nach simplen feldgeologischen Kriterien eine Unterscheidbarkeit primärer und sekundär geröteter Gesteine insbesondere der Rotpelite gegeben ist. Allein schon das starke Abfärben geröteter Pelite weist darauf hin, dass das färbende Hämatitpigment in anderer Form im Gestein vorhanden oder gebunden sein muss als in primären Rotpeliten. Auch die Erhaltung von Fossilresten ist signifikant anders. Schalenfossilien, insbesondere Brachiopoden und Muscheln sind in der Schleiden-Formation nur als Hohlformen der weggelösten kar-

Tab. 1: Unterscheidungskriterien primärer und sekundär geröteter Pelitgesteine (Tonsteine).

Eigenschaft	Primäre Rotpelite (Klerf-Schichten)	Sekundäre Rotpelite (gerötete Unterdevon- Schichten)
Farbe, angewittert, lufttrocken Farbe, verwittert Farbe, bergfeucht	dunkelrot-violett unverändert hellrot-violett	graurot, leicht violett dunkel- bis hellrotviolett unverändert
Strichfarbe Abrieb	rot färbt nicht ab	hellrot, ziegelrot, rotorange färbt stark ab
Farbverteilung im Schichten- Verband	einheitlich oder mit hell- grünen Flecken und Lagen, auch rot-grün marmoriert; Wechsel von roten und grauen Lagen im Zentimeter- Bereich (basale Klerf- Schichten)	+ lagig, in grau/roten Schichten (Abb. 2), Farbkonzentrationen in Knollen (Abb. 3); diffuse oder wolkige rote Marmorierung (Abb. 4); Rotfärbung in Trennflächen hineinlaufend; rot-graue Millimeterschichtung
Farbe der psammitischen Nebengesteine	grün oder graugrün, wenn gerötet, dann erkennbar sekundär von Trennflächen ausgehend	graurot bei mittelkörnigen Sandsteinen, selektive Rötung einzelner Lagen oder an Kluftsäumen (Abb. 5); fleckig rot bei feinkörnigen und schluffigen Sandsteinen
Laterale Verteilung	Färbung unabhängig von der Entfernung zur heutigen Perm-Ver- breitung; stratiforme Liegendgrenze zum „Grauen Unterems“	Intensität abhängig vom Abstand zur ehem. Perm- Überdeckung; unab- hängig von der stratigra- phischen Stellung innerhalb der Unterems- oder auch Siegen-Schichten
Fossilführung	manchmal grünlicher Reduktionshof	Rötung von Pflanzenresten (Abb. 6); Hämatitreste in Fossilhohlräumen (Abb. 7).

bonatischen Schalen erhalten. Die Hohlform beziehungsweise das Relief des Steinkerns ist mit ockerfarbener eisenoxidischer Substanz überzogen. Bei geröteten Unterems-Schichten ist die Reliktsubstanz dagegen hämatitisch rot.

3. Literaturlauswertung

3.1. Gesteinsrötung

Sekundäre Rötungserscheinungen an paläozoischen Gesteinen in räumlicher Nähe zu einer noch vorhandenen oder schon abgetragenen Bedeckung durch Schichten des



Abb. 2: Aufschlussbild der unteren Schleiden-Formation, graue Tonsteine mit lagenweiser sekundärer Rötung, Straße Schleiden – Ettelscheid.



Abb. 3: Tonstein der unteren Schleiden-Formation, primär graue Tonsteine mit „Rötelgallen“, Straße Schleiden – Ettelscheid; Balken = 1 cm.

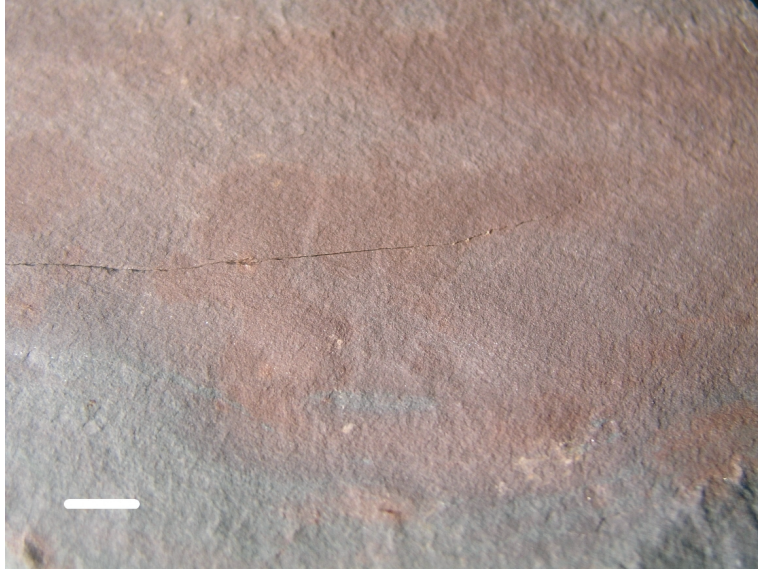


Abb. 4: Tonstein der unteren Schleiden-Formation, fleckig gerötet, Balken = 1 cm.



Abb. 5: Sandstein der unteren Schleiden-Formation mit geröteten Tonlaminae, Balken = 5 mm.



Abb. 6: Gerötete Pflanzenreste, untere Schleiden-Formation, Oleftalsperre, Balken = 5 mm.



Abb. 7: Gerötete Oberfläche eines Steinkerns des Brachiopoden *Mutationella*, untere Schleiden-Formation, Schleidener Tal, Balken = 5 mm.

Perm und/oder der Trias (Buntsandstein) sind nicht nur in der Eifel verbreitet. Auch aus anderen Teilen des Variszikums sind sie beschrieben worden, so im Unterharz (BECKSMANN 1930) und im Thüringischen Schiefergebirge (SCHLEGELMILCH 1968). Rötungserscheinungen treten auch an der im Untergrund erbohrten Karbonoberfläche im südlichen Münsterland (KRUSCH 1909, BÄRTLING 1909) sowie in Mittel-England (BAILEY 1926, TROTTER 1953) unterhalb des New Old Red (= höheres Rotliegend) auf.

In den älteren Beschreibungen sekundärer Rötungserscheinungen basieren die daran geknüpften Erklärungsversuche der Hämatitbildung weniger auf chemisch-mineralogischen Untersuchungen als auf Vermutungen. Die geäußerten Ansichten lassen sich in drei Gruppen unterteilen:

- 1) Umwandlung des Gesteins durch Verwitterung:
 - Lateritisierung (KRUSCH 1909)
- 2) Zuführung von Fe-haltigen Lösungen:
 - a) aus der Oberflächenverwitterung
 - Fe (HCO₂)₃ aus Gesteins-Fe-Gehalt (BECKSMANN 1930)
 - Fe SO₄ aus Gesteins-Pyrit (SCHLEGELMILCH 1968)
 - b) aus Eisenbikarbonat haltigem Wasser permotriassischer Seen (GOODCHILD 1896)
 - c) aus hypersalinarem (Meer)- Wasser mit Fe Cl₂ (HORNUNG 1902)
- 3) Umwandlung der gesteins-eigenen Fe-Mineralen:
 - a) durch hypersalinare Lösungen (BÄRTLING 1909)
 - b) durch Luftsauerstoff und Wasser (BAILEY 1926, TROTTER 1953, MYKURA 1960)
 - c) durch Luftsauerstoff und alkalihaltige Lösungen (SOLLE 1976)

Von den obigen Erklärungsmodellen kommen die unter 3b) und 3c) genannten den in der jüngeren Literatur (TURNER 1980) diskutierten Vorstellungen nahe. Auf die unter 3c) genannte Vorstellung wird im Folgenden näher eingegangen.

Im Zusammenhang mit der Bildung der Rötalgallen-Fazies bestimmter Oberemsschichten der Südeifel vermutete SOLLE (1976), dass die Einwirkung von Luftsauerstoff in einer Zeit tief liegenden Grundwasserspiegels unter reichlicher Zufuhr von Na-Ionen die Umwandlung von ursprünglich Brauneisen oder Ankerit haltigen Sedimentgesteinen bewirkt haben könnte. Er griff dabei auf seine früheren Ausführungen (SOLLE 1966) zurück, in denen er die von SCHELLMANN (1959) beobachtete Umwandlung von Goethit in Hämatit unter naturnahen Bedingungen als langfristig wirkenden Vorgang der Rötung hervorgehoben hatte. Demnach bildet sich Hämatit (alpha - Fe₂O₃) infolge Entwässerung durch Alterung des amorphen Eisen (III) -Hydroxidgels bei niedrigen pH-Werten und dem Vorhandensein von Mg²⁺ - und Ca²⁺ - Ionen. Ankeritisches Karbonat als Ausgangsmaterial der Hämatitbildung nennt bereits TROTTER (1953).

Von Interesse sind im Zusammenhang mit Gesteinskörper-internen mineralogischen Umwandlungen auch Untersuchungen an unverfestigten Sedimenten im ariden bis semiariden Klimabereich. Beobachtungen in den känozoischen Sedimentationsbecken Nordamerikas ließen WALKER (1976) zu der Vorstellung kommen, dass die frühdiagenetische Rötung ursprünglich nicht roter Sedimente durch eine Hämatitbildung aus weniger stabilen Fe-Mg-Silikaten unter dem Einfluss oxydierender, alkalischer Grundwasser bewirkt wird.

3.2. Klimatischer Hintergrund

In der Perm-Zeit lagen das Mitteleuropäische Becken und das südlich angrenzende variszische Gebirge nach den gängigen paläogeographischen Vorstellungen in Nähe des Äquators. Die klimatischen Verhältnisse dieser Zeit sind durch einen jahreszeitlichen Wechsel von feuchten und trockenen Perioden innerhalb eines generell heißen Klimas gekennzeichnet. Das Maximum der Aridität wurde im oberen Rotliegenden erreicht (ROSCHER & SCHNEIDER 2006). Nach HAUBOLD (1982) hat man sich das Klima der Rotliegendzeit als wechselfeucht, aber mit einer die Durchfeuchtung des Bodens übersteigenden Verdunstungsrate vorzustellen.

In Anlehnung an SOLLE (1976) dürfte der klimatisch gesteuerte Wechsel zwischen tiefreichender Austrocknung (mit Luft-Sauerstoffeinfluss) und einer Wiederdurchfeuchtung mit mineralreichen Verwitterungslösungen als treibende Kraft für einen wiederholten Lösungstransport im Kluft- und Porenraum der Gesteine unterhalb der permischen bis frühtriassischen Landoberfläche und damit für die sekundäre Rötung anzusehen sein. Die komplexe Chemie dieser klimatisch gesteuerten mineralogischen Umwandlungen basiert auf der Bildung von mobilen Lösungen im Kluft- und Porenraum der Festgesteine sowie deren Einwirkung auf eisenhaltige Minerale. Dementsprechend ist die Intensität der Rötung auch vom Grad der tektonischen Zerspaltung des Gebirges abhängig.

4. Laboruntersuchungen

4.1. Durchlichtmikroskopie

Die Untersuchungen wurden an Probenmaterial sekundär geröteter Gesteine aus frischen Aufschlüssen im Schleidener Tal und im Rurtal zwischen Heimbach und Rath durchgeführt. Vergleichsmaterial aus den primären Rotschiefern der Klerf-Formation stammt aus dem Reifferscheider Tal. Bei den Untersuchungen konnte auf mikroskopische Beobachtungen und Röntgenbeugungsanalysen von C.-D. CLAUSEN und H. GRÜNHAGEN (beide ehemals Geologischer Dienst von Nordrhein-Westfalen) aufgebaut werden.

Die Mineralzusammensetzung **unveränderter grauer Tonsteine** der Schleiden-Formation ist überwiegend durch die Tonminerale Serizit und Chlorit geprägt, wobei letzterer mehr oder weniger eisenhaltig ist. Röntgenografisch basierte Abschätzungen von BREIL-SCHOLLMAYER (1989) ergaben maximal 20 % Chlorit bei 60 bis 95 % Serizit/Illit. Neben den Tonmineralen sind immer wechselnde Anteile von schluffkörnigem Quarz vorhanden. Eisenhaltige Karbonatminerale kommen als Siderit in Mengen von weniger als 2 % vor. Pyrit tritt in Form von Kristallen oder Framboiden auf.

Die **primär roten Tonsteine** der Klerf-Formation enthalten meist sehr viel mehr und größeren Quarz in Schluffkorngrößen als sekundär gerötete Tonsteine der Schleiden-Fm. Der Hämatitgehalt ist bei Vergrößerungen ab 100x auch als einzelne rote Körner erkennbar, doch bleibt die Grundmasse diffus rötlichbraun gefärbt (s. Abb. 8).

Bei den **sekundär geröteten Tonsteinen** lässt die makroskopisch fleckenhaft-wolkige, diffus-unscharf begrenzte Rötung eine Beobachtung fließender Übergänge zwischen hämatitarmen und hämatitreichen Bereichen zu. In beiden dominiert das durch die sedimentäre Schichtung bestimmte Gefüge aus Tonmineralleisten. Dispers eingestreut ist feinstkörniger Quarz, der auch in Lagen angereichert sein kann. Im Tonmineralfilz der hell erscheinenden Grundmasse locker verteilt sind unregelmäßig geformte „Körner“ von rötlichem Hämatit in einer Größe von 10 bis 20 μm . Ihre Häufigkeit nimmt in Richtung der stärkeren Rötung zu, bis sie schließlich das Tonmineralgefüge völlig maskieren. Im Übergangsbereich tritt Hämatit neben den Serizitleisten auf. Die Hämatit-

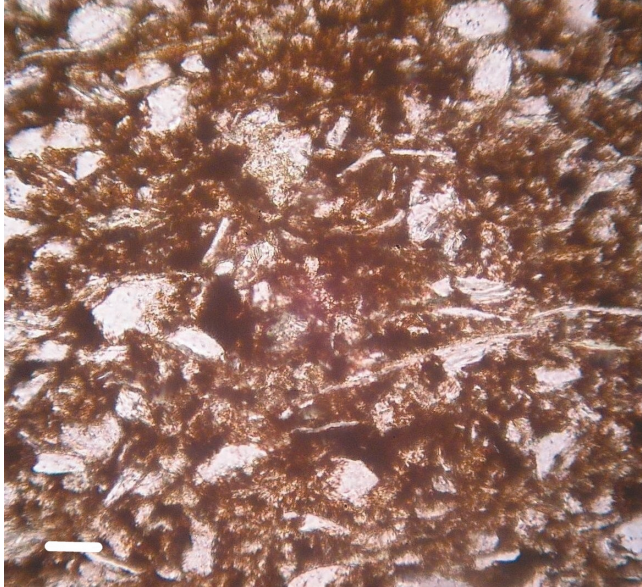


Abb. 8: Primär roter Tonstein der Klerf-Formation, (Reifferscheider Tal), Quarzkörner (hell) in dichtem Hämatitfilz; Dünnschliff 4420, Durchlicht, Balken = 50 μm .

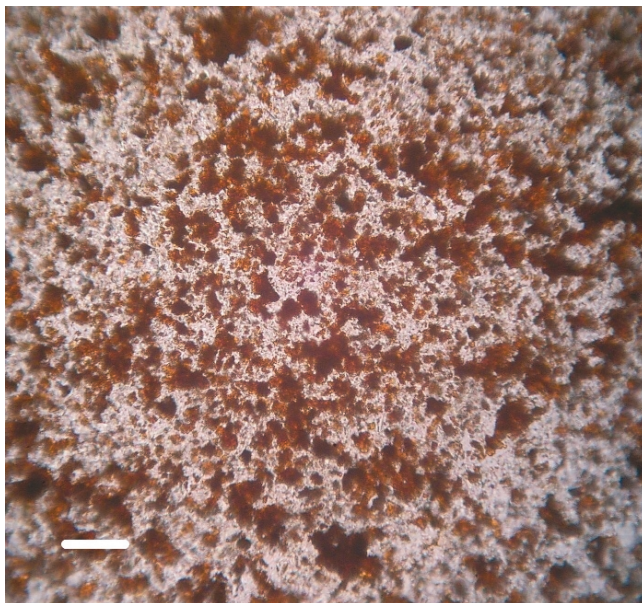


Abb. 9: Sekundär geröteter Tonstein der unteren Schleiden-Formation (Gemünd), diffuse Verteilung und Agglomeration von Hämatit; Dünnschliff 4423, Durchlicht, Balken = 50 μm .

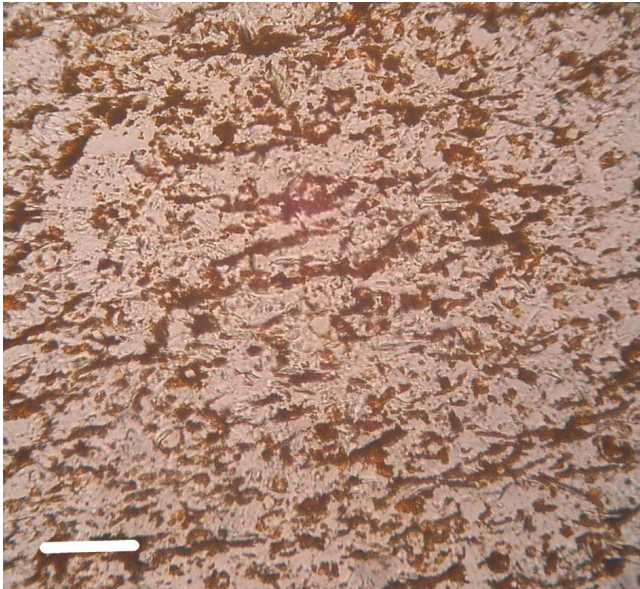
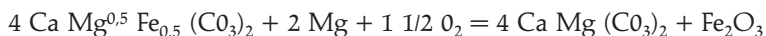


Abb. 10: Sekundär geröteter Tonstein der unteren Schleiden-Formation (Gemünd), Parallelstruktur von Hämatit und Tonmineralen; Dünnschliff 4424, Durchlicht, Balken = 50 μm .

partikel sind scharf begrenzt und von hellroter Farbe (Abb. 9). Bei geeigneter Schnittlage ist zu erkennen, dass längliche Hämatitpartikel der Struktur des Tonmineralverbandes folgen (Abb. 10).

Einige pelitische Proben zeigen eine mikroskopisch feine Hämatitbänderung, schlierige Anreicherungen oder eine Konzentration von Hämatit in Bereichen schichtparalleler Korngrößenänderung. Auch die Nachzeichnung von postsedimentären Texturen wie Schieferungsbahnen und faltentektonisch angelegte Trennflächen durch Hämatit wurde beobachtet.

Im Zusammenhang mit der Rötung von Tonsteinen sind auch Beobachtungen an Sandsteinen von Interesse. An feinkörnigen karbonathaltigen, **geröteten Sandsteinen** des unteren Teils der Schleiden-Formation (Oleftal-Subformation) fand sich zwischen Dolomitekristallen eingeschlossener Hämatit. Er ist durch chemische Umwandlung aus dem primären ankeritischen Dolomit entstanden. Karbonatgehalt ist für Sandsteine der Schleiden-Formation charakteristisch. Während in der unteren Schleiden-Formation eisenhaltiger Dolomit in Mengen bis zu 5 Gew.-% vorkommt, ist in der oberen Schleiden-Formation Siderit in Mengen bis zu etwa 10 Gew.-% anzutreffen (RIBBERT 1993). Die Umwandlung des ankeritischen Dolomits folgt der Reaktion:



Die Zufuhr von Magnesium und Sauerstoff erfordert ein erdalkalisches, oxidierendes Kluft- bzw. Porenwasser (s. Kapitel 3.2.).

In **tonig-feinsandigen Wechselfolgen** der Schleiden-Formation finden sich häufig stark gerötete knollen- und linsenförmige Einlagerungen, die an Rötellagen erinnern

(s. Abb. 3). Eine Behandlung mit heißer konzentrierter Salzsäure ergab, dass sie eine überwiegend quarzschluffige Zusammensetzung besitzen. Etwa ein Drittel der Masse besteht aus Hämatit und seinem Ausgangsprodukt, einem schwerlöslichen sideritisch-ankeritischem Karbonat.

4.2. Auflichtmikroskopie

Die Dünnschliff-mikroskopischen Untersuchungen an sekundären Rotpeltitgesteinen der Nordeifel haben gezeigt, dass auf diese Weise zwar die Zeitlichkeit der Hämatitbildung – nämlich postsedimentär und posttektonisch – eingegrenzt werden kann, den mineralogischen Veränderungen bei der sekundären Gesteinsfärbung aber nicht wesentlich näher zu kommen ist. Daher wurden auch andere optische Untersuchungsmethoden eingesetzt.

Bei routinemäßigen Untersuchungen der Vitritreflexion kohligter Partikel wurden auch gerötete Varianten von äquivalenten, aber anderenorts graublauen bis schwarzgrauen Tonsteinen untersucht. An drei eng beieinander liegenden, dennoch unterschiedlich Hämatit enthaltenden Proben, eines Entnahmepunktes bei Gemünd hat A. VIETH (Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen) mikroskopische Reflexionsmessungen durchgeführt (s. Tab. 2):

Der Inkohlungsgrad der grauen Unterems- und Siegen-Schichten liegt im Untersuchungsgebiet relativ hoch zwischen 4 und 6 % R_{\max} (RIBBERT & VIETH 2005). Die Illit-Kristallinität als Maßstab für den Diageneseegrad der Tongesteine liegt ebenfalls relativ hoch bei 270 bis 200 H_{rel} (FRANK 1982). Sie weist wie die hohe Inkohlung auf den Bereich beginnender Anchimetamorphose, die unter anderem auch zur Bildung des Tonminerals Chlorit geführt hat.

Der gemessene Inkohlungsgrad von 4,25 % der makroskopisch schwarzgrauen, aber mikroskopisch erkennbar Hämatit führenden Probe fügt sich in das generelle Inkohlungsbild gleich alter, „ungeröteter“ Schichten der Umgebung ein. Die Vitritite der stärker geröteten Proben zeigen trotz des deutlich geringeren Reflexionsvermögens keinen textuellen Unterschied im Vergleich zu denen aus unbeeinflussten Gesteinen. Eine Oxidation oder Verwitterung lässt sich im mikroskopischen Bild der Vitritite nicht erkennen.

Bezieht man die Messwertestatistik in die Überlegungen ein, zeigt sich, dass die Reflexions-Mittelwerte der geröteten Proben außerhalb des Streubereichs der grauen Probe liegen. Das kann als Indiz dafür gelten, dass die Daten statistisch gesehen nicht aus einer Grundgesamtheit stammen. Der Reflexionsgrad der roten Gesteinsproben erscheint durch sehr kleinräumig wirkende Einflüsse verändert und spiegelt daher nicht den ursprünglichen Inkohlungsgrad wider.

Beobachtungen an Vitritit enthaltenden geröteten Tonsteinen erbrachten zusätzliche Ergebnisse. Bei geröteten Tonsteinen mit einer grau/roten Streifung oder Marmorierung wechseln in der Millimeterdimension Bereiche mit einem dichten Hämatitfilz und solche, in denen weniger Hämatit gemeinsam mit Pyrit und inkohlter organischer Substanz vorkommt.

Dieses engräumige Nebeneinander der drei genannten Bestandteile der Tonsteine kann nicht die ursprüngliche Zusammensetzung des Sediments widerspiegeln. Die Gegenwart organischer Substanz hätte im Laufe der Frühdiagenese in den obersten Sedimentschichten unterhalb einer marinen Wasserbedeckung eine Umsetzung und Festlegung des Eisens als Pyrit bzw. bei einem Mangel an marinen Sulfat-Ionen als Siderit bewirkt (BERNER 1971). Das Auftreten von Hämatit zusammen mit unveränder-

tem Pyrit kann daher nur als das Ergebnis einer späteren oxidativen Umsetzung eines anderen eisenhaltigen Minerals verstanden werden.

Tab. 2: Vitrinit-Reflexion in grauen und geröteten Tonsteinen, untere Schleiden-Formation; Bestimmung durch A. VIETH (Geologischer Dienst NRW, Krefeld).

Proben-Nr	Gesteinsfärbung	Zahl der Messungen	Standardabweichung	% R _{max}
26 377	schwarzgrau	41	0,62	4,25
26 378	grau-rot marmoriert	63	0,51	3,45
26 379	gleichmäßig gerötet	50	0,59	3,42

5. Diskussion

Die partielle Rotfärbung primär nicht rot gefärbter Unterdevon-Sedimente der Nordeifel ist in ihrer Eigenart deutlich fassbar und auch bei weniger guten Aufschlussverhältnissen eindeutig gegen das Erscheinungsbild primärer Rotsedimente abgrenzbar. Die Rötung beruht auf Vorgängen, die sich im Gesteinskörper unterhalb der postvariszischen Landoberfläche abgespielt haben und über den Klufttraum auch den Porenraum der angrenzenden Devongesteine bis zu einer Tiefe von mehr als 150 m sekundär verändert haben. Die Veränderung hat mit zur Tiefe abnehmender Intensität zwar den gesamten Gesteinskörper erfasst, zum Teil aber nur zu einer selektiv erscheinenden, fleckenhaften Rötung geführt.

Die mikroskopischen Untersuchungen der Tongesteine haben nicht unmittelbar gezeigt, welche der drei eisenhaltigen Minerale – Pyrit, Chlorit und eisenhaltiges Karbonat – chemisch unter Bildung von Eisenoxiden verändert worden sind. Der im Extremfall dichte, mikroskopisch nicht auflösbare Hämatitfilz deutet darauf, dass er aus einem vorherrschenden Mineralbestandteil hervorgegangen ist und nicht aus einem akzessorischen Anteil.

Die Umwandlung von Pyrit ist – wenn überhaupt – nur unvollständig oder selektiv erfolgt. Pyrit und fragliche Hämatit-Pseudomorphosen von Framboiden kommen in Dünnschliffen kleinräumig nebeneinander vor.

Die chemische Umsetzung von eisenhaltigem Karbonat in Sandsteinen und Schluffsteinen ist als solche beobachtet worden (siehe oben), nicht aber in Tonsteinen.

Bleibt die mögliche Umsetzung des anchimetamorphen Chlorits. Seine retrograde chemische Umsetzung innerhalb eines Mineralverbandes verläuft über die Bildung von Corrensit und weiter über Vermiculit zu Kaolinit unter Abspaltung von Goethit (MILLOT 1970; ASPANDIAR & EGGLETON 2002). Der Weg von Goethit zu Hämatit verläuft über die schon weiter oben genannte Alterierung. Die im Dünnschliff beobachtete Hämatitverteilung parallel zur Längsachse der Tonminerale (s. Abb. 10) deutet auf einen genetischen Zusammenhang und die oben skizzierte mineralogische Umwandlung.

Die Röntgenbeugungs-Untersuchungen von BREIL-SCHOLLMAYER (1989) an etwa 100 unterdevonischen Tonsteinen haben ein interessantes – von der Autorin nicht weiter interpretiertes – Ergebnis erbracht (s. Tab. 3). Gerötete Tonsteine der unteren Schleiden-

Formation (Oleftal-Subformation) des Raumes Gemünd – Schleiden – Herhahn – von der Autorin wegen ihrer Rottfärbung irrtümlich als Klerf-Schichten angesprochen – weisen einen deutlich geringeren Gehalt an Chlorit auf als ungerötete graue Tonsteine dieser Subformation (in Zahlen umgerechnet: 12 % im Vergleich zu 20 %). Das ist als deutlicher Hinweis auf die Möglichkeit der oben skizzierten teilweisen Umwandlung von Chlorit in Kaolinit unter Abspaltung eines Eisenoxids anzusehen. Diese spezielle Form der Tonmineralumwandlung, bei der die feste Struktur des Gesteins erhalten bleibt, ist bislang von Gesteinen des Unterdevons nicht bekannt geworden.

Tab. 3: Semiquantitative Zusammensetzung der Tonfraktion < 2 mym aus geröteten und grauen Tonsteinen der Schleiden-Formation (Werte $\times 10 = \%$); aus BREIL-SCHOLLMAYER (1989).

Probennummer	Entnahmepunkt	Farbe	Tonminerale		
			Illit	Chlorit	Kaolinit
GM21a.5	Gemünd	rot	8,9	1,0	–
GM21a.21	„	grau/rot	10,0	–	–
GM21b.3	„	grau/rot	7,7	0,8	1,7
GH22a.2	Gemünd-Herhahn	grau/grün	8,0	0,8	–
GH22b.4	„	rot	8,6	1,4	–
GH22c.1	„	rot/violett	7,8	2,2	–
GH22d.3	„	grau	6,6	2,1	1,3
GS23a.6	Gemünd-Schleiden	grau	7,6	2,4	–
GS23c.5	„	grau/grün	6,0	2,9	1,2
GS23d.2	„	grau/grün	5,9	2,4	1,7
SH24.4	Schleiden-Herhahn	rot	7,5	0,8	0,6
SB35.1	Schleiden-Broich	grau/grün	6,6	2,4	1,0

6. Ausblick

Diese regionale Studie hat gezeigt, dass mikroskopische Untersuchungen die Fragestellung nur teilweise lösen können und der Unterstützung durch andersgeartete Untersuchungen bedürfen. Wünschenswert wären insbesondere Methoden der kombinierten Röntgenfluoreszenz – Rasterelektronenmikroskopie (REM – EDX). Sie könnten als bildgebend-analytische Verfahren Licht in die Mineralumwandlungen bei der sekundären Rötung bringen. Nicht zuletzt soll die Studie auch dazu anregen, bei roten Gesteinsfarben devonischer Pelitgesteine der Möglichkeit einer sekundären Entstehung mehr Beachtung zu schenken.

Schriften

- ASPANDIAR, M. F. & EGGLETON, R. A. (2002): Weathering of chlorite: I. Reactions and products in microsystems controlled by the primary mineral. – *Clay & Clay Minerals*, **50** (6), S. 685–698, Chantilly, VA.
- BÄRTLING, R. (1909): Die Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen nördlich der Lippe im Fürstlich Salm-Salmschen Realgebiet. – *Glückauf*, **45**, S. 1173–1178, 1 Abb., Essen.
- BAILEY, E. B. (1926): Subterranean penetration by a desert clima. – *The geol. Magazine*, **63**, S. 267–280, Oxford.
- BECKSMANN, E. (1930): Geologische Untersuchungen an jungpaläozoischen und tertiären Landoberflächen im Unterharzgebiet. – *N. Jb. Min. etc.*, B, **64**, S. 79–146, 5 Abb., 1 Taf., Stuttgart.
- BERNER, R. A. (1971): *Principles of chemical sedimentology*. 240 S., (Mc Graw-Hill) New York.
- BREIL-SCHOLLMAYER, A. (1989): Zur Geologie des Siegenium und Emsium (Unterdevon) zwischen Aachen und Hellenthal (Nordeifel) unter besonderer Berücksichtigung der faziellen Entwicklung. Diss. RWTH Aachen: XIX + 323 S., 60 Abb., 6 Tab., 16 Taf., Aachen. – [unveröff.]
- FRANK, B. (1987): Bestimmung des Metamorphosegrades der paläozoischen Schichten des Venn-Großsattels (Linksrheinisches Schiefergebirge) mit Hilfe der Illitkristallinität und Untersuchung der Zusammenhänge zwischen dem Metamorphosegrad und den regionalen tektonischen Verhältnissen. Diss. RWTH Aachen, 206 S., Aachen. – [unveröff.]
- GOODCHILD, J. G. (1896): Desert conditions in Britain. – *Trans. geol. Soc. Glasgow*, **11**, S. 71–104, Glasgow.
- HAUBOLD, H. [Hrsg.] (1982): *Die Lebewelt des Rotliegendes*. 246 S., 163 Abb., 8 Tab., Wittenberg.
- HORNUNG, F. (1902): *Die Regionalmetamorphose am Harz, ihr Wesen, ihre Ursachen, ihr Zeitalter. Ein Beitrag zur Kenntnis der deutschen Dyas*. 121 S., (Schweizerbart) Stuttgart.
- KRUSCH, P. (1909): Beitrag zur Geologie des Beckens von Münster, mit besonderer Berücksichtigung der Tiefbohraufschlüsse nördlich der Lippe im Fürstl. Salm-Salmschen Realgebiet. – *Z. deutsch. geol. Ges.*, **61**, S. 230–282, Stuttgart.
- MILLOT, G. (1970): *Geology of clays. Weathering, sedimentology, geochemistry*. 429 S., (Springer) New York.
- MYKURA, W. (1960): The replacement of coal by limestone and the reddening of Coal Measures in the Ayrshire Coalfield. – *Bull. geol. Surv. Great Brit.*, **16**, S. 69–109, London.
- RIBBERT, K.-H. (1985), mit Beitr. von GRABERT, H., & REINHARDT, M., & SCHALICH, J., & SUCHAN, K. H.: Erläuterungen zu Blatt 5405 Mechernich. *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1:25 000, Erl., **5405**, 121 S., 15 Abb., 9 Tab., 2 Taf., Krefeld.
- (1993), mit Beitr. von REINHARDT, M., & SCHALICH, J. & VIETH-REDEMANN, A.: Erläuterungen zu Blatt 5504 Hellenthal. *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1:25 000, Erl., **5504**, 91 S., 14 Abb., 5 Tab., 1 Taf., Krefeld.
- (1994), mit Beitr. von REINHARDT, M. & SCHALICH, J. & VIETH-REDEMANN, A.: Erläuterungen zu Blatt 5404 Schleiden. *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1:25 000, Erl. **5404**, 75 S., 9 Abb., 5 Tab., 2 Taf., Krefeld.
- (2008): Das Unterdevon zwischen der Venn-Antiklinale und dem Westrand der Eifeler Kalkmuldenzone. – In: *Stratigraphische Kommission Deutschlands (Hrsg.):* Stra-

- tigraphie von Deutschland VIII. Devon. Schriftenr. deutsch. Ges. Geowiss., **52**, S. 287–296, Hannover.
- (in Vorb.): Luxemburg-Eifel-Senke. Raum Mechernich und angrenzende Gebiete. – In: Stratigraphische Kommission Deutschlands [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland Buntsandstein. Schriftenr. deutsch. Ges. Geowiss., Hannover.
- RIBBERT, K.-H. & VIETH, A. (2005): Coalification analysis as a tool for regional geology in the Northern Eifel (Rhenish Slate Mountains, Germany). – *Int. Journ. Coal Geol.*, **62**, S. 61–70, (Elsevier) Amsterdam.
- ROSCHER, M. & SCHNEIDER, J. W. (2006): Permo-Carboniferous climate: Early Pennsylvanian to Late Permian climate development of central Europe in a regional and global context. – *Geol. Soc., Lond., Spec. Publ.*, **265**, S. 95–136, London.
- ROTH, E. (1965): Geologische Beobachtungen im Gebiet von Münstereifel (Unterdevon, Nord-Eifel). Diplomarbeit Univ. Frankfurt, 116 S., 16 Abb., 3 Anl., Frankfurt a.M. – [unveröff.]
- SCHELLMANN, W. (1959): Experimentelle Untersuchungen über die sedimentäre Bildung von Goethit und Hämatit. – *Chemie der Erde*, **20**, S. 104–135, 6 Abb., Jena.
- SCHLEGELMILCH, V. (1968): Rotfärbungen im Thüringischen Schiefergebirge. – *Geologie*, **17**, S. 136–155, 5 Abb., 4 Tab., Berlin.
- SCHMIDT, Wo. & SCHRÖDER, E. (1962): Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der nördlichen Eifel 1:100 000. Hochschul-Umgebungskarte Aachen, 1. Aufl., 110 S., 12 Abb., (Geol. Landesamt Nordrhein-Westf.) Krefeld.
- SCHWERTMANN, U. (1959): Über die Synthese definierter Eisenoxyde unter verschiedenen Bedingungen. – *Z. anorg. allg. Chemie*, **298**, S. 337–348, 3 Abb., (Wiley) Weinheim.
- SOLLE, G. (1966): Rezente und fossile Wüste. Zugleich Bemerkungen zu Rotsandsteinen. – *Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch.*, **94**, S. 54–121, 7 Taf., Wiesbaden.
- (1976): Oberes Unter- und unteres Mitteldevon einer typischen Geosynklijal-Folge im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. Die Olkenbacher Mulde. – *Geol. Abh. Hessen*, **74**, S. 264, 11 Abb., 2 Taf., 1 Kt., Wiesbaden.
- TROTTER, F. M. (1953): Reddened beds of Carboniferous age in north-west England and their origin. – *Proc. Yorkshire Geol. Soc.*, **29** (1), S. 1–20, 3 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Hull.
- TURNER, P. (1980): Continental Red Beds. – *Develop. Sedimentol.*, **29**, 562 S., Amsterdam.
- WALKER, T. R. (1976): Diagenetic origin of continental Red Beds. – In: FALKE, H. (Hrsg.): The continental Permian in Central, West and South Europe. NATO advanc. Stud. Inst. Ser., Proc., S. 240–282, 26 Abb., (Reidel) Dordrecht.
- WUNSTORF, W. (1931): Über das Unterdevon auf dem Südflügel des Venn-Sattels. – *Sitz.-Ber. preuß. geol. Landesanstalt*, **6**, S. 157–168, 1 Abb., Berlin.

Anschrift des Autors:
Dr. KARL-HEINZ RIBBERT,
An der Wildbahn 8,
D-47800 Krefeld.

Manuskript eingegangen am 20.9.2011