

DIE ENTSTEHUNG DES TROCKENTALS SÜDÖSTLICH VON LANGENSTEIN UND DER VOREISZEITLICHE VERLAUF DER BODE IM NÖRDLICHEN HARZVORLAND

FRANK SCHMIDT-DÖHL

Frank Schmidt-Döhl, Technische Universität Hamburg-Harburg, Institut für Baustoffe, Bauphysik und Bauchemie, Eißendorfer Straße 42, 21073 Hamburg

Schlüsselwörter: Quedlinburger Sattel, Trockental, Bode

Keywords: Quedlinburg anticline, dry valley, Bode river

Zusammenfassung

In der Literatur wird die Entstehung des geomorphologischen Reliefs des Quedlinburger Sattels über die unterschiedliche Verwitterungsbeständigkeit der Gesteine erklärt. Hypothese der hier beschriebenen Untersuchung ist jedoch, dass es sich bei dem Trockental südöstlich von Langenstein um ein fossiles Durchbruchtal handelt. Dies basiert auf verschiedenen Beobachtungen, die auch dazu führen, dass die Bode dieses Tal geformt hat. Diese Beobachtungen sind: 1. Der Hoppelberg südöstlich von Langenstein zeigt eine starke Asymmetrie (Prallhang). 2. Die Talsohle geht über zahlreiche Gesteinsgrenzen hinweg. 3. Die Form des Trockentales an seinem oberen Ende passt zu einem Fluss, der von Süden einströmt. 4. An der Roßhöhe nordwestlich von Warnstedt tritt Bodeschotter auf, in ungewöhnlicher Höhe. 5. Die Lücke in der Teufelsmauer zwischen Timmenrode und Warnstedt deutet auf einen früheren Flusslauf hin. Dieser Flussverlauf war aktiv von der Entstehung des Quedlinburger Sattels wahrscheinlich bis zum ersten Eintreffen von Eis am Nordrand des Harzes.

Abstract

In the literature the origin of the geomorphological relief of the Quedlinburg anticline is explained by the different resistance of the rocks. Hypothesis of this investigation however is, that the dry valley southeast of Langenstein is a fossil stream. This is founded on different observations, that lead also to the result, that the river Bode formed the valley. These observations are: 1. The Hoppelberg mountain southeast of Langenstein shows a strong skew (undercut slope). 2. The bottom of the valley crosses a number of different rocks. 3. The shape of the dry valley at the upper end fits to a river flowing in from the south. 4. Bode detritus is situated at the Roßhöhe northwest of Warnstedt, in unusual height. 5. The gap within the Teufelsmauer between Timmenrode and Warnstedt indicates a former course of a river. This course was active from the origin of the Quedlinburg anticline to probably the first arrival of the ice at the north edge of the Harz Mountains.

1. Einleitung

Die Region südöstlich von Langenstein im nördlichen Harzvorland zwischen Blankenburg, Halberstadt und Quedlinburg ist gekennzeichnet durch von Südost nach Nordwest ausgerichtete Höhenrücken. Geologisch befindet sich diese Landschaft im Quedlinburger Sattel, der die subherzynische Kreidemulde in eine südliche Blankenburger Mulde und in eine nördliche Halberstädter Mulde unterteilt. Die Bildung der Sattel-/Muldenstruktur steht in Zusammenhang mit der alpidischen Gebirgsbildung und den dadurch hervorgerufenen Spannungen in der Erdkruste, die auch zur starken Heraushebung des Harzes geführt haben (saxonische Bruchschollentektonik).

Eingebettet in die Struktur des Quedlinburger Sattels ist ein ausgeprägtes Trockental südöstlich von Langenstein. Es reicht von der Ortschaft bis etwa zur Kreisstraße 2359, die den Quedlinburger Sattel quert. Dieses Tal verläuft von Südosten nach Nordwesten und folgt damit dem allgemeinen Verlauf der geologischen Struktur. Allerdings handelt es sich nicht um ein Satteltal, sondern das Tal ist nach Norden gegenüber der Sattelachse versetzt. Im Osten wird es vom tiefer liegenden Tal des Zapfenbaches begrenzt. Im Westen öffnet sich das Tal zur Halberstädter Ebene und wird vom Goldbach gequert, der die Höhenzüge des Quedlinburger Sattels im Westen umfließt. An seiner Südflanke wird das Tal vom Hoppelberg, Tönnigsberg und Schusterberg begrenzt, an seiner Nordflanke von den Thekenbergen (s. Abb. 1). Die

Bergflanken erreichen bis zu ca. 150 m Höhenunterschied zum Talboden und fallen z.T. sehr steil ab. Der flache Boden des Tals ist an seiner schmalsten Stelle immer noch ca. 400 m breit.

In der wissenschaftlichen Literatur wird die Entstehung des geomorphologischen Reliefs im Quedlinburger Sattel, und damit auch des benannten Tals, auf die unterschiedliche Resistenz der vorliegenden Gesteine zurückgeführt. Der Autor vertritt zur Entstehung des Trockentals dagegen die Hypothese, dass es sich um ein fossiles Durchbruchtal eines Flusses handelt. Im Folgenden werden die Argumente für und gegen diese Hypothesen dargestellt.

2. Beobachtungen im Tal und Bewertung der Entstehungshypothesen

Am Beginn dieses Kapitels soll zum besseren Verständnis auf die Geologie des Quedlinburger Sattels eingegangen werden. Es handelt sich um eine mit Halokinese verbundene (Schmalsattel), auf eine Einengung (PATZELT 2003, S. 84) zurückzuführende Auf-faltung bzw. Überschiebung (OTT 1967, S. 117), wobei an der Erdoberfläche Gesteine vom Muschelkalk bis zur Kreide (Santon) plus Quartär vorliegen. Verkompliziert wird die Situation dadurch, dass in die Sattelstruktur ein tektonischer Graben eingelagert ist, der nach OTT (1967) an der Grenze Ober-/Unterkreide entstanden ist. Frühere Darstel-

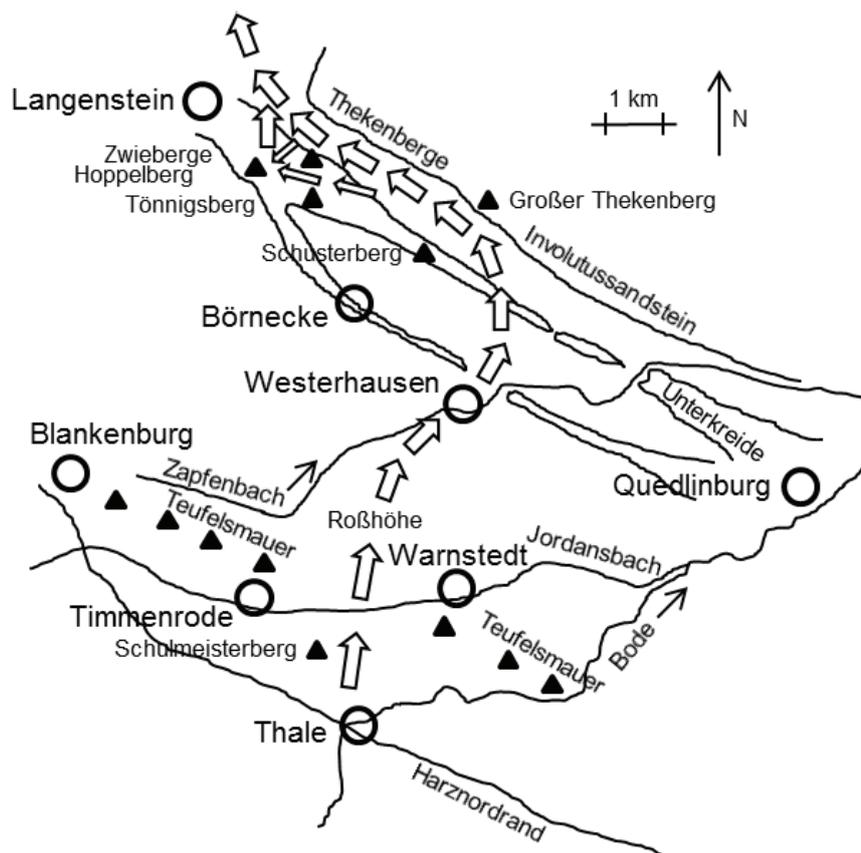


Abb. 1: Wahrscheinlicher Verlauf der voreiszeitlichen Bode vom Harz in den Quedlinburger Sattel. Eingezeichnet sind auch der Unterkreidesandstein rund um das Zentrum des Sattels (Zwieberge, Hoppelberg, Tönnigsberg, Schusterberg, Börnecke) sowie der Involutussandstein innerhalb des Coniacs nördlich des Trockentals (Thekenberge).

Fig. 1: Probable course of the pre ice age river Bode from the Harz Mountains into the Quedlinburg anticline. Also the lower Cretaceous sandstone around the centre of the anticline (Zwieberge, Hoppelberg, Tönnigsberg, Schusterberg, Börnecke) and the Involutus-sandstone within the Coniacian north of the dry valley (Thekenberge) are marked.

lungen der Sattelstruktur sind alle mehr oder weniger falsch, da diese Grabenstruktur noch nicht bekannt war. Der Graben wird im Norden begrenzt durch die Langensteiner-Weg-Störung und im Süden durch die Westerhäuser Störung, an der nach OTT (1967, S. 99) mit Versetzungsbeträgen von 600 bis 800 m gerechnet werden muss. Die Langensteiner Weg-Störung endet unterhalb der heutigen Erdoberfläche. Die Westerhäuser Störung reicht bis zur Erdoberfläche und hat eine vergleichsweise komplizierte Struktur (HEIMLICH 1956). Nach OTT (1967, S. 110) war der Graben im Mittelsanton durchgehend mit Oberkreide bedeckt. Einen Überblick über die Struktur des Sattels mit dem darin befindlichen Graben gibt die folgende Abb. 2.

Weiterhin soll die sichtbare Schichtabfolge durch den Quedlinburger Sattel zwischen Börnecke und Westerhausen beschrieben werden. Die Beschreibung orientiert sich an Angaben aus PATZELT (2003, S. 132-133). Von Süd nach Nord kommen zuerst Schichtkämme aus Heidelbergersandstein (oberes Santon) bei Westerhausen. Danach folgen

die Salzbergmergel (unteres Santon). Geht man von der Straße zwischen Westerhausen und Börnecke zur Felsbildung Königstein quert man zuerst einen kleinen Schichtkamm des Involutussandsteins (Coniac), dann kommt eine Senke aus tieferem Coniac mit der Westerhäuser Störung (Cenoman, Turon und wahrscheinlich auch Teile des tieferen Coniacs sind unterdrückt), es folgt der Felsen des Königsteins im Unterkreidesandstein und anschließend „(...)bunte Tonmergel mit festen Dolomitmergel-Bänken („Steinmergel“) der Dolomitmergelkeuper-Folge (...)“. „Die Grenze zum Unterkreidesandstein ist nicht aufgeschlossen, doch wies OTT (1967) in einem nahe gelegenen Schurf gestörte Verbandsverhältnisse nach.“ Anschließend folgt „(...)Keuper im Kern des Quedlinburger Sattels (...)“, „teilweise verdeckt von holozänen Bildungen der Aue. Hier liegt im Bereich des Sattelkerns Reliefumkehr vor.“ Anschließend folgt der (...) Schichtkamm des nach NNE einfallenden Unterkreidesandsteins der nordöstlichen Sattelflanke und weiterhin die breite Senke, in der Cenoman, Turon sowie

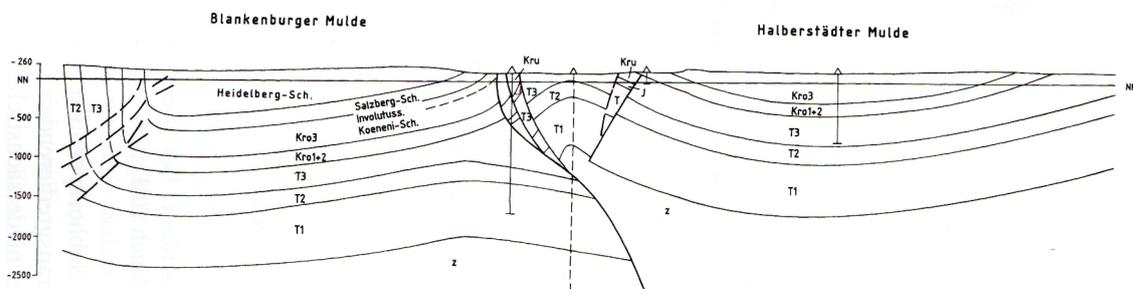


Abb. 2: Geologischer Schnitt durch die Blankenburger Mulde (Süden), den Quedlinburger Sattel und die Halberstädter Mulde (Norden) nahe Westerhausen aus PATZELT (2003), unter Verwendung von Profilschnitten aus JUBITZ (1964), OTT (1967), EBERHARDT (1968) und KOCKEL & FRANZKE (1998). Das hier relevante Tal liegt nördlich (rechts) der Grabenstruktur. Der Talboden reicht von der Unterkreide (nur nahe des Hoppelberges) bis zur angedeuteten Steilstufe im Coniac. Z-Zechstein, T1-Buntsandstein, T2-Muschelkalk, T3-Keuper, J-Unterjura, Kru-Unterkreide, Kro1+2-Cenoman und Turon, Kro3-Coniac. Wiedergabe mit freundlicher Genehmigung des Verlags (www.schweizerbart.de).

Fig. 2: Geological section of the Blankenburg syncline (south), the Quedlinburg anticline and the Halberstadt syncline (north) near Westerhausen by PATZELT (2003), using sections of JUBITZ (1964), OTT (1967), EBERHARDT (1968) and KOCKEL & FRANZKE (1998). The valley is located in the north (right) of the graben. The bottom of the valley stretches from the Lower Cretaceous (only near the Hoppelberg mountain) until the steep slope within the Coniacian. Z-Zechstein, T1-Buntsandstein, T2-Muschelkalk, T3-Keuper, J-Lower Jurassic, Kru-Lower Cretaceous, Kro1+2-Cenomanian and Turonian, Kro3-Coniacian. Reproduction with kind permission of the publisher (www.schweizerbart.de).

die grauen Mergel und die Formsande des Coniac ausstreichen. OTT (1967) konnte durch Bohrungen nachweisen, dass etwa im Bereich des die Straße querenden Langensteiner Wegs unter dem transgredierenden Cenoman, eine Störung Unterkreide gegen Mittelkeuper begrenzt. Die Unterkreide wurde im Bereich des Quedlinburger Sattels um die Wende Unter/Oberkreide grabenartig abgesenkt.“ Dann folgt der „(...) Involutussandstein am SSW-Flügel der Halberstädter Mulde (...)“, der einen Höhenzug bildet (Coniac). Die Schichten fallen mit etwa 12 Grad nach NE ein. Anschließend folgen die Münchenhofsande. „Ihre Zurechnung zum obersten Coniac oder Untersanton ist unsicher.“ (Zitate: Patzelt 2003, S. 132-133). Die genannte Senke mit Gesteinen des Cenoman, Turon und Coniac ist gleichzusetzen mit dem hier relevanten Tal, das jedoch auch auf Unterkreide übergreift. Die südliche Begrenzung liegt innerhalb des Unterkreidesandstein des Hoppelberges,

die nördliche im Involutussandstein der Thekenberge.

SCHROEDER (1928) schreibt in den Erläuterungen zur geologischen Karte von Halberstadt, dass der Boden des Tals von Formsand- und Mergelschichten des unteren Emscher (Coniac) sowie Mergeln, mergeligen Kalken und Kalken des Turon und Cenoman gebildet wird. Es handelt sich um weiche Gesteine, die leicht erodieren können, wobei sich die etwas größere Härte der Kalke nach SCHROEDER (1928) auch im Tal selbst als schwache Geländewelle ausdrückt.

BACHMANN et al. (2008, S. 21) schreiben zur Entstehung der Morphologie der Blankenburg-Mulde, des Quedlinburger Sattels und der Halberstadt-Mulde: „Vorherrschend war die erosive Ausräumung der überwiegend tonig-kalkigen Kreide und des weniger verbreiteten Unteren Juras. Bis 100 m hohe, schichtrippenartige Höhenrücken markieren



Abb. 3: Blick vom Hoppelberg (Unterkreidesandstein) zu den Thekenbergen (Involutussandstein, Coniac) auf der anderen Seite des Trockentals. In der Bildmitte befinden sich die Zwieberge (Unterkreidesandstein).

Fig. 3: View from the Hoppelberg (lower Cretaceous sandstone) to the Thekenberge (Involutussandstone, Coniacian) at the other side of the dry valley. In the middle of the picture the Zwieberge are located (lower cretaceous sandstone).

den Ausstrich einzelner, morphologisch widerständiger Sandsteinhorizonte (Untere Kreide: Neokom-Sandstein; Obere Kreide: Involutus-Sandstein, Heidelberg-Sandstein).“ „Der Keuper und die wenig widerständigen Mergelsteine der Kreide bilden gewöhnlich flache Bereiche.“ schreiben BACHMANN et al. (2008, S. 405).

HEIMLICH (1956, S. 5) schreibt: „Morphologisch umrahmt der Neokomsandstein als Höhenzug den Satteln Kern (...).“ Die Widerstandsfähigkeit des Unterkreidesandsteins wird von ihm auf eine Infiltration mit Brauneisen und Kieselsäure (Tönnigs-Berg und östlich davon) sowie mit Kieselsäure (Altenburg bei Langenstein, Hoppelberg, Zwieberge, Hasselholz) zurückgeführt. Hinzu kommen verkieselte Klüfte. Diese Infiltration ist nicht schichtgebunden und hat nach Heimlich nach Ablagerung des Heidelbergsandsteins und vor Ablagerung der Heimbürg-Schichten stattgefunden. Er erklärt sie als oberflächennahe Verwitterungskruste. Heimlich (1956, S. 6) schreibt außerdem: „Die Kalke und Pläner des Cenoman und Turon bedingen eine Geländestufe, die Mergel des Emscher dagegen eine Senke. Zum Hangenden schließen sich die Erhebungen des Involutus-Sandstein an (...).“ „Schon hier möchte ich auf die große Abhängigkeit der Morphologie von dem geologischen Bau hinweisen.“

Diese Herleitung der Morphologie aus der Widerstandsfähigkeit der Gesteine trifft für die Region insgesamt sicher zu und erklärt beispielsweise die Reliefumkehr im Zentrum des Sattels (Keuper) nördlich von Börnecke. Gegen die Herleitung des Tals südöstlich von Langenstein aus der morphologischen Härte der vorliegenden Gesteine und selektiver Abtragung spricht allerdings, dass die morphologischen Grenzen des Tals, d.h. die Talflanken, über Gesteinsgrenzen hinweggehen - auch von Gesteinen mit deutlich unterschiedlicher Härte. Der Talboden überstreicht nach der geologischen Karte 1:25.000 (SCHROEDER 1928) die Sandsteine der Unterkreide, Kalke und Mergel des Cenoman und Turon, Mergel des Coniac

sowie Sande des Coniac (Koenenischichten). Der Involutussandstein des Coniac bildet die nördliche Talflanke, ohne dass aufgrund der Verhältnisse festgestellt werden kann, ob der Talboden zusätzlich in diesen Sandstein hineingreift. Hinzu kommen jüngere Sedimente. Das Übergreifen des Talbodens über sehr verschiedene Schichten, auch in den Unterkreidesandstein hinein, steht in Übereinstimmung mit der Hypothese, dass es sich bei dem Tal um ein fossiles Durchbruchtal handelt. Über die morphologische Härte kann das Übergreifen auf den Unterkreidesandstein nordöstlich des Hoppelberges kaum erklärt werden.

Auch eine Bindung der Senke an eine Störung kann ausgeschlossen werden. Die Langensteiner-Weg-Störung reicht nur bis in die Unterkreide. Sie liegt nach OTT (1967) unter Schichten der Oberkreide verborgen und reicht nicht bis zur Erdoberfläche hinauf. Infolgedessen ist sie im Gegensatz zur Westerhäuser Störung, die jedoch sehr viel weiter südlich liegt, nicht auf der geologischen Karte des Harzes 1:100.000 (HINZE et al. 1998) eingetragen.

Am Gipfelgrat des Hoppelberges fallen nach eigenen Beobachtungen die Schichten des dort anstehenden, relativ verwitterungsbeständigen Unterkreidesandsteins schwach nach Süd-westen ein oder stehen waagrecht. Dies bedeutet, der Gipfelgrat des Hoppelbergs liegt auf bzw. wenige Meter südwestlich der Sattelachse des Quedlinburger Sattels. Nach den geologischen Karten 1:25.000 (SCHROEDER 1928) und 1:100.000 (HINZE et al. 1998) steht von der Straße zwischen Langenstein und der Gedenkstätte Zwiebergen etwa 1 km im Nordosten des Gipfels, bis wenige hundert Meter südwestlich des Gipfels Unterkreide an. Im Südwesten des Gipfels folgt darauf die Westerhäuser Störung. Während östlich von Börnecke nach PATZELT (2003, S. 132) an der Westerhäuser Störung „(...) Cenoman und Turon und wahrscheinlich auch Teile des tieferen Coniac unterdrückt (...)“ sind, folgt im Bereich des Hoppelberges ein schmaler Streifen Cenoman und Turon und anschließend

Coniac bis Santon. Diese Darstellung deckt sich mit der geologischen Karte 1:25.000 von SCHROEDER (1928), der das Emscher (Coniac und Santon) noch weiter auflöst. Während der Südwesthang des Hoppelberges vergleichsweise sanft abfällt und dieser Verlauf auch durch die hindurchziehende Westerhäuser Störung nicht grundsätzlich verändert wird, fällt der Nordosthang sehr steil ab. Auch wenn Sandsteine auf kurze Distanz große Unterschiede in ihrer Verwitterungsbeständigkeit aufweisen können, ist diese großflächige Asymmetrie durch unterschiedliche morphologische Härte der Gesteinsschichten oder einen Gesteinswechsel nicht erklärbar, da nordöstlich und südwestlich des Gipfels die gleichen Gesteine der Unterkreide anstehen. Sie fallen lediglich in einen Fall nach Nordosten, im anderen Fall nach Südwesten ein. Eine vergleichbare Asymmetrie ist in der Umgebung sonst nicht erkennbar. Die starke Asymmetrie

des Hoppelberges muss also eine andere Ursache haben, die auf eine Erosionswirkung zurückzuführen ist. Die Asymmetrie ist eher erklärbar, wenn der steile Nordosthang des Hoppelberges der Prallhang eines fossilen Flusses wäre. Dieser Prallhang wäre angelegt worden, als der Fluss noch einen Verlauf auf höherem Geländeniveau hatte. Eventuell hat es einen Vorsprung vom Gläsernen Mönch, am Westende der Thekenberge, Richtung Hoppelberg gegeben (s. Abb. 1, 3 und 4), der später vom Fluss durchbrochen wurde, was zur Bildung eines Umlaufberges geführt haben muss. Noch heute verläuft die Straße von Langenstein zur Gedenkstätte Zwiebergen entlang eines Hügels, der auf allen Seiten von Senken eingerahmt ist. Dieser Hügel ist allerdings zu schwach ausgeprägt, um ihn klar als Erosionsrest eines Umlaufberges anzusprechen. Wahrscheinlicher ist, dass der Fluss anfänglich südlich der Zwieberge geflossen ist (s. Abb. 1) und dann auf die



Abb. 4: Ansicht des Trockentales von Osten in der Nähe des Großen Thekenberges. Links der Hoppelberg (Unterkreidesandstein) mit seiner steilen Nordostflanke. Rechts die Thekenberge (Involutussandstein, Coniac).

Fig. 4: View of the dry valley from the east near the Großer Thekenberg. On the left side the Hoppelberg (lower Cretaceous sandstone) with his steep drop to the northeast. On the right side the Thekenberge (Involutus-sandstone, Coniacian).

Nordostflanke des Hoppelberges geprallt ist.

HEIMLICH (1956, S. 19) versucht die außergewöhnliche Morphologie östlich des Hoppelberges auf eine Querstörung zurückzuführen. Er schreibt: „Die Morphologie macht am Westende der Zwieberge eine Querstörung sehr wahrscheinlich, doch kann dafür kein sicherer Beweis erbracht werden.“ Die von SCHROEDER (1928) kartierten Schichtgrenzen ergeben an dieser Stelle keinerlei Hinweise auf eine Querstörung. Die Asymmetrie des Hoppelberges ist damit ebenfalls nicht erklärbar.

3. In welchem Zeitraum ist das Tal entstanden?

Die Entstehung eines Durchbruchtals ist auf verschiedene Weise möglich. AHNERT (2009, S. 208) nennt antezedente und epigenetische Durchbruchstäler sowie die Entstehung durch rückschreitende Erosion. Ein epigenetisches Durchbruchstal würde voraussetzen, dass es nach der Hebung des Quedlinburger Sattels eine vollständige Überdeckung des Reliefs mit Sedimenten gegeben hat, in die sich dann der Fluss eingegraben hat. Dafür gibt es jedoch keine Hinweise. Rückschreitende Erosion ist ebenfalls auszuschließen. Wahrscheinlich ist deshalb die Entstehung als antezedentes Durchbruchtal. Der Fluss muss dann bereits vor der Hebung des Quedlinburger Sattels dem Verlauf des späteren Tals gefolgt sein. Während der Hebung hat er sich eingeschnitten. Zur zeitlichen Einordnung der Talentstehung müssen daher die Auffaltung des Quedlinburger Sattels, die damit in Verbindung stehende Heraushebung des Harzes und die daraus resultierenden Sedimentationsvorgänge in den umgebenden Mulden betrachtet werden.

HENNINGSSEN & KATZUNG (2006, S. 62) schreiben: „Im Zusammenhang mit den Aufpressbewegungen auf sein nordöstliches Vorland hat sich der Harz während der jüngeren Kreide-Zeit in kurzer Zeit (85-83 Mio. Jahren) kräftig herausgehoben, wobei das gesamte Deckgebirge abgetragen und das Grundgebirge erosiv angeschnitten wurde,

wie aus der Zusammensetzung der Sedimente in der im Norden vorgelagerten Subherzynen Mulde (...) zu ersehen ist. Danach wurde der Harz weitgehend eingeebnet. Wie bei den anderen deutschen Mittelgebirgen ist es dann während des Jungtertiärs und Altpleistozäns zu einer erneuten Heraushebung gekommen. Ob sie gleichmäßig oder ruckartig erfolgte, ist umstritten. Möglich ist eine geringfügige Heraushebung von Teilen des Harzes in der Gegenwart.“ Auch nach MOHR (1998, S. 46) „(...) erfolgte die Hauptbewegung am Nordrand des Harzes, eine einengende steil transpressive Heraushebung (...) vorherrschend im Mittelsanton.“ Deutlich wird dies am Sudmerberg bei Goslar, wo Oberes Mittelsanton auf Unteres Mittelsanton transgrediert. Nach MOHR (1993, S. 216-218) „(...) hebt sich das Harzrumpfbirge wohl um rd. 2000 bis 3000 m über die subherzyne Kreidemulde hinaus.“ Die Hauptbewegung erfolgte danach innerhalb des Quadraten-Senons (Wernigeröder Phase der subherzynen Faltung).

Nach OTT (1967, S. 82) reichte das Cenomanmeer sicherlich „(...) über das Gebiet des Harzes hinweg.“ Spätestens im Turon beginnt nach OTT (1967, S. 83) die Bildung der Subherzynen Kreidemulde. Im Untersanton war der Harz gehoben, aber noch mit dem Deckgebirge versehen. Eine Aufrichtungszone war noch nicht vorhanden. OTT (1967, S. 85) schreibt: „Der subherzyne Randtrog (= Subherzyne Kreidemulde) engt sich vom Unter- zum Mittel-Santon weiter ein. Die Südgrenze des Meeres fällt mehr und mehr mit der heutigen Nordbegrenzung des Harzes zusammen. Das Harzpaläozoikum wird erstmals seit dem Zechstein wieder freigelegt (...). Im höheren Santon kommt es zu tektonischen Bewegungen (Wernigeröder Phase). Sie sind für die Herausbildung der heute sichtbaren Strukturen mit entscheidend.“ BACHMANN et al. (2008, S. 262) schreiben: „Am Beckenrand wurden auch das Santon der östlichen Subherzynen Kreidemulde abgelagert. Dort ist oft eine mehrfache Verlagerung der Küstenlinie festzustellen.“

In der Heidelberg-Formation sind eindeutig brackische und terrestrische Ablagerungen nachgewiesen.“ Im Untercampan war die Aufrichtungszone dann voll ausgebildet (die Bildung allerdings noch nicht vollständig abgeschlossen). Das Deckgebirge des Harzes war verschwunden. Nach OTT (1967, S. 97) wirkte sich die für die Bildung des Quedlinburger Sattels entscheidende Wernigeröder Phase im Untercampan am stärksten aus.

Im Bereich des Quedlinburger Sattels hat es also bis in das Santon eine marine Sedimentation gegeben, die einen Flusslauf ausschließt. Sedimente des Campan finden sich jedoch vom Harz bis zum Quedlinburger Sattel nicht, sondern erst weiter westlich, bei Blankenburg. Nach der Ablagerung der Santon-Sedimente wäre es also möglich und wahrscheinlich, dass das Gebiet Festland gewesen ist, und von einem Fluss durchflossen wurde. Gleichzeitig sind die Sedimentgesteine des Santon aber auch in die Auffaltung des Quedlinburger Sattels in vollem Maße einbezogen.

Es spricht also nichts gegen die Hypothese, dass nach der Ablagerung der letzten marinen Sedimente des Santon das Gebiet zwischen Thale und dem Quedlinburger Sattel Festland war, von einem aus dem Harz kommenden Fluss durchströmt wurde und gleichzeitig oder später zur Sattelstruktur aufgefaltet wurde, was nach OTT (1967) wahrscheinlich im Campan der Fall war. Falls die Auffaltung später war, kann die Bildung des Flusstals später erfolgt sein. Dieser Fluss hat ein Durchbruchtal geschaffen, das dann über eine lange Zeit aktiv war, wahrscheinlich bis zum ersten Eisvorstoß an den Harzrand (s.u.). Dabei ist zu bedenken, dass das ursprüngliche Durchbruchtal auf viel höherem stratigraphischem Niveau angelegt worden ist und das heute zu beobachtende Niveau das Ergebnis einer langen zeitlichen Entwicklung ist.

4. Welches Gewässer kommt als Entstehungsursache für das Tal in Frage?

Insbesondere im östlichen Teil, nahe der Kreisstraße 2359, die das Tal quert, ist mit

dem Auge erkennbar, dass das Tal in Richtung Westen abfällt. Es folgte damit dem Einfallen der Sattelachse, die hier nach OTT (1967, S. 104) nach NW abtaucht. Der höchste Punkt liegt heute wenig östlich der Kreisstraße 2359 mit 147 m. Die Straße selbst liegt auf 144 m. Der Talausgang bei Langenstein liegt bei ca. 141 m. Am Westausgang biegt das Tal nach Norden um die Spiegelsberge herum in Richtung Halberstädter Ebene. Halberstadt liegt etwa auf einer Höhe von 130 m. Aus diesen Beobachtungen wird ersichtlich, dass die Fließrichtung von Osten nach Westen war. Eingebettet in den weiteren Verlauf vom Talausgang bis Halberstadt sind die heutigen Flussläufe des Goldbachs und der Holtemme. An seinem östlichen Ende ist der weitere Verlauf vom Tal des Zapfenbaches begrenzt. Das Tal des Zapfenbaches ist jünger als das Trockental, da es deutlich tiefer liegt als dieses.

Im Tal befinden sich zwei Senken, die das stetige Gefälle unterbrechen. Die eine liegt unterhalb des Großen und des Kleinen Thekenberges. Dort tritt nach sehr großen Niederschlagsereignissen ein Flachwassersee auf, der mehrere Hektar groß werden kann. Dieser ist mit entsprechenden Ablagerungen verbunden, die in der geologischen Karte 1:100.000 (HINZE et al. 1998) als holozäne Ablagerungen gekennzeichnet sind. Die Bildung dieser Senke könnte ggf. auf eiszeitliches Toteis zurückzuführen sein. Die zweite Senke liegt südlich der Ruine des ehemaligen Lokals Landhaus und der Felsklippe Gläserner Mönch, am westlichen Ende der Thekenberge. In die Senke mündet ein kleiner Bach, der dort versickert, das Verlorene Wasser. Diese Senke ist deshalb auf den unterirdischen Abfluss zurückzuführen.

Der einzige rezente Fluss, der aufgrund seiner Größe, seiner Fließrichtung und seines Einzugsgebiets in der Lage wäre, eine solche Struktur zu schaffen, ist die Bode. Für die Bode wird angenommen, dass sie seit sehr langer Zeit ihren jetzigen Verlauf durch den Harznordrand hat, was sich auch in der Entstehung des sehr lang und tief in den Harznordrand eingeschnittenen Bodetals bei Thale

ausdrückt. Man kann natürlich nicht von einem heutigen Fluss auf die Verhältnisse in der Kreide bzw. im frühen Tertiär schließen. Auch der Höhenunterschied zum Vorland war wahrscheinlich längst nicht so groß wie heute. KNAPPE & TRÖGER (1988, S. 58) schreiben: „Morphologisch hob sich der Harz jedoch damals vielleicht bis 200 m von der Umgebung ab.“ FELDMANN (2002, S. 12) geht davon aus, dass der Harz im folgenden Alttertiär einer Einrumpfung unterlegen hat: „Er muss zu dieser Zeit in einem tieferen Erosionsniveau gelegen haben und kann noch nicht als morphologisches Gebirge herausgehoben gewesen sein.“ FELDMANN (2002, S. 117): „Die Hebung des Harzes zum morphologischen Gebirge kann (...) erst nach der Flächenbildung erfolgt sein, also ab dem Ende des Miozäns.“

Aus dem Fehlen ähnlich großer Flusstäler in der unmittelbaren Nähe kann man jedoch vermuten, dass es sich bei dem Fluss, der das Tal südöstlich von Langenstein geschaffen hat, um die Ur-Bode gehandelt hat. Dazu muss der Fluss in der Kreide bzw. im Tertiär nördlich des Harzes einen anderen Verlauf genommen haben als heute. Diese Hypothese wird von einer Reihe von Beobachtungen gestützt. So befindet sich zwischen Timmenrode und Warnstedt, nördlich von Thale, eine auffällige, breite Lücke in der Teufelsmauer (s. Abb. 1). Diese Lücke deutet darauf hin, dass hier ein größerer Fluss einen Durchbruch geschaffen hat. Der Jordansbach, der diese Lücke heute durchfließt, hat bei weitem nicht die Möglichkeit einen solchen Durchbruch zu schaffen. KNAPPE & TRÖGER (1988, S. 59) führen als Grund für diese Lücke wechselnde Verkieselungsintensitäten an. Dies ist zwar denkbar, es erklärt jedoch nicht, warum an gleicher Stelle auch in den anderen Härtlingszügen der Aufrichtungszone am Harznordrand entsprechende Lücken vorhanden sind. Die Lücke im Muschelkalk liegt zwischen Schulmeisterberg und Kahlem Berg. Die Lücke im Buntsandstein wird heute vom Silberbach durchflossen. Es ist sehr wahrscheinlich, dass alle drei Lücken

die gleiche Ursache haben, nämlich einen früheren Bodeabfluss vom Harzrand nach Norden. Hinzu kommt die von SCHROEDER & DAHLGRÜN (1927) festgestellte Ablagerung von Harzsotter in diesem Bereich. Sie schreiben: „Südlich des jetzigen Jordantales, zwischen Timmenrode und Lüdershornberge, liegt eine größere Schotterfläche (190 – 185 m), an ihrer Ebenheit ausgezeichnet erkennbar, dann noch weiter nach Süden eine kleinere (185 m), durch mächtigen Löß von jener getrennt, am Kirchhof von Thale. Letztere schafft eine diluviale Verbindung mit dem Tale des Silberbaches und indirekt mit dem Bodetale.“ SCHROEDER deutet damit einen ehemaligen Verlauf der Bode vom Gebirgsrand nach Norden an, ohne dies jedoch klar auszusprechen. WEYMANN (2003, S. 91) konnte in einem Aufschluss 1 km südöstlich von Timmenrode auf 188 m nur Mittelterrassensedimente des Jordansbaches feststellen. Dies schließt allerdings einen Bodeabfluss von Thale nach Norden nicht aus, da dieser wahrscheinlich auf größerem Höhengniveau erfolgt ist. Außerdem liegt der Aufschluss vom Bodeaustritt aus dem Harz gesehen hinter dem Schulmeisterberg, der von der Bode mit Sicherheit östlich umflossen wurde (s. Abb. 1).

Nimmt man an, dass eine Ur-Bode von Thale nach Norden geflossen ist, stellt sich die Frage nach dem weiteren Flussverlauf. Die niedrigste Höhe der Einsattelung zwischen Jordansbach und Zapfenbach liegt bei 170 m knapp südlich der Roßhöhe. Interessant in diesem Zusammenhang sind Schotterflächen nordöstlich Timmenrode bis hin zur Roßhöhe. Diese weisen SCHROEDER & DAHLGRÜN (1927) einem diluvialen Jordantal zu, ohne die Möglichkeit einer Entstehung durch die Bode zu bedenken oder zu erwähnen. Sie diskutieren nur eine Entstehung durch einen Vorläufer des Blankenburger Mühlbaches oder den Goldbach, wobei sie die Entscheidung für den Jordan auf die Beobachtung gründen, dass die Schotter am Haurichsholz, wenig westlich der Roßhöhe, Kreidekalke enthalten, die von den anderen beiden Bächen nicht

berührt werden. Kreidekalke werden aber auch von einem hypothetischen Bodeverlauf nach Norden berührt, sprechen also nicht gegen die Ablagerung durch eine Ur-Bode. Sie weisen diesen Schotter der Mittelterrasse zu.

PATZELT (2003, S. 126) behandelt ebenfalls die Schotter an der Roßhöhe. Nach seinen Angaben ist in einer neuen Kiesgrube an der Roßhöhe „auch zahlreich Rammberggranit vertreten“. Der Rammberggranit ist ein klarer Hinweis darauf, dass dieses Gestein von der Bode aus dem Harz hertransportiert wurde. PATZELT (2003, S. 126) weist außerdem auf folgendes hin: „Auffallend ist nun aber die Höhenlage der Schotter bis 192 m, während die Mittelterrasse der Bode bei Warnstedt etwa 145 bis 160 m über NN liegt. Eine entsprechend hohe flächenhafte Aufschotterung und nachträgliche Ausräumung ist wenig wahrscheinlich. Vielleicht ist fluviatile Sedimentation zwischen Toteisblöcken („Mischschotter“) eine Erklärung. Recht gering ist allerdings der Anteil an nordischem Material.“

Detailliert untersucht wurde der Aufschluss an der Roßhöhe von WEYMANN (2003, S. 37, 68): „Der paläozoische Geröllanteil kann dem Einzugsgebiet der Bode zugeordnet werden (...). Aufgrund der Höhenlage und des nordischen Geröllanteils können diese Ablagerungen weder als Oberterrassen-, noch als Mittelterrassensedimente angesprochen werden (...), so dass nur eine glazifluviatile Ablagerung wahrscheinlich ist.“ „Der in den Ablagerungen auftretende hohe paläozoische Geröllbestand wird auf Umlagerung älterer Bodesedimente zurückgeführt.“ „Als Schlussfolgerung ist zu sagen, dass die Deutung der proximalen Schmelzwassersedimente mit ihrem geringen nordischen Geröllanteil nicht ganz zweifelsfrei ist. Aber für Schmelzwassersedimente sprechen auch die mächtigen Sandlagen, die sonst in den Flußsedimenten des Arbeitsgebietes untypisch sind. Vor allem die große Höhenlage über der heutigen Bode spricht hier für Schmelzwassersedimente.“

Fest steht, dass die Bode seit der Saaleiszeit

in etwa ihrem heutigen Verlauf zwischen Thale und Quedlinburg folgt (WEYMANN 2003). Nimmt man an, dass es eine Ur-Bode von Thale Richtung Norden gegeben hat, stellt sich die Frage, durch welches Ereignis die Veränderung des Verlaufs bei Thale entstanden ist. Dafür kommt insbesondere ein Eisvorstoß bis zum Harzrand in Betracht, der ohne Zweifel einen Flusslauf wesentlich verändern kann. Da die Bode saalezeitlich bereits ihren heutigen Verlauf hatte, kommt deshalb dafür nur der elsterzeitliche Eisvorstoß in Frage. Ein früherer Verlauf der Bode über die Roßhöhe bis zum ersten Eisvorstoß an den Harznordrand kann dort zur Ablagerung von Bodeschottern bis in die Elsterzeit hinein geführt haben und damit die Deutung dieses Aufschlusses wesentlich erleichtern.

Sodann stellt sich die Frage, wo dieser Fluss in das jetzige Trockental südöstlich von Langenstein eingebogen ist. Darauf gibt die Morphologie am östlichen Ende des Trockentals Hinweise. Die Maximalhöhen der Unterkreide-Härtlinge der nördlichen Sattelflanke (das ist die südliche Flanke des Trockentals) zeigen einen deutlichen Einschnitt im Bereich der Kreisstraße 2359. Westlich davon werden durchweg Höhen von mindestens 220 m erreicht. Die höchste Erhebung im Bereich des Einschnittes ist der Sattelberg mit nur etwas über 160 m, an den sich das Tal des Zapfenbaches anschließt. Bei Quedlinburg treten denn wieder deutlich größere Höhen mit über 180 m im Zuge dieses Unterkreide-Ausstriches auf. Der Zapfenbach kann den Einschnitt im Bereich der Kreisstraße 2359 nicht geschaffen haben. Er fließt viel weiter östlich. Die Schichtstufe aus Involutussandstein an der nördlichen Talflanke läuft dagegen unverändert mit Maximalhöhen um 160-175 m nach Osten weiter. Diese Schichtstufe flacht erst viel weiter östlich, im Norden von Quedlinburg, auf Höhen um 130-140 m ab, wo Geschiebemergel einer saalezeitlichen Grundmoräne anzeigt, dass hier ein Gletscher hinübergeflossen ist. Die verminderte Höhe in dem Unterkreidezug der nördlichen Sattelflanke im Bereich der Kreisstraße 2359 wird

als die Stelle gedeutet wo die Bode, von Süden kommend, in das Tal Richtung Langenstein eingebogen ist. Der Talboden zeigt hier nach Osten auch eine merkbare Aufsteilung, die mit dem Prallhang im weichen Gestein der leichten Flussbiegung nach Westen zusammenhängt.

WEYMANN (2003, S. 68, 77) ist der Meinung, dass das heutige Tal des Zapfenbaches in der Mittelterrassenzeit auch von dem Goldbach durchflossen worden ist, der heute den Quedlinburger Sattel westlich umfließt. Dies erklärt, warum das Tal für den heutigen Zapfenbach zu groß erscheint.

5. Fazit

Zwar gibt es zurzeit keinen eindeutigen Beweis dafür, dass das Tal südöstlich von Langenstein ein Durchbruchtal eines Flusses ist, und dass es sich bei diesem Fluss um eine Ur-Bode gehandelt hat, die von Thale aus Richtung Norden geflossen ist. Allerdings gibt es auch keine Widersprüche zu dieser Hypothese. Sie erklärt völlig ohne Schwierigkeiten eine Reihe von Beobachtungen, die nur schwer mit der Alternativhypothese in Übereinstimmung zu bringen sind, die davon ausgeht, dass das Tal das Produkt unterschiedlicher morphologischer Härte der Gesteine ist. Im Einzelnen handelt es sich um die folgenden Beobachtungen, die weiter oben im Detail behandelt wurden:

- Der Hoppelberg zeigt eine starke Südwest-Nordost-Asymmetrie mit einem Steilabfall nach Nordost. Dieser wird als Prallhang des Flusses gedeutet.
- Die Talsohle geht über zahlreiche Gesteinsgrenzen hinweg, insbesondere nahe Langenstein. Dies ist bei einem Durchbruchstal normal.
- Der Unterkreide-Sandstein der nördlichen Flanke des Quedlinburger Sattels zeigt nahe der Kreisstraße 2359 eine starke Absenkung der Maximalhöhen. Die Höhen des Involutussandsteins der nördlichen Talflanke bleiben jedoch in etwa konstant. Gleichzeitig zeigt der Talboden aus weichen Gesteinen eine Aufsteilung nach Osten. Dies

wird als die Stelle gedeutet, wo der Fluss von Süden kommend in das Tal eingebogen ist.

- An der Roßhöhe tritt Schotter mit Ramberggranit auf, der von der Bode aus dem Harz heraustransportiert worden sein muss. Dieses Vorkommen liegt in ungewöhnlich großer Höhe und wird als Mischschotter interpretiert. Ein Verlauf der Ur-Bode über die Roßhöhe erleichtert die Erklärung, wie dieses Material dort hingekommen ist.

- Die Härtlingszüge der Aufrichtungszone am Harznordrand zeigen vom Bodetal südlich von Thale ausgehend, Richtung Norden, deutliche Lücken. Dies wird als die Stelle gedeutet, wo die Ur-Bode aus dem Harz kommend Richtung Norden geflossen ist.

Es gibt also eine Reihe von Indizien dafür, dass die Bode nach der Bildung von Festland zunächst nach Norden geflossen ist und während der Bildung des Quedlinburger Sattels südöstlich von Langenstein ein antezedentes Durchbruchstal geschaffen hat. Der Verlauf der Bode hat sich dann wahrscheinlich im Zuge des ersten Eisvorstoßes an den Harznordrand bei Thale in den heutigen Verlauf Richtung Osten verändert, so dass der hier beschriebene Flusslauf vor allem im Tertiär aktiv war. Der Bereich zwischen Thale und Westerhausen ist danach durch den Jordansbach, den Zapfenbach und den zeitweilig hier fließenden Goldbach umgestaltet worden.

6. Literatur

- AHNERT, F. (2009): Einführung in die Geomorphologie. 4. Auflage, Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart, 393 Seiten.
- BACHMANN, G.H.; EHLING, B.-C.; EICHNER, R. & SCHWAB, M. (Hrsg.) (2008): Geologie von Sachsen-Anhalt. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermillner), Stuttgart, 689 Seiten.
- EBERHARDT, F. (1968): Geologischer Bau und Erdöl-Erdgasführung des subherzynen Beckens. Dissertation Math.-Nat. Fak. Bergakad. Freiberg, 161 Seiten.
- FELDMANN, L. (2002): Das Quartär zwischen

- Harz und Aller mit einem Beitrag zur Landschaftsgeschichte im Tertiär. Clausthaler Geowissenschaften, Band 1, Clausthal-Zellerfeld, 149 Seiten.
- HEIMLICH, K. (1956): Zur Stratigraphie und Tektonik des westlichen Quedlinburger Satfels. Abh. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chemie, Geol. Biol. (Abh. Geotektonik 11), 1-35, Berlin.
- HENNINGSEN, D. & KATZUNG, G. (2006): Einführung in die Geologie Deutschlands. 7. Auflage, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 234 S.
- HINZE, C.; JORDAN, H.; KNOTH, W.; KRIEBEL, U. & MARTIKLOS, G. (1998): Geologische Karte des Harzes 1:100.000. Halle, (GLA Sachsen-Anhalt).
- JUBITZ, K.-B. (unter Mitwirkung von Albin, Bein, Schwab & Wagenbreth) (1964): Flechtinger Höhenzug und östliches Subherzyn. Exkursionsführer 11. Jahrestagung der Geologischen Gesellschaft der DDR in Leipzig, Berlin, 245 S.
- KNAPPE, H. & TRÖGER, K.-A. (1988): Die Geschichte von den neun Meeren. Ursprung des nördlichen Harzvorlandes. Harzmuseum Wernigerode, Wernigerode, 104 S.
- KOCKEL, F. & FRANZKE, H.J. (1998): Exkursion Guide-The Subhercynian Region-The Northern Harz Boundary. Leipziger Geowiss. 7, 45-71, Leipzig.
- MOHR, K. (1993): Geologie und Mineralagerstätten des Harzes. 2. Auflage, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart, 496 S.
- MOHR, K. (1998): Sammlung geologischer Führer, Band 58, Harz, westlicher Teil. 5. Auflage, Gebr. Borntraeger, Berlin, 216 S.
- OTT, S. (1967): Beitrag zur Kenntnis der stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Verhältnisse der östlichen Subherzynyen Kreidemulde. Dissertation, Mathematisch-naturwissenschaftliche Fakultät der Universität Greifswald, 130 S.
- PATZELT, G. (2003): Sammlung geologischer Führer, Band 96, Nördliches Harzvorland (Subherzyn), östlicher Teil. Gebr. Borntraeger, Berlin, 182 S.
- SCHROEDER, H. (1928): Karte und Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Lieferung 240, Blatt Halberstadt. Berlin, 72 S.
- SCHROEDER, H. & DAHLGRÜN, F. (1927): Karte und Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Lieferung 240, Blatt Quedlinburg. Berlin, 109 S.
- WEYMANN, H.-J. (2003): Die mittelpleistozäne Flussentwicklung im nordöstlichen Harzvorland. Dissertation Universität Hannover, 128 S.