

Flussgeschichte und ausgewählte geomorphologische Aspekte der Schwalm in Hessen

FRANK SCHMIDT-DÖHL

Email: schmidt-doehl@tuhh.de

Schlüsselwörter: Schwalm, Flussgeschichte, Geomorphologie, Vogelsberg, Knüll, Kellerwald, Hessische Senke, Ziegenhainer Becken



Kein Berg und keine Vertiefung in der Landschaft ist ohne Grund vorhanden – die „normale“ Landschaftsform ist die Ebenheit, wie man an den Kratonen erkennen kann.

Inhaltsverzeichnis

| | |
|---|-----|
| Zusammenfassung | 5 |
| 1. Einleitung und Zielsetzung | 8 |
| 2. Geowissenschaftliche Erforschungsgeschichte | 9 |
| 3. Methoden und Techniken | 11 |
| 3.1. Rekonstruktion fossiler Flussläufe | 11 |
| 3.2. Identifikation von Prallhängen | 13 |
| 3.3. Identifikation von Umlaufbergen | 13 |
| 3.4. Chemische Elementanalyse mittels Röntgenfluoreszenzanalyse | 13 |
| 4. Stratigraphie | 14 |
| 4.1. Allgemeines | 14 |
| 4.2. Paläozoikum | 14 |
| 4.3. Buntsandstein | 15 |
| 4.4. Muschelkalk, Keuper, Jura und Kreide | 16 |
| 4.5. Tertiär | 17 |
| 4.5.1 Ältere Sand- und Tonserie und zeitlich äquivalente Bildungen sowie Bohnerz von Mardorf | 17 |
| 4.5.2 Melanienton | 18 |
| 4.5.3 Verna-Schotter | 19 |
| 4.5.4 Rupel-Ton und Ziegenhainer Grünsand | 19 |
| 4.5.5 Jüngere Sand- und Tonserie und zeitlich äquivalente Bildungen | 21 |
| 4.5.6 Vulkangesteine und zeitlich äquivalente Sedimente | 23 |
| 4.5.7 ?Pliozäne Sedimente | 28 |
| 4.6. Quartär | 30 |
| 5. Tektonik | 31 |
| 6. Alter der Schwalm | 37 |
| 7. Ausgewählte geomorphologische Aspekte des Schwalm- und benachbarter Bereiche | 37 |
| 7.1. Großräumige Betrachtungen | 37 |
| 7.2. Von der Quelle bis Altenburg südlich von Alsfeld | 41 |
| 7.3. Um Alsfeld | 44 |
| 7.4. Der Bereich von nördlich Alsfeld bis Zella | 44 |
| 7.5. Das Ziegenhainer Becken | 53 |
| 7.6. Von Treysa bis Waltersbrück | 61 |
| 7.7. Der Bereich außerhalb des heutigen Schwalm- und östlich von Ziegenhain | 75 |
| 7.8. Von Waltersbrück bis Bad Zwesten | 80 |
| 7.9. Von Bad Zwesten bis zur Schwalmpforte | 94 |
| 7.10. Das Borken/Waberner Becken | 96 |
| 7.11. Der Bereich außerhalb des heutigen Schwalm- und östlich des Kellerwalds | 100 |
| 7.12. Flusslängshöhenprofile | 104 |

| | | |
|-----|--|-----|
| 8. | Zusammenführung der Informationen aus der Literatur, aus eigenen Beobachtungen und Untersuchungen | 112 |
| 8.1 | Bis zum Ziegenhainer Becken | 112 |
| 8.2 | Vom Ziegenhainer Becken der Niederhessischen Senke bis zum Fuß des Kellerwalds | 117 |
| 8.3 | Am Fuss des Kellerwalds | 127 |
| 8.4 | Im Borken/Waberner Becken der Niederhessischen Senke | 128 |
| 9. | Schlussbemerkungen | 131 |
| 10. | Literatur | 133 |

Abkürzungs- und Symbolverzeichnis

| | |
|---------------|---|
| GK25 xyz | Geologische Karte Blatt xyz 1:25.000 |
| GÜK200 Fulda | Geologische Übersichtskarte Blatt Fulda 1:200.000 |
| GÜK300 Hessen | Geologische Übersichtskarte von Hessen, 1:300.000 |

»diluvial Veraltete Bezeichnung, entspricht etwa dem Pleistozän. Wird vom Verfasser außerhalb von Zitaten verwendet, um den Zusammenhang mit der vorwiegend alten Literatur und den älteren geologischen Karten zu wahren. In Zitaten erfolgte keine gesonderte Kennzeichnung des Begriffs.

»alluvial Veraltete Bezeichnung, entspricht etwa dem Holozän. Wird vom Verfasser außerhalb von Zitaten verwendet, um den Zusammenhang mit der vorwiegend alten Literatur und den älteren geologischen Karten zu wahren. In Zitaten erfolgte keine gesonderte Kennzeichnung des Begriffs.

?miozän Das Fragezeichen kennzeichnet die Verwendung des Begriffs miozän, wenn die Sedimente aus heutiger Sicht mit hoher Wahrscheinlichkeit in das Oligozän einzuordnen sind. Dies trifft auf fast alle im Bereich der Schwalm ursprünglich als Miozän kartierten Sedimente zu. Die Kennzeichnung wird verwendet, um den Zusammenhang mit der vorwiegend alten Literatur und den älteren geologischen Karten zu wahren. In Zitaten erfolgte keine entsprechende Kennzeichnung des Begriffs. Hier ist auf den Zusammenhang zu achten.

?pliozän Das Fragezeichen kennzeichnet die Verwendung des Begriffs Plioizän, wenn diese Sedimente aus heutiger Sicht eventuell in das Quartär bzw. Pleistozän einzuordnen sind. Dies trifft, aufgrund der Verschiebung der Tertiär/Quartär-Grenze im Jahr 2009 auf ca. 2,6 Millionen Jahre, auf alle ?jungpliozänen Sedimente zu, die dem Eiszeitalter zuzuordnen sind. Die Kennzeichnung wird verwendet, um den Zusammenhang mit der vorwiegend alten Literatur und den älteren geologischen Karten zu wahren. In Zitaten erfolgt keine entsprechende Kennzeichnung des Begriffs. Hier ist auf den Zusammenhang zu achten.

Zusammenfassung

Die Schwalm in Hessen ist ein rechter Nebenfluss der Eder und entwässert damit über die Fulda und Weser in die Nordsee. Sie entspringt im Vogelsberg und durchquert bis zum Ziegenhainer Becken der Niederhessischen Senke ein stark durch Vulkangesteine geprägtes Gebiet. Der Fluss kann daher erst nach weitgehendem Abschluss des miozänen Vulkanismus entstanden sein. Sein grundsätzlicher Verlauf Richtung Norden wird durch die Lage der Quelle nördlich des Kulminationspunktes des Vogelsberges, die sich daran im Westen anschließende Hebungszone der Kellerwaldschwelle und der im Osten nach Norden ziehenden Knüllhebungsachse determiniert.

Der Fluss ist im Vogelsberg zunächst nur schwach eingetieft, wahrscheinlich weil er in einer Senkungszone verläuft. Der westlich der Schwalm liegende, zur Fulda abfließende Katharinenbach befindet sich außerhalb dieser Zone, ist sehr viel tiefer eingeschnitten und hat das Einzugsgebiet der Schwalm deshalb durch Verlagerung der Wasserscheide im Zuge der Eintiefung verkleinert. Man kann vermuten, dass sich auch die Lage der Schwalmquelle im Verlauf der Zeit aus diesem Grund nach Norden verlagert hat. Bis Storndorf liegt ein flaches Kerbtal vor, danach ein mehr oder weniger breites Sohlental.

Zwischen Hopfgarten und Altenburg im Süden von Alsfeld durchbricht die Schwalm ehemals zusammenhängende basaltische Gesteine. Inmitten dieses Durchbruchstals liegt ein Knickpunkt des Flusslängshöhenprofils mit einer Vergrößerung der Steilheit unterhalb einer Höhe von ca. 287 m. Bei Alsfeld kommen die unter dem Basalt liegenden Tertiärsedimente zum Vorschein. Dort endet auch der Bereich des erhöhten Gefälles im Flusslängshöhenprofil. Der Zufluss mehrerer Bäche hat durch die Ausräumung von Lockersedimenten dort auch morphologisch eine Senke geschaffen.

Nördlich des Tertiärbeckens von Alsfeld tritt die Schwalm in Buntsandstein-Hochschollen ein und nimmt südlich von Heidelberg wieder den Charakter eines Durchbruchstals an. Der Flussverlauf bis Heidelberg ist stark durch Störungen vorgeprägt. Prall- und Gleithänge sind in der Regel dem rezenten Verlauf der Schwalm zuzuordnen (Talmäander). Ab Schrecksbach wird das Tal deutlich breiter und die vorhandenen Prall- und Gleithänge sind oftmals auf fossile Schwingungen des Flusses innerhalb der breiten Talaue zurückzuführen (freie Mäander). Viele Steilhänge entlang der Schwalm sind auch auf Prallhänge im Zuge von Einmündungen von Nebenflüssen zurückzuführen und nicht auf die Schwalm selbst. Zwischen Salmshausen und Zella liegt ein junger, ausgeprägter Umlaufberg, der mit einem mächtigen rezenten Prallhang umflossen wird. In dem Bereich zwischen Alsfelder und Ziegenhainer Becken treten zahlreiche Vorkommen von Geröllen sowie Flussterrassen auf, die Aussagen über die fossilen Verläufe der Schwalm erlauben, die im Detail von dem heutigen Verlauf abweichen. Die ausgeprägteste Struktur ist eine große Terrasse bei Holzburg. Diese Terrasse lässt den Schluss zu, dass es bei Holzburg eine große Flussschleife nach Westen gegeben hat.

Mit dem Ziegenhainer Becken, einem Teilbecken der Niederhessischen Senke, beginnt ein Abschnitt der Schwalm, der in der Vergangenheit großen Veränderungen des Flussverlaufs unterworfen war. Eine sehr auffällige Struktur in diesem Bereich ist ein großer Lavastrom vom Kessel östlich von Niedergrenzbach zumindest bis zum Galgenberg nördlich von Ziegenhain. Dieser Lavastrom ist zumindest in seinem unteren Teil mit hoher Wahrscheinlichkeit einem Flusstal gefolgt. Aufgrund der übereinstimmenden Richtung und der Größe des Tals hat es sich dabei mit hoher Wahrscheinlichkeit um das Schwalmthal gehandelt, das durch den miozänen Lavastrom verschüttet wurde. Geröllfunde, die jedoch nicht besonders ausgeprägt sind, sprechen dafür, dass die Schwalm danach zeitweilig über den heutigen Pass zwischen Ziegenhain und Allendorf geflossen ist, ganz sicher ist dies jedoch nicht. Die Höhenlage der

Basalte im Norden von Ziegenhain, die große Höhererstreckung der mit „bp“ gekennzeichneten Sedimente um Ascherode und das Flusslängshöhenprofil des Grenzbachs deuten darauf hin, dass es im Zentrum des Ziegenhainer Beckens von Ascherode über Ziegenhain bis Niedergrenzbach postbasaltisch eine Absenkung gegeben hat.

Nachdem bereits vorher durch die Hebung der Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle und der angrenzenden Bereiche der direkte Verlauf des Katzenbaches über den heutigen Schwalmberg und des Todenbaches durch den Schlierbacher Graben bei Treysa (heute ein Trockental) in die Niederhessische Senke unterbunden worden war, hat die Schwalm dann entlang des fossilen Verlaufs der Wiera über den Altstadtberg von Treysa, die ehemalige Wasserscheide Wiera-Katzenbach, den fossilen Verlauf des Katzenbaches, die ehemalige Wasserscheide Katzenbach-Todenbach und den fossilen Verlauf des Todenbaches den heutigen Flussverlauf bis südlich von Allendorf an der Landsburg eröffnet. Sie floss von dort, wie vorher bereits der Todenbach, südlich von Allendorf in die Niederhessische Senke. Großflächige Geröllablagerungen von Loshausen über den Schafhof bei Ziegenhain und Ascherode am Gleithang der großen Linkskurve der Schwalm im Ziegenhainer Becken zeigen den ehemaligen Flussverlauf in diesem Bereich an. Die Geomorphologie nördlich von Hephata und Geröllablagerungen zeigen, dass es zwischen Treysa und Frankenhain eine größere Flussschleife nach Westen gegeben hat. Später hat sich die Schwalm in eine nördlich des Altstadtberges von Treysa befindliche Störung tief eingegraben, die vorher von der Wiera nicht berührt wurde. Die damit verbundene Verlegung des Flusslaufs weiter nördlich sowie die Ausräumung der tertiären Lockersedimente entlang dieses Laufs führen zu dem heutigen Flussverlauf der Schwalm im Ziegenhainer Becken. Im Zuge der Verlegung des Flusslaufs nach Westen sind bei Rommershausen zwei Umlaufberge entstanden. Funde von Kalkgesteinen deuten weiterhin darauf hin, dass sich der Schlierbacher Graben südlich von Treysa fortsetzt.

Geröllfunde sowie eine auf eine Terrasse hindeutende Verebnungsfläche in Dorheim zeigen, dass die Schwalm lange Zeit über den Pass zwischen Michelsberg und Dorheim nach Norden floss. Die angesprochene Verebnungsfläche, fossile Prallhänge und Geröllfunde zeigen auch, dass die Schwalm von dort zumindest zeitweilig in den Osten von Waltersbrück und durch das heute dort vorhandene Trockental zum Zimmersroder Pass geflossen ist, wo sie die aus dem Kellerwald kommende Gilsa aufgenommen hat und wieder in die Niederhessische Senke ausgeflossen ist.

Wahrscheinlich durch eine erneute Absenkung des Schlierbacher Grabens wurde die Schwalm danach nördlich von Allendorf nach Westen in das Buntsandsteingebiet umgelenkt, wobei sie als Eingang in das Buntsandsteingebiet das vorhandene Tal des Schlierbachs nutzte, der vorher entlang des heutigen Schwalmtals und nördlich von Allendorf in die Niederhessische Senke entwässerte. Die Schwalm floss in zwei großen Schleifen zunächst westlich um Schlierbach herum und dann gegen die Nordwestflanke der Landsburg. Beide großen Flussschleifen haben mächtige Prallhänge hinterlassen. Nördlich von Schlierbach übernahm die Schwalm das Tal des Goldbachs, der im Zuge der Hebung der Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle bereits vorher von seinem ursprünglichen direkten Lauf zur Niederhessischen Senke nach Osten über Dorheim, in einen Verlauf nach Norden, zur Gilsa, umgelenkt wurde. Die Schwalm überwandt also die Wasserscheide zwischen Schlierbach und Goldbach. Zunächst erreichte die Schwalm die Gilsa noch auf ihrem alten Fließweg, durch das heutige Trockental nordöstlich von Waltersbrück, am Zimmersroder Pass. Später verlagerte der Verlauf sich westlich von Waltersbrück, so dass die Gilsa bei Bischhausen erreicht wurde. Bei Allendorf wurde die große, östlich um die Ortschaft herumführende Flussschleife westlich von Allendorf durchbrochen. Dadurch entstand ein Umlaufberg, auf dem die Kirche von Allendorf steht. Es gibt keine Hinweise darauf, dass die Schwalm bereits vor dem Quartär über Schlierbach floss.

Große Veränderungen der Flussläufe hat es auch in dem Abschnitt nördlich von Waltersbrück gegeben. Dieses Tal wurde im Wesentlichen von den drei aus dem Kellerwald kommenden Flüssen Gilsa, Urff und Wälzebach geformt. Die Gilsa floss anfänglich durch den Zimmersroder Pass zur Niederhessischen Senke, der Wälzebach durch die heutige Schwalmforte. Beide Öffnungen blieben während der Hebung der Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle offen. Sehr wahrscheinlich floss auch die Urff anfänglich direkt nach Osten, über Römersberg. Eine entsprechende Vertiefung zwischen Altenburg und Hohenbühl sowie Gerölle in der Nähe von Römersberg stammen mit hoher Wahrscheinlichkeit von diesem Lauf der Urff. Die sehr hoch liegenden Gerölle bei Römersberg enthalten noch keine paläozoischen Gesteine, so dass das Deckgebirge des Kellerwaldes zum Zeitpunkt der Ablagerung dieser Gerölle noch erhalten gewesen sein muss. Die Abtragung des Deckgebirges des Kellerwaldes erfolgte wahrscheinlich im Miozän, eventuell aber auch erst im Pliozän. Im Zuge der Hebung der Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle wurde dieser Flusslauf der Urff unterbrochen und die Urff floss mit hoher Wahrscheinlichkeit nach Norden zum Wälzebach und zur Schwalmforte. Gilsa und Schwalm vereinigten sich anfangs am Zimmersroder Pass, später bei Bischhausen. Durch die dadurch bedingte 90 Grad Kurve der Schwalm bei Bischhausen wurde die Wasserscheide zwischen Gilsa und Urff durchbrochen und die Schwalm nahm ihren heutigen Verlauf. Dieser ist sehr jung. Auf die Schwalm zurückführbare Strukturen beschränken sich auf wenige Meter Höhe über dem heutigen Schwalmverlauf. Die großen, deutlich sichtbaren Prallhänge im Massiv der Altenburg sowie die umfangreichen Geröllablagerungen in dem Bereich sind auf Gilsa, Urff und Wälzebach zurückzuführen. Die extreme Asymmetrie des Schwalmtals westlich der Altenburg ist auf eine Störung am Fuß der Altenburg, die unterschiedliche morphologische Härte der Gesteine östlich und westlich der Störung, das allgemeine Einfallen nach Osten, die starke Heraushebung der Altenburg-Scholle und die seit langem anhaltende erosive Tätigkeit der Flüsse aus dem Kellerwald mit der intensiven Ausprägung von Prallhängen der Gilsa, Urff und des Wälzebaches an der Westseite des Altenburg-Massivs zurückzuführen.

Der Abschnitt östlich der Schwalmforte verläuft durchgängig in der Niederhessischen Senke mit ihren tertiären und quartären Lockergesteinen, unterbrochen nur durch den Homberg-Fritzlaer Graben. Wahrscheinlich ist die Schwalm anfänglich am Westrand der Niederhessischen Senke Richtung Norden geflossen, bis zu einer West-Ost ausgerichteten Entwässerungsbahn, wie sie in ähnlicher Form auch heute noch existiert. Fundpunkte von Kieselschiefern, deren Ursprung im Kellerwald liegt, zeigen jedoch, dass diese Ost-West Entwässerungsbahn, zumindest zeitweilig, deutlich weiter südlich gelegen haben muss. Da in den oligozänen Sedimenten des Gebiets Kieselschiefer enthalten sind die nicht aus dem Kellerwald stammen, ist bei der Interpretation der Kieselschieferfunde und anderer paläozoischer Gesteine in dem Gebiet Vorsicht angebracht. Eine auffällige Anhäufung von paläozoischen Geröllen vor dem Homberg-Fritzlaer Graben deutet darauf hin, dass die Gesteine des Grabens als Abflusshindernis aufstauend gewirkt haben. Dieses ist auch heute noch durch die Engstelle zwischen Dosenberg und Lendorf andeutungsweise sichtbar.

Man kann aus dem oben gesagten entnehmen, dass für die Flussgeschichte der Schwalm die vulkanische Bildung des Vogelsberges und seiner nördlichen Ausläufer, die Hebung der Kellerwaldschwelle und der Knüllhebungsachse, die Hebung der Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle, der Lavastrom vom Kessel, die Eintiefung des Schlierbacher Grabens und seiner Feinstruktur und der Durchbruch zum Tal der Urff von entscheidender Bedeutung sind.

Bei der Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle kann man nicht in jedem Fall davon ausgehen, dass deren Hebung spätestens seit dem Miozän bis zum Quartär quasi kontinuierlich stattgefunden hat. Es ist genauso gut möglich, dass die Hebung in einzelnen Schüben vonstatten gegangen ist. Es ist sogar denkbar, dass die Hebung der Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle

und die Absenkung des Schlierbacher Grabens intermittierende Prozesse waren bzw. sind, beginnend mit einer Absenkung des Grabens, gefolgt von einer Hebung der Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle spätestens im Miozän, gefolgt von einer Absenkung des Grabens und einer anschließenden weiteren Hebung der Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle im Quartär.

Umlaufberge im Schwalmthal treten insbesondere im Bereich von Flusseinmündungen auf und sind deshalb häufig an Verlagerungen von Flusseinmündungen gekoppelt.

1. Einleitung und Zielsetzung

Der Fluss Schwalm entspringt im Vogelsberg, fließt zwischen Knüllgebirge und Kellerwald nach Norden und mündet südwestlich von Felsberg in die Eder. Er entwässert damit über Fulda und Weser in die Nordsee. Die Schwalm ist gleichzeitig Namensgeber des Kulturrums Schwalm, dessen Tracht, Gebräuche und Landschaft insbesondere durch die im 19. und 20. Jahrhundert in der Schwalm tätigen Maler überregional bekannt wurden. Die 1824 um Gerhardt Wilhelm von Reutern entstandene Malerkolonie Willingshausen gilt als die älteste Europas.

Der Fluss durchfließt im Vogelsberg zunächst ein nahezu ausschließlich vulkanisch geprägtes Gebiet. Anschließend durchquert er in z.T. engen Durchbruchstätern Buntsandsteinschollen, denen teilweise vulkanische Gesteine aufsitzen und fließt durch Teilbecken der Niederhessischen Senke, die angefüllt sind mit Lockergesteinen des Tertiärs und Quartärs. Auf ihrem Lauf quert die Schwalm mehrere geologische Grabenstrukturen, die gekennzeichnet sind vor allem durch Gesteine des Muschelkalks, die außerhalb der Gräben bereits abgetragen sind. Sie kommt dem Kellerwald mit seinen alten Gesteinen der variszischen Gebirgsbildung nahe, wobei mehrere Nebenflüsse aus dem Kellerwald in die Schwalm einmünden und so auch abgetragenes Material aus dem Rheinischen Schiefergebirge durch die Schwalm weitertransportiert wird. In den Becken der Niederhessischen Senke bewegt sich der Fluss in breiten Talauen inmitten der Lockersedimente.

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit den folgenden geomorphologischen Aspekten des Schwalmthals:

1. Was bestimmt den grundsätzlichen Verlauf der Schwalm?
2. Welche Abschnitte sind Durchbruchstäler und wie sind sie entstanden?
3. Wo treten fossile Prallhänge und Gleithänge auf?
4. In welchen Bereichen liegt eine starke Asymmetrie der Talflanken vor und wodurch ist diese bedingt?
5. Wo befinden sich Umlaufberge?
6. In welchen Abschnitten hat die Schwalm ältere Flusstäler übernommen und wann?
7. Lassen sich fossile Flusstäler finden, die älteren Fließwegen der Schwalm zugeordnet werden können?
8. Worauf sind Veränderungen des Flusslaufs der Schwalm zurückzuführen?

Diese geomorphologischen Aspekte lassen sich ohne detaillierte Kenntnis der Geologie nicht untersuchen. Vor der Bearbeitung dieser Fragen erfolgt deshalb zunächst ein Überblick über die geologische Erforschung des Gebiets (Kap. 2), die angewandten Methoden und Techniken (Kap. 3), die Stratigraphie (Kap. 4) und Tektonik (Kap. 5). Anschließend wird das Alter der Schwalm eingegrenzt (Kap. 6). Die Untersuchung des Flusslaufs selbst erfolgt in Fließrichtung in charakteristischen Abschnitten (Kap. 7). Anschließend werden die verschiedenen Informationen zusammengeführt (Kap. 8).

2. Geowissenschaftliche Erforschungsgeschichte

Der Verlauf der Schwalm liegt auf den folgenden Blättern der Geologischen Karte von Hessen 1:25.000:

- 5321 Storndorf, H.-D. NESBOR, 2009, ohne Erläuterungen (GK25 Storndorf),
- 5221 Alsfeld, O. DIEHL, 1926 (GK25 Alsfeld),
- 5121 Schrecksbach, M. BLANCKENHORN, 1926 (GK25 Schrecksbach),
- 5021 Ziegenhain, M. BLANCKENHORN, 1926 (GK25 Ziegenhain),
- 4921 Borken (Hessen), M. BLANCKENHORN, 1926 (GK25 Borken),
- 4922 Homberg (Efze), M. BLANCKENHORN, aufbauend auf Daten von O. LANG, 1920 (GK25 Homberg) und
- 4822 Gudensberg, M. BLANCKENHORN, aufbauend auf Daten von O. LANG, 1919 (GK25 Gudensberg).

Außer diesen geologischen Spezialkarten existiert die geologische Übersichtskarte 1:200.000 Blatt Fulda (GÜK200 Fulda) (MOTZKA-NÖRING, 1988), die das Gebiet komplett enthält, sowie die geologische Übersichtskarte von Hessen 1:300.000 (GÜK300 Hessen) des Hessischen Landesamtes für Naturschutz, Umwelt und Geologie, die in der 5. Auflage aus dem Jahr 2007 vorliegt. Im Folgenden werden die oben genannten Karten mit den angegebenen Abkürzungen bezeichnet. Die GÜK200 Fulda ist über die Internetseite der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe online kostenfrei erhältlich.

Man kann erkennen, dass ein großer Teil der für die Schwalm relevanten Blätter der geologischen Karte von Hessen 1:25.000 von dem Geologen Max Blanckenhorn bearbeitet wurde. Blanckenhorn war eine interessante Persönlichkeit. Er wurde 1861 in Siegen geboren. Ab 1870 wuchs er in Kassel auf und studierte dann Geologie in Göttingen, Berlin, Straßburg und Bonn. In Bonn promovierte er 1885. Er arbeitete dann an den Universitäten in Köln und Erlangen, wo er sich 1891 habilitierte. 1899 zog er nach Berlin, wo er am Museum für Naturkunde tätig war. 1905 wurde er vom Preußischen Kultusminister zum Professor ernannt. 1912 übersiedelte er mit seiner Familie nach Marburg, wo er bis zu seinem Tod lebte. Besonders bemerkenswert sind insgesamt sieben, zum Teil mehrjährige Forschungsreisen nach Syrien, Ägypten und Palästina in den Jahren 1888 bis 1908, auf deren Basis er grundlegende und umfangreiche Arbeiten zur Geologie dieser Länder verfasste. Hinzu kommt eine weitere Reise 1931. Ab 1897 war er auch als freiwilliger Mitarbeiter der Preußischen Geologischen Landesanstalt kartierend tätig, besonders intensiv von 1901 bis 1907 sowie ab 1911. Der Schwerpunkt seiner Arbeiten lag dabei in Nordhessen, woraus auch die oben genannten Karten entstanden sind. (UDLUFT, 1953, BLANCKENHORN, 1950) Blanckenhorn hat seine Erfahrungen über das Tertiär in Niederhessen u.a. kurz vor seinem Tod in einer zusammenfassenden Arbeit beschrieben, die posthum erschienen ist (BLANCKENHORN, 1950, ergänzt von UDLUFT, 1950).

Blanckenhorn war ein international hoch angesehener Wissenschaftler, als er diese Teile der damaligen geologischen Karte von Preußen kartierte und beschrieb. Bei der Herausgabe der oben genannten Karten war er bereits über 60 Jahre alt, wobei die Kartierungen vorher erfolgt sind. Er verfügte deshalb über sehr viel Wissen und Erfahrung. Dies ist auch an den Erläuterungen zu den Karten spürbar, in denen eine sehr klare und präzise Sprache vorherrschend ist, wie im Übrigen auch in den Erläuterungen zum Blatt Alsfeld von O. DIEHL.

Die älteren Karten und Erläuterungen entsprechen aber natürlich dem Wissen, den wissenschaftlichen Möglichkeiten und den Begrifflichkeiten der 20er Jahre des letzten Jahrhunderts. Aus heutiger Sicht notwendige Korrekturen betreffen z.B.:

- Einen von Blanckenhorn angenommenen, aber nicht zutreffenden (LANG, 1955, S. 130-134, 147, 154, KOCKEL, 1958, S. 160, HEINE, 1970, S. 84, 95) früheren Verlauf der Lahn über die heutige Wasserscheide Rhein-Weser nach Osten hinaus (BLANCKENHORN, 1926b, S. 29), den er auch noch in seiner letzten Arbeit vertreten hat (BLANCKENHORN, 1950, S. 47).
- Die falsche Einschätzung von Miozän bei Schwabenrod auf Blatt Alsfeld. Dabei handelt es sich um die Ältere Sand- und Tonserie (BROSIUS & GRAMANN, 1959, S. 166, Deutsche Stratigraphische Kommission, 2011, S. 311).
- Nach UDLUFT (1950, S. 94) nimmt auf den Blättern Schrecksbach, Ziegenhain, Borken und auf den nach Norden anschließenden Blättern das sedimentäre Miozän einen zu großen Raum ein. In vielen der von Blanckenhorn als ?miozän kartierten Bereichen steht nach UDLUFT „Septarienton, Melanienton oder oberoligozäner Sand dicht unter der Oberfläche an“. Auch später machen UDLUFT & LANG darauf aufmerksam (1959, S. 336). Im Gegensatz zu den älteren Karten zeigt die GÜK200 Fulda entlang der Schwalm innerhalb der Hessischen Senke keine miozänen Sedimente, sondern oligozäne Sedimente.
- Details der Tektonik und Stratigraphie im Schlierbacher Graben (RITZKOWSKI, 1965a).
- Den Ohmsandstein auf Batt Amöneburg außerhalb des hier interessierenden Gebietes, der von Blanckenhorn fälschlich ins Tertiär gestellt wurde, wobei es sich aber um ein Gestein aus dem Buntsandstein handelt (KOCKEL, 1958, S. 142, GRAMANN, 1960, S. 55).

Geändert haben sich seitdem die Benennung von vulkanischen Gesteinen und Teilen des Tertiärs. Auch wurde die Grenze zwischen Pliozän und Pleistozän und damit zwischen Tertiär und Quartär im Jahr 2009 auf ca. 2,6 Millionen Jahre vorverlegt. Im Teil Stratigraphie wird darauf eingegangen. Außerdem ist die Geologie heute in der Lage den Buntsandstein detaillierter aufzulösen, als in den 1920er Jahren. Solche Daten liegen für den die Schwalm begleitenden Buntsandstein mit wenigen Ausnahmen jedoch noch nicht vor und waren auch nicht Ziel dieser Arbeit. Sie verwendet deshalb die grobe Gliederung der vorliegenden geologischen Karten.

Immer wieder nimmt Blanckenhorn in seinen Schriften auch Bezug auf geologische Funde des in Obergrenzbach tätigen Lehrers und späteren Schulrats JOHANN HEINRICH SCHWALM. Diese ebenfalls sehr bemerkenswerte Persönlichkeit war auf vielen Gebieten tätig, u.a. auch im Bereich der Geologie (SCHWALM, 1933b). Er verfasste größere Abschnitte der „Hessischen Landes- und Volkskunde“ (HESSLER, 1904), trug durch verschiedene Publikationen in Schwälmer Mundart wesentlich zur kulturellen Identität der Schwalm bei (z.B. KRANZ & SCHWALM, 1906, 1911, 1985) und veröffentlichte „Mit Rucksack und Hammer durch Kellerwald und Knüll - Geologisches Heimat- und Wanderbuch“, ein sehr lesenswerter früher geologischer Führer (SCHWALM, 1919). RITZKOWSKI (1965a) macht darauf aufmerksam, dass sich in diesem Buch des geowissenschaftlichen Autodidakten Schwalm auch einige wichtige Beobachtungen finden, die von Blanckenhorn bei der geologischen Landesaufnahme leider nicht berücksichtigt wurden, obwohl er das Buch gut kannte.

Eine grundlegende Arbeit über den nordhessischen Braunkohlenbergbau hat STECKHAN (1952) verfasst, die eine Fülle von Informationen u.a. über das Gebiet von Borken, aber auch über das Ziegenhainer Becken enthält. Auch danach sind zahlreiche Arbeiten im Zusammenhang mit dem Braunkohlenbergbau entstanden, auf die in der weiteren Arbeit Bezug genommen wird.

SANDNER (1956) führte eine geomorphologische Untersuchung des Kellerwaldes durch, die am Rande auch die entsprechenden Abschnitte des Schwalmtals im Vorfeld des Kellerwaldes berührt. Eine zusammenfassende Darstellung des Gebiets findet sich in dem geologischen Führer Schiefergebirge und Hessische Senke um Marburg/Lahn (KOCKEL, 1958), der das Gebiet ebenfalls am Rande noch streift.

RITZKOWSKI (1965a) fertigte eine detaillierte Untersuchung des Schlierbacher Grabens an, die auch eine moderne Gliederung des Buntsandsteins verwendet.

WIEGEL (1907) führte eine petrographische Untersuchung der Basalte der Schwalm durch. WEDEPOHL (1982, 1983, 1987) und WEDEPOHL et al. (1983) beschäftigten sich intensiv mit dem Alter, der Geochemie und der Entstehung der hiesigen Basalte.

LOTZ (1995) gibt einen populärwissenschaftlichen Überblick über die Geologie von Hessen. Obwohl hilfreich, wird der Wert des Buches gemindert dadurch, dass es keine Quellenangaben im Text enthält. Das Buch beinhaltet auch einen großen Abschnitt über die Flussgeschichte in Hessen. Die Schwalm spielt darin, vermutlich aufgrund der dürftigen Quellenlage, jedoch nur eine marginale Rolle.

Schließlich hat die Deutsche Stratigraphische Kommission (2011) ein Buch über das Tertiär des Oberrheingrabens und benachbarter Tertiärgebiete erstellt. Darin enthalten ist ein Kapitel Niederhessische Tertiärsenke (Verfasser: RITZKOWSKI, GRIMM & HOTTENROTT) und ein Kapitel Vogelsberg (Verfasser: HOTTENROTT & MARTINI).

Für das Jahr 2017 ist ein zusammenfassendes Werk zur Geologie von Hessen zu erwarten (freundliche Mitteilung Prof. Dr. REISCHMANN, Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie).

Auf andere Arbeiten, die das Untersuchungsgebiet berühren, wird im weiteren Text eingegangen.

MAULL (1919), zitiert in SCHWARZ (1932), schrieb über Niederhessen: „Morphologisch der größte terra incognita in deutschen Landen“. Auch wenn dies in dieser Schärfe heute sicher nicht mehr zutrifft, ist das Fehlen einer Flussgeschichte der Schwalm bezeichnend, obwohl, wie sich zeigen wird, diese außerordentlich spannend ist.

3. Methoden und Techniken

3.1 Rekonstruktion fossiler Flussläufe

Wenn man fossile Flussläufe rekonstruieren möchte, kann man dazu zwei Werkzeuge nutzen: die Analyse von Flussablagerungen und die Analyse der Oberflächengestalt.

Flüsse nehmen auf ihrem Lauf gröbere Gesteinspartikel auf und lagern diese an nachgelagerten Stellen, wenn die Fließgeschwindigkeit sinkt, als Gerölle wieder ab. Dieser Prozess findet hauptsächlich während Hochwasserereignissen statt (AHNERT, 2009, S. 151). Beim Auftreten fluviatil transportierter Gerölle lässt sich also darauf schließen, dass an dieser Stelle ein Flusslauf war, wenn diese nicht durch andere Prozesse dorthin gekommen sein können. Der Umkehrschluss, keine Gerölle - kein Flusslauf, ist nicht richtig, da ein Fluss nicht überall Gerölle ablagert und abgelagerte Gerölle auch wieder erodiert worden sein können. Wenn die Ablagerung der Gerölle datierbar ist, lässt sich auch das Alter des fossilen Flusslaufs angeben. Wenn die abgelagerten Gerölle spezifisch sind für das Gebiet, das der Fluss durchflossen hat, wenn sich die Gerölle dieses Flusses also signifikant vom Liefergebiet anderer Flüsse unterscheiden, lässt sich auch angeben, um welchen Fluss es sich handelt. So ist beispielsweise Ramberggranit sehr spezifisch für den Fluss Bode im nördlichen Harzvorland (WEYMANN, 2003, S. 19). Wenn man in Geröllen Ramberggranit findet, muss dieses Gestein von der Bode transportiert worden sein. Die Schwalm führt bis Bischhausen leider nur verhältnismäßig unspezifische Gerölle. Die aus dem Kellerwald kommenden Flüsse führen jedoch Gesteine des Paläozoikums mit sich, die für das Ablagerungsgebiet der Niederhessischen Senke relativ spezifisch für das Liefergebiet Rheinisches Schiefergebirge sind. Diese Gerölle werden über die Nebenflüsse auch in die Schwalm eingetragene und von dieser transportiert.

Zu beachten ist allerdings, dass sich Gerölle auch auf sekundärer Lagerstätte befinden können. So gibt es Gerölllagen mit paläozoischen Gesteinen im Buntsandstein. Wird der Buntsandstein erodiert, werden diese wieder freigesetzt, aufgrund ihrer hohen Verwitterungsbeständigkeit weitertransportiert und auf sekundärer Lagerstätte wieder abgelagert, auch wenn der transportierende Fluss gar keine Gebiete mit paläozoischen Gesteinen berührt. Auch ist das Rheinische Schiefergebirge mit seinen paläozoischen Gesteinen groß. Nicht jeder Kieseliefer, der im Vorfeld des Kellerwaldes zu finden ist, stammt von dort, sondern kann um den Kellerwald herum eingetragen worden sein. Auch eine sehr detaillierte Untersuchung von Schottern schützt nicht vor Fehlinterpretationen, wie die Arbeit von BLANCKENHORN & KURTZ (1929) zeigt, mit einem Verlauf der Uraln über den Neustädter Sattel nach Osten, der später widerlegt wurde.

Die Situation im Hinblick auf die Gerölle in der Niederhessischen Senke beschreibt HUCKRIEDE (1954, S. 360) recht anschaulich: „Haupt-Sedimentlieferant für das hessische Oligozän und Miozän war das Rheinische Schiefergebirge. Die Gerölle der widerstandsfähigen Kieseliefer, Gangquarze, Eisenkiesel und paläozoischen Quarzite, wie man sie häufig im hessischen Tertiär findet, beweisen für einen bestimmten Horizont keineswegs einen Transport aus westlichen Richtungen. Sie können schon selbst mehrfach im Tertiär „umgeschauelt“ worden sein; denn Abtragung und Sedimentation wechselten in der Hessischen Senke oft räumlich und zeitlich in geringen Abständen. Außer den erwähnten paläozoischen Gesteinen führt das hessische Oligozän und Miozän häufiger Buntsandstein, Muschelkalk und Tertiärquarzit als Gerölle, also nur Gesteine, die in fast allen Himmelsrichtungen des Gebietes anstehen und kaum sichere Richtungen weisen.“

Schaut man sich die Terrassen der Schwalm bis zum Ziegenhainer Becken an, findet man dort Gerölle, die durch Bauxitknollen gekennzeichnet sind. Die Bauxitknollen entstanden aus der Verwitterung von Basalt im Miozän (s. Kap. 4.5.6.). Sie sind aber in der durch Basalte gekennzeichneten Niederhessischen Senke sehr viel unspezifischer als z.B. die Kieseliefer des Kellerwaldes. Gleiches gilt in noch viel stärkerem Maße für Gerölle von Buntsandstein, Basalt, Tertiärquarzit und stark eisenhaltigen Sedimentgesteinen in einer stark von diesen Gesteinen geprägten Gesamtregion.

Im Bereich der Efze treten in den »diluvialen Schottern vor allem Buntsandsteingerölle, Quarze, Quarzite und Bohnerzkörner auf (LANG & BLANCKENHORN, 1920, S. 90-91). Die Bohnerzkörner sind sehr spezifisch, gehören aber nicht zum Flusssystem der Schwalm. Junge Gerölle aus Muschelkalk und Keuper hängen mit dem Homberg-Fritzlaer Graben zusammen und können deshalb ebenfalls keine Hinweise auf einen fossilen Schwalmverlauf geben.

Man kann daran erkennen, dass, wenn überhaupt eine Chance besteht, fossile Verläufe der Schwalm anhand von spezifischen Geröllen zu rekonstruieren, dann über Bauxitknollen, wie sie im Bereich zwischen Alsfeld und dem Ziegenhainer Becken auftreten. Sie werden im Kap. 4.5.6 beschrieben. In den Erläuterungen zu den Blättern Ziegenhain, Schwarzenborn, Neukirchen, Homberg und Borken ist allerdings nirgendwo von Bauxitknollen in den vorhandenen Schottern nördlich oder östlich von Ziegenhain die Rede. Deshalb war es notwendig, eigene Untersuchungen zum Vorkommen von Bauxitknollen durchzuführen.

Untersuchungen von Schottern oder quantitative Schotteranalysen sind aber nur eine Methode zur Rekonstruktion fossiler Flussläufe. Die Rekonstruktion fossiler Flussläufe anhand der Oberflächengestalt untersucht dagegen das Auftreten von Trockentälern, von Tälern, die aufgrund ihrer Größe, ihres Verlaufs oder ihres Profils nicht zu den aktuell in ihnen verlaufenden Flüssen passen sowie ungewöhnliche Richtungsänderungen von Flussverläufen. Relevant sind auch Passübergänge bei denen das kontinuierliche Gefälle eines ehemaligen Flusslaufs durch nachträgliche Veränderungen bis zu einem Passübergang verändert wurde.

Berühmtes Beispiel dafür sind die „wind gaps“ in den Appalachen (AHNERT, 2009, S. 211).

Der Verfasser hat in der Vergangenheit sowohl einen Schotter mit Ramberggranit in sehr ungewöhnlicher Lage und Höhe nördlich von Thale, als auch ein Trockental südöstlich von Langenstein sowie weitere geologische und geomorphologische Aspekte zur Rekonstruktion des wahrscheinlichen voreiszeitlichen Flussverlaufs der Bode im nördlichen Harzvorland verwendet (SCHMIDT-DÖHL, 2016).

Sowohl die Gesteinsführung von Schottern, als auch die Beurteilung der Oberflächengestalt anhand von Karten und dem Gelände wurden in dieser Arbeit in qualitativer Art und Weise zur Untersuchung möglicher fossiler Flussläufe eingesetzt. Bei Geröllen wurde keine Größenauswertung vorgenommen. Berücksichtigt wurden nur Gerölle solcher Größe, die bei der Feldbegehung leicht erkennbar waren, also im Bereich von Zentimetern liegen. Nur bei extrem großen Geröllen wurde auf die ungewöhnliche Größe hingewiesen.

3.2 Identifikation von Prallhängen

Die Identifikation von Prallhängen erfolgte qualitativ anhand der Hangsteilheit im Zusammenhang mit den vorhandenen Gesteinen im Hang, der Biegung des Hanges, des Auftretens zugehöriger Gleithänge, der Betrachtung der rezenten und anhand anderer Merkmale erkennbaren fossilen Flussverläufe sowie ggf. vorhandener gegenüberliegender Flusseinmündungen.

Prall- und Gleithänge treten immer als Paar auf. Fossile Gleithänge sind jedoch morphologisch sehr viel weniger charakteristisch. Sanft geneigte Hänge, wie Gleithänge, können durch verschiedenste Prozesse entstehen und sind im Gebiet der Schwalm quasi der Normalfall. Stark geneigte Hänge, wie Prallhängen, können jedoch im Mittelgebirgsraum nur durch wenige andere Prozesse gebildet werden, von denen viele im Gebiet der Schwalm auszuschließen sind. Eiszeitliche Karbildung, Schichtstufen, Schichtkämme, fluviatile Erosionskanten von Durchbruchstätern, fossile Steilküsten eines Meeres und steil stehende Grenzflächen von Gesteinen mit stark unterschiedlicher Verwitterungsbeständigkeit lassen sich in der Regel gut erkennen. Bei allen anderen steilen Hängen handelt es sich in der Regel um Prallhängen. Deshalb konzentriert sich diese Arbeit auf Prallhängen und nicht auf Gleithänge. Durch die Flüsse hervorgerufene Prallhängen sind die entscheidende Ursache für Steilhänge im Gebiet der Schwalm. Die erkennbaren Prallhängen lassen sich wie folgt gliedern:

- Rezente Prallhängen des vorhandenen Flusses.
- Fossile Prallhängen die bis auf das Niveau des vorhandenen Flusses herunterreichen, aber keinen erkennbaren Zusammenhang mit dem heutigen Flusslauf haben.
- Fossile Prallhängen die erst deutlich über dem heutigen Flussniveau aufsteilen.
- Rezente oder fossile Prallhängen, die nicht auf den Hauptfluss zurückzuführen sind, sondern auf einen einmündenden Nebenfluss.

3.3 Identifikation von Umlaufbergen

Die Identifikation von Einzelbergen als Umlaufberge erfolgte qualitativ anhand der Geländeform, des Ausschlusses eines besonders widerstandsfähigen Gesteins im Bereich des Berges anhand der jeweiligen geologischen Karte sowie der heutigen und der möglichen fossilen Flussumgebung.

3.4 Chemische Elementanalyse mittels Röntgenfluoreszenzanalyse

SCHMIDT-DÖHL (2013, S. 162-163) beschreibt das Grundprinzip der Röntgenfluoreszenzanalyse wie folgt: „Die Probe wird mit der Strahlung einer Röntgenröhre beschossen und dadurch Elektronenübergänge im kernnahen Bereich ausgelöst. Die Elemente in der Probe werden

dadurch zur Aussendung einer Röntgenfluoreszenzstrahlung angeregt, die immer energieärmer ist als die zur Anregung verwendete Primärstrahlung der Röhre. Die Fluoreszenzstrahlung hat im Gegensatz zum Spektrum der Röntgenröhre keine kontinuierliche Energieverteilung (Bremsstrahlung), sondern diskrete Maxima (Peaks) bei definierten Energien, die charakteristisch sind für das angeregte chemische Element. Die Energien der entstehenden Fluoreszenzstrahlung werden zur Identifizierung der in der Probe vorhandenen chemischen Elemente verwendet, wobei systembedingt auch sogenannte Pile-Up- (bei der doppelten Energie großer Peaks oder der Summenenergie großer Peaks), Escape- (bei der Energie großer Peaks minus 1,74 keV im Falle eines Si-Detektors) und Diffraction-Peaks (vor allem bei Metallen) entstehen können, die nicht mit Elementpeaks verwechselt werden dürfen. Außerdem müssen Überlagerungen von K-, L- und M-Peaks verschiedener Elemente überprüft werden. Die Intensitäten der Peaks werden dagegen für die quantitative Elementanalyse verwendet. Durch eine entsprechende Wahl von Röhrenspannung und -strom, Messzeit, Filter, Prozesszeit des Detektors oder Sekundärtargets werden für die jeweiligen Elemente optimale Messbedingungen erreicht.“

Für die Analysen wurde das Röntgenfluoreszenzmikroskop Horiba XGT 7200 eingesetzt. Es wurden Punktanalysen mittels 1,2 mm Kapillare, bei Anregungsspannungen von 30 bzw. 50 kV durchgeführt. Die quantitative Auswertung der Spektren erfolgte mittels Fundamentalparametermethode mit einem Standard. Dazu wurde der zertifizierte Standard NIST 1881a, ein Portlandzement, eingesetzt.

Die chemische Elementanalyse mittels Röntgenfluoreszenz wurde eingesetzt, um verschiedene vom Verfasser rein visuell nicht anzusprechende Lithologien von Geröllen zu identifizieren.

4. Stratigraphie

4.1 Allgemeines

Die Darstellung der Stratigraphie muss sich an den vorhandenen geologischen Karten orientieren. Dies bedeutet, dass die verwendeten Begriffe im Wesentlichen als lithostratigraphische Einheiten anzusehen sind und gebraucht werden.

4.2 Paläozoikum

Die ältesten Gesteine im Bereich des Flusses Schwalm sind Gesteine des zum Rheinischen Schiefergebirge gehörenden Kellerwalds und des Grundgebirgsaufbruchs von Ruhlkirchen. Zwar berührt die Schwalm diese alten Gesteinen der variszischen Gebirgsbildung selbst nicht, allerdings tragen die linken Nebenflüsse Gilsa, Urff und Wälzebach Geröll aus dem Kellerwald in das Schwalmthal ein. Auch die in Zella mündende Antreff berührt im Grundgebirgsaufbruch von Ruhlkirchen entsprechende Gesteine, allerdings ist die zutage tretende Fläche sehr klein, so dass von dort keine Gerölle zu erwarten sind. Die Gerölle aus dem Kellerwald, die im Flussgebiet der Schwalm auftreten, „setzen sich zusammen aus weißem Gangquarz, Tonschiefer, Grauwacke, blauschwarzem Kieselschiefer, hellgraugrünen Adinolen, braunrotem Jaspis, Wüstegartenquarzit und Kieselgallen aus (...) Tonschiefern“ (BLANCKENHORN, 1926a, S. 40). Adinol ist ein metamorphes Gestein (MURAWSKI & MEYER, 2010, S. 206). Jaspis ist ein intensiv gefärbter Chalcedon, eine kryptokristalline Quarzvarietät (RAMDOHR & STRUNZ, 1967, S. 508-509).

Das gleiche gilt im Prinzip auch für Gesteine des Zechsteins, die am Rande des Kellerwalds stellenweise auftreten und die von der Schwalm ebenfalls nicht direkt berührt werden. Deren Verwitterungsbeständigkeit ist jedoch in der Regel gering, so dass diese kaum als Gerölle erhalten bleiben.

4.3 Buntsandstein

Weite Strecken legt die Schwalm in Gesteinen des Buntsandsteins zurück. Dabei handelt es sich um fluviatile (durch Flüsse entstandene), lakustrische (durch Süßwasserseen entstandene), terrestrische (festländisch entstandene) und marine (durch ein Meer entstandene) Ablagerungen. Die heute übliche Gliederung in sieben Formationen, die nach DIEDERICH & LAEMMLEN (1968, S. 85) auf die „Erkenntnis des Vorhandenseins rhythmisch ausgebildeter Sedimentationseinheiten“ durch BOINGK & VON GAERTNER zurückgeht, existierte zum Erstellungszeitpunkt der Karten in den 1920er Jahren noch nicht. Auf den geologischen Karten des Gebiets wird deshalb folgende Gliederung benutzt:

Der **untere Buntsandstein** beginnt auf den vorliegenden geologischen Karten mit dem wenig widerstandsfähigen Bröckelschiefer (su1 von DIEHL (1926) und von BLANCKENHORN (1926b)). Er ist nach PAUL (1982) „wohl, zumindest in seinen unteren Teilen, zeitgleich mit den obersten Zechstein-Schichten abgelagert worden“. Dann folgt ein feinkörniger Bausandstein (su2 von DIEHL (1926) und von BLANCKENHORN (1926b)), der z.T. kalkig ausgebildet ist (Blanckenhorn, 1950, S. 11). Darauf folgt ein wenig widerstandsfähiger, z.T. toniger Sandstein, der häufig für Ackerbau genutzt wird.

Der **mittlere Buntsandstein** beginnt ebenfalls mit wenig widerstandsfähigen Sandsteinen und lockeren Sanden. Der an der Basis des mittleren Buntsandsteins liegende grobe Volpriehausen-Sandstein enthält nach RITZKOWSKI (1965a, S. 152) Quarzgerölle bis 1,0 cm Durchmesser. Darauf folgt eine mächtige, festere Partien enthaltende Bausandsteinzone. Auf den geologischen Karten von Blanckenhorn ist der mittlere Buntsandstein unterteilt in einen unteren Mittelbuntsandstein (sm1), der Fossilien der Muschel *Avicula murchisoni* GEINITZ führt (die Gervillien BLANCKENHORNS), und die Bausandsteinzone (sm2).

Der Bausandstein enthält eine grobe Geröllführung in der Solling-Folge (RITZKOWSKI, 1965a, S. 157-160). DIEHL (1926, S. 17) spricht in den Erläuterungen zur GK25 Alsfeld von „bis faustgroßen Geröllen von Milchquarzen, hellgrauen Quarziten und kleineren, dunklen Kieselschiefern.“ BLANCKENHORN (1919a, S. 22) schreibt dazu: „Die Bausandsteinzone besteht aus fein-, mittel- und grobkörnigen Sandsteinen von blaßroter, hellgrauer, weißer, gelbweißer oder violetter Farbe. Die Grundbestandteile sind farblose, durchscheinende oder hellrötliche, abgerundete Quarzkörner, denen sich häufig kaolinisierte Feldspäte als weiße Pünktchen und glitzernder Kaliglimmer beigesellen. Besonders kennzeichnend ist das Vorkommen von groben Geröllen aus milchweißem Quarz, seltener auch Kieselschiefer, Adolinschiefer, Quarzit, die man fast überall antrifft, freilich oft nur vereinzelt, an andern Stellen so reichlich, daß man von Konglomeraten sprechen kann.“ Auch in den Erläuterungen zu Blatt Neukirchen stellt BLANCKENHORN (1919b, S. 27) fest, dass im Bausandstein Gerölle von Kieselschiefer und Jaspis vom Kellerwald vorhanden sind. RITZKOWSKI (1965a, S. 157) nennt „kantengerundete Quarze bis max. 3 cm Durchmesser“. BLANCKENHORN & KURTZ (1929, S. 11) weisen darauf hin, dass bei der Verwitterung von Buntsandstein wieder freigesetzte Gerölle „meist noch Reste angehängten Sandsteins und auf ihrer Oberfläche die Narben der in sie eingedrückten Sandkörner“ zeigen. „Außerdem sind sie nicht mehr so frisch wie die Gerölle des Pliozäns.“

Darauf folgt wieder eine weniger feste, mehr sandige Zone und ein weiterer Sandstein mit jedoch geringerer Widerstandsfähigkeit im Vergleich mit dem Bausandstein. An der Grenze zum oberen Buntsandstein gibt es wiederum ein Geröllband. RITZKOWSKI (1965a, S. 159) schlägt es dem mittleren Buntsandstein zu und spricht von kantengerundeten Quarzgeröllen mit maximal 4 cm Durchmesser. Mittlerer Buntsandstein ohne Lössbedeckung trägt in der Regel Wald, da er für Ackerbau nicht gut geeignet ist. Er bildet häufig Berge und hochgelegene Plateaus.

Tabelle 1. Vergleich einiger Buntsandsteingliederungen zwischen Marburg/Lahn und dem Knüll. Teilweise vereinfacht und verändert nach RITZKOWSKI (1965a, S. 149, Tabelle 1). Der Stand der älteren geologischen Karten in dem hier relevanten Gebiet entspricht Blanckenhorn, der moderne Stand entspricht Ritzkowski. SU, SM und SO: unterer, mittlerer und oberer Buntsandstein. Anmerkung 1) lautet: Ob. Gervillienhorizont erscheint in diesem stratigraphischen Niveau lediglich infolge fälschlicher Parallelisierung.

| Kayser (1915) Blatt Marburg | | Denckmann (1902) Blatt Gilserberg | | Blanckenhorn (1950 u.a.) Zahlreiche Blätter | | Ritzkowski Teile Blatt Ziegenhain | | |
|--------------------------------|--|--------------------------------------|--|--|----------------------------|--|-----|--|
| SO | Röt | SO | Röt | SO | Röt | SO | Röt | |
| SM | Geröll- od. Konglomeratzone SM 2 | SM | Bausandsteinzone SM 3 | SM | Bausandsteinzone SM 2 | | ? | Chirotherien-sandst. Solling-Sandstein |
| | Form- oder Stubensandzone SM 1 | | Stubensandsteinzone SM 2 | | Hauptbuntsandstein SM 1 | Ob. Gervillienhorizont 1) Stubensande | | Hardeggen-Folge |
| SU | Feinkörnige, tonige Sandsteine Bausandsteinzone | | Gervillienplatten SM 1 | | | | SU | Unt. feinkörniger Sandstein SU 2 Bröckelschiefer SU 1 |
| | | SU | Dünnpaltige Sandsteine Bausandsteinzone | Unt. Buntsandstein | | | | |

Der **obere Buntsandstein** (Röt) wird vor allem aus mürben Sandsteinen und Tongesteinen aufgebaut, die leicht verwittern und sehr häufig für Ackerbau genutzt werden. Rötensedimente wurden im Meer abgelagert, sind Küstensedimente oder äolischen Ursprungs (PAUL, 2001, S. 71-73).

Eine für das Gebiet sehr wichtige Beschreibung sowie kritische Darstellung der Gliederung des Buntsandsteins und der Benennungen gibt RITZKOWSKI (1965a) in einer Arbeit über den Schlierbacher Graben. Die Tabelle 1 beruht auf dieser Arbeit.

4.4 Muschelkalk, Keuper, Jura und Kreide

Gesteine des **Muschelkalks**, **Keupers** und **Juras** sind in oder in der Nähe des Gebiets nur in geologischen Gräben erhalten geblieben. Der Muschelkalk besteht aus verschiedenen Kalkgesteinen. Im mittleren Muschelkalk kommen auch Dolomit, Gips und Salzgesteine vor, wobei die letzteren wegen der Löslichkeit aber an der Oberfläche nicht auftreten (KOCKEL, 1958, S. 134-138). Gesteine des Keupers und Juras sind in dem Gebiet geomorphologisch nicht wirksam. Im Schlierbacher Graben konnten HECKMANN (1916) und RITZKOWSKI (1965a, S. 162-163) zusätzlich zu dem auch von BLANCKENHORN (1926c) kartierten unteren Muschelkalk, auch mittleren und oberen Muschelkalk nachweisen.

In der **Kreide** herrschten in der Region kontinental terrestrische Bedingungen mit zumeist Verwitterung und Abtragung. Kreidesedimente sind nur in Hohlräumen (Höhlen und Dolinen) vorhanden bzw. erhalten (STREMME, 1989, S. 32). Allerdings sind Kreide-Fossilien im tertiären Schleichsand enthalten und verkieselte Kreidekalke, Feuersteine und andere Kreidegesteine

sind in weiteren Tertiärsedimenten enthalten (HUCKRIEDE, 1954, S. 351-361, GRAMANN, 1960, S. 31, KOCKEL, 1958, S. 140). In der Kreide und am Beginn des Tertiärs gab es eine starke Abtragung, Verwitterung, Bleichung und Einebnung (KOCKEL, 1958, S. 140).

4.5 Tertiär

Wichtig für die Stratigraphie des Tertiärs in der Region ist das Buch über das Tertiär des Oberrheingrabens und benachbarter Tertiärgebiete der Deutschen Stratigraphischen Kommission (2011, S. 303-343). Für das ältere Tertiär in der Niederhessischen Senke grundlegend waren die Arbeiten von GRAMANN (1960) und RITZKOWSKI (1965b). Gesteine aus dem Paläozän, Eozän und Oligozän werden heute dem Paläogen zugeordnet, Gesteine aus dem Miozän und Pliozän dem Neogen. Die vorliegende Arbeit verwendet für die Gliederung des Tertiärs in der älteren Literatur weit verbreitete Begriffe, die sich an im Gelände erkennbaren Gesteinen orientieren. Diese werden jeweils den Formationen aus dem Buch der Deutschen Stratigraphischen Kommission (2011, S. 303-343) gegenübergestellt.

4.5.1 Ältere Sand- und Tonserie und zeitlich äquivalente Bildungen sowie Bohnerz von Mardorf

UDLUFT schreibt in STECKHAN (1952, S. 37) wie folgt: „Der niederhessische Raum war um die Wende der Kreidezeit gegen das Alttertiär ein weithin eingeebnetes Festland, dessen Oberfläche von einer dicken kaolinisierten Verwitterungsdecke verhüllt war. Als dann im Zusammenhang mit großräumigen, tektonischen Vorgängen eine Hebung der ganzen mitteldeutschen Großscholle eintrat, begann sich in dieser die Grabeneinsenkung der Mittelmeer-Mjösen-Zone herauszubilden, die aber allem Anschein nach nicht überall gleichzeitig und gleichmäßig vor sich ging.“ Nach UDLUFT & LANG (1959, S. 336) war die „kaolinig-tonige Verwitterungsrinde (...) 45-75 m mächtig“. Sie kann nach GRAMANN (1960, S. 20) „als Bodenbildung in feuchtheißem Klima gedeutet werden.“

Die Deutsche Stratigraphische Kommission (2011, S. 305) bezeichnet diese älteste tertiäre Bildung und die darin neu gebildeten Eisenerze als Mardorf-Paläoboden (**Kreide bis Mitteleozän**). Nach dieser Quelle werden die oben genannten hohen Mächtigkeiten der Verwitterungsrinde nur auf Buntsandstein erreicht. Auf Blatt Homberg bis zur Reuters Ruh auf Blatt Ziegenhain treten in jüngeren Schottern glänzende Bohnerzkugeln auf. BLANCKENHORN hält sie für fluviatil verschleppt aus dem Bohnerzlager von Mardorf (1950, S. 62).

Der Begriff Ältere Sand- und Tonserie wurde von GRAMANN (1960, S. 20, s.a. KOCKEL, 1958, S. 142-149) für die entsprechenden Sedimente seines Arbeitsgebietes im nordwestlichen Vorland des Vogelsberges verwendet. In der Niederhessischen Senke treten zeitlich äquivalente Bildungen auf. Dort ist den Ablagerungen die Ältere (Borkener) Flözgruppe eingelagert (ROTHE, 2012, S. 177, MOTZKA-NÖRING, 1988, RITZKOWSKI et al. 1977, S. 66). Teilweise wird auch der Begriff Ältere Sand- und Ton-Folge (MOTZKA-NÖRING, 1988) verwendet. Diese Sedimente sind nach der Deutschen Stratigraphischen Kommission (2011, S. 306-311) der Borken-, Almerode und Schwalm-Formation (teilweise) bzw. der Roßdorf-Formation zuzuordnen.

Teile dieser Sedimente sind aus der Bleichverwitterungsrinde des Untergrundes entstanden und sind deshalb häufig ziemlich hell. Sie sind dem Eozän zuzuordnen (Deutsche Stratigraphische Kommission, 2011, S. 310) und unter limnisch-festländischen Bedingungen entstanden (HENNINGSEN & KATZUNG, 2006, S. 149), nach GRAMANN (1960, S. 21) auch fluviatil (auch MOTZKA-NÖRING, 1988). Sie enthalten neben Tonen und Sanden auch verkieselte Hölzer und Braunkohle, u.a. das Borkener Hauptflöz. UDLUFT & LANG (1959, S. 336) sind der Meinung, dass „die Braunkohlenbildung (...) an die Randgebiete größerer Seebecken gebunden“ war, die in einer Senkung begriffen waren. Die Deutsche Stratigraphische Kommission spricht von

Moor (2011, S. 307). In der Serie sind teilweise auch ganz grobe Gerölle von Buntsandstein enthalten. Enthaltene Quarzite sind in der Regel durch Quarz-Anwachssäume entstanden (Kristallquarzite). Es kommen jedoch auch durch kieseliges Bindemittel verfestigte Sande vor (Zementquarzite) (STREMME, 1989, S. 62).

Der Begriff ältere Sand- und Tonserie ist jünger als die vorliegenden geologischen Karten 1:25.000. In den Karten sind diese, bzw. zeitlich äquivalente Sedimente als unteroligozäne Sande und Kiese kartiert (bou auf Blatt Gudensberg), als unteroligozäne bis miozäne tonige und sandige Süßwasserablagerungen mit Braunkohlenflözen (be) bzw. unteroligozäne Quarzitsande, Sande und Tone (bou, bous, bout, auf Blatt Borken, Ziegenhain und Schrecksbach), wobei im Gelände eine Verwechslungsgefahr mit der jüngeren Sand- und Tonserie und deren zeitlich äquivalenten Ablagerungen besteht. Nördlich von Alsfeld ist nach Meinung von BROSIUS & GRAMANN (1959, S. 166) die ältere Sand- und Tonserie irrtümlich als Miozän kartiert, nachgewiesen in der Ziegeleitongrube Schwabenrod (s.a. KOCKEL, 1958, S. 144, Deutsche Stratigraphische Kommission, 2011, S. 311). BROSIUS & GRAMANN (1959, S. 166) äußern die Vermutung, dass „alles sandig-tonige „Miozän“ des Blattes Alsfeld, soweit es unmittelbar auf Buntsandstein liegt“ „mit den „eo-unteroligozänen Tonen und Sanden“ BLANKENHORN´s auf Blatt Amöneburg-Homberg gleichzusetzen ist“, also zur älteren Sand- und Tonserie gehört.

GRAMANN (1960) untersuchte das ältere Tertiär im nördlichen Vorland des Vogelsberges. Sein Untersuchungsgebiet bleibt westlich der Schwalmregion und reicht nicht an den Kellerwald heran. Dies wird auch daran deutlich, dass er die Ältere Sand- und Tonserie mit eo, den oligozänen Sanden und Tonen BLANKENHORN gleichstellt. Diese Kennzeichnung wird auf den hier relevanten geologischen Karten aber gar nicht verwendet (s.o.), sondern nur westlich davon. Nach dieser Arbeit (GRAMANN, 1960, S. 20) kommt in der Älteren Sand- und Tonserie gebleichter Kieselschiefer in den Feinkieslagen vor, so beispielsweise in Kirchhain. Er stammt laut GRAMANN aus der Verwitterungsrinde des Paläozoikums des Schiefergebirges und setzt voraus, dass dessen Deckgebirge abgetragen worden ist. Auch KOCKEL (1958, S. 144) nennt die Kieselschiefergeröllchen in der Älteren Sand- und Tonserie. Man könnte beim Lesen dieser Arbeiten zum Schluss kommen, dass diese Kieselschiefergerölle typisch wären für diese tertiären Sedimente, was eine allgemeine Freilegung des Paläozoikums des Rheinischen Schiefergebirges bis zur Wende Kreide-Tertiär bedeuten würde. Dies ist aber nicht der Fall. Die Aussagen in beiden Arbeiten beziehen sich auf das Gebiet von Flüssen, die aus dem Rheinischen Schiefergebirge westlich bzw. südwestlich des Kellerwaldes ausgetreten sind und nicht in das spätere Gebiet der Schwalm hinübergetreten sind, eventuell eine sehr frühe Umlahn. Der Kellerwald gehörte nicht zum Einzugsgebiet dieses Flusses bzw. dieser Flüsse. Es gibt nach Wissen des Autors keinen Beweis für tertiäre Kieselschiefergerölle die aus dem Kellerwald stammen und vor dem Pliozän abgelagert worden sind. Der Kieselschiefer im Buntsandstein, s. Kap. 4.3, ist ein anderer Fall, weil er vor der Bildung des Deckgebirges erodiert wurde. Die Kieselschiefer der oligozänen Kottenbergschotter und vergleichbare Gerölle stammen nicht aus dem Kellerwald, s. Kap. 4.5.5. Diese Beobachtung deutet darauf hin, dass der Kellerwald, im Gegensatz zu anderen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges, frühestens im Miozän sein Deckgebirge eingebüßt hat, wahrscheinlich eher später. Diese Frage wird in Kap. 7.8 noch intensiver diskutiert.

4.5.2 Melanienton

Darüber folgt grüner Melanienton mit Kalken, roten Eisenmineralen und Sanden. Auch brauner Ton und Braunkohle tritt auf. Es handelt sich um ein Süß- und Brackwassersediment. Es ist dem **Obereozän bis Unteroligozän** zuzuordnen (Deutsche Stratigraphische Kommission, 2011, S. 312). Auch HENNINGSSEN & KATZUNG (2006, S. 149) sprechen von älterem Oligozän.

BLANCKENHORN nahm 1950 noch einen unteren und oberen Melanienton an, dazwischen der Rupel-Ton. GRAMANN (1960, S. 101) konnte nachweisen, dass ein oberer Melanienton über dem Rupel-Ton nicht existiert (s.a. KOCKEL, 1958, S. 149). Diese Sedimente sind nach der Deutschen Stratigraphischen Kommission (2011, S. 311) der Schwalm-Formation zuzuordnen. Während der Ablagerung der Sedimente der Schwalm-Formation ist auch eine erste Meeresstraße durch die Hessische Senke aufgetreten (Deutschen Stratigraphischen Kommission, 2011, S. 303).

4.5.3 Verna-Schotter

Eine Besonderheit stellen die sogenannten Verna-Schotter dar. Nach BLANCKENHORN (1950, S. 47-48) „nehmen sie die Oberfläche eines bewaldeten Höhenrückens zwischen den Tälern der Ohe und der Olmes im SO des Blattes Borken ein. Auf ihnen liegt der Höhepunkt 251,8 und die sogenannte „Mergelgrube““. Sie liegen „zu beiden Seiten des Weges Verna-Stolzenbach“ (BLANCKENHORN, 1926a, S. 30). Die Verna-Schotter „bestehen nämlich aus Muschelkalk, namentlich Trochitenkalk, oligozänem Trochitenkalk, oligozänem Limmäenkalk und Braunkohlenquarzit (...). Es sind nur vereinzelt Gerölle vorhanden, die auf das Rheinische Schiefergebirge zurückgehen, und gar keine Basalte.“ Sie „sind nicht von Basalt bedeckt.“ (BLANCKENHORN, 1950, S. 48); KLÜPFEL (1936, S. 621) hielt sie für jünger als die Lendorfer Schichten (?Pliozän), da sie „die Lendorfer Sande und Grande mit Eisenschalen“ diskordant überlagern. Nach BLANCKENHORN (1939, S. 42) wurde diese Meinung von Klüpfel 1937 aber zurückgezogen. Von Eisenschalen wird bei BLANCKENHORN nichts berichtet (1926a, S. 30-31), Lendorfer Schichten treten dort nicht auf. Nach RITZKOWSKI et al. (1977, S. 84) sind diese Schotter **oligozänen** Alters und bilden die Basis des Rupel-Tons. Die Muschelkalk Gerölle stammen aus Richtung Nordosten.

Nach der Deutschen Stratigraphischen Kommission (2011, S. 315) sind die Schotter mit einer Feinsandlage verbunden und der Verna-Formation zuzuordnen. Es handelt sich um die Füllung einer über 30 km langen Erosionsrinne, verbunden mit Hochflutablagerungen.

4.5.4 Rupel-Ton und Ziegenhainer Grünsand

Der Rupel-Ton ist ein dunkler Ton. In der älteren Literatur über das Gebiet wird er als Septarienton bezeichnet. Septarien sind große Kalkkonkretionen mit verheilten Schrumpfrissen, die in den Ton eingebettet sein können. Er ist nach HENNINGSEN & KATZUNG (2006, S. 149) dem **älteren Oligozän** zuzuordnen, nach RITZKOWSKI (1965b, S. 25), RITZKOWSKI et al. (1977, S. 66) und MOTZKA-NÖRING (1988) dem **Mitteloligozän**. Er ist als marines Sediment entstanden. Zeitweilig bestand durch die Hessische Senke eine durchgehende Verbindung zwischen einem südlich und einem nördlich gelegenen Meer. Er wurde deshalb ursprünglich überall in etwa auf gleicher Höhe abgelagert und erlaubt deshalb einen relativen Höhenvergleich. Die Höhenlage des Rupel-Tons beträgt nach BLANCKENHORN (1926c, S. 47-48, 1926b, S. 38-39):

- Am Fuß des Buschhorns bei Neuenhain: 230 m
- Bei Welcherod: 205-243 m (Bohrloch)
- Im Ohetal: 189-214 m (Bohrloch)
- Südlich von Gebersdorf: 263 m
- An der Wasserscheide Ohe Gers: 236-271 m (Bohrloch)
- Am Fuß des Kottenberges: 212-225 m
- Ziegenhain Nord: 230-240 m
- Am Kessel: 227-250 m
- Auf Blatt Schrecksbach: 213-233 m im Zentrum des Oligozänbeckens (Bohrlöcher)
- Auf Blatt Schrecksbach im Westen: 264-270 m (Bohrloch)

- Am Markstrauch westlich von Willingshausen: 315 m
- Bei Neustadt: 265-320 m
- Bei Kirchhain: 163-202 m

Bei der Ortschaft Brauerschwend auf Blatt Stordorf der geologischen Karte taucht Rupel-Ton in etwa 310 bis 340 m Höhe auf, bei Alsfeld etwa bei 250 m Höhe. STECKHAN (1952, S. 79) berichtet von Rupel-Ton im Bereich des Braunkohlenbergwerks Frielendorf in einer Höhe von 200 und 130 m NN, dazwischen befindet sich eine Störung. STECKHAN (1952, S. 28) schreibt über die Lage des Septarientons: „(...) bei Borken und Frielendorf 30-60 m tiefer als in den Nachbargebieten.“ Auf S. 33 schreibt er: „Der Septarienton ist dabei einwandfrei als Randsaum in etwa 180-200 m NN um den Borkener Stadtwald und dem Blumenhain festzustellen.“ Auf S. 67 schreibt er, dass „beim Kohlenabbau nördlich von Borken marine Schichten in ungefähr 170 m Meereshöhe freigelegt“ wurden. Allerdings bemerkt er auf S. 100, dass auf Blatt Borken „der Septarienton nachweislich höchstens auf 180 m NN“ (absteigend) und auf Blatt Gudensberg „einwandfrei auch nur auf Höhen 230 m NN gefunden“ wurde. Auf S. 103 gibt er an, dass der Rupel-Ton südlich des Heiligenberges bei 200-210 m NN liegt und „am Nordwestrande des Schneeberges südlich von Rhünda auf Höhe 220 m NN.“ Auf S. 111 gibt er für den Rupel-Ton nordwestlich von Besse eine Höhe von 230 m NN an. Auf S. 125 gibt er in Oberkaufungen eine Höhe von 210-220 m NN an.

Weitere Angaben über die Höhe des Rupel-Tons können aus den detaillierten Fundpunktbeschreibungen von RITZKOWSKI (1965b) entnommen werden. Aus diesen Daten ist ersichtlich, dass der Rupel-Ton in Bohrungen in der Nähe des Blumenhain bei Borken auch in Lagen bis hinab zu 154 m NN angetroffen worden ist, aber auch in Höhenlagen bis 250 m. Entlang des Wasserleitungsgrabens Pfaffenhausen-Stolzenbach tritt der Rupel-Ton in Höhen zwischen 214 und 257 m oberflächennah auf. In den Bohrungen Hombergshausen tritt der Rupel-Ton in Höhen zwischen 267-336 m auf. Für die Bohrung Todenhausen-Linsingen gibt Ritzkowski eine Höhe des Rupel-Tons bis 270 m an. Eine Bohrung in Ziegenhain ergab Rupelton bei 163-176 m.

Als „normale“ Höhe nimmt BLANCKENHORN 210 bis 240 m an (1926c, S. 48). STECKHAN (1952, S. 26) gibt eine Höhe von „im allgemeinen (...) 180-220 m über N.N.“ an, auf S. 143 spricht er im „Gebiet von Ziegenhain, Borken, Frielendorf und Wabern“ von „Höhen zwischen 200 und 240 m“. Man kann daran die nach Ablagerung des Rupel-Tons erfolgte Hebung der Scholle bei Brauerschwend, an der Wasserscheide Ohe-Gers und bei Neustadt erkennen. Diese Hebung erfolgte nach BLANCKENHORN (1926c, S. 48) „erst mit dem Pliocänende“ und führte in den gehobenen Schollen zur Tiefenerosion der Flüsse Schwalm zwischen Treysa und Kerstenhausen sowie der Wiera. Bemerkenswert ist, dass entgegen den Meinungen von KOCKEL (1958, S. 175) und RITZKOWSKI (1965a, S. 169) (s. Kap. 5) eine deutliche Absenkung des Ziegenhainer Beckens (Am Fuß des Kottenberges, Ziegenhain Nord und auf Blatt Schrecksbach im Zentrum des Oligozänbeckens) nur aus einer Bohrung in Ziegenhain erkennbar ist, d.h. der stark eingetiefte Teil des Ziegenhainer Beckens ist sehr klein. Dies ergibt sich auch aus UDLUFT & LANG (1959, S. 348). Ansonsten liegt der Ton dort auf „nomaler Höhe“. Wirft man noch einen Blick außerhalb des hier interessierenden Gebietes so liegt der Rupel-Ton nach STECKHAN (1952) am Hirschberg bei Großalmerode bei 440 m NN und bei Glimmerode bei 350-380 m NN. Hier hat also eine deutliche Hebung stattgefunden. „Da die jüngeren Tertiärschichten dieses Aufsteigen mitgemacht haben, (...) ist diese Bewegung in das jüngste Tertiär, wahrscheinlich an die Grenze des Pliozäns zu verlegen“. (STECKHAN, 1952, S. 143)

Der Rupel-Ton ist nach der Deutschen Stratigraphischen Kommission (2011, S. 316) der Rupelton-Formation zuzuordnen. Dazu gehören als eine Fazies auch die Ziegenhainer

Grünsande (RITZKOWSKI, 1965b, S. 33, RITZKOWSKI, 1967, S. 302). Sie gehören nicht zum Kasseler Meeressand (RITZKOWSKI, 1965b, S. 48). Der Formation zuzurechnen ist auch der Schleichsand, ein „Ton (...) mit feinsandigen Lagen“ (RITZKOWSKI, 1965b, S. 42), der auf den älteren Karten nicht ausgewiesen wurde oder in das ?Miozän eingestuft wurde. Der Schleichsand ist dem **Mitteloligozän** zuzuordnen (RITZKOWSKI, 1965b, S. 42, 47, RITZKOWSKI, 1967, S. 312, RITZKOWSKI et al., 1977, MOTZKA-NÖRING, 1988).

Die Verbreitung der marinen oligozänen Sedimente zeigt nach RITZKOWSKI (1967, S. 316), dass das Meer auch „über Reinhardswald, den Knüll und Vogelsberg“ hinweggegangen ist.

4.5.5 Jüngere Sand- und Tonserie und zeitlich äquivalente Bildungen

Der Begriff Jüngere Sand- und Tonserie wurde von GRAMANN (1960, S. 32, s.a. KOCKEL, 1958, S. 153-155) für die entsprechenden Sedimente seines Arbeitsgebietes im nordwestlichen Vorland des Vogelsberges verwendet. In der Niederhessischen Senke ist den äquivalenten Sanden und Tonen die Jüngere Flözgruppe (ROTHER, 2012, S. 177, MOTZKA-NÖRING, 1988) bzw. die Frielendorfer Schichten (SCHMIDT, 1991, S. 30-31) oder die Frielendorfer Gruppe (RITZKOWSKI et al., 1977, S. 66) sowie der Kasseler Meeressand (RITZKOWSKI et al., 1977, S. 66) eingelagert. Teilweise wird auch der Begriff Jüngere Sand- und Ton-Folge (MOTZKA-NÖRING, 1988) verwendet. Der für einige Schichten in diesem Bereich verwendete Begriff Putz- und Mauersand ist aus Sicht eines Baustoffkündlers äußerst unglücklich.

Diese Sedimente sind nach der Deutschen Stratigraphischen Kommission (2011, S. 320-329) der Kassel- und Frielendorf-Formation, bzw. der Hombergohm-Formation zuzuordnen.

Die Ablagerungen sind im **Oberoligozän bis Untermiozän** entstanden. Nach HENNINGSSEN & KATZUNG (2006, S. 149) reichen die Sedimente gebietsweise bis in die Pliozän-Zeit. Dem widerspricht aber die Deutsche Stratigraphische Kommission (2011, S. 325, 328), wo die genannten Formationen mit dem miozänen Vulkanismus enden. „Sie liegt gerne diskordant auf älteren Gesteinen bis hinab zum Buntsandstein.“ (KOCKEL, 1958, S. 154) Es handelt sich bei den Gesteinen um Fluss-, See- oder terrestrische Ablagerungen, nach RITZKOWSKI (1965b, S. 73) teilweise auch um marine. Das Vorkommen mariner Sedimente stützt die These, dass sich im Oberoligozän das Meer von Norden wieder bis nach Ziegenhain über Leimfeld und Niedergrenzebach erstreckte, wie BLANCKENHORN angenommen hat (LANG & BLANCKENHORN, 1920, S. 11, BLANCKENHORN, 1950, S. 41). Gegen Ende des Oligozäns waren nur noch Süßwasserseen vorhanden.

In den Gesteinen befindet sich auch Braunkohle (z.B. bei Frielendorf), Quarzschotter, andere Schotter und die bekannten Knollenquarzite des Tertiärs. Es handelt sich dabei um mit kieseligem Bindemittel verfestigte Sande (Zementquarzite). Es kommen jedoch auch durch Quarz-Anwachssäume entstandene Quarzite (Kristallquarzite) vor (STREMME, 1989, S. 62). Die Einkieselung der Quarzite erfolgte nach BLANCKENHORN bereits im Miozän (1926b, S. 21, 1926c, S. 23). Aufgrund der großen Verwitterungsbeständigkeit der Quarzite treten diese z.T. auch losgelöst von den ehemals umgebenden Sedimenten auf anderem Untergrund auf.

Die auftretenden Tone können teilweise als umgewandelte vulkanische Aschen gedeutet werden, wobei diese Aschen nicht unbedingt aus der näheren Umgebung stammen müssen. Sie könnten beispielsweise dem Westerwaldvulkanismus zugeordnet werden, der älter ist als der lokale Vulkanismus (STREMME, 1989, S. 39).

BLANCKENHORN (1926b, S. 21) schreibt, dass fluviatile Gerölle des ?Miozäns unter den Basalten des Tertiärs (siehe Kap. 4.5.6) ehemalige Flussläufe kennzeichnen, die dann von den Basaltströmen genutzt wurden. Dass dies nicht immer stimmen muss zeigen die Kottenberg-Schotter. An diesen Gesteinen wird exemplarisch deutlich, wie schwierig die Einordnung



Abb. 1: Tertiärquarzit, hier die Wippersteine zwischen Merzhausen, Röllshausen und Holzburg.

tertiärer Gesteine teilweise ist und wie mühsam der Weg zum heutigen Wissensstand war. Wie oben beschrieben, stellte BLANCKENHORN die Schotter zunächst in das Miozän. Mit einer in der wissenschaftlichen Diskussion auftretenden „Verjüngung“ der Basalte stellte er sie später (1950, S. 57) in das Pliozän. Nach KLÜPFEL (1936, S. 623) wurde sogar ein »diluviales Alter der Schotter in Erwägung gezogen, auf S. 624 spricht er selbst von einer »altdiluvialen Terrasse am Kottenberg. Durch Untersuchungen von WEDEPOHL (1982, S. 180) ist heute bekannt, dass der Basalt des Kottenberges miozänes Alter hat. Er kann also keine pliozänen oder gar »diluvialen Sedimente überlagern oder intrudieren. RITZKOWSKI (1965b, S. 73) konnte zeigen, dass die Kottenberg-Schotter sogar deutlich älter sind als der Basalt. Sie gehören in das Oligozän (RITZKOWSKI, 1965b, S. 75, RITZKOWSKI et al. 1977, S. 66). Er hält die Kottenberg-Schotter für das basale Konglomerat des transgredierenden Kasseler Meeressandes (RITZKOWSKI, 1965b, S. 75).

Aufgrund dieses Altersunterschiedes können die Kottenberg-Schotter nicht als Gerölle des Flusses gedeutet werden, dem der Lavastrom am Kottenberg gefolgt ist, wie BLANCKENHORN angenommen hat (1926c, S. 34). Dies wird auch daran erkennbar, dass die Gerölle der Kottenberg-Schotter zwar unter dem Basalt des Kottenberges und auch unter dem Basalt des benachbarten Steinbühls liegen (BLANCKENHORN, 1926c, S. 24), jedoch auch auf der benachbarten Reuters Ruh, die keine Verbindung zu den Basalten hat. Immerhin zeigen die Schotter unter Lavaströmen präbasaltische Wasserläufe an, die aber zur Zeit der Basaltbildung nicht mehr aktiv gewesen sein müssen.

Die Kottenberg-Schotter führen neben Gangquarz, Feuerstein, kreidezeitlichen verkieselten Plänerkalk, Kieselschiefer, Jaspis und paläozoischen Quarzit (BLANCKENHORN, 1926c, S. 23, RITZKOWSKI, 1965b, S. 73-75, Deutsche Stratigraphische Kommission, 2011, S. 321). BLANCKENHORN & KURTZ (1929, S. 28) geben für das Vorkommen der paläozoischen Gesteine am ehemaligen Bahnhof Ziegenhain-Nord den Kellerwald als Herkunftsort an. HUCKRIEDE (1960, S. 240-241) verneint jedoch die Herkunft der Quarzite aus dem Kellerwaldquarzit. Er

beruft sich dabei auf Stoppel: „Herr Stoppel, Marburg, wegen seiner langen Kartiertätigkeit im Kellerwald wohl einer der besten Kenner des Kammquarzits, verneint jedoch entschieden, daß die hier behandelten Ziegenhainer Quarzitgerölle etwas mit dem Quarzit des Kellerwaldes zu tun haben.“ Huckriede ermittelte ein ordovizisches Alter der Quarzitgerölle. Die Kieselschiefer in den Kottenberg-Schottern sind deshalb kein Beweis für einen Abtrag des Deckgebirges des Kellerwalds bereits im Oligozän.

RITZKOWSKI (1965b, S. 75) spricht sich für eine Herkunft der Kottenberg-Schotter und weiterer Schotter des Oberoligozäns in dem Gebiet aus Richtung Nordwesten, aus der Nähe des Habichtswaldes, aus. Einige Gerölle lassen sich auf Gesteine des Thüringer Waldes zurückführen (Deutsche Stratigraphische Kommission, 2011, S. 321, 326).

Der Begriff jüngere Sand- und Tonserie ist jünger als die vorliegenden geologischen Karten 1:25.000. In den Karten sind diese bzw. zeitlich äquivalente Sedimente als miozäne Sande und Tone (bm, bmh und bms) auf Blatt Gudensberg, Homberg, Borken, Ziegenhain und Schrecksbach und als miozäne Süßwasserschichten (tm) auf Blatt Alsfeld kartiert. Es besteht Verwechslungsgefahr mit der älteren Sand- und Tonserie und deren Äquivalenten (STREMME, 1989, S. 37-39, Kockel, 1958, S. 154-155). Es sei nochmal darauf hingewiesen, dass die Verbreitung ?miozäner Sedimentgesteine in der hier relevanten Region auf den vorliegenden geologischen Karten 1:25.000 wahrscheinlich viel zu groß ist. Die GÜK 200 Fulda zeigt eine viel kleinere Verteilung dieser Sedimente, sondern stattdessen oligozäne Sedimente. Miozäne Sedimente sind auf den neueren Karten im Wesentlichen auf höhere Lagen beschränkt.

4.5.6 Vulkangesteine und zeitlich äquivalente Sedimente

Das **Miozän** der Region ist geprägt durch vulkanische Aktivität.

„Der Vogelsberg ist der größte vulkanische Gesteinskomplex in Mitteleuropa, mit einer wahrscheinlich mehr als 800 m mächtigen Abfolge vulkanischer Gesteine (HOPPE & STEININGER, 1999). (...) Es handelt sich dabei jedoch nicht um einen einzelnen großen Schildvulkan, sondern das basaltische Magma wurde aus vielen verschiedenen Aufstiegskanälen gefördert. Es ist zum Teil auf der Erdoberfläche ausgeflossen und zum Teil zwischen vorhandene Gesteine eingedrungen.“ (SCHMIDT-DÖHL, 2012, S. 31)

Die Deutsche Stratigraphische Kommission nennt als Alter des Vogelsbergvulkanismus 15 bis 18 Millionen Jahre (2011, S. 20), zusammen mit dem Hinweis, dass größere Spannweiten in älteren Arbeiten wahrscheinlich auf die Messungenauigkeit zurückzuführen sind (2011, S. 25-26). Nach LESSMANN, WIEGAND & SCHARPFF (2001, S. 23-24) ist der Vulkanismus des Vogelsberges zwischen ca. 10 und 25 Millionen Jahre alt, mit einem Schwerpunkt zwischen 15 und 17 Millionen Jahren, beruhend auf Arbeiten zahlreicher Autoren. SEMMEL (1996, S. 114) nennt einen Zeitraum zwischen 10 und 19 Millionen Jahren mit einem Schwerpunkt bei 15 bis 17 Millionen Jahren, beruhend auf der Arbeit von SCHRICKE (1986, S. 20). WEDEPOHL (1987, S. 26) nennt 9 bis 17 Millionen Jahre nach Arbeiten von LIPPOLT (1982, 1983).

Nach LOTZ (1995, S. 67, 127) ist der Vulkanismus des Knülls zwischen 8,2 und 19,7 Millionen Jahre und der Vulkanismus der Niederhessischen Senke zwischen 7 und 21 Millionen Jahre alt. WEDEPOHL (1987, S. 26, vermutlich unter Einschluss des Knülls) nennt für die Niederhessische Senke 8 bis 20 Millionen Jahre, mit einem Schwerpunkt vor 12-13 Millionen Jahren. WEDEPOHL (1982, S. 176) nennt für die nördliche Hessische Senke 7,2 bis 19,7 Millionen Jahre. Die Deutsche Stratigraphische Kommission nennt für die Niederhessische Senke 7-20 Millionen Jahre (2011, S. 21). Vorstellungen, dass der Vulkanismus deutlich in das Pliozän hineinreicht (beschrieben in BLANCKENHORN, 1950, S. 23, 51, KOCKEL, 1958, S. 159) müssen nach dem Vorliegen absoluter Datierungen als überholt gelten. Interessant dabei ist, dass Blanckenhorn den Vulkanismus ursprünglich als Miozän kartiert hatte und erst später

seine Meinung geändert hat.

Die folgenden absoluten Datierungen verschiedener Basalte aus der Region wurden aus WEDEPOHL (1982, S. 180-181) entnommen. Sie sind auch in einer Übersicht in LOTZ (1995, S. 135-136) enthalten. Weiterhin sind Bezeichnungen aus den geologischen Karten und moderne Bezeichnungen mit angegeben. Die Bezeichnungen der Basalte auf den geologischen Karten der 1920er Jahren unterscheiden sich deutlich von modernen Bezeichnungen, da die Erforschung und Klassifizierung der Basalte seitdem erhebliche Fortschritte gemacht hat. Bei der „Übersetzung“ alter und neuer Bezeichnungen ist Tabelle 1 in WEDEPOHL (1983) sehr hilfreich.

- Steinbruch Bocksborn am Mühlenberg bei Röllshausen: $17,1 \pm 0,9$ Millionen Jahre. BLANCKENHORN (1926b): Enstatitdolerit, WEDEPOHL (1982, S. 180): Tholeiitischer Basalt.
- Buschhorn bei Neuenhain: $15,7 \pm 0,8$ Millionen Jahre. BLANCKENHORN (1926c, S. 35): Enstatitdolerit, WEDEPOHL (1982, S. 180): Tholeiitischer Basalt.
- Kottenberg: $11,4 \pm 0,6$ Millionen Jahre. BLANCKENHORN (1926c, S. 34): Enstatitdolerit. WEDEPOHL (1982, S. 180): Tholeiitischer Basalt, WEDEPOHL et al. (1983, S. 131): Quarztholeiit.
- Hornsberg bei Steina: $10,2 \pm 0,5$ Millionen Jahre. Blanckenhorn (1926b): Feldspatbasalt, WEDEPOHL (1982, S. 180): Tholeiitischer Basalt. Der Basalt des Hornsberges und des Kottenberges gehören wahrscheinlich zum selben Eruptionszentrum. Das Alter spricht im Rahmen der Fehlergrenzen nicht gegen diese Hypothese.
- Borken Söhrestraße: $19,7 \pm 1,5$ Millionen Jahre. WEDEPOHL (1982, S. 180): Tholeiitischer Basalt.

Für folgende weitere vulkanische Gesteine des Gebiets liegen moderne Zuordnungen von WEDEPOHL (1983) vor:

- Lamsberg bei Gudensberg, Rhünder Berg, Werrberg bei Homberg/Efze, Stellberg bei Homberg, Stöpfling bei Homberg/Efze, Hügelkopf bei Ostheim: basanitische Alkali-Olivin-Basalte.
- Landsburg, Welzebach bei Obergrenzebach, oberer Bilstein bei Großropperhausen, Hilgenholz bei Röllshausen, Nöll und Sebbel im Knüll, Kehrenberg Mosheimer Wald (WEDEPOHL, 1982, S. 181), Wehrholz bei Siebertshausen (WEDEPOHL, 1982, S. 181): Alkali-Olivin-Basalte.
- Steimesköppel bei Heidelberg: Limburgit.
- Hellenberg bei Fritzlar, Rinnebach bei Hülsa, Waldknüll, Güntersberg bei Gudensberg: Olivin-Nephelinit.

Nach WEDEPOHL (1983, S. 261) handelt es sich in der Hessischen Senke nördlich des Vogelsberges bei ca. 73 % (Flächenbedeckung) der Basalte um Alkali-Olivinbasalte, Nephelin-Basanite und Limburgite haben einen Anteil von ca. 12 %, Olivin-Nephelinite einen Anteil von ca. 9 % und Quarz-Tholeiite von ca. 6 %. Alle Magmen stammen „aus der Schicht der Spinell-Peridotite des oberen Mantels.“

WEDEPOHL (1982, S. 186) beschreibt die Altersabfolge der Vulkanite in der Hessischen Senke wie folgt: „Die Förderung der tholeiitischen Basalte begann als erste und dauerte am längsten (20-10 Ma vor heute). Sie koinzidierte in der 2. Hälfte dieses Zeitabschnittes mit der Förderung der Alkali-Olivinbasalte. Auch im Vogelsberg sind Magmen beider Typen zeitgleich gefördert worden (KREUZER et al., 1974). Obwohl die Alkali-Olivinbasalte den weitaus häufigsten Magmentyp unseres Arbeitsgebietes repräsentieren, ist ihre Produktion wahrscheinlich auf eine relativ kurze Zeit begrenzt gewesen. Die Olivin-Nephelinite, Nephelin-Basanite und äquivalenten Limburgite sind im Allgemeinen jünger als die vorher genannten Basalttypen.“

Ihre Förderung überlappt sich jedoch mit der der jüngsten Produkte der Tholeiite und der Alkali-Olivinbasalte.“

Die Mehrzahl der Limburgite bilden Primärkuppen (LANG & BLANCKENHORN, 1920, S. 62).

STREMME (1989, S. 40) fasst die Verhältnisse im Vogelsberg so zusammen, dass dort „sowohl Produkte der tholeiitischen- als auch der alkali(olivin)basaltischen Gesteinsserie nebeneinander wie übereinander in mehrfachem Wechsel gefördert worden“ sind. Die Deutsche Stratigraphische Kommission (2011, S. 20) unterscheidet im Vogelsberg drei Gruppen von Vulkaniten: Eine sehr heterogene Gruppe, die aus einer vollständigen Differentiationsreihe entstanden ist, tholeiitische Basalte, die eine sehr geringe Viskosität haben und daher weite Fließwege zurücklegen konnten, sowie Alkalibasalte und Basanite.

Die vulkanischen Gesteine liegen teilweise als Intrusionen vor. Diese sind mit älteren Gesteinen vergesellschaftet. Teilweise liegen oberflächlich ausgeflossene Lavaströme vor, erkennbar z.B. an Stromoberflächenbildungen, die dann älteren Gesteinen aufliegen. Zusätzlich treten bereichsweise auch Tuffe auf. Daneben werden die Vulkanite auch von miozänen Sedimentgesteinen begleitet, beispielsweise der Kohle der ehemaligen Grube Eldorado am Kessel bei Niedergrenzebach (KOCKEL, 1958, S. 156). Außerdem treten auch Basalthornsteine in Form „gealterter, gelartiger Kieselsäure-Ausfällungen“ auf, „die im Bereich von Vulkanitkontakten entstanden sind“ (STREMME, 1989, S. 39).

Für die Erforschung der Flussgeschichte der Schwalm spielen Bauxitknollen als Gerölle eine gewisse Rolle, da diese in den Schwalmschottern zwischen Alsfeld und dem Ziegenhainer Becken auftreten und damit möglicherweise fossile Flussläufe der Schwalm anzeigen können (s. Kap. 3.1). Nach den Untersuchungen mit verschiedenen Zielrichtungen von SCHELLMANN (1966) und SCHWARZ (1988, 1997) entstanden die Bauxitknollen im mittleren Miozän durch intensive chemische Verwitterung von Basalt. Die Verwitterung erfolgte während eines Klimaoptimums vor ca. 17-14,5 Millionen Jahren. Über dem unverwitterten vulkanischen Ursprungsgestein befindet sich Saprolit, ein durch die Verwitterung entstandenes Tongestein (Deutsche Stratigraphische Kommission, 2011, S. 298), das nach oben in Laterit übergeht. Die Bauxitknollen befinden sich in dem Saprolit und besonders im Laterit. Sie wurden dort durch Anreicherung von Aluminium gebildet. Aus diesem weichen Gestein wurden die Knollen durch Erosion freigelegt und durch Flüsse wegtransportiert. Sie finden sich in den entsprechend jüngeren Flussablagerungen wieder.

DIEHL (1926, S. 69) schreibt zu den Bauxitknollen: „Gewöhnlich sind die (...) Hydrargillit reichen Bauxite den roten Tonen eingelagert. (...) Vielfach ist an den Knauern die Basaltstruktur deutlich im Dünnschliff zu erkennen. Meist rot gefärbte Olivinreste lassen sich noch nachweisen, Illmenitleisten sind vielfach noch auffällig frisch erhalten und selbst von Plagioklasleisten sind die Umrisse noch zu erkennen.“ Im Gegensatz dazu beschreibt BLANCKENHORN die Knollen als „gelbweiße weiche reine Bauxite“ (1926b, S. 31). SCHOTTLER (1937, S. 79) beschreibt sie im Vogelsberg wie folgt: „Knollen der verschiedensten Größen liegen in einer strukturlosen Roterde. Sie zeigen meist deutlich die Basaltstruktur, die besonders schön hervortritt, wenn die Feldspäte in Hydrargillit umgewandelt sind.“ In „Basalteisenstein, kommen häufig Kugeln von unverwittertem Basalt vor. In Lateritknollen aber findet man nie einen Basaltkern. (...) Der SiO_2 -Gehalt der Knollen ist oft ganz gering, steigt aber manchmal zu ziemlicher Höhe. Beträchtlich ist er in der Roterde. Der Eisengehalt ist bei beiden hoch. Er steckt in den primären Erzen und dem Farbstoff der Roterden, durchzieht aber auch in Schnüren die Lateritknollen.“ Hydrargillit entspricht Gibbsit. Nach SCHWARZ (1988, S. 182) besitzen die Bauxitknollen „meist Basaltgefüge, daneben kommen aber auch Knollen vor, die keinerlei Gefügerelikte zeigen und deren Fe_2O_3 -, TiO_2 - und Spurenelementverteilung auf eine Entstehung innerhalb der Roterde deuten.“

Diese Beschreibungen erscheinen durchaus widersprüchlich. Dementsprechend hatte der Verfasser anfangs Probleme Bauxitknollen zu identifizieren. Dies gelang mit Hilfe von energiedispersiver Röntgenfluoreszenzanalyse verschiedener Proben auf die Elemente von Natrium bis Uran. Gemäß dem Ziel dieser Analysen wurden keine hochgenauen Analysen angefertigt, sondern Übersichtsanalysen. Es zeigte sich, dass Bauxitknollen ein sehr unterschiedliches Aussehen haben können. Aus diesem Grund werden im Folgenden einige Beispiele abgebildet. Nach den Erfahrungen des Verfassers können die Bauxitknollen graue, rötliche und bräunliche Farben haben und durchaus unterschiedliche Strukturen aufweisen. Sie sind von manchen silikatischen Gesteinen und Eisenerzen nur durch chemische Analyse zuverlässig unterscheidbar. Alle im Folgenden abgebildeten Knollen haben mindestens 49 M.-% Al_2O_3 , teilweise auch über 70 M.-%.

Ein Beispiel einer Bauxitknolle zeigt die Abb. 2. Das äußerlich einem roten Kieselgestein ähnliche Stück, das östlich von Ransbach im Bereich ?pliozäner und »diluvialer Gerölle aufgesammelt wurde, besteht zu ca. 64 M.-% aus Al_2O_3 , 19 M.-% SiO_2 , 9 M.-% Fe_2O_3 und hat einen merkbaren Phosphorgehalt. Der Eisengehalt ist durchaus typisch für die hier relevanten



Abb. 2: Bauxitknolle, östlich von Ransbach. Bildbreite 2,5 cm.



Abb. 3: Bauxitknollen, Bauxit und Eisensteinbereich südöstlich Schwabenrod.
Bildbreite 12,5 cm.

Bauxitknollen (SCHELLMANN, 1966, S. 330). Auch Phosphoranreicherungen kommen in Basaltzersatz vor (SCHELLMANN, 1966, S. 339), so dass sie sich ggf. auch in Bauxitknollen wiederfinden können.

Der Verfasser konnte südlich von Zella, in der Nähe eines Bereichs in dem nach der GK25 Schrecksbach ?pliozäner eisenschüssiger Quarzsand und Ton (Kennzeichnung „bp“) sowie Blöcke von Quarzit auftreten sollen, auch erdige Knauern beobachten. Diese Knauern sind weich (knetbar) und enthalten auffällig helle, im feuchten Zustand knetbare Bereiche, an denen sie in der Erde auch typischerweise erkennbar sind. Auf den Äckern sehen sie so aus, als ob dort ein kleines Häufchen heller Sand liegt. Der Durchmesser liegt bei wenigen Zentimetern. Der Verfasser hatte zunächst angenommen, dass es sich dabei um die von BLANCKENHORN als „gelbweiße weiche reine Bauxite“ (1926b, S. 31) beschriebenen Bauxitknollen handelt. Die chemische Elementanalyse mit energiedispersiver Röntgenfluoreszenzanalyse ergab jedoch ca. 68 M.-% SiO_2 , nur ca. 28 M.-% Al_2O_3 und nur 0,8 M.-% Fe_2O_3 . Dementsprechend kann es sich nicht um Bauxit handeln.



Abb. 4: Bauxitknolle „bp“-Sedimente südöstlich der Ostergrundschule in Treysa.
Bildbreite 3,5 cm



Abb. 5: Bauxitknollen, zwischen dem Schaffhof bei Ziegenhain und Ascherode.
Bildbreite 7,5 cm.

4.5.7 ?Pliozäne Sedimente

Die Grenze zwischen Pliozän und Pleistozän und damit zwischen Tertiär und Quartär wurde 2009 auf ca. 2,6 Millionen Jahre vorverlegt. Es ist deshalb möglich, dass die früher als junge pliozäne Gesteine angesprochenen Ablagerungen nach heutiger Auffassung in das Quartär zu stellen sind. In dieser Arbeit wird die Benennung als ?pliozäne Gesteine beibehalten, um den Zusammenhang mit den vorliegenden geologischen Karten und der älteren Literatur sowie den Zitaten aus dieser Literatur zu wahren. Die Bezeichnung Pliozän wird aber mit einem vorangestellten Fragezeichen versehen. Der in der alten Literatur häufig zu findende und deshalb auch in dieser Arbeit gebrauchte Begriff »Diluvial« entspricht Pleistozän. Um zu verdeutlichen, dass es sich um einen heute nicht mehr gebräuchlichen Begriff handelt wird ein » vorweggestellt.

Das ?Pliozän beschreibt BLANCKENHORN anschaulich wie folgt: „Mit dem Jungtertiär beginnt ein ganz neuer Zeitabschnitt, der bedeutende Änderungen gegen früher mit sich brachte. Die Herrschaft der Meere und der Süßwasserseen nahm ihr Ende. Die Auffüllung der hessischen Tertiärsenke durch limnische und marine Sedimente des Oligocäns und Miocäns erreichte mit dem Erguß der Basaltdecken ihren Höhepunkt und Abschluß. Jetzt trat im Gefolge der letzten Gebirgsbewegungen, sowie eines verstärkten Rückzugs der Meere und neuen allgemeinen Aufsteigens des Festlands eine Erniedrigung der Erosionsbasis aller europäischen Flüsse ein, und demzufolge hub an Stelle der bisherigen Zusammenschwemmungen in örtlichen Senken eine gewaltige Erosion aller Flüsse an. Die mit noch ungenügend verfestigten Gesteinen gefüllten Becken wurden jetzt nach und nach wieder ausgeräumt. Die Flüsse traten ihre Herrschaft an mit ihrer einschneidenden und zugleich aufschüttenden Tätigkeit. Unter den neuen Sedimenten überwogen die Schotter, Kiese und vorwiegend gelben Sande mit festen, eisenreichen Lagen, den Eisenschalen oder Eisensandsteinen und -Konglomeraten, seltener nur mageren Tonen. Das Bett jener pliocänen Flüsse, auf Blatt Borken besonders der Schwalm, lag noch mehr als 50-80 m höher als heute.“ (BLANCKENHORN, 1926a, S. 36)

Diese letzte Aussage darf in ihrer Ausschließlichkeit durchaus bezweifelt werden, da ?pliozäne Sedimente auch bis auf heutiges Niveau hinunterreichen. Der Verfasser ist deshalb der Meinung, dass das Bett jener ?pliozäner Flüsse bis zu 50-80 m höher lag als heute, zeitweilig und in einzelnen Bereichen aber auch auf dem relativen Niveau der heutigen Flüsse.

UDLUFT & JACOBSHAGEN (1957, S. 277) beschreiben die Landschaft wie folgt: „Es hat mit Sicherheit ein pliozänes Flussnetz gegeben, und der Gesamttraum war während dieser Zeit Berg- und Hügelland, in dem mit allergrößter Wahrscheinlichkeit noch mehr oder größere Basalttuff- und Basaltkegel aufragten und die basaltischen Massen insgesamt ein noch größeres Areal einnahmen als heute. Mit dem Einsetzen der pleistozänen Klimaverschlechterung ist auch hier mit größter Wahrscheinlichkeit eine verstärkte physikalische Verwitterung, Erosion und anschließende Aufschüttung eingetreten.“

Es kam nach BLANCKENHORN (1926b, S. 28) zur Abtragung und zur Bildung einer altpliozänen Rumpfebene. Auch STECKHAN (1952, S. 26) behauptet: „Im unteren Pliozän lag das Landniveau im allgemeinen hoch und entsprach wohl dem heutigen 350-450 m NN. Das Gefälle war gering. Es fehlt daher meist an größeren Sedimentgebieten. Jedoch treten fluviale Bildungen auf, die wir als Höhengotter heute auf den Höhenzügen wiederfinden. Solche Schotter liegen auf Höhen entlang den Tälern der Fulda, Eder und Schwalm. Auch im mittleren Pliozän treten Schotter und Sande auf, die aber nun schon als Flussterrassen an den Talhängen erscheinen. Es beginnt die Auswaschung der Täler. Oft haben diese seit jener Zeit aber ihre Lage noch verändert.“

Entlang der Schwalm sind ?pliozäne Sedimente in größerer Ausdehnung nach der GÜK200

Fulda bei Eudorf, bei Schrecksbach, bei Loshausen, um Ascherode, bei Reptich, bei Uttershausen und bei Lendorf zu finden. Diese sogenannten Lendorfer Schichten sind nicht in dem Buch der Deutschen Stratigraphischen Kommission (2011, S. 303-343) über das Tertiär verzeichnet. Es ist daher davon auszugehen, dass sie heute dem Quartär zuzurechnen sind. Es handelt sich um Sande, Lehme und Tone, die stark mit Eisenverbindungen durchsetzt sind. Darunter sind auch Eisensandsteine mit versteinerten Hölzern. Eisenimprägnierte Gesteine finden sich allerdings auch in älteren Schichten, wobei die Eisenimprägnierung wahrscheinlich erst im ?Pliozän entstanden ist, oberflächennah (LANG & BLANCKENHORN, 1920, S. 83-84). Blanckenhorn sah die Lendorfer Schichten als jüngste tertiäre Bildungen in dem Bereich an (BLANCKENHORN, 1926b, S. 29, 1950, S. 23).

Blanckenhorn (LANG & BLANCKENHORN, 1920, S. 83-84) vermutete, dass bei der Entstehung der eisenreichen Gesteine südlich von Lendorf eine sumpftartige Niederung mit eisenhaltigen Quellen vorgelegen hat. In den Erläuterungen zum Blatt Neustadt-Arnshain führt Blanckenhorn den Eisenreichtum der pliozänen Sedimente jedoch auf einen lateritischen Verwitterungsprozess zurück, der an spezielle Klimabedingungen gebunden ist (BLANCKENHORN, 1931, S. 35-36).

Im ?Pliozän treten im Gebiet der Schwalm auch Schotter auf, die als fluviatile Ablagerungen



Abb. 6: Eisenschalen, östlich von Lembach (Lendorfer Schichten). Bildbreite 18 cm.



Abb. 7: Eisensandstein, östlich von Lembach (Lendorfer Schichten).
Bildbreite 15,8 cm.

für die Flussgeschichte von besonderer Bedeutung sind. Die ?pliozänen Flusssedimente lassen sich teilweise nicht gut von »diluvialen Sedimenten trennen. So haben UDLUFT & JACOBSHAGEN (1957, S. 279) zeigen können, dass eine Reihe von Schottern, die Blanckenhorn im Borkener Raum als ?Plioziän kartiert hat, als Pleistozän anzusehen sind.

Als Unterscheidungsmerkmale der ?oberpliozänen Sedimente gegenüber den ?unterpliozänen nennt Blanckenhorn: die „oft auffallende ziegelrote Farbe, das Zurücktreten der Braunkohlenquarzitgerölle, die Häufigkeit von kleinen Bauxitgeröllen und das Auftreten von rosa und rotem Ton und Rötelschiefern“. Gemeinsam sind ihnen die Eisensandsteine und Eisenkonglomerate, wobei diese im ?Unterplioziän seltener sind (BLANCKENHORN, 1939, S. 57). Zu den Eisensteinkonglomeraten in den Schottern schreibt Blanckenhorn (LANG & BLANCKENHORN, 1920, S. 88): „Verfasser beobachtete sie nur in 10-40 m Höhe über dem jedesmal nächstbenachbarten Talboden, so im S des Blasserodwäldchens in 202 m Meereshöhe, auf dem Rechberg, im S und O von Lendorf rd. 20-30 m über dem Lembachtal. Stets enthalten sie Kieselschiefergerölle neben groben Quarzen.“ Es „scheinen auch zur Zeit der oberpliocänaltdiluvialen Flußschotterabsätze Eisenquellen hervorgetreten zu sein, die eine Verkittung der Schuttmassen durch die ausgeschiedenen Eisenverbindungen zusammen mit Kieselsäure bewirkten“. Zum Verständnis des letzten Satzes muss angemerkt werden, dass Blanckenhorn die Lendorfer Schichten ursprünglich in das untere ?Plioziän gestellt und damit als deutlich älter angesehen hat als die ?pliozänen Schotter (LANG & BLANCKENHORN, 1920, S. 82-86). Später hat er diese Meinung revidiert und die Lendorfer Schichten jünger eingeschätzt. Es ist deshalb wahrscheinlich, dass die Eisenquelle der Lendorfer Schichten und der Eisensteinkonglomerate die gleiche ist.

Der hohe Eisengehalt spielte für Blanckenhorn eine wesentliche Rolle bei der Einordnung von Sedimenten in das ?Plioziän, im Gegensatz zum Mioziän und »Diluvium. Als Quelle für die Mengen an Eisen in den ?pliozänen Sedimenten spielt die Basaltverwitterung und die Freisetzung des Eisens aus darin enthaltenen mafischen eisenhaltigen Mineralen sicherlich eine große Rolle. Die Eisenschalen scheinen den Charakter von Ortstein zu haben, also einer Bodenbildung. Die eisen- bzw. manganhaltigen Sandsteine müssen aber durch Imprägnierung mit eisenhaltiger Lösung entstanden sein, eventuell in Form von See- oder Sumpferzen (TUCKER, 1985, S. 183 und folgende). Die Abbildungen 6 und 7 zeigen entsprechende Beispiele.

4.6 Quartär

Wie bereits erwähnt, entspricht der in der alten Literatur häufig zu findende und deshalb auch in dieser Arbeit gebrauchte Begriff »Diluvial dem Pleistozän. Um zu verdeutlichen, dass es sich um einen heute nicht mehr gebräuchlichen Begriff handelt wird ein » vorweggestellt. Ähnliches gilt für den Begriff »Alluvium, der dem Holozän entspricht. Der Verfasser verwendet diese beiden alten Begriffe, um den Anschluss an die vorwiegend alte Literatur und die Karten über das hier relevante Gebiet herzustellen. Der Verfasser möchte außerdem noch einmal darauf hinweisen, dass die Grenze zwischen Plioziän und Pleistozän und damit zwischen Tertiär und Quartär 2009 auf ca. 2,6 Millionen Jahre vorverlegt wurde. Es ist deshalb möglich, dass viele Gesteine, die in der alten Literatur als Plioziän bezeichnet wurden, heute dem Quartär zuzurechnen sind. Das gilt sicherlich für die in Kap. 4.5.7 genannten Lendorfer Schichten.

Das Quartär zeigt sich insbesondere in Form von Löß und Lößlehm, Verwitterungslehmen die z.B. aus Basalt entstanden sind, Solifluktionsschutt (Fließerden), Hangrutschmassen, pleistozänen Flussterrassen, Auelehmen und Abschwemmmassen.

Die Verteilung und Zusammensetzung der von den Flüssen abgelagerten Schotter spielen eine große Rolle in der Rekonstruktion der fossilen Flussläufe. Teilweise sind ?pliozäne

und »diluviale Schotter dabei nicht gut zu unterscheiden. Aufgrund der unterschiedlichen Beständigkeit kommt es zu einer An- bzw. Abreicherung von Gesteinsarten in Flussschottern. HEINE (1970, S. 23) beschreibt die Beständigkeitsreihe der Lahngerölle, aus der auch Informationen für die Beständigkeit der Gesteine in dem hier vorliegenden Arbeitsgebiet entnommen werden können, wie folgt. Diese Abfolge entspricht im Wesentlichen den Angaben von LANG (1955, S. 14).

Quarz

Kieselschiefer

Tertiärquarzit

paläozoischer Quarzit

quarzitischer Buntsandstein

Grauwacke und paläoz. Sandstein

Buntsandstein und Zechstein

Basalt

Diabas

Tonschiefer

Am Beginn von Kaltzeiten schottern die Flüsse auf. Am Ende von Kaltzeiten schneiden sie sich in diese Schotter wieder ein, so dass hochgelegene Terrassen entstehen (HEINE, 1970, S. 105). Blanckenhorn macht darauf aufmerksam, dass in dem Gebiet die »Diluvialschotter teilweise über den ?Pliozänschottern liegen, nicht darunter, wie dies zu erwarten ist (BLANCKENHORN, 1926b, S. 33). Das Auftreten einer solchen Reihenfolge wird von HANTKE (1993, S. 92) für die Quellläste der Weser bestätigt. Er schreibt über die Terrassen: „Bei ihrer Bildung kommt der Stauwirkung des verschieden weit nach S vorgestossenen Inlandeises Bedeutung zu. Dadurch sind gröbere, weniger verwitterte pleistozäne Schotter gar in höhere Niveaus als jungpliozäne zu liegen gekommen.“

BLANCKENHORN (1950, S. 61-62) schreibt: „in Niederhessen können, (...) 2-3 diluviale Schotterterrassen in den Flußtäälern unterschieden werden“, wobei die mittlere Terrasse nicht immer klar in Erscheinung tritt. Die Dreiteilung ist nach Blanckenhorn insbesondere am Rechberg im Unterlauf der Schwalm zu sehen. „Die älteste liegt am Blasserodwald 40-45 m über dem Spiegel der Schwalm; darunter liegt in 22-25 m Höhe eine breite mittlere und unterhalb von einem steilen Absatz 6-15 m über dem Fluss eine untere Terrasse.“

Löss und der daraus entstandene Lösslehm ist ein äolisches Sediment. Löss findet sich in Flusstälern in der Regel nur auf einer Talseite, was mit der Hauptwindrichtung zusammenhängt. Löss wird in feuchtem Klima entkalkt, die Eisenverbindungen herausgelöst und die Tonminerale ausgeschwemmt. Es bleibt dann zum Schluss ein sehr feiner Sand übrig, der Molkenboden. Dieser ist aufgrund der hohen Feinheit der Quarzkörner nur schwer wasserdurchlässig. Das Eisen überzieht andere Bestandteile, z.B. Gerölle, auch Basalt, mit brauner Kruste aus braunem Glaskopf. Weiße Krusten sind Kalkkrusten, wobei der Kalkgehalt auch vom Löss stammen kann (LANG & BLANCKENHORN, 1920, S. 92).

5. Tektonik

Die Tektonik des Gebietes ist geprägt durch einzelne Schollen, die gegeneinander insbesondere in der Höhe versetzt wurden. Die tief liegenden Schollen bilden in ihrer Gesamtheit die Hessische Senke. Einige tief liegende Bereiche treten auch morphologisch besonders hervor. Davon ist für das Flussgebiet der Schwalm das Alsfelder Becken, das Ziegenhainer Becken und das Borken/Waberner Becken relevant. Östlich und westlich der Senke befinden sich

Hochschollen, die beispielsweise den Kellerwald und das Knüllgebirge bilden. BLUM et al. (1984, S. 220) schreiben zur Hessischen Senke: „Die Anlage dieser Depressionszone geht bis in spätoberkarbonische Zeit zurück, wie das Abfallen der Faltenachsen am E-Rand des Rheinischen Schiefergebirges beweist. Die Senkungstendenz hielt mit zeitweiligen Unterbrechungen bis ins Tertiär an.“ Dagegen schreibt die Deutsche Stratigraphische Kommission (2011, S. 21): „Die Niederhessische Senke wurde etwa zeitgleich mit dem ORG im unteren- bis mittleren Eozän angelegt.“ (ORG steht für Oberrheingraben).

BLUM et al. (1984, S. 220) schreiben weiterhin: „Das derzeitige Bild vom tektonischen Bau dieses Teils der Hessischen Senke wird durch die am Ende des Jura angelegten saxonischen Graben- und Störungszonen bestimmt“. MÖBUS (2004, S. 74-77) gibt einen Überblick über die Theorien zur Entstehung der saxonischen Gräben und erläutert diesen Begriff auf S. 74: „Im Gegensatz zur alpinen Deckentektonik wird unter saxonischer oder germanotyper Tektonik die in mehreren Phasen verlaufende, mesozoische und känozoische Bruch- und Bruchfaltentektonik Mitteleuropas verstanden, die aus heutiger Sicht eng an globale, plattentektonische Driftbewegungen gebunden ist. Vom Voralpenraum bis zum Niedersächsischen Becken erfuhren die Schichten des mesozoischen Deckgebirges zwischen der Jura- und Tertiärzeit eine flachwellige Verbiegung und eine Bruchbildung, die zuerst von STILLE (1910, 1923, 1925) als „Saxonische Faltung“ und später allgemein als „saxonische Tektonik“ bezeichnet wurde (RICHTER-BERNBURG 1977). Im nördlichen Hessen, in Südniedersachsen und in Teilen von Thüringen bildeten sich langgestreckte Gräben, in denen sich jüngerer Mesozoikum erhalten hat.“

MÖBUS (2004, S. 75) schreibt, dass die Bildung der saxonischen Gräben in Hessen vor allem in der jungkimmerischen Phase in Jura und Kreide erfolgte. Schon in den Erläuterungen zur GK25 Neukirchen macht Blanckenhorn (OEBBEKE & BLANCKENHORN 1919, S. 16-18) die saxonische Bruchschollentektonik in der Kreide für die Bildung der vorhandenen Störungen verantwortlich. Diese wurden nach seiner Meinung später im Zusammenhang mit dem Vulkanismus im Miozän erneut aktiviert, insbesondere die Südwest-Nordost und die Süd-Nord Störungen. WEDEPOHL schreibt (1987, S. 25): „In der Hessischen Senke wurden die Gräben hauptsächlich im Mesozoikum und nur ganz untergeordnet im späten Tertiär gebildet.“ RAMBOW & LEMMER (2002, S. 87) schreiben, dass die Bildung der saxonischen Gräben vor der Ablagerung der hessischen tertiären Sedimente abgeschlossen war. Das steht allerdings im Widerspruch zu den Beobachtungen im Schlierbacher Graben, wo tertiäre Sedimente in die Grabenstruktur eingebunden sind, was spätere Bewegungen anzeigt.

In Deutschland können hauptsächlich Ostnordost-West-südwest (erzgebirgisch) sowie Südost-Nordwest (herzynisch) ausgerichtete geologische Störungen beobachtet werden, deren Entstehung der variszischen Gebirgsbildung zugeordnet werden kann. Zum anderen können Nord-Süd (eggisch) sowie Nordnordost-Südsüdwest ausgerichtete Störungen (rheinisch) beobachtet werden, deren Entstehung der alpidischen Gebirgsbildung zugeordnet werden kann. Störungen können auch später, weit nach ihrer Entstehung, wieder reaktiviert werden, wenn entsprechende Spannungen in der Erdkruste entstehen. (Bezeichnungen und Richtungen nach GRUMBT & LÜTZNER, 1983, S. 943)

Im Hessischen Bergland treten insbesondere Nordost-Südwest (erzgebirgisch) sowie Südost-Nordwest (herzynisch) ausgerichtete geologische Störungen auf. Zum anderen können Störungen beobachtet werden die in Nord-Süd-Richtung (eggisch) verlaufen sowie Störungen im 90 Grad Winkel dazu, die also Ost-West ausgerichtet sind. Die Ost-West-Störungen ordnet BLANCKENHORN (1950, S. 64) der herzynischen Richtung zu, die Süd-Nord-Störungen der rheinischen Richtung, was auch zu einer unterschiedlichen Altersstellung dieser um 90 Grad versetzten Störungen führt. An den Störungen des Hessischen Berglandes sind die Gesteine

meist vertikal gegeneinander versetzt.

Interessanterweise stellt SANDNER (1956, S. 16/17) fest, dass innerhalb des Kellerwalds und in seinem südlichen und westlichen Vorland die Flüsse im Wesentlichen Südost-Nordwest (herzynisch) sowie Nordost-Südwest verlaufen (erzgebirgisch). Dagegen verlaufen die Flüsse im nördlichen und östlichen Vorland im Wesentlichen Süd-Nord und West-Ost, wie dies auch bei der Schwalm der Fall ist. Er bezeichnet dies als eggisch gerichtete Bruchtektonik. Hierin drückt sich die unterschiedliche Altersstellung der Struktureinheiten aus. Auch SCHWALM (1919, S. 18) hat auf diese unterschiedlichen Flussverläufe bereits aufmerksam gemacht.

Nach SANDNER (1956, S. 141) werden insbesondere bei der Tiefenerosion Strukturlinien sichtbar. Dabei ist die Tiefen- und Seitenerosion relativ unabhängig von der Gesteinsart, während Denudation stark abhängig ist von der Gesteinsart.

Die Faltung des Paläozoikums des Kellerwaldes erfolgte im Karbon, wobei eine ältere Faltung nicht ausgeschlossen werden kann (STOPPEL, 1961, S. 95 und HENNINGSEN & KATZUNG, 2006, S. 51). Die heute sichtbare Heraushebung des Kellerwaldes ist ein sehr viel späteres Ereignis. STOPPEL (1961, S. 101) schreibt: „Man sieht das Kellerwaldgebirge als eine sich während des Tertiärs allmählich heraushebende Schwelle an. Auf diese allmähliche Hebung deuten hin: Die Borkener Braunkohle (Grenze Eozän/Oligozän) reicht nur bis zur südöstlichen Verlängerung der „Kellerwaldschwelle“; ab Ober-Rupel und nach der Ablagerung des Ziegenhainer Grünsandes hatte sich diese Schwelle soweit gehoben, dass die Verbindung zwischen Hessischer Senke und Amöneburger Becken unterbrochen wurde (Dipl.-Arb. F. GRAMANN 1957). Der Kellerwald und seine südöstliche Verlängerung, die ihn im Untergrund mit dem Paläozoikums-Aufbruch von Ruhlkirchen verbindet, hoben sich aber nicht als geschlossener Block heraus. Dies zeigt schon das heutige Kartenbild, das im mittleren Teil des Gebirges ältere Gesteine (Mitteldevon) als an den Rändern (Unterkarbon) zeigt. Das Kellerwaldgebirge dürfte sich also als Gewölbe herausgehoben haben. Hierfür spricht auch, dass der Zechstein das gefaltete Paläozoikum im Süden des Gebirges flach überlagert, während er im Westen und Osten überall durch Verwerfungen begrenzt ist.“

Auch nach HENNINGSEN & KATZUNG (2006, S. 51) erfolgte die Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges im Tertiär, d.h. deutlich später als z.B. die des Harzes. Die Hebung der südlich des Kellerwalds liegenden Mittelbuntsandsteinplatte von Allendorf-Kirtorf ist auch nach dem Tertiär weitergegangen. Tertiäre Sedimentreste liegen dort etwa 100 m höher als im Amöneburger Becken (KOCKEL, 1958, S. 169).

BLANCKENHORN schreibt zu den Basalten in der Südost-Ecke des Blattes Neustadt (1950, S. 74): „Diese Basalte sind vermutlich in Täler und Niederungen eingedrungen, die früher die Verbindung des eigentlichen Niederhessischen Beckens, des Neustädter Teilbeckens mit dem Alsfelder Becken möglich machten. Nach einer folgenden Hebung, starker Denudation und Reliefumkehr entstand dann daraus das heutige Hochland.“ Auch der Buntsandsteinrücken von Treysa nach Schrecksbach ist herausgehoben. Er gehört zu dem Hochgebiet des Kellerwalds und von Ruhlkirchen (KOCKEL, 1958, S. 173).

BLANCKENHORN (1926c, S. 48) ist der Meinung, dass ein Großteil des Versatzes der Höhenlage des marinen Rupel-Tons erst gegen ?Pliozänende entstanden ist, da auch die ?pliozänen Sedimente diesen gegenseitigen Versatz aufweisen. Er verweist hier insbesondere auf das Blatt Schrecksbach, „wo die Pliocänschichten im Westen noch um 25-50 m gegenüber denen im Schwalmatal emporgestiegen sind.“ Mit ?Pliocänschichten im Westen meint er solche auf der Kellerwaldschwelle. Dieser Meinung ist auch STECKHAN (1952, S. 143), wie in Kap. 4.5.4 über den Rupel-Ton bereits erwähnt wurde.

Abweichend von einer Hebung der Kellerwaldschwelle ist UDLUFT (1950, S. 97) der

Meinung, dass die Hessische Senke stetig abgesunken ist, allerdings mit in einzelnen Schollen unterschiedlicher Geschwindigkeit. Eine Hebung der Schollen im Beckenraum lehnt er ab. Gehoben wurden nach seiner Meinung nur Schollen neben dem Becken. Nach Einschätzung des Verfassers hat sich diese Meinung aber nicht durchsetzen können, siehe z.B. auch STECKHAN (1952, S. 24). Interessant ist, dass am Anfang der Erforschung der Niederhessischen Senke auch die Meinung vertreten wurde, dass die heute sichtbare Morphologie „nur ein wiederaufgedecktes Relief der vortertiären Rumpffläche“ ist, die Niederhessische Senke also ein großes Erosionstal ist. Das Zitat stammt aus SCHWARZ (1932, S. 516), der diese „Napftheorie“ im Rahmen seiner Arbeit diskutiert und widerlegt.

Im Knüll ist im Wesentlichen Buntsandstein herausgehoben worden, dem zahlreiche Bereiche mit vulkanischen Gesteinen aufsitzen. Nach BLANCKENHORN verläuft auch die Hebungsachse des Knülls in Nord-Süd Richtung (1926b, S. 37, 1950, S. 63) und tritt im Obermiozän in Erscheinung (1950, S. 63). BLANCKENHORN schreibt (1950, S. 70): „Die Höhenlage des Knüllgebirges ist also im wesentlichen nicht durch die basaltischen Aufschüttungen, sondern vor allem durch die Aufwölbung und Hebung des Fundaments verursacht.“ „Die Knüllhebungsachse verläuft nach S weiter über den Rimberg, Herzberg und Auerberg zum östlichen Vogelsbergrand. Diese Achse bildet ungefähr die Wasserscheide zwischen der Fulda und der Schwalm bzw. Eder.“

Der Vogelsberg dagegen ist in seinem Kern keine Hochscholle. LOTZ (1995, S. 126) macht deutlich, dass das Zentrum des Vogelsberges vielmehr ein Einbruchsgebiet ist, vermutlich aufbauend auf den Ergebnissen von EHRENBERG & HICKETHIER (1985). Er erscheint deshalb morphologisch als Gebirge, weil sich in dieser Senke viele hunderte Meter vulkanischer Gesteine übereinander türmen. Die tiefste Basaltbasis reicht weit unter 0 m NN hinaus (LESSMANN, WIEGAND & SCHARPF, 2001, S. 20). Darunter liegen tertiäre Sedimente und Buntsandstein (SEMMEL, 1996, S. 114). Im Norden des Vogelsberges durchzieht die Region allerdings das Hebungsgebiet der Kellerwaldschwelle (Lotz, 1995, S. 127), die dort nach EHRENBERG & HICKETHIER (1985, S. 112) einen deutlichen Einfluss hat. Einen kurzen Überblick über die geologische Erforschungsgeschichte und Entwicklung des Vogelsberges geben LESSMANN, WIEGAND & SCHARPF (2001, S. 15-27).

Kockel ist der Meinung, dass sich die Umgebung von Ziegenhain gegenwärtig in lebhafter relativer Abwärtsbewegung befindet (KOCKEL, 1958, S. 175). Die einzige Begründung die er dafür anführt ist „die breite sumpfige Aue der Schwalm“. Auch RITZKOWSKI (1965a, S. 169) äußert sich ähnlich. Als Begründung gibt er an: „... wie die Versumpfung der Talau bei Ziegenhain anzeigt.“ Dies ist aber kein tragfähiges Argument. Die Aufweitung des Talraums ist vielmehr auf die hier vorliegenden tertiären Lockersedimente zurückzuführen, die leicht auszuräumen sind. Eine Versumpfung ist nicht erkennbar, auch nicht auf der Karte der preußischen Landesaufnahme von 1906, die die topographische Grundlage der geologischen Karte, Blatt Ziegenhain ist. Die Karte zeigt nur Wiesenflächen, aufgrund des vorhandenen Überschwemmungsgebietes, aber keinen Sumpf und auch keine Anzeichen für eine Moorbildung. Gleiches gilt für die Niveau Karte vom Kurfürstenthum Hessen 1:25.000, Blatt Ziegenhain, 1859. Vernässungsstellen auf dem aktuellen Messtischblatt sind mit einer Ausnahme nordöstlich von Zella, die sich bereits im Buntsandsteingebiet befindet, alle mit neu angelegten Naturschutzgebieten verbunden.

Die Absenkung des Ziegenhainer Beckens erfolgte nach BLANCKENHORN im Eozän (1926b, S. 38). Das Hineinreichen einer Basaltdecke „bis an den ebenen alluvialen Talboden der Schwalm am Bunten Bock“ in Ziegenhain ist nach BLANCKENHORN (1926c, S. 35) ein Zeichen dafür, dass das Becken von Ziegenhain „im Obermiozän schon bis zu seiner heutigen Tiefe ausgehöhlt gewesen und seit dieser Zeit in seiner Höhenlage auch so geblieben sein“ muss. Diese

Meinung hat er später revidiert. Er vertritt später die Meinung, dass sich am Ende des Pliozäns im Zentrum des Ziegenhainer Beckens ein Nordwest-Südost gerichteter Graben eingesenkt hat, mit einem Randbruch zwischen Treysa und dem ehemaligen Bahnhof Ziegenhain Süd und weiter bis Loshausen auf der einen Seite sowie vom Steinbühl nördlich von Ziegenhain über Steina auf der anderen Seite (Treysa-Ziegenhainer Graben). Dieser Einbruch soll den Basalt vom Bunten Bock in Ziegenhain nachträglich auf seine tiefe Lage abgesenkt haben. (BLANCKENHORN, 1950, S. 76) Ein solcher Graben ist rein spekulativ. Er ist zur Erklärung der Lage des Basaltes am Bunten Bock auch gar nicht notwendig. BLANCKENHORN selbst macht im selben Abschnitt auf einen Basalt bei Borken aufmerksam, der bis zum jetzigen »Alluvium der Olmes heruntergeflossen ist. Dieser Basalt reicht hinab bis auf eine Höhe von ca. 180 m und zwar außerhalb des eigentlichen Borkener Grabens (BLANCKENHORN, 1950, S. 73). Diese Höhenlage des Basalts bei Borken ist noch sehr viel tiefer als am Bunten Bock in Ziegenhain, wo der Basalt auf etwa 215 m hinab reicht. Außerdem liegt auch der Basalt im Grenzebachtal bei Niedergrenzebach auf ca. 220 m, also auf vergleichbarer Höhe wie der benachbarte Basalt vom Bunten Bock.

Es gibt für einen Treysa-Ziegenhainer Graben nach Wissen des Verfassers keinen Beweis. Es gibt im Gegenteil mehrere Argumente gegen einen solchen Graben. BLANCKENHORN hat auf dem Blatt Ziegenhain im Osten von Treysa südlich der Schwalm und östlich des heute so genannten Haase-Hügels (ein Aufschüttungsgelände, das 1859 noch nicht existierte) unterer Muschelkalk (mu1) kartiert. Die Niveau Karte vom Kurfürstentum Hessen 1:25.000, Blatt Ziegenhain, aus dem Jahr 1859 zeigt an dieser Stelle eine Kalkbrennerei, was das Kalkvorkommen bestätigt. Es handelt sich nach der GK25 Ziegenhain um das südlichste Vorkommen von Gesteinen des Schlierbacher Grabens an der Oberfläche (eine Fortsetzung des Schlierbacher Grabens nach Süden wird im weiteren Verlauf dieses Kapitels sowie in Kap. 7.6 beschrieben). Dieses Vorkommen befindet sich auf einer Höhe von 210 m. Nördlich der Schwalm, an der Kreuzung der B454 mit der Main-Weser Bahn, befindet sich unterer Muschelkalk auf etwa 220 m. Zwischen diesen beiden Muschelkalk-Vorkommen fließt die Schwalm hindurch. Östlich von Dittershausen findet sich unterer Muschelkalk auf etwa 206 m, westlich von Allendorf an der Landsburg auf ca. 210 m, in Schlierbach auf 218 m und nördlich von Schlierbach auf 230 m. Es gibt also überhaupt keine Anzeichen dafür, dass der Süd-Nord ausgerichtete Schlierbacher Graben durch einen Nordwest-Südost ausgerichteten Treysa-Ziegenhainer Graben gestört oder gar weitergeführt würde.

Unterstützt werden die Zweifel an einem von Blanckenhorn postulierten Treysaer-Ziegenhainer Graben auch durch die Untersuchung der Lage der Trias-Tertiär-Grenzfläche durch UDLUFT & LANG (1956) sowie RAMBOW (1969). Einen Hinweis auf eine solche Grabenstruktur läßt sich aus den erstellten Karten nicht erkennen. Ein weiteres Argument gegen einen Treysa-Ziegenhainer Graben ist der Verlauf der Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle, die ein wesentliches Strukturelement im Bereich der Schwalm ist. Die Frage des Zeitpunktes der Heraushebung dieser Scholle wird vom Verfasser in Kap. 7.8 diskutiert. UDLUFT & LANG (1956) haben in ihrer Karte der Trias-Tertiär-Grenzfläche eine Fortsetzung dieser angehobenen Scholle unter Ascherode nach Süden bis Ransbach eingezeichnet. Eine Unterbrechung durch einen Treysa-Ziegenhainer Graben ist nicht ersichtlich. Die Karte von RAMBOW (1969) zeigt diese Fortsetzung nicht mehr, sondern im Gegenteil eine Tieflage der Trias-Tertiär-Grenzfläche bei Ransbach. Allerdings ist auch hier eine Grabenstruktur, wie sie Blanckenhorn angenommen hat, nicht ersichtlich. Diese Karte zeigt nur eine Tieflage der Trias-Tertiär-Grenzfläche bei Ziegenhain. Dabei handelt es sich um den eigentlichen Kern des Ziegenhainer Beckens der Niederhessischen Senke, aber keinen davon gesonderten zusätzlichen Graben, während der Borkener Graben in dieser Karte durchaus als eigenständige Struktur erkennbar

ist. Zusammenfassend kann man feststellen, dass es um Ziegenhain durchaus Hinweise auf nachträgliche Verstellungen tertiärer und älterer Gesteine gibt, der Verfasser geht darauf in Kap. 7.5 näher ein. Diese können aber auf die Einsenkung des Ziegenhainer Teilbeckens der Niederhessischen Senke zurückgeführt werden. Ein gesonderter Treysa-Ziegenhainer Graben ist dafür nicht notwendig und dieser ist auch nicht ersichtlich.

Während ein Treysa-Ziegenhainer Graben also rein spekulativ ist, durchquert die Schwalm auf ihrem weiteren Weg jedoch drei sichere geologische Gräben, den Schlierbacher Graben, den Borkener Graben und den Homberg-Fritzlaer Graben.

Im Schlierbacher Graben ist oberer Buntsandstein und Muschelkalk erhalten geblieben. Außerdem ist eozän-unteroligozänes Tertiär noch mit in die Grabenstruktur eingebunden (BLANCKENHORN, 1926c). Der Schlierbacher Graben gehört zu einem eggisch streichenden Grabensystem, das die Rheinische Masse auf ihrer Ostseite begleitet und dessen Einbruch nach RITZKOWSKI (1965a) mit der Heraushebung dieses Blocks zusammenhängt. BLANCKENHORN spricht dagegen von einer rheinischen Richtung dieses Grabens (1950, S. 65). Die Zuordnung zur alpidischen Gebirgsbildung beeinflusst diese unterschiedliche Einschätzung jedoch nicht. Beide Autoren stimmen auch darin überein, dass die Tektonik im Alttertiär erfolgt ist. Nach KOCKEL (1958, S. 174) erfolgte die Einsenkung jedoch größtenteils vor dem Tertiär, ist jedoch im Alttertiär noch weitergegangen. RITZKOWSKI (1965a) geht von einer Bildung der Grabenstruktur „zwischen dem Lias und dem Mitteleozän“ aus. Das eozän-unteroligozäne Tertiär ist durch die Randstörungen gegenüber dem umgebenden Buntsandstein abgesenkt (BLANCKENHORN, 1926c). RITZKOWSKI (1965a) bestätigt die zeitliche Einordnung der Sedimente. Die Grabenbewegungen haben also mindestens bis in diese Zeit angehalten. RITZKOWSKI (1965a, S. 169), der sich intensiv mit diesem Graben beschäftigt hat, meint sogar, dass die Absenkung bis heute anhält, liefert dafür aber kein klares Argument. Immerhin hält er aber eine bis heute anhaltende Abwärtsbewegung für möglich. »Diluviale Ablagerungen gehen jedoch meistens über die Randstörungen hinweg, so dass im Quartär keine nachweisbaren größeren Bewegungen mehr stattgefunden haben können. Sowohl der Graben selbst als auch die Randschollen fallen nach Süden Richtung Treysa ein, was dem Absinken des Kellerwaldes nach Süden entspricht (RITZKOWSKI, 1965a, S. 167, 169). Nach RITZKOWSKI deutet die Internstruktur des Grabens zusätzlich zu den Vertikalbewegungen auch auf Horizontalbewegungen der Grabenränder hin. UDLUFT & LANG (1956) berichten von einer Wasserbohrung bei Ascherode mit einer auffällig großen Tiefe der Trias-Tertiär Grenze, die auf eine Verlängerung des Grabens nach Süden hindeuten könnte. Die Datenlage ist aber sehr eingeschränkt. Der Verfasser beschreibt in Kap. 7.6 Beobachtungen, die eine Verlängerung nach Süden bestätigen. RITZKOWSKI (1965a) stellt außerdem einen Zusammenhang mit einem Graben bei Alsfeld her.

Der Borkener Graben ist eine grob Südsüdost-Nordnordwest orientierte Grabenstruktur innerhalb des Tertiärs der Borkener Senke, in deren Zentrum das Basaltgebiet des Blumenhains liegt (BLANCKENHORN, 1950, S. 73). Morphologisch macht er sich außer durch die herauspräparierte Basaltfüllung nicht besonders bemerkbar.

Der Homberg-Fritzlarer Graben verläuft in Ostsüdost-Westnordwest-Richtung (herzynisch). UDLUFT & LANG (1956, S. 196) schreiben dazu: „Die Schichtenausbildung des Tertiärs zeigt von dieser Zone ab nach Norden und Süden gewisse Unterschiede, die hier nicht im einzelnen belegt werden sollen. Offenbar blieb die Grabenzone beim Absinken der Gesamtsenke zurück und hat zumindestens zeitweise und teilweise als trennende Barre gewirkt.“

Außerdem quert die Schwalm bei Alsfeld das herzynische Fuldaer-Lauterbacher Grabensystem, das sich wahrscheinlich bis zum Momberger Graben fortsetzt (HOCH, 1959, S. 159, TATGE, 1956, S. 67-69, KOCKEL, 1958, S. 170-171, SCHENK, 1961, S. 317). Diese

Querung macht sich geomorphologisch jedoch nicht bemerkbar.

Es soll abschließend auf folgende Bemerkung von UDLUFT & LANG (1956, S. 193-194) hingewiesen werden: „In manchen Arbeiten, die sich mit dem Aufbau des niederhessischen Tertiärgebietes oder Teilen desselben befassen (z.B. bei ELBORG, 1951 oder BISMARCK, 1944) werden zahlreiche Verwerfungen gezeichnet und diskutiert, die aber zum Teil beim Fortschreiten des Borkener Bergbaus nicht nachgewiesen werden konnten. Die großen Aufschlüsse, die hier einen Einblick geben, zeigen ganz eindeutig ein Absinken des Hauptbraunkohlenflözes von Westen nach Osten hin, und zwar mehr oder weniger staffelförmig, aber fast durchweg flexurartig verbogen, ohne dass es möglich ist, tatsächliche Bruchlinien festzulegen.“

6. Alter der Schwalm

LOTZ (1995, S. 201) ist der Meinung, dass die Schwalm erst im Pliozän entstanden sein kann und damit noch relativ jung ist. Auch Blanckenhorn (LANG & BLANCKENHORN, 1920, S. 86) legt die Entwicklung der heutigen Flussläufe in dem Gebiet in das Pliozän. Dies ist auch einleuchtend, da der miozäne Vulkanismus der Region die Landoberfläche in sehr starker Art und Weise umgestaltet hat. Das Quellgebiet der Schwalm gab es vorher in dieser Form nicht. Zahlreiche heutige Basaltflecken nördlich des Vogelsberges bildeten früher zusammenhängende Decken (BLANCKENHORN, 1926b, S. 21-28). Teilweise sind die Decken nur noch als ?pliozän-»diluviale Schotter erhalten. Auch der weitere Verlauf des Flusses erfolgt also durch eine Landschaft, die durch den Vulkanismus entscheidend geprägt und völlig umgestaltet wurde. Exakter wäre jedoch die Aussage, dass die Schwalm mit der Bildung des Vogelsberges entstanden ist und der Flusslauf postbasaltisch ist.

Da der Vulkanismus des Vogelsberges, des Knülls und der Niederhessischen Senke im Miozän liegt, bedeutet dies, dass die Schwalm und auch andere Flüsse, die durch das Basaltgebiet fließen, wahrscheinlich im Miozän entstanden sind und nicht erst im Pliozän. Gestützt wird diese Meinung durch den Lavastrom vom Kessel. Dieser Basalt ist durch Stromoberflächenbildungen sowie durch seine Gestalt als Lavastrom identifiziert (s. gesonderte Diskussion in Kap. 7.5) und durch eine Untersuchung von WEDEPOHL (1982, S. 180) am Basalt des Kottenberges in das Miozän (11,4 Millionen Jahre) datiert. Der Lavastrom ist zumindest in einiger Entfernung nach der Ausbruchsstelle einem Flusstal gefolgt. Es gibt also lokalisierbare Flusstäler im Gebiet der Schwalm aus der Zeit des Miozäns.

7. Ausgewählte geomorphologische Aspekte des Schwalm- und benachbarter Bereiche

7.1 Großräumige Betrachtungen

Der Vogelsberg ist ein nahezu rundes, von allen Seiten vergleichsweise sanft ansteigendes Gebirge. Diese Form einer umgedrehten Schüssel ist aus großer Entfernung, z.B. vom Knüllköpfchen aus Richtung Norden und aus der Nähe von Fauerbach vor der Höhe aus Richtung Südwesten sehr gut zu erkennen. Von solchen Gebirgen laufen die Flüsse häufig radial nach allen Seiten herunter.

Blanckenhorn schreibt (OEBBEKE & BLANCKENHORN 1919, S. 19): „In dem Winkel zwischen Vogelsbergmasse und der Rhön mußte ein Tal entstehen, das in der Diagonale zwischen Vogelsberg-Knüll und Rhön entwässerte, die Fulda, und in dem Winkel zwischen Knüll einerseits und Vogelsberg und dem breiten, nasenartigen Vorsprung des Rheinischen Schiefergebirges am Kellerwald andererseits ein zweites Tal, das der Schwalm. Das Gesetz der radialen Entwässerung machte sich auch gegenüber etwa vorhandenen Grabeneinsenkungen als maßgebend geltend.“



Abb. 8: Der Vogelsberg im Hintergrund aus großer Entfernung, gesehen aus Südwesten von Fauerbach vor der Höhe.

Die grundlegende Fließrichtung Norden wird also durch die Lage der Schwalmquelle nördlich des Kulminationspunktes des Vogelsberges im Oberwald determiniert, die weitere Fortsetzung nach Norden durch die Nord-Süd ausgerichteten Hebungsachsen des Knüllgebirges und des Kellerwaldes mit seiner südlichen Fortsetzung in Richtung Vogelsberg.

Allerdings ist es fraglich, ob die Kellerwaldschwelle alleine einen Verlauf der Schwalm entlang der ehemaligen Meeresverbindung von Alsfeld nach Nordwesten verhindert hat. Einen großen Anteil daran haben wahrscheinlich auch die Basalte, die westlich von Alsfeld nach Norden ziehen, und die das Tertiärgebiet um Schwabenrod mit zum Teil deutlicher Geländestufe umschließen. Diese Stufe fällt vom Steimesköppel zwischen Schwabenrod und Heidelbach bis zum Romröder Berg nirgends unter 300 m N.N.. Interessant ist, dass die Antrift bei Angenrod nur wenige Meter unter der Wasserscheide und von der Wasserscheide entfernt fließt.

Die Hebungsachsen zeigen sich auch in der Höhenlage des marinen Rupel-Tons. Aus den in Kap. 4.5.4 beschriebenen Höhenlagen des Rupel-Tones im Verlauf des Schwalmtals lassen sich außerdem folgende auf die Höhenlage des Ziegenhainer Beckens bezogen relative Bewegungen seit dem Oligozän ableiten. Bei Brauerschwend im Vogelsberg, der nach LOTZ (1995, S. 100) nahezu vollständig von dem Meer der Hessischen Straße bedeckt war, bewegt sich die Schwalm in einem Bereich, in dem der Rupel-Ton ca. 100 m über das Ziegenhainer Becken (außerhalb der tiefsten Einsenkung) hinausgehoben ist. Am Rand des Vogelsberges bei Alsfeld sind es noch etwa 30 m. Zwischen Alsfeld und Salmshausen bewegt sich die Schwalm in Buntsandsteinschollen, die im Vergleich dazu stark herausgehoben sind. Das gilt auch für den Abschnitt des Schwalmtals von Treysa bis Kerstenhausen. Diese Heraushebung kann sich auch in morphologischen Höhenunterschieden ausdrücken, muss es aber nicht. Der Kottenberg und der Galgenberg mit ihren tertiären Gesteinen des Ziegenhainer Beckens sind ungefähr genauso hoch wie der Schwalmberg und die Hardt bei Treysa im Buntsandstein.

Dagegen liegt der Rupel-Ton bei Borken etwa 30 m tiefer als im Ziegenhainer Becken. Zur Mündung der Schwalm in die Eder hin steigt er wieder etwa auf das Niveau des Ziegenhainer Beckens an.

Im Folgenden werden die ungefähren Höhenlagen der tertiären und quartären Sedimente nach den geologischen Karten angegeben. Im Gegensatz zum marinen Rupel-Ton, dessen Höhenlagen bereits in Kap. 4.5.4 benannt wurden, kann man bei diesen Gesteinen nicht von einer ehemals gleichen Höhenlage bei der Bildung ausgehen.

Die Höhenlage des Oligozäns beträgt ca:

- Bei Niedermöllrich: 160 m
- Bei Harle: 180-200 m
- Südlich Singlis: 175-210 m
- Bei Borken: 175-210 m
- Am Seehof bei Zimmersrode: 190-210 m
- Nördlich von Rommershausen: 250 m
- Im Schlierbacher Graben: 225-240 m
- Zwischen Leimfeld und Rörshain: 230-260 m
- Nördlich von Ziegenhain: 215-255 m
- Bei Niedergrenzebach: 210-245 m
- Bei Steina: 212-235 m
- Bei Wasenberg: 250 m (über Buntsandstein)
- Bei Gungelshausen: 230-235 m
- Bei Merzhauen: 240 m
- Westlich von Willingshausen: 320 m
- Um Schwabenrod: 240-290 m (wahrscheinlich ältere Sand- und Tonserie, in Karte als ?Miozän)
- Bei Eudorf: 240-260 m (wahrscheinlich ältere Sand- und Tonserie, in Karte als ?Miozän)
- Bei Reibertenrod: 270 -280 m

Die Höhenlage des ?Miozäns beträgt ca.:

- Bei Rhünda: 160-300 m (auf Buntsandstein, eventuell Störung dazwischen)
- Bei Unshausen: 180-240 m
- Südlich Singlis: 190-225 m
- Bei Römersberg: 280 m (auf Buntsandstein, gehoben)
- Auf dem Knüll liegt Miozän auf allen Höhen bis 580 m, verbunden mit Buntsandstein und Basalt
- Bei Michelsberg: 215-300 m (auf Buntsandstein, gehoben)
- Um Neuenhain: 195-310 m
- Um Dillich: 220 bis 270 m
- Bei Gebersdorf: 250 bis 360 m
- Im Schlierbacher Graben: 240-260 m
- Bei Allendorf: 220- 300 m
- Zwischen Leimfeld und Rörshain: 245-265 m
- Östlich von Leimfeld: 250 bis 385 m
- Nördlich von Ziegenhain: 230-270 m
- Bei Niedergrenzebach: 215-270 m
- Bei Obergrenzebach: 300 bis 350 m
- Bei Steina: 240-260 m

Zwischen Salmshausen, Merzhausen und Holzburg: 260-330 m (flächig)
Südlich Merzhausen: 230-300 m

Die Höhenlage des ?Pliozäns beträgt ca.:

Bei Brünchenhain: 280-320 m (Kellerwald)
Südlich Oberurff: 270-300 m (Kellerwald)
Bei Lendorf: 190-242 m
Nördlich Singlis: 180-210 m
Südlich Singlis: 200-210 m
Bei Großenenglis: 190-210 m
Zwischen Reptich und Niederurff: 235-270 m
Nördlich von Rommershausen: 250 m
Bei der Neumühle zwischen Treysa und Frankenhain: 235-240 m
Bei Hephata in Treysa: 235-250 m
Im Wieratal: 220-245 m
Zwischen Schafhof (Ziegenhain) und Treysa: 210-270 m
Nordwestlich von Ransbach: 220-240 m
Bei Loshausen: 220-235 m
Südwestlich und westlich von Wasenberg: 265-290 m neben Buntsandstein
Nördlich von Wasenberg: 240-280 m
Nordwestlich von Wasenberg: 285 m
Bei Leimbach: 225-240 m
Bei Zella: 230-235 m
Bei Merzhausen und Willingshausen: 240-275 m
Bei Röllshausen: 250-260 m
Bei den Brückenhöfen bei Schrecksbach: 242-260 m
Bei Holzburg: 244, 248 und 241 m
Bei Schrecksbach: 225-268 m

Die Höhenlage des »Diluviums beträgt ca.:

Nördlich und südlich Singlis: 170-215 m
Bei Großenenglis: 180-220 m
Bei Borken: 170-215 m
Bei Trockenerfurth: 190-220 m
Nordwestlich von Bad Zwesten: 240-310 m (gehoben)
Südlich von Bad Zwesten: 250 m
Zwischen Reptich und Niederurff: 220-270 m
Bei Zimmersrode: 210-220 m
Im Schlierbacher Graben: 205- 240 m
Nördlich Rommerhausen: 245-250 m
Westlich von Rommershausen: 210-240 m
Am Schafhof in Ziegenhain: 225-250 m
Bei Loshausen: 215-236 m
Bei Riebelsdorf: 225-245 m
Bei Zella: 220-265 m
Östlich von Merzhausen: 220-275 m
Südlich Willingshausen: 230-270 m
Südlich Merzhausen: 230-290 m
Merzhausen Fischbachtal: 250-278 m

Bei Bernsburg: 240-270 m

Bei Schrecksbach: 224-278 m

Bei Fischbach: 300-330 m über Buntsandstein

Am Eulenberg bei Ruhlkirchen: 270-300 m (gehoben direkt neben Paläozoikum)

Aus diesen Daten kann man nur erkennen, dass in Richtung zur Knüllhebungsachse und in Richtung zur Kellerwaldschwelle ein gewisser Anstieg der Höhenlagen erkennbar ist. Eine andere Regelmäßigkeit ist nicht erkennbar. Schichten sehr unterschiedlichen Alters liegen auch eng benachbart in ähnlichen Höhenbereichen. Auch die Höhenlagen der Sedimentflächen am Kellerwald sind in diesem Rahmen nicht ungewöhnlich.

7.2 Von der Quelle bis Altenburg südlich von Alsfeld

Die Schwalm entspringt am Rande einer Flachdelle (AHNERT, 2009, S. 224) (siehe Abb. 9). Ähnliches gilt für den eigentlich längeren Quellast, den Wannbach. Die Schwalmquelle liegt sehr nahe an der 500 m Höhenlinie. Der Fluss bewegt sich zunächst in einem flachen Kerbtal, später ab Storndorf, in einem mehr oder weniger engen Sohlental.

Die GK25 Storndorf (NESBOR, 2009) zeigt, dass sich die Schwalm nahe ihrer Quelle in quartärem Auelehm bewegt, meist eingebettet in quartäre Fließerden (Lösslehm mit vulkanischem Schutt), z.T. mit Abschwemmmassen. Zum Teil kommen dem Fluss vulkanische Gesteine nahe, die stellenweise sicherlich auch den Flussverlauf beeinflusst haben. Zwischen Storndorf und südwestlich Ober-Sorg folgt der Flussverlauf nach der GK25 Storndorf wahrscheinlich einer Störung.

Die anschließende GK25 Alsfeld (DIEHL, 1926) zeigt ein ähnliches Bild. Die Schwalm bewegt sich in ihrem Auelehm, wird begleitet von »diluvialen Lehm, tertiären Süßwassersedimenten und vulkanischen Gesteinen. Bei Hopfgarten treten östlich der Schwalm tertiäre Sedimente an die Oberfläche. Zwischen Hopfgarten und nördlich Altenburg treten die vulkanische Gesteine von beiden Talseiten nahe und kompakt an den Fluss heran, so dass eine Verengung des Tals eintritt.

Nach HUMMEL (1944, S. 86) bewegt sich die Schwalm im Vogelsberg im Wesentlichen innerhalb von stark zerschnittenen Resten einer altpliozänen Hochfläche (H-Fläche), einer ehemals tiefgründig verwitterten Fast-Ebene. Diese bildet beispielsweise den Oberwald, der



Abb. 9: Schwalmquelle (links vorne) und die ersten Meter des Flusses.



Abb. 10: Schwalmatal südwestlich von Storndorf.

durch die radialstrahlig abfließenden Flüsse, die in einiger Entfernung vom höchsten Punkt entspringen, noch nicht erodiert wurde. Darin eingebettet sind stellenweise breite Talwannen der ?jungpliozänen Trogfläche (T-Fläche), die sich nicht zur Fast-Ebene weiterentwickeln konnte. Diese ist vor allem im westlichen Vogelsberg weit verbreitet, ist jedoch für die Schwalm ohne größere Bedeutung. Aufgrund von Absenkungen kann sie lokal auch über der H-Fläche liegen. Beide Flächen sind Ausdruck vorangegangener längerer tektonischer Ruhe, die zur Einebnung führt. Darin ist wiederum der heutige Flusslauf eingeschnitten, dessen Niveau im »Diluvium entstanden ist. Zu bemerken ist, dass die H-Fläche nicht horizontal ist, sondern vom Oberwald zu den Rändern des Vogelsberges sanft abfällt.

SCHULZE hat diesem Konzept und auch weiteren Annahmen HUMMELS widersprochen. Er vertritt die Meinung (1951, S. 87, 172), dass im Vogelsberg Lokalverebnungen vorliegen, die teilweise den Charakter von Piedmontflächen (Rumpftreppen) haben. Er parallelisiert die H-Fläche Hummels mit einer Piedmontfläche PII (Hauptverebnungsfläche, PI ist beschränkt auf den Oberwald) und die T-Fläche Hummels mit einer Terrasse T1, unter der weitere folgen (SCHULZE, 1951, S. 97).

In nur etwa 1,5 km Entfernung westlich von der Schwalmquelle verläuft in Südost-Nordwest Richtung das hier bereits tief eingeschnittene Tal des Katharinenbachs bei Helpershain und Köddingen, ein Quellfluss der Felda. Aufgrund dieser Morphologie ist es sehr wahrscheinlich, dass die Schwalm durch Ostverlagerung der Wasserscheide Einzugsgebiet an den Katharinenbach verloren hat und sich die Lage der Schwalmquelle im Laufe der Zeit immer weiter Richtung Norden verschoben hat.

Nach HUMMEL (1944, S. 88) entsprach das Gewässernetz im Unter-Pliozän, nach dem Einschneiden in die H-Fläche, im Bereich der Schwalm bereits weitgehend dem heutigen Verlauf. In der Karte Bild 5 auf S. 88 in Hummel ist ab Storndorf der Wannbach eingetragen, der der eigentlich längere Quellast der Schwalm ist. Die geringe Eintiefung der Schwalm bis Storndorf führt HUMMEL (1944, S. 90-91) auf eine dort in Südsüdost-Nordnordwest-Richtung hindurchziehende junge Senkungszone im östlichen Vogelsberg zurück, die zu einer Absenkung des Geländeneiveaus geführt hat, was sich auch in einer Versumpfung zeigt. Der benachbarte Katharinenbach liegt nicht in der von HUMMEL postulierten Senkungszone. Im östlichen Vogelsberg ist nach HUMMEL das radialstrahlige Gewässernetz aufgrund nur geringerer nachbasaltischer tektonischer Aktivität besonders gut erhalten geblieben. Flussablenkungen

sind dort nicht aufgetreten. Die morphologisch wirksame Tektonik wird durch herzynisch und rheinisch ausgerichtete Achsen bestimmt.

Die Geomorphologie der Schwalm im Vogelsberg wurde von SCHULZE (1951, S. 129) untersucht. Er konnte bereits am Wannbach Terrassenbildung beobachten, z.B. das Martinsfeld südöstlich von Storndorf. Weitere Terrassen flussabwärts werden von ihm beschrieben.

Bei Storndorf liegen zahlreiche Quellen. Südwestlich von Storndorf ist auch eine Vernässung festzustellen. Im Nordosten von Storndorf befindet sich westlich der Schwalm ein steiler Hang. Dabei handelt es sich nicht um einen Prallhang der Schwalm, für die dieser Hang ein Gleithang darstellt. Vielmehr handelt es sich um einen Prallhang des einmündenden Wannbachs und Köpfelbachs.

Bei Ober-Sorg treten wieder zahlreiche Quellen auf. Hangversteilungen auf der westlichen Talseite sowie am Weinberg bei Hergersdorf hängen mit Basalt zusammen. Nordwestlich von Ober-Sorg liegt nach der GK25 Storndorf auf der westlichen Talseite eine basaltische Hangrutschmasse. Bei Ober-Sorg tritt auf der Westseite des Tals ein rezenter Prallhang auf. Steilabschnitte in größerer Höhe können mit fossilen Prallhängen oder der angesprochenen Hangrutschmasse zusammenhängen. Die Vermutung fossiler Prallhänge in diesem Bereich hat bereits SCHULZE (1951, S. 129) geäußert. Mehrere Quellen zwischen Ober-Sorg und Hergersdorf haben auf der östlichen Talseite zu einer Zurückverlegung des Hanges geführt.

Bei der Ortschaft Brauerschwend taucht mariner Rupel-Ton in etwa 310 bis 340 m Höhe auf der zeigt, dass vorbasaltisch eine Verbindung des Gebietes mit der Hessischen Meeresstraße bestand. Die Höhenlage deutet auf eine Hebung dieses Bereichs hin, die mit der Knüllhebungsachse zusammen hängen kann. In der Nähe von Brauerschwend verläuft auch ein Teilbereich des Lauterbacher Grabens, erkennbar an einem Bereich mit Muschelkalk nördlich von Brauerschwend. Ein morphologischer Einfluss auf die Schwalm ist jedoch nicht erkennbar. Allerdings verläuft das Schwalmtal zwischen Hopfgarten und Altenburg parallel zum Streichen des Grabens. Ein Zusammenhang ist aber spekulativ.

Es ist hochwahrscheinlich, dass die Schwalm sich zwischen Hopfgarten und Altenburg ein Durchbruchstal durch ehemals zusammenhängende basaltische Gesteine geschaffen hat.



Abb. 11: Durchbruchstal zwischen Hopfgarten und nördlich Altenburg, gesehen vom Altenburger Schlossberg.

Hangversteilungen scheinen zumindest teilweise mit einem Wechsel der Zusammensetzung der vulkanischen Gesteine zusammen zu hängen. Andere Steilhänge, z.B. am Klingelbrunnen sind sicherlich Prallhänge der Schwalm.

7.3 Um Alsfeld

Bei Alsfeld enden vorläufig die die Schwalm begleitenden vulkanischen Gesteine und die darunter liegenden Lockergesteine des Tertiärs bilden die Erdoberfläche. So findet sich im Südosten von Alsfeld, im Bereich der Mündung des Krebsbaches in die Schwalm, wieder Rupel-Ton, in einer Höhe von ca. 250 m. Der marine Rupel-Ton zeigt, dass das Tertiärbecken von Alsfeld eine Verbindung zu der Meeresstraße durch die Hessische Senke hatte. Daneben finden sich Melanienton sowie weitere tertiäre Süßwassersedimente und »diluvialer Löß. Im Norden von Blatt Alsfeld wurde wahrscheinlich Ältere Sand- und Tonserie irrtümlich als ?miozäne Sedimente kartiert, s. Kap. 2.

Die Höhenlage des Rupel-Tons zeigt (vergleiche Kap. 4.5.4), dass das Becken nicht besonders tief abgesenkt ist. Der Verfasser schließt sich deshalb der Auffassung von SCHULZE (1951, S. 143) an, dass sich das Tal im Wesentlichen durch die Ausräumung der tertiären Lockersedimente aufweitet, was sicherlich durch das Zusammenfließen der Schwalm mit der Eifa, des Ingelbaches, des Krebsbaches und des Liederbaches auf relativ engem Raum unterstützt wurde. Wie auch bei anderen Teilbecken der Hessischen Senke stimmen die Grenzen des morphologisch sichtbaren Beckens nicht mit den Grenzen des Tertiärbeckens überein. So liegt die hoch liegende Altstadt von Alsfeld größtenteils auf Tertiärsedimenten.

Alsfeld liegt im Streichen des Lauterbacher Grabens (DIEHL, 1926, S. 19), der hier jedoch keine morphologische Bedeutung hat. Die Struktur wird von der Schwalm gekreuzt.

Der steile Hang gegenüber der Eifamündung ist sicherlich als Prallhang der Eifa zu deuten.

7.4 Der Bereich von nördlich Alsfeld bis Zella

Bei bzw. nördlich von Alsfeld tritt die Schwalm in Buntsandsteinschollen ein und durchstößt diese in einem etwa 200 m breiten Sohlental, das von »alluvialen Flusssedimenten gebildet



Abb. 12: Blick in das Alsfelder Tertiärbecken vom Altenburger Schlossberg.

wird. Die Talhänge bestehen nach der GK25 Alsfeld (DIEHL, 1926), entweder aus mittlerem Buntsandstein oder sind von »diluvialen Löss oder Lehm, seltener auch mit tertiären Lockersedimenten verhüllt. Hangversteilungen sind häufig mit anstehendem Buntsandstein verbunden. Der Talabschnitt ist als ein Durchbruchstal zu deuten, was insbesondere in dem Bereich des Hochwasserrückhaltebeckens Heidelberg deutlich wird.

Der heutige Verlauf der Schwalm wird in diesem Abschnitt von geologischen Störungen bestimmt, an denen die erosiven Kräfte des Flusses leichter angreifen können. DIEHL (1926, S. 9-10) schreibt, dass der Verlauf der Schwalm von Eudorf bis südlich von Heidelberg wahrscheinlich durch eine Störung vorgezeichnet ist, die sich weiter im Süden im Eifatal fortsetzt. Dabei liegen die Gesteinsschichten der westlichen Scholle höher als die gleichen Schichten in der östlichen Scholle. Gleichzeitig sind auf der westlichen Scholle wesentlich mehr Tertiärsedimente vorhanden, als auf der östlichen Scholle. Dies ist ein Ausdruck der Höhenlage im vorbasaltischen Tertiär. Der im Oligozän hier verlaufende Meeresarm griff von Nordwesten in das jetzige Vogelsberggebiet hinein. Die Gegend von Schrecksbach war jedoch Festland (LOTZ, 1995, S. 99).

Auch die bei Heidelberg mündende Berf folgt in ihrem Unterlauf einer Störung, wobei die zwischen Berf und Schwalm liegende Scholle, wie bereits oben beschrieben, abgesenkt ist. Während die im Bertal liegende vermutete Störung jedoch Südost-Nordwest verläuft, macht die im Schwalmtal verlaufende vermutete Störung mehrere Knicke, bestehend aus Nord-Süd ausgerichteten Abschnitten und Südost-Nordwest ausgerichteten Abschnitten, die den gewundenen Flusslauf vorzeichnen. Eine Südost-Nordwest verlaufende Parallelstörung konnte von DIEHL in einem Steinbruch östlich des Auhofs direkt beobachtet werden (1926, S. 16-17). BLANCKENHORN (1926b, S. 37) ist ebenfalls der Meinung, dass das Schwalmtal nördlich von Alsfeld und das untere Bertal durch Störungen vorgezeichnet sind und diese von der GK25 Alsfeld auf die GK25 Schrecksbach hineingreifen.

LOTZ (1995, S. 109) ist der Meinung, dass die Schwalm und die Antreff der rheinischen Richtung (Süd-Nord) folgen. Wie oben beschrieben zeigen die Blätter Alsfeld und Schrecksbach der geologischen Karte jedoch, dass dies für die Schwalm nicht unbedingt zutrifft, sondern diese nördlich von Alsfeld eher einer Abfolge von Süd-Nord- und Südost-Nordwest-Störungen folgt.

Nördlich von Alsfeld treten erstmals in stärkerem Maße ausgeprägte Prall- und Gleithänge auf (siehe Abb. 18). Von südlich Eudorf bis Heidelberg sind die rezenten Mäander des Flusses alle mit Prall- und Gleithängen verbunden (Talmäander). Prallhänge liegen:

- Nördlich von Eudorf.
- Südlich von Münch-Leusel.
- Südöstlich vom Auhof.
- Nordwestlich von Münch-Leusel.
- Südöstlich des Dammes des Hochwasserrückhaltebeckens Heidelberg. Hier ist auch der gegenüberliegende Hang vergleichsweise steil, da Basalt nahe an den Fluss tritt.
- Zwischen dem Staudamm und Heidelberg auf der Westseite.
- Bei der Furth-Mühle auf der Ostseite.

Mit Ausnahme des Prallhangs nördlich von Eudorf (im Tertiär wenig ausgeprägt) befinden sich alle diese Hänge im Buntsandstein.

Vulkanische Gesteine spielen auf diesem Abschnitt zunächst keine Rolle. Erst südlich von Heidelberg treten wie oben erwähnt westlich des Flusses wieder Basalte auf.

Auch auf der GK25 Schrecksbach (BLANCKENHORN, 1926b) verläuft die Schwalm zunächst

weiter im unteren Mittelbuntsandstein bis an eine vermutete Störung südlich von Zella. Das Sohllental wird von »alluvialen Flusssedimenten gebildet. Die Hänge sind teilweise mit »diluvialen Löss bekleidet, insbesondere der westliche Talhang.

An einem steilen Hang nördlich von Heidelbach wird der Buntsandstein nahe am Fluss von Basalt bzw. Gehängeschutt mit Basalt überlagert. Die starke Hangneigung kann daher zum einen auf den flusssnahen Basalt des Heidelberges zurückgeführt werden. Zum anderen stellt dieser Hang einen Prallhang der Schwalm und einen Prallhang der Berf dar, die gegenüber in die Schwalm mündet. Im Nordosten des Heidelberges liegt außerdem eine hoch liegende (fossile) ausgeprägte Erosionskante im Buntsandstein. Sie liegt über der ?pliozänen Terrasse von Holzburg (s.u.).

Gegenüber von Heidelbach könnte zwischen Berf und Schwalm ein Umlaufberg liegen, dies ist jedoch spekulativ.

Ab Schrecksbach ändert sich der Charakter des Tals, es wird deutlich breiter. Hangversteilungen und –verflachungen lassen sich oftmals nicht mehr als Prall- und Gleithänge auf die großräumigen Biegungen des Flusses zurückführen. Sie sind auf fossile Schwingungen des Flusses innerhalb der breiten Talaue zurückzuführen (freie Mäander). Für Prall- und Gleithänge als seitliche Begrenzung des Schwalmtals ohne Bezug zum heutigen Verlauf der Schwalm innerhalb der Talaue in diesem Bereich spricht auch, dass die Hangversteilung unabhängig von vorhandenen oder nicht vorhandenen Gesteinswechsell ist.



Abb. 13: Sohllental der Schwalm nördlich von Heidelbach. Blick auf den Prallhang im Buntsandstein gegenüber der Berfmündung, überlagert vom Basalt des Heidelberges.

Ein rezenter Prallhang liegt bei den Brückenhöfen westlich von Schrecksbach, teilweise maskiert durch einen einmündenden Bach. Dieser tief liegende Prallhang muss nicht durch die Schwalm hervorgerufen worden sein, sondern ist mit hoher Wahrscheinlichkeit von dem gegenüber einmündenden tief eingeschnittenen Bodenbach geschaffen worden. Nördlich der Brückenhöfe folgt auf der westlichen Talseite ein rezenter Gleithang, der jedoch in größerer Höhe teilweise von steilen Abschnitten überlagert wird, die als fossile Prallhänge gedeutet werden können.

Wahrscheinlich liegt am Schönberg ein Prallhang der Schwalm vor. Für die Schwalm stellt der gegenüberliegende westliche Talhang heute ein großräumiger Gleithang dar. Trotzdem



Abb. 14: Blick von Westen über das Schwalmthal hinweg auf die Basaltkuppe des Schönberges, wahrscheinlich ein fossiler Prallhang. Im Hintergrund steigt über dem parallel verlaufenden Tal der Grenff das Knüllgebirge an.

ist dieser Hang vergleichsweise steil. Dies ist wahrscheinlich auf die gegenüberliegenden Einmündungen des Helmgrabens (südlich des Metzenberges) und des Trockenbachs zurückzuführen und nicht auf die Schwalm. Man kann feststellen, dass es auf der westlichen Talseite zahlreiche Steilhänge gibt, die auf von Osten einmündende Nebenflüsse zurückgeführt werden können. Von Westen einmündende Nebenflüsse gibt es in diesem Bereich nur wenige.

Auch zwischen Röllshausen und Salmshausen liegt ein Prallhang (siehe Abb. 15). Dieser fossile Prallhang ist sehr steil ausgeprägt und ist deshalb wahrscheinlich auch sehr jung.

Der Ort Salmshausen liegt auf einem Gleithang. Dieser wird nicht ganz so deutlich, weil er von zwei Wasserrissen durchzogen ist, die bei starkem Niederschlag Wasser führen und die vom westlichen Talhang herunterkommen. Gegenüber von Salmshausen liegt entsprechend ein Prallhang. Dieser ist wiederum aufgrund des abgerundeten Rückens zwischen Grenff- und Schwalmthal nicht so deutlich wahrnehmbar.

Alle diese nicht durch einmündende Bäche bedingten Hänge haben keinen Bezug zum heutigen Verlauf der Schwalm, sie sind fossile Prall- und Gleithänge der Schwalm, reichen aber bis zur Aue. Der Abschnitt zwischen Schrecksbach und Salmshausen ist also gekennzeichnet durch ein früheres Hin- und Herschwingen des Flusses innerhalb der breiten Talau (freie Mäander).

Dagegen ist der mächtige Prallhang am westlichen Ufer zwischen Salmshausen und Zella durch die rezente Biegung des Flusses bedingt, der hier einen jüngeren Durchbruch geschaffen hat (siehe Abb. 17). Dieser Durchbruch hat zur Bildung eines Umlaufberges zwischen Zella und Salmshausen geführt (siehe Abb. 16). Der Umlaufberg bildet eine Insel aus Gesteinen des Buntsandsteins innerhalb von lauter Flusssedimenten. Hinweise auf einen Härtling (im weiteren Sinne, also nicht bezogen auf eine Rumpffläche) gibt es nicht. Die Schwalm hat diesen Hügel also früher auf der östlichen Seite umflossen, bis sie sich auf der westlichen Seite einen Durchbruch geschaffen hat (SCHMIDT-DÖHL, 2012, S. 79). Die Tatsache, dass er geologisch sehr jung sein muss ergibt sich daraus, dass die Höhenlage des Umlauftals sich nicht wesentlich von der Höhenlage des aktuellen Schwalmtals unterscheidet. Bei den früheren regelmäßigen Hochwässern ist das Umlauftal sicherlich noch mit überschwemmt worden. Aus den relativ sanften Formen des Hügels aus Gesteinen des unteren Mittelbuntsandstein kann man außerdem entnehmen, dass der Hügel entweder bei sehr starken Hochwässern oder durch



Abb. 15: Fossiler Prallhang auf der westlichen Talseite zwischen Röllshausen und Salmshausen.

einen früheren, höher gelegenen Lauf der Schwalm überströmt worden ist.

Zwischen Salmshausen und Trutzhain treten mehrere weitere Kuppen im Buntsandstein auf, die als Umlaufberge auf höherem Geländeniveau gedeutet werden können. Dies deutet darauf hin, dass die Flussverläufe in diesem Mündungsbereich von Schwalm, Antreff, Grenff und Steina mehrfach gewechselt haben. Dazu gehören die Langensteinhöhe auf dem Buntsandsteinsporn zwischen Grenff und Schwalm mit zwei Kuppen, sowie der Punkt 242,5 östlich des Krausholzes. In dem Bereich zwischen Schwalm, Grenff und Steina treten relativ sanft gerundete Kuppen im Buntsandstein auf, die sich im Maximum um 240 m Höhe bewegen. Dies deutet darauf hin, dass das Gebiet zwischen Salmshausen und Trutzhain zur Zeit der ähnlich hoch gelegenen ?pliozänen Schwalmterrassen großflächig von der Schwalm und den einmündenden Nebenflüssen durchströmt wurde.

Bei Schrecksbach, Röllshausen und Salmshausen treten am östlichen Talhang Basalkuppen auf (Gonzenburg, Metzenberg, Schönberg, Hilgenholz) bei denen nichts darauf hindeutet,



Abb. 16: Der Umlaufberg der Schwalm zwischen Salmshausen und Zella, im Hintergrund der Kellerwald.



Abb. 17: Rezenter Prallhang auf der westlichen Talseite zwischen Salmshausen und Zella.

dass sie früher einmal zusammenhingen. Auf der Anhöhe über der westlichen Talseite liegen größere Basaltflecken. Es ist denkbar, dass einige dieser Flecken einmal zusammen hingen, ohne dass der Förderschlot erkennbar ist. Ein Einfluss dieser Basaltvorkommen auf den Verlauf der Schwalm kann nicht ausgeschlossen werden, ist aber wenig wahrscheinlich, insbesondere bei den östlichen Kuppen. Die Ausbuchtung der Schwalm bei Röllshausen nach Osten ist eventuell auf die westlich der Schwalm liegenden Basaltflächen zurückzuführen.

Am östlichen Talhang treten von Schrecksbach bis zum Metzenberg nach der GK25 Schrecksbach »diluviale Flussaufsättungen auf, die aus Kies, Sand, Lehm und Quarzitgeröllen bestehen. Kleinere Flächen dieser Terrasse lassen sich zurückverfolgen bis südlich Heidelberg. Außerdem lassen sich südlich von Röllshausen »pliozäne Sedimente bis zum Blatt Alsfeld verfolgen, die BLANCKENHORN als rot gefärbte Terrasse ca. 20-40 m über dem Talgrund der Schwalm beschreibt (1926b, S. 31-32). Einige der »pliozänen Schotter enthalten Bauxit, der der Basaltverwitterung entstammt. Es sei darauf hingewiesen, dass Blanckenhorn in einer späteren Arbeit (BLANCKENHORN, 1939) erhebliche Veränderungen der zeitlichen Einordnung dieser Sedimente vorgenommen hat. Darauf wird später eingegangen. Der Verfasser hat die folgenden Sedimente auf ihre Geröllführung überprüft:

- Die mit tp gekennzeichneten Sedimente (in der GK25 Alsfeld bezeichnet als Pliozän, Lendorfer Schichten) bei Münch-Leusel. Diese liegen am Rande einer Flussterrasse, die etwa 15 m über dem heutigen Talboden liegt. Die GK25 Alsfeld läßt vermuten, dass es sich bei dem tieferen Untergrund nicht um einen Schwemmfächer des Erlen-Baches handelt, sondern um Buntsandstein. Die Sedimente enthalten Eisenschalen, Gerölle von Sandstein, Basalt und Quarz.
- Die mit tp gekennzeichneten Sedimente in Schwabenrod liegen im Bereich der Bebauung und von Wiesen und konnten nicht untersucht werden.
- Die Bauxit- und Eisensteinanreicherung im Süden von Schwabenrod. Sie zeigt Basalt, Sandstein, Eisenschalen und Bauxitknollen bis 10 cm Größe.
- Die mit tp gekennzeichneten Sedimente beim Hof Dotzelrod. Sie zeigen: Quarzgerölle, Basalt, Sandstein und Eisenschalen. Oben am Hang befindet sich nur Sandstein, nach unten immer mehr Basalt.
- Die Bauxitanreicherung nach der GK25 Alsfeld nördlich vom Auhof, am Waldrand.

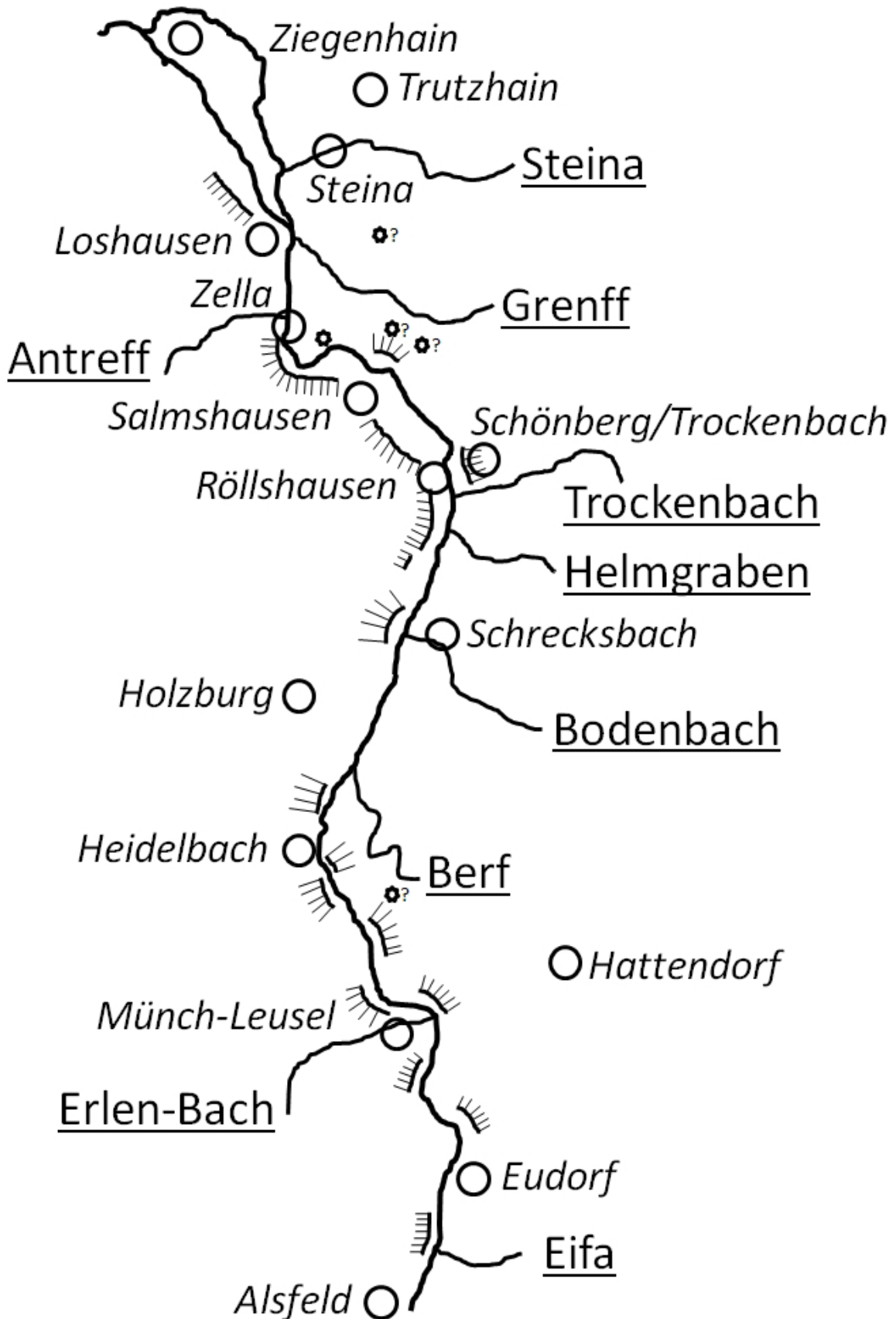


Abb. 18: Übersicht über Prallhänge sowie Umlaufberge zwischen Alsfeld und dem Ziegenhainer Becken.

Gefunden werden konnte: Sandstein, Quarzgeröll, Quarzitgeröll und erhebliche Mengen großer Eisenschalen bis über 10 cm Größe, aber kein Bauxit.

- Die mit dg gekennzeichneten Sedimente (in der GK25 Schrecksbach bezeichnet als »diluviale Flussaufschüttungen, Kies, Sand und Lehm mit Quarzitgeröll«) südöstlich von Heidelberg. Sie zeigen Gerölle von Sandstein, Quarzit und Basalt bis ca. 20 cm Größe. Es handelt sich dabei um eine Terrasse etwa 15 m über dem heutigen Niveau der Schwalm (siehe Abb. 19).

- Die mit bp gekennzeichneten Sedimente (in der GK25 Schrecksbach bezeichnet als pliozäner eisenschüssiger Quarzsand und Ton) zwischen Heidelberg und Holzburg. Es konnten keine Gerölle gefunden werden.

- Die mit bp gekennzeichneten Sedimente östlich von Holzburg. Es konnten keine Gerölle gefunden werden.

- Die mit bp gekennzeichneten Sedimente bei den Brückenhöfen. Gefunden werden konnte: Gerölle von Basalt, Sandstein, Quarz und Quarzit. Diese Sedimente liegen auf einer deutlich sichtbaren Terrasse. Sie zieht sich von den Brückenhöfen bis zur Eichmühle. Diese Terrasse und die Morphologie lässt den Schluss zu, dass es bei Holzburg eine große Fluss Schleife



Abb. 19: Mit dg kartierte Terrasse (in der GK25 Schrecksbach bezeichnet als »diluviale Flussaufschüttungen, Kies, Sand und Lehm mit Quarzitgeröll«) südöstlich von Heidelberg etwa 15 m über der Schwalm. Links der Prallhang der Schwalm an der Furth Mühle.

nach Westen gegeben hat, die die dortige Ausbuchtung des Schwalmtals erzeugt hat. Diese wurde dann später von dem durch Holzburg fließenden Bach überprägt (siehe Abb. 20).

- Die mit dg bzw. bp gekennzeichneten Sedimente an der Grabstelle Kellers Ruh unter der Gonzenburg bei Schrecksbach. Es konnten keine Gerölle gefunden werden.

- Die mit bp gekennzeichneten Sedimente in Schrecksbach sind heute überbaut.

- Die mit dg bzw. bp gekennzeichneten Sedimente südlich des Metzenberges. Gefunden werden konnte: Gerölle von Quarzit, Quarz und Eisensandstein (nur schwach gerundet).

- Die mit bp gekennzeichneten Sedimente bei Zella. Gefunden werden konnte: Gerölle von Quarz, Sandstein, Quarzit, Bauxitknollen, Basalt.

- Die mit dg bzw. bp gekennzeichneten Sedimente zwischen Ransbach und Loshausen. Gefunden werden konnte: Gerölle von Basalt, Sandstein, Quarz, Bauxitknollen.



Abb. 20: Große Terrasse östlich von Holzburg, etwa 20 m über der Schwalm. Sie ist stellenweise bedeckt mit mit bp gekennzeichneten Sedimenten (in der GK25 Schrecksbach bezeichnet als pliozäner eisenschüssiger Quarzsand und Ton). Sie zeigt eine fossile Flussschleife der Schwalm nach Westen bei Holzburg an.

Wenn man den Fluss Schwalm heute sieht, kann man sich nicht gut vorstellen, dass er in der Lage war ein breites Tal, wie z.B. bei Salmshausen zu erzeugen. Die Erosionswirkung eines Flusses entsteht jedoch vor allem bei Hochwasserereignissen. Diese Ereignisse waren früher regelmäßiger Bestandteil des Jahreslaufes und haben die Schwalmaue in breiter Front überschwemmt. Durch den Bau des Hochwasserrückhaltebeckens Heidelberg sowie der Hochwasserrückhalteanlagen im Antrefftal und bei Ziegenhain und Treysa gibt es die Überschwemmungen der Talaue außerhalb dieser Bereiche praktisch nicht mehr.

Erst dadurch ist Ackerbau in der Schwalmaue möglich. In Hochwassergebieten ist nur Weidenutzung möglich, da der Ackerboden fort geschwemmt wird. „Die höher gelegenen Flächen mit guten Böden wurden und werden für Ackerbau genutzt. Die Hochlagen haben wegen geringerer oder fehlender Lössbedeckung häufig schlechtere Böden und sind außerdem klimatisch benachteiligt. Schon hundert Meter Höhenunterschied machen sich dabei bemerkbar, ab 400 m Höhe ist die landwirtschaftliche Nutzung bereits deutlich beeinträchtigt (MÜLLER). Die Höhenlagen sind daher häufig mit Wald bedeckt, wenn sie nicht wiederum als Weideland genutzt werden, was in den Gebirgslagen früher häufig der Fall war. Die alten dörflichen Siedlungsbereiche in den Flusstälern, mit Ausnahme der Wassermühlen, liegen aufgrund der Hochwassergefahr in der Regel nicht direkt am Fluss, sondern hangseitig. Die sich dadurch ergebende Ökotopengrenzlage zwischen Acker und Viehweide hat auch viele Vorteile für das bäuerliche Wirtschaften. (...) (KÜSTER)“ (SCHMIDT-DÖHL, 2012, S. 78)

Ein Zeugnis der früheren Hochwasser sind auch aufgeschüttete Wege, um diese auch bei Hochwasser befahrbar zu halten. So liegen der Nagelweg und der Honigweg in Salmshausen beide auf Dämmen, die auch seitlich mit Bäumen bewachsen und damit befestigt sind (siehe Abb. 21).

Der Ort Salmshausen „befindet sich (...) auf der Seite des Flusses mit den besseren Böden, eine Beobachtung, die man auch bei den Nachbardörfern machen kann und die für den wirtschaftlichen Erfolg bei der Entstehung des Dorfes sicherlich von großer Bedeutung war.“ (Schmidt-Döhl, 2012, S. 76)

„Die Höhenlage des Schwalmtals (...) und des Unterlaufs von Antreff und Grenff werden bestimmt durch das nahe Ziegenhainer Becken, das etwas über 200 m hoch liegt. Bei etwa 300 bis 350 m Höhe folgt eine Verebnungsfläche im Buntsandstein, die z.T. mit Basaltflecken, z.T. mit tertiären Sedimenten, z.T. mit Löss überdeckt ist (...). Die Höhe des Knülls wird durch ein Plateau bei etwa 500 m gebildet, das wiederum von einzelnen Basaltbergen überragt wird, die im Nordwesten des Knüllgebirges auch flächenhaft werden.“ (SCHMIDT-DÖHL, 2012, S. 77)



Abb. 21: Aufgeschütteter und mit Bäumen befestigter Weg bei Salmshausen, um die Befahrbarkeit bei Hochwasser sicherzustellen.

7.5 Das Ziegenhainer Becken

Südlich von Zella nimmt Blanckenhorn (1926b) auf Blatt Schrecksbach eine große Südwest-Nordost-Störung an, an der die nördliche Scholle stark abgesunken ist. Diese Störung begrenzt das Ziegenhainer Becken nach Süden. Dieses geologische Becken ist nicht identisch mit der morphologischen Ebene, die sich nördlich von Loshausen öffnet. Die starke Talweitung ist nur ein kleiner Teil des geologischen Ziegenhainer Beckens, das z.B. auch die weiten Ackerflächen um Ransbach, Leimbach und Gungelshausen umfasst, in denen Löss mit ?pliozänen Sedimenten vorherrscht. Nur im Bereich der breiten Talaue hat die Schwalm, verbunden mit der Antreff, der Grenff, der Steina und dem Grenzebach, die alle in diesem Bereich einmünden, diese Lockersedimente ausgeräumt.

Im Nordwesten, Westen, Süden und im Südosten wird das Becken von Buntsandstein begrenzt. Nach Nordosten ist es ohne scharfe geologische Grenze gegenüber dem Borken/Waberner Becken, zu dem durchgehend tertiäre Sedimente überleiten, z.T. überdeckt von Basalt. Dazwischen liegt jedoch eine leichte Hebungszone (oder Zone verminderter Einsenkung), angezeigt durch die höhere Lage des Rupel-Tons auf der Wasserscheide Ohe-Gers (s. Kap. 4.5.4). Es ist daher gerechtfertigt das Ziegenhainer Becken als separates Teilbecken der Niederhessischen Senke zu betrachten. Die verschiedenen Teilbecken machen sich auch sehr deutlich in der von RAMBOW (1969) veröffentlichten Karte der Höhenlage der Trias-Tertiär-Grenzfläche bemerkbar.

Entlang der von Blanckenhorn vermuteten Störung, die das Becken nach Süden begrenzt, kommt ein namenloser, jedoch ständig wasserführender Bach in einem deutlichen Taleinschnitt von der westlichen Talseite in das Schwalmtal hinunter und auch die Schwalm selbst greift



Abb. 22: Talaue des Ziegenhainer Beckens vom westlichen Talhang bei Salmshausen. Im Hintergrund befinden sich die Landsburg (links) und die Altenburg (rechts). Beide befinden sich im Buntsandsteingebiet, das zwischen dem Kellerwald und dem Tertiärbecken der Niederhessischen Senke liegt. Die Altenburg-Landsburg-Hardt Hochscholle ist eines der prägendsten Elemente in diesem Bereich der Schwalm. Bei der Landsburg kommt zusätzlich noch Basalt hinzu.

nach Umrundung des Umlaufberges zwischen Salmshausen und Zella die Richtung der Störung kurzzeitig auf. Eventuell greift auch das Antrefftal bei Merzhausen den Verlauf des Beckenrandes kurzzeitig auf (BLANCKENHORN, 1926b, S. 38).

Innerhalb des Ziegenhainer Beckens wird die breite »alluviale Talaue begrenzt von tertiären Lockersedimenten. Im Westen des Beckens sind diese stark überdeckt mit einer Lössauflage, im Osten ist diese kaum vorhanden. Die weiter entfernten Höhen werden von Buntsandstein aufgebaut, im Südosten und Süden teilweise überlagert von Basalt. Im Osten und Nordosten



Abb. 23: Namenloser Bachlauf, der entlang der vermuteten südlichen Randstörung des Ziegenhainer Beckens in das Schwalmthal hinabfließt. Die Störung trennt Buntsandstein im Süden (rechts) von Tertiärsedimenten im Norden (links).

dominieren über der Talauflage tertiäre Lockergesteine mit Basalt darüber. Die in der GK25 Ziegenhain kartierten Miozänen Sedimente im hier relevanten Gebiet sind heute in der GÜK200 Fulda als Oligozän datiert.

Einen Überblick über die Prallhänge und Umlaufberge zwischen Alsfeld und dem Ziegenhainer Becken gibt Abb. 18. Der steile Hang des Igelstein bei Loshausen ist ein Prallhang der Steina in pleistozänen Flusssedimenten. Dieser Nebenfluss der Schwalm kommt aus dem Knüllgebirge aus großer Höhe und kann bei Starkregenereignissen auf die Westabdachung des Knülls sicherlich beträchtliche Hochwässer liefern. Der Zusammenhang mit diesem Steilhang ist offensichtlich, auch wenn die Mündung der Steina in den östlichen Arm der Schwalm heute etwa 1 km weit entfernt liegt (siehe Abb. 24).

Zwischen der Domäne Schafhof bei Ziegenhain und Treysa liegen am Südrand des morphologischen Beckens umfangreiche Miozäne Sedimente und entsprechende Gerölle. Diese können als Ablagerungen am Gleithang der großflächigen Kurve der Schwalm nach Westen interpretiert werden. Der Verfasser fand dort Gerölle von Quarzit, Quarz, Buntsandstein, Basalt, Bauxitknollen sowie Eisenkrusten.

Die Schwalm benötigte nach Aufnahme von Grenff, Steina, Grenzebach und Antreff einen Ausgang aus der Senke. Richtung Osten war der Abfluss durch die Buntsandstein-Hochscholle mit Basalt des Knülls versperrt, Richtung Westen durch die Buntsandstein-Hochscholle der Kellerwald-Schwelle. Im Nordwesten liegt ein Lavastrom, der sich nach BLANCKENHORN (1926c, S. 34) vom „Kessel östlich Niedergenzebach über den Sattelberg, Großen Köppel,



Abb. 24: Igelstein bei Loshausen (links), ein Prallhang der Steina.

Lohberg, Kottenberg, Galgenberg bis Rörshain erstreckt hat.“ Dieser mehrfach gewundene Lavastrom zeigt Stromoberflächenbildungen und ist zumindest nach einiger Entfernung von der Ausbruchsstelle einem fossilen Tal gefolgt, was sich aus seiner Gestalt herleitet. Eine absolute Datierung des Basaltes am Kottenberg ergab ein Alter von 11,4 Millionen Jahre (WEDEPOHL, 1982, S. 180). Dieser Lavastrom versperrte der Schwalm nach seiner Bildung den Weg nach Nordosten, worauf bereits BLANCKENHORN (1926c, S. 42, BLANCKENHORN & KURTZ, 1929, S. 45) hingewiesen hat. Der heutige Schwenk der Schwalm bei Ziegenhain nach Westen ist zumindest zum Teil darauf zurückzuführen. Man kann die Basalte im Norden von Ziegenhain jedoch nicht alleine dafür verantwortlich machen, dass die Schwalm den Weg in das westlich liegende Buntsandsteingebiet genommen hat, wie dies BLANCKENHORN & KURTZ

(1929, S. 45) getan haben. Der Prozess ist komplizierter. Darauf wird in Kap. 7.6, in Kap. 7.7 und, zusammenführend, in Kap. 8.2 näher eingegangen.

Es sei an dieser Stelle erwähnt, dass KLÜPFEL (1936, S. 623, 632-634) diesen Basalt vom Kottenberg ganz anders interpretiert hat, nämlich als „obermiozäne Intrusion (...), die selektiv einem präexistierenden Grabenbruch folgt und erst in jüngerer Zeit herauspräpariert wurde.“ Diese Meinung steht im Zusammenhang mit der Klüpfelschen Vulkantheorie. Diese läßt sich mit folgenden Zitaten grob umreißen: scharfe „Trennung der Alt- und Neuvulkane. Der Unterschied derselben beruht auf der Bildung neuvulkanischer Flachherde im Gegensatz zu der Herkunft der altvulkanischen Schmelzen aus der Tiefe. Mit der Hochverlegung des Magmenbehälters ändert sich auch der Eruptionsmechanismus, die stoffliche Förderfolge und der von diesen Faktoren abhängige Bau der Vulkane. Als Zeit des Umschwungs hat sich die Wende von Tertiär zum Diluvium ergeben.“ Nach seiner Meinung bestehen die Altvulkane „aus Explosionsschloten mit anschließender Aschendecke und aus unterirdischen Ergüssen in Form meist lateral gespeister Flachintrusionen mit ausgesprochenem Horizontalbau.“ „Bei den Altvulkanen gibt es nur Tuffkrater. Ergußkrater fehlen. Oberflächenströme, schmale Lavaströme mit Hohlformen und Aufbauten fehlen.“ „Die Neuvulkane zeigen einen oberirdischen, zentralen, periklinalen Hochbau in Form von Lockerkegeln, Stratovulkanen, Schildvulkanen usw.“ „Die neuvulkanischen Ergüsse sind vorwiegend Oberflächenströme, seltener intrusive Lagergänge, Stöcke, echte Gänge usw. innerhalb der vulkanischen Aufschüttungsmassen.“ Beim Altvulkanismus: „Die Form der Förderung als Tuff oder Erguß ist also streng an die tektonische Bewegung gebunden: Bei Senkung Tuffe, bei Hebung Ergußintrusionen.“ Ebenfalls beim Altvulkanismus: „Stellenweise, wohl unter dem Einfluß des Grundwassers, treten lokal auch sogenannte Kissen- oder Pillowlaven auf.“ „Die altvulkanischen Ergußkörper besitzen meist, streng genommen immer, Umrißformen, die auf freier Oberfläche nicht möglich sind.“ (KLÜPFEL, 1941, S. 231-234). KLÜPFEL (1941, S. 252) ist der Meinung, „daß es Oberflächenströme im Vorquartär nicht gegeben hat.“

Der in einer umfangreichen Ausarbeitung (KLÜPFEL, 1941) dargelegten Klüpfelschen Vulkantheorie insgesamt wurde von BLANCKENHORN (1950, S. 52-55) anhand von Feldbeobachtungen deutlich widersprochen. Diese uns heute stellenweise als ziemlich abstrus erscheinende Theorie, die aber durchaus interessante Beobachtungen enthält, zeigt, wie langwierig und schwierig die Erforschung des Magmatismus war und wie sehr die Plattentektonik die Geowissenschaften verändert hat.

Klüpfel behauptet, dass die von BLANCKENHORN (1926c, S. 34) für den Lavastrom des Kessels genannten Stromoberflächenbildungen auch bei Intrusionen auftreten können (KLÜPFEL, 1936, S. 633). Er selbst nennt für den Basalt des Kottenberges Stricklavaformen. Er schreibt: „Die Ergußkörper der Altvulkane bilden an der Basis der Intrusivbauten Kugeln, Ellipsoide und Kissen, höher mehr oder weniger zusammenhängende oder flächenhafte Intrusivplatten.“ „Bei den Altvulkanen treten intrusive Fladen- und Stricklaven auf, dagegen fehlt im allgemeinen die typische krotzige Schollenlava.“ „Die altvulkanischen „Ergüsse“ zeigen oft typische Intrusionszeichen, wie Dach- und Sohlenkontakt, Apophysen, Kontaktmetamorphose der Nebengesteine. Der Kontakt fehlt beim Fließen der Intrusionen in bzw. unter einer Dampfhaube (KLÜPFEL, 1941, S. 232-233). Nach Wissen des Verfassers treten Oberflächenformen von Lavaströmen, wie Stricklava, bei Intrusionen dagegen nicht auf. Die von BLANCKENHORN (1926c, S. 34) genannten muldenförmigen Eintiefungen unter dem Basalt und die exakt einem mäandrierenden Fluss gleichende Form des Basaltes werden von Klüpfel zwar genannt, aber ignoriert. Um die seitliche Begrenzung des Lavastroms zu begründen, führt er einen Graben unter dem Lavastrom ein (KLÜPFEL, 1936, S. 634). Die geschwungene Form kann er damit aber nicht erklären. Er nimmt an, dass sich der Basalt „in dem Braunkohlenflöz des

Kesselberges und weiter in dem grundwassergeschwängerten Geröllhorizont der Quarzitsande“ ausgebreitet hat (KLÜPFEL, 1936, S. 633). Dann müßte es einen deutlichen Inkohlungsprozess der Braunkohle gegeben haben. Dafür spricht aber nur wenig. Die Braunkohle des Bergwerks am Kessel war zumeist von vergleichsweise schlechter Qualität und der Bergbau wurde auch schnell wieder aufgegeben (BLANCKENHORN, 1926c, S. 28, 65). Wenn ein Magma auf einen Grundwasserleiter trifft, gibt es Wasserdampfexplosionen. Auf Wasserdampfexplosionen im Bereich des Basaltes gibt es jedoch keinerlei Hinweise.

Das einzige „Argument“ für eine Intrusion am Kottenberg, das Klüpfel anführt ist, dass „die bisherige Deutung (...) mit der geologischen Entwicklungsgeschichte Hessens nicht zu vereinbaren“ ist (KLÜPFEL, 1936, S. 633). Es ist offensichtlich, dass dies kein gültiges Argument ist, sondern das hier nicht sein kann, was nicht sein darf, da es nicht in die eigene Theorie paßt. Wieso sollte ein Lavastrom am Kottenberg nicht mit der geologischen Entwicklungsgeschichte Hessens vereinbar sein, eine Intrusion aber schon? Klüpfel liefert keinen einzigen Beweis für seine Intrusionstheorie. Ganz im Gegenteil, er muss komplizierte Annahmen treffen, die nicht beweisbar sind. Alle Indizien sprechen gegen die Annahme einer Intrusion und für einen oberflächlich ausgeflossenen Lavastrom. Blanckenhorn hat seine Meinung, dass es sich um einen Lavastrom handelt wohl auch nicht geändert und spricht in seiner letzten Arbeit weiterhin von einem „Basalterguß“ am Kottenberg (1950, S. 57). Auch GRUPE (1936, S. 657) hat der Meinung Klüpfels widersprochen. Er schreibt zu den Borkener und Ziegenhainer Basalten: Für die Auffassung Klüpfels „der in diesen tief gelegenen Basalten samt und sonders Intrusivvorkommen sieht, die von ihrer sedimentären Decke durch die nachträgliche Denudation befreit sein sollen, fehlen m.E. jede sicheren Anhaltspunkte.“ Auch WEDEPOHL et al. (1983, S. 131) bezeichnen den Basalt des Kottenberges als „large basaltic flow from here to the northern edge of the map, sheet Schrecksbach“. WEDEPOHL (1982, S. 185) schreibt, dass seine Proben vom Kottenberg und Hornsberg „von einem Lavastrom stammen, dessen blasige Oberfläche noch über mehrere km Erstreckung erhalten geblieben ist.“ Es ist also klar, dass es sich hier tatsächlich um einen Lavastrom handelt.

Im Norden von Ziegenhain liegen noch mehrere voneinander getrennte Basaltflächen. Wie oben zitiert ist Blanckenhorn davon ausgegangen, dass die Basaltflecken bei Rörshain noch dem Lavastrom vom Kessel angehören. Außerdem hat er vermutet, dass auch die Basaltflächen am ehemaligen Bahnhof Ziegenhain Nord sowie am Steinbühl, die sich bis zum Bunten Bock in Ziegenhain hinabzieht, ehemals mit dem Lavastrom vom Kessel zusammenhingen (1926c, S. 34-35). Die Zusammengehörigkeit dieser Basaltflecken im Norden von Ziegenhain ist eine interessante Fragestellung. Wenn sie ursprünglich zusammenhingen können die Lücken zum einen entstanden sein, indem ehemalige Verbindungsstücke wegerodiert wurden. Zum anderen könnten sie durch jüngere Sedimente überdeckt sein. Nur im letzten Fall besteht die Chance, die überdeckten Basaltflächen durch geophysikalische Methoden, z.B. geomagnetische Messungen zu finden. Die GÜK200 Fulda zeigt jedoch, dass die Zwischenräume zwischen den vorhandenen miozänen Basaltflecken von oligozänen, d.h. älteren Sedimenten ausgefüllt sind. Blanckenhorn hatte diese Sedimente in der GK25 Ziegenhain noch in das Miozän gestellt, was sich später als falsch herausgestellt hat. Der Verfasser konnte z.B. südlich der Bahnbrücke zu den Sandgruben bei Rörshain Kottenberg-Schotter finden, die von RITZKOWSKI (1965b, S. 75) in das Oligozän gestellt wurden. Es macht also keinen Sinn zu versuchen, Verbindungen zwischen den Flecken unter einer jüngeren Sedimentbedeckung zu suchen, weil eine jüngere Sedimentbedeckung nicht existiert.

Es steht aber die Frage im Raum, ob es Verbindungen gab, die später wegerodiert wurden. WIEGEL (1907, S. 383-389) und BLANCKENHORN (1926c, S. 34-36) unterscheiden zwischen dem Enstatitdolerit des Lavastroms vom Kessel und Doleriten in der Nähe des ehemaligen

Ziegenhainer Nordbahnhof und bei Rörshain, was aber eine Zusammengehörigkeit nicht ausschließt. WIEGEL (1907, S. 389) vermutet sogar, dass „die bei Rörshain liegenden langgestreckten Rücken als die entferntesten, jetzt abgeschnürten Stromenden noch dazugehören, da sie aus dem gleichen Material bestehen“, gemeint ist der Lavastrom vom Kessel. Zwischen dem Galgenberg (Basalt, 274 m) und dem Höhenpunkt 252 (Basalt) südwestlich von Rörshain gibt es kein Tal, sondern einen abfallenden Hang. Basaltgesteine gibt es in dem Zwischenraum praktisch nicht. Etwas weiter westlich liegt nach der GK25 Ziegenhain ein Basaltvorkommen in einem deutlich tiefer liegenden Tal (226 m). Noch etwas weiter westlich zieht sich ein Basaltvorkommen von etwa 250 bis 233 m hinab, wobei auch hier zwischen dem Galgenberg und diesem Vorkommen ein gleichmäßiger Hang liegt. Reste von Basalt gibt es in dem Zwischenraum praktisch nicht, nur ganz vereinzelt findet man einen Basalt. Dies deutet darauf hin, dass zwischen diesen Flecken bei Rörshain und dem Lavastrom vom Kessel keine Verbindung bestand und der Lavastrom vom Kessel am Galgenberg endete.

Auch eine Verbindung zwischen dem Basalt vom Galgenberg und dem Basalt vom Steinbühl ist aus der Morphologie nicht erkennbar. Auch hier findet man nur ganz vereinzelt einen Basalt im Zwischenraum. Um eine ehemals zusammenhängende Decke zu postulieren ist dies zuwenig. Sicherlich kann man aber von einer zusammenhängenden Decke zwischen dem Bunten Bock (heute überbaut) über den Steinbühl bis zu der ehemaligen Bahnlinie Treysa-Homburg ausgehen. Die heutige Oberfläche dieses Lavstroms liegt auch deutlich tiefer als der Galgenberg, etwa 20 m. Interessant ist die Beobachtung von Blanckenhorn, dass die Basaltfläche vom Steinbühl bis an den »alluvialen Talboden am Bunten Bock in Ziegenhain hinunterreicht. Der Anstieg der Straße zwischen dem Krankenhaus Ziegenhain und Treysa geht auf die Überquerung dieses Lavstroms vom Steinbühl zurück. Die Trennung in drei Basaltflächen, der Lavastrom vom Kessel, der Lavastrom am Steinbühl und der Basalt bei Rörshain entspricht der Darstellung der GÜK200 Fulda.

Am Galgenberg besteht ein kleiner Basaltsteinbruch. Der 2016 dort aufgeschlossene Basalt war stark zerklüftet und zeigte eine unregelmäßige Absonderung. Säulen waren nicht zu beobachten. Der Basalt war etwa in einer Dicke von 10 m aufgeschlossen.

Auf der Westseite des Lavstroms vom Kessel treten südlich vom Galgenberg mehrere Steilhänge auf, die mit dem Gesteinswechsel zusammenhängen und wahrscheinlich als fluviatile Prallhänge herauspräpariert worden sind. Diese Steilhänge sind nur auf der 1:25.000 topographischen Karte eingetragen und sind aus der 1:50.000 Karte nicht ersichtlich.

Die heutige Oberfläche des Lavstroms vom Kessel zeigt, mit Ausnahme der kleinen Zwischenerhebung des Sattelsberges, bis zum tief eingeschnittenen Grenzebachtal eine kontinuierliche Abnahme der Höhe (Kessel: 290 m, Sattelsberg: 267 m, Niedergrenzebach: ca. 230 m). Auf der nördlichen Seite des Grenzebachtals steigt die Oberfläche aber über den Lohberg (235 m) und die Westflanke des Kottenberges (ca. 260 m) bis zum Galgenberg (274 m) wieder an. Der Basalt war in Niedergrenzebach 2016 nicht anstehend aufgeschlossen. Die Form der Grenzebachschlucht in Niedergrenzebach deutet darauf hin, dass der Basalt des Lavstroms im Tal tief hinunterreicht. So ist der Basalt auch in der GK25 Ziegenhain eingezeichnet. WIEGEL (1907, S. 386) berichtet aber, dass das Tal bis unter die Sohle des Lavstroms reicht. Auch SCHWALM (1919, S. 167) schreibt: „der Grenzebach hat den Basaltstrom vollständig durchschnitten.“ Man kann daher davon ausgehen, dass der Basalt etwa auf 220 m hinabreicht. Nun ist der Basalt seit seiner Entstehung sicherlich auch abgetragen worden und Lava kann aufgrund der hohen Viskosität auch in einem gewissen Maße an einem Gegenhang hinaufgedrückt werden. Wenn es sich vom Kessel bis zum Galgenberg um einen Lavastrom handelt, wovon auszugehen ist, müsste die Basaltbasis am Galgenberg auch etwa auf 220 m Höhe oder darunter liegen. Der Lavastrom wäre dann am Galgenberg mindestens 50 m



Abb. 25: Abbauwand des Basaltes am Galgenberg.

dick, um dann plötzlich zu enden. Das ist nur schwer vorstellbar. Diese Höhenverteilung der Stromoberfläche ist deshalb ohne weitere Effekte nur sehr schwer verständlich.

Mögliche Erklärungen für diese Höhenverteilung sind eine nachträgliche Absenkung im Bereich des Grenzebachtals, die Auffüllung einer Vertiefung im Bereich des Grenzebachtals oder die Annahme von zwei verschiedenen Ausbruchsstellen am Kessel und am Galgenberg, deren Lava sich im Grenzebachtal getroffen hätte. Auf zwei verschiedene Ausbruchsstellen deutet aber nichts hin. Der Lavastrom wird in Richtung auf den Galgenberg immer schmaler. Eine zwischenzeitliche Verbreiterung des Lavastroms, z.B. an der tiefsten Stelle im Grenzebachtal, ist ebenfalls nicht feststellbar. Der Basalt des Kottenberges nordwestlich des Grenzebachtals und der Basalt des Hornsberges südöstlich des Grenzebachtals haben nach den Untersuchungen von WEDEPOHL (1982, S. 180-181) innerhalb der Fehlergrenzen auch das gleiche Alter. Eine fehlende Verbreiterung im Grenzebachtal zeigt gleichzeitig, dass dort keine bereits vorhandene Vertiefung, quer zum Lavastrom, aufgefüllt worden ist. Morphologisch besonders deutlich wird dies an dem Abschnitt des Lavastroms am Lohberg. Dies ist ein schmaler oben abgeflachter Rücken aus Basalt der beidseitig von Sedimenten umgeben ist.

Es bleibt als Erklärung damit nur eine nachträgliche Absenkung im Bereich des Grenzebachtals. Eine solche Absenkung hat dem Grenzebach die Überquerung des Lavastroms von Nord nach Süd wahrscheinlich überhaupt erst ermöglicht und zu der starken Richtungsänderung des Grenzebachs nördlich von Niedergrenzebach geführt, der ansonsten ziemlich genau von Ost nach West fließt. Auch das Flusslängshöhenprofil des Grenzebachs (s. Abb. 83) deutet darauf hin. Der Fluss zeigt im Verlauf dieses Lavastroms überraschenderweise ein ausgeglichenes Höhenprofil, obwohl das Höhenprofil weiter flussaufwärts, beim Durchqueren eines anderen Lavastroms einen deutlichen Knick hat. Ein weiteres Indiz für die nachbasaltische Absenkung ist das Wichtelsloch (nicht zu verwechseln mit den Wichtellöchern am Dosenberg bei Uttershausen - anscheinend waren Wichtel in der Schwalmgegend früher weit verbreitet). Dabei handelt es sich um eine etwa 10 m tiefe Höhle in einem anderen Lavastrom östlich der Ruchmühle bei Obergrenzebach, die direkt in einem steilen Prallhang des Grenzebachs liegt. „Nach SCHWALM (1933/2007), der dabei Blanckenhorn zitiert, handelt es sich dabei um eine Erweiterung einer durch Zerrung entstandenen vertikalen Kluft in dem Lavastrom.“ (SCHMIDT-DÖHL, 2012, S. 80). Diese Zerrung könnte ihre Ursache in der Absenkungsbewegung haben.

Mit dem von BLANCKENHORN (1950, S. 76) postulierten Treysa-Ziegenhainer Graben hat diese



Abb. 26: Der Eingang zum Grenzebachtal in Niedergrenzebach vom Lohberg.



Abb. 27: Der Lohberg bei Niedergrenzebach, ein schmaler Rücken aus Basalt. Er ist ein Teil des Lavastroms vom Kessel.

Absenkung nichts zu tun, da dessen Randstörung vom Steinbühl, nördlich von Ziegenhain, Richtung Steina laufen soll, also im 90 Grad Winkel zu der vom Verfasser postulierten Absenkung. Diese muss in Südwest-Nordost Richtung verlaufen und greift damit eine Richtung auf, die in den östlich benachbarten Gräben weit verbreitet ist. Es sei hier erwähnt, dass dieser Bereich noch voll in dem Bereich tiefster Absenkung der Tertiärbasis im Ziegenhainer Becken nach RAMBOW (1969) liegt. Allerdings erstreckt sich das Beckeninnerste nach der Karte von Rambow bis nach Rörshain und umfasst damit auch noch den Kottenberg und den Galgenberg. Wenn ein zentraler Teil des Ziegenhainer Beckens, der die Stadt Ziegenhain, Niedergrenzebach und Ascherode umfasst, nachbasaltisch weiter abgesunken ist, erklärt dies zwanglos die tiefe Lage des Basaltes bei Niedergrenzebach, die tiefe Lage des Basaltes vom Bunten Bock und die große Höhererstreckung der Pliozänsedimente um Ascherode. Diese Absenkung hat eine gewisse Ähnlichkeit mit dem von Blanckenhorn postulierten Treysa-Ziegenhainer Graben, ist jedoch völlig anders ausgerichtet und es muss sich dabei nicht um einen durch ausgeprägte

Störungen begrenzten Graben handeln.

Der komplizierte weitere Verlauf der Schwalm nach Verlassen des Ziegenhainer Beckens und die Morphologie im Norden des Beckens legen den Schluss nahe, dass die Schwalm ab dem Ziegenhainer Becken mehrfach ihren Verlauf gewechselt hat und bereits vorhandene Flusssysteme übernommen hat. Die Kap. 7.6, Kap. 7.7 und Kap. 8.2 (zusammenführend) gehen auf diese sehr interessante Fragestellung näher ein.

Die Meinung von KLÜPFEL (1936, S. 624), dass die Schwalm bis zum »Altdiluvium nicht über das Ziegenhainer Becken hinausgekommen ist, und sich dort mit einem „Hauptfluß“ vereinigt hat, hängt an der falschen Einordnung der Kottenberg-Schotter als »diluvial und ist abzulehnen. Die Kottenberg-Schotter sind oligozänen Alters (RITZKOWSKI, 1965b, S. 75, RITZKOWSKI et al. 1977, S. 66) und haben mit der Schwalm oder einem anderen Fluss, in den die Schwalm eingemündet sein könnte, nichts zu tun. Einen anderen Hauptfluss als die Schwalm hat es seit Entstehung der Schwalm in dem Gebiet nicht gegeben, ein früher angenommener Verlauf der Ur-Lahn durch die Niederhessische Senke hat sich als falsch herausgestellt (LANG, 1955, S. 130-134). Für einen Graben bei Treysa, dessen Senkungen für „die merkwürdige Umlenkung der Schwalm aus der Senke in den Buntsandstein hinein“ verantwortlich sein soll (KLÜPFEL, 1936, S. 624) gibt keine Hinweise oder gar Beweise (s. oben sowie GÜK200 Fulda und GK25 Ziegenhain, gemeint ist nicht der Schlierbacher Graben!). Es tritt im Zentrum des Ziegenhainer Beckens lediglich eine räumlich sehr eng begrenzte starke Absenkung auf (UDLUFT & LANG, 1959, S. 348). Es spricht daher alles für die von BLANCKENHORN (1926c, S. 42, 1929, S. 45) formulierte Vermutung, dass der miozäne Lavastrom vom Kessel ganz wesentlich für den weiteren Verlauf der Schwalm aus dem Ziegenhainer Becken heraus verantwortlich ist.

Die zeitlich falsche Einordnung der oligozänen Sedimente und die Einordnung aller tertiärer Basalte als Intrusionen rund um das Ziegenhainer Becken ist maßgeblich dafür, dass die Arbeit von KLÜPFEL zur Tertiärgeologie Niederhessens aus dem Jahr 1936 für die Flussgeschichte der Schwalm praktisch wertlos ist und anscheinend sehr zur Verwirrung beigetragen hat. Der Vulkantheorie wurde von BLANCKENHORN 1950 widersprochen und die Altersstellung der Kottenberg-Schotter wurde von RITZKOWSKI 1965 richtiggestellt. Die von GRUPE (1936, S. 656) vertretene falsche Auffassung eines pliozänen Alters der Borkener und Ziegenhainer Basalte wurde erst durch die absoluten Datierungen von WEDEPOHL (1982, S. 180-181) endgültig korrigiert.

7.6 Von Treysa bis Waltersbrück

Bei Treysa tritt die Schwalm in Buntsandsteinschollen ein, die in Relation zur benachbarten Niederhessischen Senke angehoben sind. Der Fluss bewegt sich in einem relativ schmalen Band »alluvialer Aufschüttungen. Meist grenzt daran mittlerer Buntsandstein, stellenweise verhüllt mit Lösslehm. Im Schlierbacher Graben treten auch Gesteine des oberen Buntsandsteins, Muschelkalks und des Tertiärs auf. Bei Hephata (heute überbaut), westlich der Neuen Mühle bei Treysa, im Wieratal sowie nördlich von Rommershausen treten auf der GK25 Ziegenhain (BLANCKENHORN, 1926c) mit bp gekennzeichnete Sedimente auf (?Plioän, eisenschüssiger Quarzsand und Ton), die bis etwa 250 m hinaufreichen. Daneben treten noch »diluviale Flussaufschüttungen auf (Kies, Sand, Lehm mit Quarzitgeröllen), die ebenfalls bis etwa 250 m hinaufreichen. Die größte Steilheit der Talflanken tritt beim Durchfließen der Bausandsteinzone des mittleren Buntsandsteins auf.

Der Verfasser fand auf Höhe der Ostergrundschule in Treysa (Rechts 3514099, Hoch 5640894) zwischen zwei Hochspannungsleitungen in der Rand-Ackerfurche neben einem Feldweg Brocken von Kalkgestein, die nicht gerundet sind. Der Feldweg war nicht mit Kalkgestein bestreut. Bei einer weiteren Begehung fanden sich Kalksteine auch in einem

größeren Gebiet auf den Äckern. Diese lagen z.T. mehr als 50 m von jedem Weg entfernt. Auf einem der Feldwege stößt man auch auf große, direkt an der Oberfläche liegende Kalksteine (siehe Abb. 28). Alle diese Vorkommen liegen im Streichen des Schlierbacher Grabens. Diese Kalkgesteine sind nicht auf den geologischen Karten eingetragen und werden auch nicht von RITZKOWSKI (1965a) erwähnt. Diese Beobachtungen zeigen, dass sich der Muschelkalk des Schlierbacher Grabens im Gegensatz zu den vorliegenden geologischen Karten auch an der Oberfläche sichtbar nach Süden deutlich weiter fortsetzt. Neben dem Kalkstein findet man in dem Bereich auch Gerölle von Quarz und Buntsandstein sowie Bauxitknollen, die auch einen hohen Eisengehalt aufweisen.

Der Altstadtberg von Treysa weist im Nordosten unterhalb der Totenkirche einen steilen Prallhang auf, dem ein Gleithang auf der Seite des Europabades gegenübersteht (siehe Abb. 29). Einen Überblick über die Prallhänge und Umlaufberge zwischen dem Ziegenhainer Becken und Waltersbrück gibt Abb. 47. Gleich anschließend zeigt der Schwalmberg eine steile Südostflanke, während der Altstadtberg von Treysa im Nordwesten sanft ausläuft (siehe Abb. 30). Auch dabei kann es sich nur um ein Prallhang-Gleithang-Paar handeln. Dieses innerstädtische Durchbruchstal wurde mit hoher Wahrscheinlichkeit von der Schwalm geschaffen und nicht von der anfänglich nach Osten zur Niederhessischen Senke fließenden Wiera, für die ein Fließweg über den Altstadtberg von Treysa angenommen werden muss (s. unten und Kap. 8.2). Die Pliozänsedimente der GK25 Ziegenhain um Ascherode und Hephata zeigen, dass auch der frühe Flusslauf der Schwalm in diesem Gebiet noch über den Altstadtberg



Abb. 28: Größerer Kalkstein auf einem der Feldwege südöstlich der Ostergrundschule.

von Treysa lief und damit das fossile Wieratal als Eingang in das Buntsandsteingebiet nutzte, in Gegenrichtung. Dies bedeutet, dass die Verebnungsfläche des Marktplatzes von Treysa eine Flussterrasse ist. Erst später hat sich die Schwalm weiter nördlich eingetieft, so dass das Durchbruchstal nördlich des Altstadtberges von Treysa nicht von der Wiera geschaffen worden sein kann. Die Niveau Karte vom Kurfürstenthum Hessen 1:25.000, Blatt Ziegenhain, aus dem Jahr 1859 zeigt allerdings, dass das steile Gelände westlich des neuen Bahnhofs in Treysa ein Prallhang der Wiera ist, auch wenn dies aus dem heutigen Flusslauf nicht mehr deutlich erkennbar ist.

Es ist wahrscheinlich, dass in diesem Abschnitt des Schwalmtals vor der Wieramündung eine Störung verläuft, da dem oberen Mittelbuntsandstein des Altstadtberges nördlich der Schwalm

unterer Mittelbuntsandstein gegenübersteht. Diese Störung wird auch von BLANCKENHORN (1926c, S. 40) in den Erläuterungen zur GK25 Ziegenhain beschrieben, ist auf der Karte selbst aber nur sehr schwer zu erkennen. Das in Treysa in das Schwalmatal einmündende Wieratal muss entlang einer Störung verlaufen, die den unteren Mittelbuntsandstein auf der westlichen Talseite gegenüber dem oberen Mittelbuntsandstein auf der östlichen Talseite heraushebt.

Ebenso verhält es sich mit dem anschließenden Schwalmatal, von der Wieramündung nordwestwärts. Auch dort ist unterer Mittelbuntsandstein auf der westlichen Talseite gegenüber oberem Mittelbuntsandstein auf der östlichen Talseite mit dem Schwalmberg herausgehoben. Die auf der GK25 Ziegenhain (BLANCKENHORN, 1926c) eingezeichnete geradlinige Fortsetzung



Abb. 29: Blick von der Totenkirche in Treysa über den diesseitigen Prallhang (Buntsandstein) und die Schwalm hinweg auf den gegenüberliegenden Gleithang (Muschelkalk des Schlierbacher Grabens). Im Hintergrund links der Höhenzug des Schwalmbergs, rechts der Höhenzug der Hardt, der Einschnitt dazwischen verläuft im Schlierbacher Graben.



Abb. 30: Blick über die Schwalm hinweg auf den gegenüberliegenden Prallhang am Schwalmberg (Buntsandstein) in Treysa von der Totenkirche (Buntsandstein).

der Störung von der Neuen Mühle Richtung Nordnordwesten ist jedoch nicht begründbar. Auf beiden Seiten des Tales steht hier mittlere Buntsandstein an. Es ist eher anzunehmen, dass die Störung sich an der Neuen Mühle nicht gabelt, sondern lediglich nach Nordwesten umschwenkt.

Der Verfasser fand in der Nähe der mit bp kartierten Sedimente (?Pliozän, eisenschüssiger Quarzsand und Ton) südwestlich der Neue Mühle zwischen Treysa und Frankenhain schwach gerundete Gerölle von Basalt, Quarz, Quarzit und Eisensandstein. Diese liegen etwa in einer Höhe von 230-240 m. Sie werden eingerahmt von einem Trockental, das sich nach Richtung Osten, zur Schwalm hin, wie ein Amphitheater öffnet. Die Wahrscheinlichkeit ist hoch, dass es sich hier um den Prallhang einer fossilen Flussschleife der Schwalm handelt, in dessen Zentrum (ehemaliger Gleithang) sich die Gerölle befinden (siehe Abb. 31).

Die Schwalm tritt an der Neuen Mühle wie bei der Durchquerung der Engstelle in Treysa wieder in eine Scholle aus oberem Mittelbuntsandstein ein. Östlich von Frankenhain tritt ein ausgeprägter Prall- und Gleithang auf, wobei die Ausbildung des Prallhanges durch die Einmündung des Katzenbaches maskiert wird. Aus diesem Tal kommt eine Störung in das Schwalmtal hinein, die unteren Mittelbuntsandstein im Nordosten gegenüber oberem Mittelbuntsandstein im Südwesten heraushebt. BLANCKENHORN (1926c) geht davon aus, dass sich diese Störung nach Südosten fortsetzt. Dort tritt aber unterer Mittelbuntsandstein südwestlich der Störung auf und oberer Mittelbuntsandstein nordöstlich der Störung. Dies ist nur möglich, wenn die Buntsandsteinschichten des Schwalmberges stark schräggestellt sind und nach Westen einfallen, was Blanckenhorn in dem Profil E-F der GK25 Ziegenhain auch so gezeichnet hat. Einen Beweis dafür nennt Blanckenhorn aber nicht. SCHWALM (1919, S. 68) berichtet allerdings von einem Einfallen der Sandsteinschichten am Schwalmberg nach Westen. Insgesamt erscheint die Ziehung bzw. Weglassung von Störungen zwischen Treysa und Rommershausen/Dittershausen jedoch etwas zweifelhaft, was auch von RITZKOWSKI (1965a, S. 171) gestützt wird. Der Bereich scheint in kleinräumige Schollen zerstückelt zu sein,



Abb. 31: Wahrscheinliche fossile Flussschleife der Schwalm südwestlich der Neuen Mühle zwischen Treysa und Frankenhain. Nach rechts schließt sich die Talung. Links im Tal fließt die Schwalm. Im Zentrum befinden sich Gerölle im Bereich von Sedimenten, die mit bp gekennzeichnet sind (?Pliozän, eisenschüssiger Quarzsand und Ton).

Blick aus der Nähe von Frankenhain Richtung Hephata.



Abb. 32: Blick aus der Nähe von Frankenhain nach Nordosten Richtung Rommershausen und Landsburg. Die Blickrichtung quert die Schwalm insgesamt siebenmal, was auf den sehr komplizierten Verlauf in diesem Bereich zurückzuführen ist.

eventuell unterstützt durch den „Treysaer Fächer“, in dem die „Brüche zwischen Mengersberger und Treysa-Schlierbacher Graben“ und die „Randstaffeln des Grundgebirges“ konvergieren (VON DER SAHLE, 1942, S. 59). Der durch starke Richtungswechsel gekennzeichnete Verlauf der Schwalm scheint nach BLANCKENHORN (1926c, S. 46) zumindest teilweise durch Störungen vorgezeichnet.

Die Aufweitung des Talraums nach der Einmündung des Katzenbaches ist sicherlich zum Teil darauf zurückzuführen, dass sich der Fluss hier im Wesentlichen im weniger widerstandsfähigen unteren Mittelbuntsandstein bewegt. Zum anderen hat die Schwalm in diesem Abschnitt das bereits vorhandene, ältere Flusstal des Katzenbaches übernommen. Dies wird weiter unten näher erläutert.

Die Niveau Karte vom Kurfürstenthum Hessen 1:25.000, Blatt Ziegenhain, aus dem Jahr 1859 im Vergleich mit einer heutigen Karte zeigt, dass es zwischen der Mündung des Katzenbaches und dem Abknicken des Flusses nach Norden Richtung Rommershausen in jüngster Zeit zu stärkeren Änderungen der Mäander gekommen sein muss.

Der Verlauf der Schwalm zwischen Treysa und dem Schlierbacher Graben bei Dittershausen ist sehr ungewöhnlich. Der Flussverlauf wechselt mehrfach zwischen einer Westnordwest-Ostsüdost-Richtung und einer Süd-Nord-Richtung. Kein Fluss macht so etwas „freiwillig“. Dieser Flussverlauf muss einen besonderen Grund haben, der entweder auf der Tektonik des Untergrundes oder in einer wesentlichen Veränderung des Flusssystemes in der Vergangenheit beruht. Eine dem Gesamtbild zugrundeliegende Tektonik ist jedoch nicht erkennbar. Der Fluss bewegt sich in gegeneinander versetzten Buntsandsteinschollen, was nichts Ungewöhnliches ist und nicht so ein extremes Fließbild hervorruft.

Es spricht also einiges dafür, dass in diesem Abschnitt eine wesentliche Veränderung des Flusssystemes stattgefunden hat. Diese Veränderung erkennt man, wenn man sich den Verlauf der Nebenflüsse der Schwalm anschaut. Der direkte Fließweg der Wiera geht über den Altstadt Hügel von Treysa Richtung Nordosten in die Niederhessische Senke. Sowohl der bei Frankenhain mündende Katzenbach, als auch der bei Rommershausen mündende Todenbach (auf der Niveau Karte vom Kurfürstenthum Hessen 1:25.000, Blatt Ziegenhain,

1859: Hasselbach) haben in wesentlichen Abschnitten einen Westnordwest-Ostsüdost-Verlauf und man kann erkennen, dass die Schwalm bei der Mündung dieser Nebenflüsse jeweils eine scharfe Kurve macht und deren Verlauf übernimmt. Dies zeigt, dass diese Bäche älter sind als die Schwalm und die Schwalm abschnittsweise deren Verlauf übernommen hat. Dabei muss der fossile Verlauf nicht genau mit dem heutigen Verlauf der Schwalm übereinstimmen. Hoch liegende Gerölle nördlich von Rommershausen und nördlich der Schwalm zeigen, dass der dadurch angezeigte Flussverlauf etwas weiter nördlich lag. Wenn man diese Bäche verlängert kommt man jeweils zu deren fossilen Eintrittspunkten in die Niederhessische Senke. Im Falle des Katzenbaches ist dies die Stelle wo heute die L3145 den Schwalmberg überquert (siehe Abb. 33). Im Falle des Todenbaches ist es das vorhandene Trockental im Schlierbacher Graben (siehe Abb. 34, Abb. 35). Man findet dort Gerölle von Sandstein, Quarz und Quarzit. Es ist davon auszugehen, dass diese beiden Bäche früher auf direktem Wege in die Niederhessische Senke geflossen sind, wie dies auch zu erwarten ist.

Die Hebung der Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle hat dazu geführt, dass in Süd-Nord-Richtung ein Übergang über die Wasserscheide zwischen Katzenbach und Todenbach und ein Abfluss des Todenbaches nach Allendorf an der Landsburg geschaffen wurde. Diese Richtung verläuft parallel zu den Randstörungen des Schlierbacher Grabens und ist wahrscheinlich tektonisch vorgeprägt. Die Umleitung des Katzenbaches und des Todenbaches vom direkten Übertritt in die Niederhessische Senke in die Süd-Nord-Richtung muss vor der Umlenkung der Schwalm in das Buntsandsteingebiet erfolgt sein, da die Schwalm ansonsten einen dieser beiden Flussläufe für ihren Austritt aus dem Ziegenhainer Becken benutzt hätte. Das ist aber nicht geschehen, sondern sie hat den ehemaligen Flusslauf der Wiera benutzt, der am weitesten im Süden liegt und anscheinend nicht umgelenkt wurde, da die Hebung der Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle nach Süden abnimmt.

Südlich von Rommershausen befindet sich ein Umlaufberg (Punkt 246,5 m) im unteren Mittelbuntsandstein, der auf seiner Westseite einen steilen rezenten Prallhang der Schwalm trägt (siehe Abb. 36, Abb. 38). Dieser Umlaufberg muss dadurch entstanden sein, dass der Katzenbach und eventuell auch noch die Schwalm zunächst östlich dieses Berges nach Norden umgeschwenkt ist. Der entsprechende Pass auf Buntsandstein liegt auf 237 m Höhe.



Abb. 33: Fossiler Fließweg des Katzenbaches im Schwalmberg, heute ein Passübergang, der durch den Straßenbau überprägt wurde.



Abb. 34: Eingang in das Trockental entlang des Schlierbacher Grabens von Norden (Fossiles Tal des Todenbaches) hinter den Häusern von Dittershausen.



Abb. 35: Fossiles Tal des Todenbaches im Schlierbacher Graben, heute ein Trockental, das durch den Eisenbahnbau überprägt wurde. Die Main-Weser Bahn verläuft in dem Einschnitt rechts. Blickrichtung Norden.

Später knickte der Verlauf westlich (vor dem Umlaufberg) nach Norden ab und das Wasser floss zuerst im Zentrum von Rommershausen nach Osten. Dieser Pass liegt auf 211 m auf Buntsandstein, ist also jünger. Zumindest diese Ablenkung ist erst entstanden, als die Schwalm schon diesen Flussverlauf nutzte, da der Pass deutlich tiefer liegt als die Geröllablagerungen bei der Neuen Mühle zwischen Treysa und Frankenhain. Der Prallhang in der Biegung westlich von Rommershausen wurde später noch nach Norden durchbrochen und die Schwalm hat dort einen Durchbruch zum Todenbachtal geschaffen, auf heute 206 m. Dadurch wurde der Hügel nördlich des Rommershäuser Schlosses zum Umlaufberg (siehe Abb. 37, Abb. 38).

Nordwestlich von Rommershausen befindet sich ein rezenter Prallhang, der sich bis Dittershausen zieht (dort besonders steil), unterbrochen durch die Einmündung des Todenbaches. Auch südöstlich von Dittershausen befindet sich im Buntsandstein ein Prallhang der Schwalm.



Abb. 36: Umlaufberg südlich von Rommershausen von Westen, mit rezentem Prallhang der Schwalm.



Abb. 37: Umlaufberg nördlich von Rommershausen von Westen.



Abb. 38: Die zwei Umlaufberge bei Rommershausen von Norden, dazwischen liegt der Ort. Im Hintergrund befindet sich der Schwalmberg bei Treysa.

Nordöstlich von Dittershausen quert das Tal schräg den Süd-Nord ausgerichteten Schlierbacher Graben. Morphologisch macht sich dies nicht wesentlich bemerkbar, was den Charakter des Durchbruchstals betont. Lediglich die steilgeböschte Erosionskante bzw. Prallhang im Muschelkalk nördlich von Dittershausen bzw. westlich von Allendorf fällt auf.

Der Hügel, auf dessen Westseite Allendorf an der Landsburg liegt, ist mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit ein Umlaufberg. Er ist im Gelände nicht leicht als solcher erkennbar, da die Höhenunterschiede gering sind (rezentes Niveau der Schwalm: 203 m, höchste Stelle des Umlauftals: 214 m, höchste Stelle des Berges: 223 m). Seine Struktur wird in der geologischen Karte jedoch deutlich sichtbar. Der Berg besteht aus Buntsandstein, der größtenteils mit Löss verhüllt ist. Auf der Westseite des Berges fließt die rezente Schwalm. Auf der Süd- und der Nordseite befindet sich jeweils eine breite Aue, die für die dort fließenden Bäche viel zu groß ist. Der südliche Arm des Umlauftals wird heute vom Dudersbach genutzt. Der nördliche Arm des Umlauftals wird heute von der Gers benutzt. An der höchsten Stelle des Umlauftals, im Osten, ist die ehemalige Sohle des Flusses aus Buntsandstein lokal freigespült, was ein sehr deutliches Indiz für einen ehemaligen Flusslauf darstellt. Der breite Sattel liegt auf 214 m und damit auf ähnlicher Höhe wie der Zimmersroder Pass (siehe Kap. 7.8), was darauf hindeutet, dass dieses Umlauftal ähnlich lange genutzt wurde wie der Zimmersroder Pass.

Das Wasser von Katzenbach und Todenbach, sowie nach ihrem Eintritt in das Buntsandsteingebiet auch die Schwalm, haben zuerst den südlichen Ast des Umlauftales benutzt, um östlich von Allendorf in die Niederhessische Senke einzutreten. An der Südseite des Umlaufberges befindet sich ein dazu gehörender Prallhang in der Kurve des Fließweges nach Osten. Dieser südliche Ast befindet sich in dem Bereich der Auffiederung des Schlierbacher Grabens (RITZKOWSKI, 1965a, S. 173), was die Durchbrechung sicherlich erleichtert hat. Der nördliche Ast wurde zunächst vom Schlierbach genutzt und während der Hebung der Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle dadurch offen gehalten. Dieser Bereich befindet sich in der verhältnismäßig widerstandsfähigen Hardeggen-Folge des Buntsandsteins (Bausandsteinzone), was erklärt, warum das Tal in diesem Bereich relativ eng ist und keine Vereinigung der nördlichen und südlichen Fließwege bereits westlich von Allendorf stattgefunden hat. Später ist die Schwalm in Form einer Flussschleife im Osten um den Berg herumgeflossen und im Norden durch das ehemalige Tal des Schlierbaches wieder in das Buntsandsteingebiet eingetreten. Schließlich ist die Schwalm westlich von Allendorf durchgebrochen und fließt heute dort auf 203 m. Die nach Westen ausgerichtete Seite des Umlaufberges im Buntsandstein ist verhältnismäßig steil. Es handelt sich dabei um einen rezenten Prallhang der Schwalm.

Südlich von Allendorf befinden sich auf den Äckern Kalkgesteine, die nicht auf den geologischen Karten eingetragen sind und auch nicht von RITZKOWSKI (1965a) erwähnt werden.

Der Schlierbach fließt wie der Katzenbach und der Todenbach grundsätzlich von Westnordwest nach Ost-südost. Es ist hoch wahrscheinlich, dass auch der Schlierbach früher direkt in die Niederhessische Senke östlich von Allendorf eingetreten ist. Bei seinem Lauf ist er bei Schlierbach auf die Südwestflanke der Landsburg geprallt, wurde dort nach Südosten abgelenkt und hat sich in den Bausandstein der Hardeggen-Folge an der Südwest- und Südflanke der Landsburg eingetieft. Auf diese Weise hat er das Durchbruchstal zwischen Allendorf und Schlierbach angelegt und den nördlichen Teil des Umlauftales bei Allendorf offen gehalten, durch den später die Schwalm den Weg in das Buntsandsteingebiet nördlich von Allendorf genommen hat und der heute von der Gers genutzt wird. Dieser Fließweg könnte durch eine West-Ost orientierte Störung zwischen Muschelkalk und oberem Buntsandstein südlich von Schlierbach vorgeprägt worden sein, die auf der GÜK200 Fulda eingetragen ist.



Abb. 39: Der Umlaufberg von Allendorf, im Hintergrund die Landsburg. Die höchste Stelle liegt nahe der Kirche. Nach Westen (links) bricht der Umlaufberg mit einem rezenten Prallhang ab, nach Osten (rechts) läuft er mit einem Gleithang flach aus.



Abb. 40: Das östliche flache Ende des Umlaufberges von Allendorf an der Landsburg im Mittelgrund von Norden. Nach rechts (Westen) steigt der Berg zur Ortschaft an. Die höchste Stelle des Umlauftals liegt links der Strommasten in einer schwachen Einsattelung. Im Hintergrund ist die Passhöhe zwischen Ziegenhain und Allendorf zu sehen, markiert durch den Verlauf der Stromtrasse.

Ein zuerst vom Verfasser angenommener fossiler Fließweg des Schlierbachs über den Corellhof kann nicht richtig sein. In diesem Fall wäre die Verlegung der Schwalm in das heutige Tal zwischen Allendorf und Schlierbach nur erklärbar über den Durchbruch der Halsabschnürung westlich von Allendorf und der damit verbundenen Änderung der Fließrichtung im Norden von Allendorf von Ost-West nach Süd-Nord. Das Umlauftal von Allendorf reicht aber hinab bis auf 214 m, während ein hypothetischer Verlauf der Schwalm über den Corellhof nach Schlierbach über einen Pass von 236 m Höhe läuft, also viel früher zu Ende gegangen sein müsste, als die Nutzung des Umlauftals. Dies ist ein eindeutiger Widerspruch zu der genannten Hypothese. Der heutige Flusslauf der Schwalm zwischen Allendorf und Schlierbach muss

also bereits vom Schlierbach angelegt worden sein, auf größerer Höhe. Er ist dann von der Schwalm weiter eingetieft worden.

Der Bereich um den Corellhof wurde neben der Schwalm durch den Krumbach gestaltet. Dieser Bach ist auf der GK25 Ziegenhain noch eingezeichnet. Auf den moderneren Karten ist nur ein Trockental eingezeichnet. Der Bach existiert jedoch. Der Hang nördlich des Corellhofes ist entweder ein Prallhang dieses Baches oder er gehört zu einer fossilen Flussschleife der Schwalm. Für eine solche Flussschleife im Südwesten des Corellhofes spricht auch eine steile Böschung südwestlich des Corellhofes. Diese befindet sich in Buntsandstein und reicht bis auf die heutige Aue hinunter (s. Abb. 41). Nach RITZKOWSKI (1965a, S. 171) liegt der seltsam geformte Steilhang im Solling Sandstein (Bausandsteinzone). Während der südliche Abschnitt des Steilhanges als Prallhang oder Erosionskante der Schwalm gedeutet werden kann, ist der nördliche Teil nur erklärbar, wenn die Schwalm westlich des Corellhofes etwa auf heutigem Niveau eine Schleife gemacht hat und diesen Hang als Prallhang herausmodelliert hat.

Um Allendorf und Schlierbach gibt es eine Reihe von mit „bp“ (eisenschüssiger Quarzsand und Ton des ?Pliozäns) sowie „dg“ (»diluviale Flussauffschüttungen) gekennzeichneten Ablagerungen in der GK25 Ziegenhain, die Gerölle enthalten. Zum Teil reichen sie bis auf die heutige Talaue hinab, wie südwestlich von Michelsberg und im Schlierbacher Graben. Zum Teil beschränken sie sich auch auf größere Höhen. BLANCKENHORN (1939, S. 36) hat die Schotter nördlich der Straße Dittershausen Elnrode sowie weitere Schotter „in der Umgegend von Schlierbach“ (ohne zu beschreiben oder zu differenzieren welche Schotter er damit gemeint hat) später als „unterpliozäne Höhengschotter“ bezeichnet. Der Verfasser hat die folgenden Sedimente auf ihre Geröllführung überprüft:

- Mit „bp“ gekennzeichnete Sedimente nördlich von Rommershausen und der Schwalm, knapp südlich der Straße Dittershausen Elnrode, auf ca. 240 m, enthalten Gerölle von Basalt, Quarz, Quarzit, Sandstein, Eisensandstein sowie Eisenschalen.
- Mit „dg“ gekennzeichnete Sedimente nördlich der Straße Dittershausen Elnrode, auf ca. 250 m Höhe, enthalten Gerölle von Quarz, Basalt, Quarzit und Sandstein. Diese Gerölle hat BLANCKENHORN (1939, S. 36) später als „unterpliozäne Höhengschotter“ bezeichnet.
- Südwestlich vom Corellhof und entlang des Krumbaches. Die „dg“-Sedimente enthalten Gerölle von Sandstein und wenig Quarz.



Abb. 41: Prallhang, vermutlich entstanden durch eine fossile Flussschleife der Schwalm, südwestlich des Corellhofes.

- Auf der Wasserscheide Krumbach Schlierbach konnten mit Eisen und Mangan imprägnierte Sandsteine beobachtet werden. Solche Gesteine deuten auf ?pliozäne Sedimente hin. Die Gesteine waren beschränkt auf eine sehr kleine Fläche von wenigen Quadratmetern (Rechts 3513433, Hoch 5646782) westlich einer Hohle, nahe an deren oberen Ende. Sie sind untypisch für die Gerölle und Sedimente des Schwalmabschnittes zwischen Allendorf und Waltersbrück, der Verfasser konnte sie nur hier finden. Eine weitere Verdachtsfläche für ?pliozäne Gesteine, ein intensiv rot gefärbter Acker nördlich des Goldbachs und westlich der Straße Schlierbach Waltersbrück, zeigte ausschließlich Buntsandstein.
- Zwischen Allendorf und Michelsberg nördlich der Gers. Die „dg“-Sedimente enthalten Gerölle von Sandstein, stellenweise Quarz und große Basaltgerölle bis 20 cm.
- Nördlich vom Corellhof. Die „dg“-Sedimente enthalten Gerölle von Sandstein, Quarz und Quarzit.
- Südwestlich von Schlierbach und südlich des Schlierbaches. Die „dg“-Sedimente enthalten Gerölle von Sandstein.
- Südwestlich von Schlierbach und nördlich des Schlierbachs. Die „dg“-Sedimente enthalten Kalkgestein sowie Gerölle von Sandstein, Quarz und Quarzit.
- Nördlich von Schlierbach. Die „dg“-Sedimente enthalten Sandstein.

Die „bp“- und „dg“-Sedimente nördlich von Rommershausen und westlich von Allendorf zeigen, dass die Schwalm bereits im ?Pliozän in diesem Abschnitt geflossen ist. Der Fluss hat zwischen Rommershausen und Allendorf einen weiter westlich liegenden Verlauf genommen oder weiter nach Westen ausholende Schleifen gemacht. Sehr wahrscheinlich ist er im Pliozän aber nicht zum Goldbach übergeflossen. Das nördlichste Vorkommen wahrscheinlich ?pliozäner Sedimente in dem Bereich innerhalb des Buntsandsteins sind die eisen- und manganhaltigen Sandsteine von der heutigen Wasserscheide Krumbach Schlierbach. Er hat deshalb von dort den Weg nach Osten Richtung Niederhessische Senke genommen.



Abb. 42: Das enge Tal der Schwalm zwischen Allendorf und Schlierbach. Der Fließweg wurde ursprünglich vom Schlierbach angelegt, in größerer Höhe. Blick aus dem Schlierbacher Graben über Schlierbach hinweg Richtung Allendorf.

Die fünf zuletzt genannten Gerölle gehören zu einer großen quartären Flussschleife der Schwalm, die von südlich Michelsberg, über die Gansau östlich des Corellhofes, über den Westen von Schlierbach bis in den Norden des Ortes geführt hat und mit einem mächtigen Prallhang bei Schlierbach verbunden ist. Teilweise sind diese Gerölle aber sicherlich auch auf den Schlierbach alleine zurückzuführen, da sie nur Buntsandstein enthalten.

Hingewiesen werden soll auch auf Verflachungen im Hang, westlich des Wasserbehälters im Norden von Allendorf, bei denen es sich um Terrassen handeln könnte, mit steilen Hängen darunter.

Es hat also bei Allendorf an der Landsburg in geringem Abstand zwei Flussläufe gegeben, die dort in West-Ost Richtung die Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle durchflossen haben und in die Niederhessische Senke eingetreten sind. Diese wurden später durch die Schwalm nach Ihrem Eintritt in den Buntsandstein bei Allendorf östlich von Allendorf zu einer Schleife verbunden. Diese Schleife wurde dann später westlich von Allendorf durchbrochen, wodurch bei Allendorf ein Umlaufberg entstand.

Die Schwalm fließt heute auch nördlich von Allendorf in dem Buntsandsteingebiet. Da in dem Abschnitt bis Waltersbrück keine pliozänen „bp“-Sedimente auftreten ist dieser Flussabschnitt sehr wahrscheinlich quartären Alters. Zum Eintritt in das Buntsandsteingebiet hat die Schwalm den bereits vorhandenen Fließweg des Schlierbachs benutzt. Über den Schlierbach ist sie nach Norden zum Tal des Goldbachs durchgebrochen. Zwischen Schlierbach und Waltersbrück fließt sie dabei im Wesentlichen in Gesteinen der Volpriehausen-Folge (unterer Mittelbuntsandstein), die verhältnismäßig wenig widerstandsfähig sind. Dies hat den Durchbruch sicherlich erleichtert. Der Fließweg der Schwalm in der Nähe von Schlierbach läßt sich anhand der vorhandenen „dg“-Sedimente und der Morphologie rekonstruieren. Er führte aus der Gansau nördlich von Allendorf in einer großen Schleife in den Westen von Schlierbach. Durch den später erfolgten Durchbruch der Schwalm westlich von Allendorf stellt der Südwesthang der Landsburg jetzt für die Schwalm ein Prallhang dar und ist entsprechend steil.

Wie bereits erwähnt gibt es im Westen von Schlierbach einen mächtigen Prallhang. Dieser Prallhang zeigt etwa 30 m über der Schwalm eine merkbare Aufsteilung. Diese Veränderung der Hangneigung hängt wahrscheinlich mit einer der Randstörungen des Schlierbacher Grabens zusammen, die zu einem von Löss verhüllten Gesteinswechsel führt. Auch der Muschelkalk des Schlierbacher Grabens im Norden von Schlierbach ist in den steilen Prallhang einbezogen, was darauf schließen läßt, dass der Fluss hier nicht dem Schlierbacher Graben gefolgt ist (siehe Abb. 43, 44). Dies zeigt, dass der hier anstehende Muschelkalk des Grabens eher ein Hindernis darstellt als eine Wegsamkeit. Dies ist ein wesentlicher Unterschied zum Schlierbacher Graben westlich der Hardt. Dort steht Tertiär an, das sehr viel leichter erodierbar ist, so dass der Todenbach diesen Weg nehmen konnte. Der Sensenberg nördlich von Schlierbach ist daher wahrscheinlich kein Umlaufberg, obwohl es so aussieht. Er ist wahrscheinlich durch das Absinken des Grabens abgetrennt worden.

Durch die Tieferlegung des Schwalmtals musste der Schlierbach sich in einem engen Kerbtal steiler einschneiden. Durch Mündungsverschleppung ist es außerdem zu einer leichten Kurve des Schlierbaches nach Norden kurz vor seiner Mündung gekommen. Der heutige Verlauf des Schlierbaches beim Ort Schlierbach ist also sehr jung.

Bei Schlierbach schwenkt die Schwalm dann in Südsüdwest-Nordnordost-Richtung. Nach der GK25 Ziegenhain folgt sie dabei einer entsprechend ausgerichteten vermuteten Störung. Nach der neueren GÜK200 Fulda gibt es für diese Störung jedoch keinen ersichtlichen Grund. Der Verlauf der Schwalm ist danach nicht an eine Störung gebunden. Das Ausschwingen



Abb. 43: Großer Prallhang westlich von Schlierbach.



Abb. 44: Prallhang nördlich von Schlierbach im Muschelkalk des Schlierbacher Grabens.

nach Osten muss früher noch deutlicher ausgeprägt gewesen sein (siehe Abb. 45). Der Fluss hat in der Nordwestflanke der Landsburg nordöstlich von Schlierbach einen ausgeprägten Prallhang geschaffen. Der Verlauf der Schwalm ist hier durch den Eisenbahnbau begradigt worden. Altarme der Schwalm sind nördlich des Bahnhofs Schlierbach noch östlich der Strecke erhalten. Gegenüber diesem hoch reichenden älteren Prallhang liegt an der Ostflanke des Sensenberges an der Straße nach Waltersbrück ein rezenter Prallhang, der dem heutigen, nicht so weit ausschwingenden Verlauf der Schwalm entspricht.

Der im weiteren Verlauf der Schwalm bis Waltersbrück einmündende Goldbach ist mit hoher Wahrscheinlichkeit früher über das jetzige Schwalmthal hinweg nach Osten geflossen, erkennbar daran, dass in der östlichen Talflanke eine entsprechende Eintalung vorhanden ist,

über die der Bach Richtung Dorheim abgeflossen ist. Heute zeigt sich die Einmündung des Goldbachs auf dem östlichen Talhang als relativ steiler Prallhang (am Wellenberge, siehe Abb. 46).



Abb. 45: Blick von der Höhe des Prallhangs der fossilen Flussschleife im Nordwesthang der Landsburg auf den Bereich der Einmündung des Goldbachs. Die weit aushohlende Schleife und der ältere Flusslauf des Goldbachs haben zu einer Aufweitung des Tals geführt.
Standort: Straße Schlierbach Dorheim.

Südlich des Goldbachs befindet sich im westlichen Talhang eine auffällige Quellnische.

Sehr steil ist auch der Hang südwestlich und westlich von Waltersbrück. Es könnte sich hierbei um einen fossilen Prallhang handeln, der aus der Zeit stammt, als westlich und nordöstlich von Schlierbach die beiden großen Flussschleifen aktiv waren, wodurch der Fluss auf diesen Hang geprallt sein muss.

7.7 Der Bereich außerhalb des heutigen Schwalmtals nördlich und östlich von Ziegenhain

In diesem Abschnitt sollen mögliche fossile Flussläufe der Schwalm aus dem Ziegenhainer Becken heraus und weiter nach Norden bzw. Nordosten untersucht werden. Aussagen über mögliche fossile Flussläufe können auf morphologische Beobachtungen und auf die Untersuchung fluviatil transportierter Gesteine gegründet werden.

Betrachtet man eine topographische Karte des Gebietes nördlich von Ziegenhain fällt darin die zwar relativ ebene, jedoch breite, ausgeprägte Wasserscheide zwischen Gers und Ohe zwischen Leimfeld und Gebersdorf auf. Sie liegt mit 280 m Höhe heute etwa 40 m höher als andere mögliche Abflusswege aus dem Ziegenhainer Becken. Wie im Kap. 4.5.4 erläutert, liegt der marine Rupel-Ton dort deutlich höher als im Ziegenhainer Becken und im Bereich der Ohe. Man kann vermuten, dass die Schwalm diese Wasserscheide zum System der Efze wahrscheinlich nie überschritten hat. Auch die Oberflächengestalt liefert keine Hinweise darauf, dass hier ein altes, von Südwest nach Nordost ausgerichtetes Flusstal vorliegt. Begleitende Höhen zwischen Linsingen und Michelsberg sowie östlich von Leimfeld sind auf Basalte zurückzuführen und nicht auf ehemalige Talhänge. Dies schließt nicht aus, dass es im Bereich der Niederhessischen Senke immer wieder starke Überschwemmungen gegeben hat. Dies ist aber ein anderer Fall als ein dauerhafter Flusslauf.



Abb. 46: Schwalmtal zwischen Schlierbach und Waltersbrück. Der Einschnitt im gegenüberliegenden Talhang in Bildmitte ist mit hoher Wahrscheinlichkeit ein fossiles Tal des Goldbachs der über das heutige Schwalmtal hinweg Richtung Dorheim (Osten) geflossen ist, bevor er durch die Hebung der Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle nach Norden (links) abgelenkt wurde.



Abb. 47: Übersicht über Prallhänge sowie Umlaufberge zwischen dem Ziegenhainer Becken und Waltersbrück.

Neben dem heutigen Verlauf der Schwalm gibt es jedoch drei weitere Durchlässe, die als Abflusslinien aus dem Ziegenhainer Becken in Frage kommen: Über die Wasserscheide zwischen Grenzebach und Gers zwischen Niedergrenzebach und Rörshain, zwischen Ziegenhain und Allendorf an der Landsburg östlich der Hardt und entlang des Schlierbacher Grabens bei Treysa westlich der Hardt. Diese drei Fließwege vereinigen sich alle bei Allendorf an der Landsburg. Von dort gibt es neben dem heutigen Flussverlauf der Schwalm westlich der Landsburg einen weiteren potentiellen Fließweg über Michelsberg und Dorheim östlich der Landsburg.

Der niedrigste Ausgang aus dem Ziegenhainer Becken nach dem Schwalmtal selbst ist heute der Einschnitt der Main-Weser-Bahn zwischen Schwalmberg und der Hardt in Treysa mit 225 m Höhe. Dieser Einschnitt liegt genau im Schlierbacher Graben und wurde beim Bau der Bahn ab 1846 wahrscheinlich künstlich vertieft. Um diese Frage anhand historischer Karten zu klären hat der Verfasser Kontakt aufgenommen mit Herrn Bernd Raubert vom Stadtgeschichtlichen Arbeitskreis e.V. in Treysa. Nach der freundlichen Auskunft von Herrn Raubert ist die erste Karte dieses Gebiets mit Höhenlinien, die Niveau Karte vom Kurfürstenthum Hessen 1:25.000, Blatt Ziegenhain, aus dem Jahr 1859. Diese Karte enthält aber bereits die Main-Weser Bahn und das Gelände des Alten Bahnhofs von Treysa, der genau im Schlierbacher Graben lag. Die Karte zeigt anhand der Böschungen, dass der Bahneinschnitt damals tatsächlich erheblich eingetieft worden ist. Eine historische Karte mit Höhenlinien vor dem Eisenbahnbau konnte nicht gefunden werden. Karten die älter sind als die oben genannte sind nach Auskunft von Herrn Raubert ungenau und enthalten kaum Informationen.

Zusätzlich wurde der Einschnitt vor Ort begangen. Ergebnis ist, dass abgesehen von den ehemaligen Gruben zumindest bis zum Weg westlich der Bahnlinie die ursprüngliche Geländeform vorliegt. Dies bedeutet, dass das natürliche Gelände auf mindestens 232 m herab eingetieft ist. Das Gelände hat die Form eines Trockentales, was darauf schließen läßt, dass hier in der Vergangenheit mit hoher Wahrscheinlichkeit tatsächlich einmal ein Fluss entlanggeflossen ist (s. Abb. 35). In Kap. 7.6 wurde gefolgert, dass es sich dabei um den Todenbach gehandelt hat.

Als nächsthöherer möglicher Ausgang aus dem Ziegenhainer Becken folgt die Wasserscheide zwischen Schwalm und Gers zwischen Ziegenhain (Hof Weidelbach) und Allendorf an der Landsburg mit 242 m Höhe. Hierbei handelt es sich um einen Pass, der auf beiden Seiten von Basalt flankiert wird, der die hier vorliegende Passhöhe mit tertiären Sedimenten schützt. Abb. 40 zeigt die Passhöhe von Norden. Die waldfreie Umgebung der Passhöhe, insbesondere über der 242 m Höhenlinie wurde von dem Verfasser auf Gerölle hin untersucht. Es zeigt sich, dass sich in dem Bereich Gerölle von Basalt, Buntsandstein, Quarzit und Quarz finden. Vergleichbare Gerölle findet man in ähnlicher Höhe auf den Äckern in der Nähe des Hotels Hof Weidelbach, das südöstlich des Passes liegt. Die Gerölle unterscheiden sich jedoch deutlich von den Geröllen im Bereich des Übergangs zwischen Michelsberg und Dorheim (s.u.). Sie sind spärlicher und es fehlen Eisenkrusten und Eisensandsteine. Eisensandstein neben Quarz, Quarzit, Buntsandstein und Basalt konnte der Verfasser nur in geringerer Höhe südlich des Passes finden. Man kann daher vermuten, dass dieser Übergang zeitweilig von der Schwalm genutzt wurde, und dass dieser Übergang der älteste war nach der Veränderung des Flussverlaufs durch den Lavastrom vom Kessel, sicher ist dies jedoch nicht.

Die Wasserscheide zwischen Schwalm und Gers hat einen weiteren Tiefpunkt zwischen Niedergrenzebach und Leimfeld mit 242 m. Auch dieser potentielle Fließweg hat nicht den Charakter eines Trockentals, sondern ist eine flache Eindellung. Er liegt von der Schwalm aus gesehen hinter dem Lavastrom, der vom Kessel in Richtung Rörshain zieht und über 260 m Höhenlage hat bzw. hatte. Eine direkte Verbindung zwischen diesem Pass und der Schwalm

gibt es erst, seitdem der Grenzbach eine enge Schlucht durch diesen Lavastrom gebahnt hat. Zumindest seit dem der Lavastrom existiert, kann die Schwalm dort nicht hinübergeflossen sein. Der Lavastrom wurde am Kottenberg mit 11,4 Millionen Jahre datiert (Miozän) (WEDEPOHL, 1982, S. 180). Wie in Kap. 7.5 beschrieben geht der Verfasser davon aus, dass der Lavastrom abschnittsweise einem Tal gefolgt ist und dieses verschüttet hat. Dieses Tal zielte auf den Bereich östlich von Allendorf an der Landsburg.

Man kann erkennen, dass der Bereich um Allendorf an der Landsburg immer eine große Bedeutung für die Entwässerung dieses Teils der Niederhessischen Senke hatte, auch wenn die Flussläufe dort im Detail mehrfach gewechselt haben.

Neben dem heutigen Verlauf der Schwalm westlich der Landsburg gibt es auch die relativ niedrige Wasserscheide zwischen Gers und Merrebach (und damit zwischen Schwalm und Olmes) zwischen Michelsberg und Dorheim östlich der Landsburg, die auf 241 m liegt. Dabei handelt es sich um eine Passhöhe. Abb. 48 zeigt die Passhöhe von Süden, Abb. 49 von Norden. Auch hier wurde die waldfreie Umgebung der Passhöhe über der 241 m Höhenlinie vom Verfasser auf Gerölle hin untersucht. Das Ergebnis war, dass auf den Feldern westlich und östlich der Straße Michelsberg-Dorheim am Waldrand nördlich Michelsberg große Mengen an Geröll aus Quarzit, Quarz, Sandstein, Eisensandstein, Eisenkonglomerat (Komponenten kleiner 1 cm), Basalt, Jaspis und Feuerstein gefunden werden konnten. Außerdem treten Eisenkrusten auf. Der Jaspis und der Feuerstein wird vom Verfasser als eine residuale Komponente der hier vorliegenden oligozänen Sedimente gedeutet, da solche Gesteine auch in den oligozänen Kottenberg-Schottern auftreten (BLANCKENHORN, 1926c, S. 23, RITZKOWSKI, 1965b, S. 73-75). Die stark eisenhaltigen Komponenten weisen auf ein ?pliozänes Alter der Hauptmasse der Gerölle hin. Es ist also sehr wahrscheinlich, dass über diesen Pass im ?Pliozän ein Fluss hinübergeflossen ist. Dieser Flusslauf liegt auf der ausgeprägten östlichen Randstörung der Niederhessischen Senke.

Nur bei einem der vier möglichen fossilen Ausgänge aus dem Ziegenhainer Becken handelt



Abb. 48: Der Pass zwischen Michelsberg und Dorheim von Süden. Die tiefste Stelle mit 241 m liegt dort, wo die Stromtrasse den Wald quert. Die beschriebenen Gerölle wurden westlich und östlich davon am Waldrand gefunden.



Abb. 49: Die Verebnungsfläche von Dorheim. Nach Osten (links) fällt der Hang ab, nach Westen (rechts) steil er auf. Im Hintergrund der Passübergang nach Michelsberg. Die tiefste Einsattelung liegt im Bereich der Stromtrasse. Am Dorfrand finden sich stark eisenhaltige Gesteine.

es sich mit hoher Wahrscheinlichkeit um ein Trockental, bei dem Tal durch den Schlierbacher Graben. Die anderen drei sind Pässe, wobei die sehr konstante Höhe der Pässe zwischen Schwalm, Gers und Merrebach auffällt. Diese stimmt auch sehr gut mit der Höhe ?pliozäner Terrassen im Schwalmthal überein, allerdings auch westlich von Treysa. Blanckenhorn kartierte ?pliozäne Ablagerungen südlich von Hephata, im Westen der Neumühle zwischen dieser und Frankenhain, nördlich von Rommershausen am nördlichen Talhang sowie im Wieratal in 220 bis 240 m Höhe, d.h. in 15-35 m Höhe über der jetzigen Schwalm (1926c, S. 42). Diese ?pliozänen Ablagerungen passen von der Höhenlage sehr gut zu weitläufigen ?pliozänen Ablagerungen zwischen Treysa, Ascherode, dem Schafhof bei Ziegenhain und Loshausen sowie weiter südlich dann wieder bei Zella und um Schrecksbach. Das Auftreten dieser Sedimente westlich von Treysa deutet darauf hin, dass zur Zeit der Ablagerung die Schwalm schon ihren heutigen Weg nordwestlich von Treysa genommen hat, allerdings ist auch nicht auszuschließen, dass die Sedimente westlich von Treysa von der Wiera stammen können. Wie bei den Geröllen besteht daher auch aus morphologischen Gründen die Möglichkeit, dass die Schwalm zeitweilig östlich der Hardt nach Norden geflossen ist. Einen Beweis dafür gibt es nicht. Es besteht auch die Möglichkeit, dass das Ziegenhainer Becken einen regulären Abfluss hatte und mehrere andere die im Hochwasserfall aktiv waren.

Das Fehlen ?pliozäner Sedimente in dem Abschnitt zwischen Schlierbach und Waltersbrück deutet nach BLANCKENHORN (1950, S. 76) darauf hin, dass dieser Abschnitt der heutigen Schwalm sehr jung ist. SANDNER geht davon aus, dass die Schwalm sicher erst ab dem »Diluvium bis zur heutigen Gilsamündung fließt (1956, S. 113). Auch ein Fließweg östlich der Landsburg wurde von SANDNER schon diskutiert. Er schreibt (1956, S. 118): „Die gestuften oder gleichmäßig geneigten Hangverflachungen haben die größte Ausdehnung südlich des Landsburg-Basaltkegels, unter dem im O ein weiter, beckenartiger Ausraum liegt, der im N durch eine nur 30 m über der Schwalm gelegene Wasserscheide abgeschlossen wird. Für die Annahme eines alten, über die genannten Terrassen und diese nach NO ziehenden Flußlaufes,

der durch Verschärfung der Schlierbacher Grabenbrüche nach N gelenkt wurde, sind allerdings durch Schotter keine Beweise vorhanden. Dennoch ist die Geschlossenheit des Schwalmberg-Landsburg-Altenburg-Zuges erst relativ jung, davor bestand eine Durchbrechung und Aufgliederung durch W-O gerichtete Täler. Die Fixierung des Schwalmtales in N-S-Richtung durch Wiederaufleben der Schlierbacher Grabenbrüche und der der Schwalm nach N folgenden Verwerfungen muss jünger sein als die älteste diluviale, älter als die 35-45 m Terrasse.“

Einen Beweis für die zuletzt genannte Aussage gibt Sandner nicht, weil diese Terrasse am Kellerwald auch durch die Flüsse Gilsa, Urff und Wälzebach erzeugt worden sein kann. Außerdem ist es abwegig von einem Schwalmberg-Landsburg-Altenburg-Zug zu sprechen. Der Schwalmberg ist von der Landsburg durch den Schlierbacher Graben getrennt und ist außerdem gegenüber seiner Umgebung nicht besonders herausgehoben. Der Schwalmberg fällt nur deshalb morphologisch ins Auge, weil er durch die umgebenden Flusstäler z.T. sehr steil herauspräpariert wurde. Auch bei dem vom Verfasser häufig verwendeten Begriff Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle ist zu bedenken, dass zwischen Landsburg und Hardt eine tektonische Schwächezone liegt, bedingt durch die Auffiederung des Schlierbacher Grabens (RITZKOWSKI, 1965a, S. 173), der diese Gruppe von Hochschollen an dieser Stelle unterbricht. Der Beweis für einen Flusslauf über die Wasserscheide Gers-Merrebach ist durch das Auffinden pliozäner Schotter über der Höhenlinie des Passes erbracht. Es spricht deshalb alles dafür, dass die Schwalm noch im ?Pliozän östlich der Landsburg geflossen ist.

Weiterhin ist eine interessante Frage, wie die Schwalm nach der Überschreitung des Passes zwischen Michelsberg und Dorheim weiter geflossen ist. Heute öffnet sich nördlich des Passes eine weite Ebene, die erst bei den Höhenzügen südlich von Borken eine Begrenzung findet und von dem Merrebach und der Olmes durchflossen wird. Morphologie und Gerölle zeigen jedoch einen anderen Flussverlauf der ?pliozänen Schwalm an. Der Kern der Ortschaft Dorheim liegt auf einer auffälligen Verebnungsfläche im Hang, bei der es sich mit hoher Wahrscheinlichkeit um eine Flussterrasse handelt. Am westlichen Ortsrand finden sich auf einem Acker, der an die Verebnungsfläche anschließt neben Buntsandstein auch stark eisenhaltige Gesteine, also typisch ?pliozänes Gestein.

Weiter im Nordosten befindet sich im Buntsandstein ein steiler Hang mit mehreren Geländestufen, der nur als Prallhang gedeutet werden kann. An den Waldrändern zwischen Dorheim und Waltersbrück sowie auf den Äckern südöstlich von Waltersbrück konnten vom Verfasser Gerölle von Quarz, Buntsandstein, Quarzit und Basalt gefunden werden. Alle diese Anzeichen für einen Flusslauf liegen auf einer Höhe, die nach Norden langsam abfällt. Der Pass zwischen Michelsberg und Dorheim liegt auf 241 m. Die Verebnungsfläche in Dorheim liegt auf ca. 240 m. Die Steilhänge nordwestlich von Dorheim liegen auf ca. 240 m aufwärts. Die Gerölle liegen auf etwa 235 m. Bei Waltersbrück zielt dieser fossile Flusslauf schließlich auf ein heutiges Trockental zwischen dem Biegeberg und der Ortschaft Zimmersrode, dessen Bedeutung in Kap. 7.8 noch näher erläutert wird und das in Abb. 57 und Abb. 58 dargestellt ist. Dieses Trockental liegt auf ca. 229 m. Der Flusslauf folgt nach der GÜK200 Fulda einer nachgewiesenen Störung. Diese Beobachtungen zeigen, dass die Schwalm auch in ?pliozäner Zeit, als sie noch östlich der Landsburg geflossen ist, bei Dorheim bereits in das Buntsandsteingebiet eingedrungen ist und über Waltersbrück Richtung Zimmersroder Pass geflossen ist. Die Höhenunterschiede zwischen dem Buntsandsteingebiet und dem Tertiär der Niederhessischen Senke können zu der Zeit noch nicht groß gewesen sein.

7.8 Von Waltersbrück bis Bad Zwesten

Nördlich von Waltersbrück bekommt das Schwalmtal einen ganz anderen Charakter, der Talraum weitet sich jetzt merklich auf. Dies ist darauf zurückzuführen, dass dieser Talabschnitt

bereits vor dem Verlauf der Schwalm in diesem Gebiet von den aus dem Kellerwald herabfließenden Flüssen Gilsa, Urff und Wälzebach ausgeräumt und gestaltet worden ist. Der Kellerwald wurde im Tertiär deutlich herausgehoben und war spätestens seit dem Miozän Festland. Dies bedeutet, dass die vom Kellerwald herunterfließenden Flüsse alle sehr viel älter sind als der Schwalmverlauf in diesem Bereich. Der Talabschnitt zwischen Waltersbrück und der Schwalmpforte ist ursprünglich von der Gilsa, Urff und dem Wälzebach modelliert worden und die Schwalm hat diese bereits vorhandene Flusslandschaft später übernommen und weiter umgestaltet.

Dabei ist auch zu berücksichtigen, dass der Wälzebach in früherer Zeit deutlich mehr Wasser geführt haben muss. Er hat durch rückschreitende Erosion des Sonderbachs seine beiden Quellflüsse Talgraben und Kaltebornsbach an das Flusssystem der Eder verloren (SANDNER, 1956, S. 104, LOTZ, 1995, S. 202).

Wie aus der GK25 Borken (BLANCKENHORN, 1926a) ersichtlich ist, folgt das Tal zwischen Bischhausen und Bad Zwesten einer ausgeprägten Störung. Nach BLANCKENHORN wechselt diese mehrfach zwischen einer Südwest-Nordost und einer Südost-Nordwest-Richtung und zeichnet damit den heutigen Flussverlauf vor. Sie ist auf der GÜK200 Fulda nicht eingezeichnet, da sie unter den Auesedimenten liegt, sie ist aber aus dem Profil A-B ersichtlich. Aus der GK25 Borken, Profil C-D und der GÜK200 Fulda, Profil A-B folgt, dass die westliche Scholle gegenüber der östlichen angehoben ist, eine Auswirkung des nahen, stark herausgehobenen Kellerwalds. Östlich der Störung kommt relativ widerstandsfähiger mittlerer Buntsandstein zu liegen und westlich davon wenig widerstandsfähiger unterer Buntsandstein und Zechstein. Außerdem liegt ein generelles Einfallen der Schichten in Richtung Osten vor, was den Flussverlauf nach Osten gegen den widerstandsfähigeren mittleren Buntsandstein drückt. Diese Störung ist deshalb prädestiniert dafür, einen Flussverlauf festzulegen. Die Störung, die unterschiedliche morphologische Härte der Gesteine östlich und westlich der Störung, das allgemeine Einfallen nach Osten, die starke Heraushebung der Altenburg-Scholle (BLANCKENHORN, 1926a, Seite 46) und die seit langem anhaltende erosive Tätigkeit der Flüsse aus dem Kellerwald auf der Westseite der Schwalm liefern einen wesentlichen Beitrag für die starke Asymmetrie des Tales in diesem Bereich.

Einen weiteren Beitrag liefern die Prallhänge von Gilsa und insbesondere von Urff (siehe Abb. 50) und Wälzebach (siehe Abb. 51) im heutigen Schwalmtal. Einen Überblick über die Prallhänge und Umlaufberge zwischen Bischhausen und der Schwalmpforte gibt Abb. 65. Dass diese Prallhänge älter sind als die Schwalm wird daran deutlich, dass die Prallhänge der Schwalm im Vergleich dazu viel weniger morphologisch wirksam sind. So macht die Schwalm bei Bad Zwesten einen 180 Grad Bogen, dessen Innenseite (für die Schwalm ein Gleithang) großräumig betrachtet sehr steil ist (siehe Abb. 52), dessen Außenseite (für die Schwalm ein Prallhang) großräumig betrachtet jedoch flach ist. Diese Asymmetrie kann nicht von der Schwalm erzeugt worden sein, sondern muss älter sein als der Verlauf der Schwalm in diesem Talabschnitt.

Die große Höhe der Altenburg ist dadurch bedingt, dass sie ebenso wie die Bereiche westlich der Schwalm eine hochgedrückte Scholle ist. Im Gegensatz zu dem Bereich westlich der Schwalm ist sie jedoch nicht ganz soweit hochgedrückt und deren verwitterungsanfällige Basis ist größtenteils durch eine schmale tief liegende Scholle mit mittlerem Buntsandstein östlich der Schwalm vor dem starken Angriff auf die weicheren Gesteine des unteren Buntsandsteins geschützt. Die große Höhe ist auch ein Indiz dafür, dass die starke Heraushebung der Altenburgscholle erst relativ spät erfolgte, was eine Erosion bis auf die weichen Gesteine des unteren Buntsandsteins bislang verhindert hat (siehe Abb. 53).



Abb. 50: Prallhang der Urff (und jetzt der Schwalm) östlich von Niederurff.



Abb. 51: Prallhang des Wälzebachs (und jetzt der Schwalm) östlich von Bad Zwesten. Im Vordergrund die Otto-Mühle.



Abb. 52: Nordwesthang der Altenburg, für die Schwalm großräumig ein Gleithang! Im Mittelgrund die Leo-Mühle.



Abb. 53: Das Altenburg-Massiv vom Wüstegarten im Kellerwald. Im Tal die Ortschaft Niederurff.



Abb. 54: Einschnitt in der Westflanke der Altenburg.



Abb. 55: Zimmersroder Pass von Nordwesten aus der Nähe von Niederurff.

Auffällig ist ein markanter Einschnitt in der Westflanke der Altenburg, für den der Verfasser keine Erklärung hat (siehe Abb. 54). Man kann nur feststellen, dass sich der Einschnitt in der dem Gipfel vorgelagerten Buntsandsteinscholle befindet. Diese ist von der Gipfelscholle durch eine Störung getrennt.

Nach der GK25 Borken (BLANCKENHORN 1926a) wird das Schwalmthal neben den »alluvialen Aufschüttungen des Talbodens im Osten von Gesteinen des Buntsandsteins begrenzt. Zwischen Bischhausen und Zimmersrode befindet sich darin ein markanter Einschnitt, der Zimmersroder Pass, der auch von der Main-Weser-Bahn genutzt wird. Im Bereich des Passes senkt sich die Höhe der Berge von ca. 260 m auf 213 m ab, ohne dass aus der Tektonik dafür ein Grund erkennbar wäre. Die Schwalm fließt heute auf ca. 195 m. Dieser trockene Einschnitt, der eine Verbindung zur Niederhessischen Senke schafft, ist eindeutig auf einen früheren Flusslauf zurückzuführen. Dies zeigt neben der Morphologie auch das Vorkommen von »diluvialen Kies südöstlich von Zimmersrode, der Kieselschiefer und Wüstegartenquarzit enthält (BLANCKENHORN, 1926a, S. 40). Dieses Schottervorkommen zeigt also, dass hier ein Fluss hinübergeflossen ist, der Gesteine aus dem Kellerwald herbeibrachte und zwar nachdem das Deckgebirge des Kellerwaldes abgetragen war. Der Pass liegt direkt gegenüber der Einmündung der Gilsa in die Schwalm. Darum ist es naheliegend, dass er ursprünglich geradlinig von der Gilsa durchflossen wurde, die aus dem Kellerwald kommt.

Nördlich dieses Einschnittes steilt der östliche Talhang deutlich auf. Der Höhenunterschied zwischen Schwalm und dem Gipfel der Altenburg beträgt über 240 m, bei einer minimalen Distanz von ca. 900 m. Besonders steile Abschnitte befinden sich gegenüber der Einmündung der Urff und gegenüber der Einmündung des Wälzebachs. Bei den steilen östlichen Talhängen handelt es sich im Wesentlichen um Prallhänge der von Westen einmündenden Flüsse, die Schwalm hat daran nur einen untergeordneten Anteil. Wie bereits erwähnt wird dies auch daran deutlich, dass der steile Nordwesthang der Altenburg für die Schwalm großräumig eigentlich einen Gleithang darstellt, die hier eine 180 Grad Kurve ausführt.

Man kann erkennen, dass den drei Flüssen aus dem Kellerwald, Gilsa, Urff und Wälzebach, zwei große Durchlässe durch den östlichen Talhang gegenüberstehen. Es handelt sich um den Zimmersroder Pass mit etwa 213 m Höhe, der ursprünglich dem Flusslauf der Gilsa zugeordnet werden kann (siehe Abb. 55), und die Schwalmpforte auf ca. 180 m Höhe (siehe Abb. 66 und Abb. 67), die ursprünglich dem Flusslauf des Wälzebachs zugeordnet werden kann. Das bedeutet, dass es eine bis zum Borken/Waberner Becken durchgehende Wasserscheide zwischen Gilsa und Wälzebach gegeben haben muss.

Da es zwischen Hohenbühl und Altenburg gegenüber der Einmündung der Urff sogar noch einen dritten Einschnitt in der östlichen Talseite gibt, mit etwa 280 m Höhe, ist es sogar hoch wahrscheinlich, dass auch die Urff zunächst direkt Richtung Osten abgeflossen ist und dabei diese Öffnung genutzt hat, es also eine zweite bis zum Borken/Waberner Becken durchgehende Wasserscheide gegeben hat. Der Einschnitt wird heute von einem kleinen Bach genutzt, der zur Schwalm abfließt (s. Abb. 56).

Im Bereich dieses Einschnittes finden sich in der GK25 Borken, über oberem Buntsandstein tertiäre Sedimente die mit „bp“ markiert sind, also als pliozän eingeschätzt wurden. Nach den Erläuterungen (BLANCKENHORN, 1926a, S. 37) handelt es sich um sehr grobe Gerölle von Tertiärquarzit, die einen größeren Flusslauf nahe legen. Der Verfasser konnte die Gerölle leicht auffinden, sie sind in großer Menge vorhanden. BLANCKENHORN führte die Gerölle auf die Schwalm zurück. Dafür liegen sie aber in ungewöhnlich großer Höhe. Das Auftreten von oberem Buntsandstein inmitten von mittlerem Buntsandstein zeigt gleichzeitig an, dass dieser kleine Bereich, der die Tertiärsedimente enthält, gegenüber seiner unmittelbaren Umgebung nicht gehoben worden sein kann. Außerdem liegen die Tertiärsedimente östlich der Kammlinie,



Abb. 56: Einschnitt in der Altenburg Scholle bei Römersberg, ein fossiler Flusslauf der Urff. Darin erkennt man die Häuser von Römersberg. Aufnahmestandpunkt ist die große Terrasse zwischen Niederurff und Reptich.

was nicht zur Schwalm passt. Sie liegen auf einer Höhe von ca. 283 m, was wenige Meter über der niedrigsten Passhöhe über den Kamm bei Römersberg ist. BLANCKENHORN & KURTZ (1929, S. 29) stellen die zeitliche Einordnung der Sedimente eher in das Miozän. Auch später hat BLANCKENHORN (1939, S. 42) seine zeitliche Einschätzung von 1926 als pliozän als zweifelhaft bezeichnet und wiederholt die Beschreibung der Quarzite als Braunkohlenquarzit. Von STECKHAN (1952, S. 68) wurden diese Gerölle später als Obermiozän bezeichnet. Da nahezu alle zuerst als ?miozän kartierten Sedimente der Umgebung später in das Oligozän eingeordnet wurden ist es sogar möglich, dass sie in das Oligozän gehören. Da die Schwalm frühestens im ?Pliozän, wahrscheinlich sogar erst im Quartär durch dieses Gebiet geflossen ist, können diese Gerölle nicht von der Schwalm herrühren. BLANCKENHORN & KURTZ (1929, S.29) schreiben: „Auffallend ist das gänzliche Fehlen von Kieselschiefern und anderen paläozoischen Gesteinen des benachbarten Kellerwalds.“ Falsch ist jedoch die Schlussfolgerung, die sie daraus ziehen: „Die Fluten einer Gilsa oder Urff drangen also damals sicher noch nicht bis hierher, und der Höhenzug Hohenbühl-Altenburg diente als Barre.“ Die Sedimente stammen sehr wohl von der Urff, nur hatte der Kellerwald damals noch sein Deckgebirge. Das ist der Grund warum man keine paläozoischen Gesteine findet. Dunkle Gesteine auf der gleichen Fläche die auch die Quarzite enthält sind keine Kieselschiefer, sondern Basalte aus der benachbarten Wegebescotterung.

Auch im weiteren Verlauf dieses hypothetischen Flusslaufes bei Trockenerfurth und Nassenerfurth finden sich nach BLANCKENHORN (1926a, S. 40) keine typischen Gerölle aus dem Kellerwald, sondern gelbe Quarzittrümmer und einige Bausandsteinquarze. Wenn die Urff hier einmal hinübergeflossen ist, was hoch wahrscheinlich ist, dann war dieser Zustand deshalb beendet, bevor das Paläozoikum des Kellerwaldes wieder freigelegt war.

Kieselschiefer- und Adolinschiefergerölle, wie sie typisch sind für das paläozoische Grundgebirge des Kellerwalds findet man in dem hier relevanten Gebiet im Bausandstein des mittleren Buntsandsteins (BLANCKENHORN, 1919a, S. 22). Danach findet man sie erst wieder in ?pliozänen Lockersedimenten. Kieselschiefer in oligozänen (früher ?miozän kartierten) Sedimenten, wie in den Kottenberg-Schottern, stammen nicht aus dem Kellerwald (s. Kap. 4.5.5). Der Grund dafür dürfte darin zu suchen sein, dass der Kellerwald wie ganz Hessen mit

Sedimentgesteinen des Buntsandsteins bedeckt wurde (LOTZ, 1995, S. 70). Im Muschelkalk war das Rheinische Schiefergebirge teilweise bzw. zeitweise eine Insel. LOTZ schreibt jedoch (1995, S. 78): „Es besteht kein Zweifel, dass das Muschelkalkmeer einmal ganz Hessen bedeckt hat. Im Westen, über dem Rheinischen Schiefergebirge, hat es allerdings nur geringe Tiefe gehabt, und deshalb auch nur wenige Ablagerungen hinterlassen“. HENNINGSEN & KATZUNG (2006, S. 55) schreiben: „Nach Abschluss der variszischen Orogenese bis heute ist das Rheinische Schiefergebirge – mit Ausnahmen in der Trias-, jüngeren Kreide- und Tertiär-Zeit, in denen oft nur in Teilbereichen Überflutungen erfolgten – im Wesentlichen Festland geblieben.“ Die Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges erfolgte im Tertiär (HENNINGSEN & KATZUNG, 2006, S. 51). Dabei wurde das Deckgebirge vollständig abgetragen und das Grundgebirge wieder freigelegt. „Eine verstärkte Heraushebung des Schiefergebirges, die in Teilgebieten unterschiedlich verlaufen ist (...), hat am Ende des Tertiärs, während des späten Pliozäns begonnen.“ (HENNINGSEN & KATZUNG, 2006, S. 56) HEINE (1970, S. 92-93) spricht dagegen von einer Hebung des Schiefergebirges im Miozän.

HEINE (1970, S. 81-83) beschreibt Schotter im Gebiet des Neustädter Sattels. Diese Schotter sind insofern interessant, als sie Schiefergebirgskomponenten enthalten, die aber nicht von der Lahn stammen können, da diese nach verschiedenen Autoren die Wasserscheide des Neustädter Sattels nicht erreicht hat. Als Quelle kommt also vor allem der Kellerwald in Frage. Die Datierung dieser Schotter hängt an der Entstehung oolithischer Quarzite, die Heine ins Miozän datiert, aber auch nicht ganz ausschließen kann, dass sie erst im Pliozän erfolgt ist. Von BLANCKENHORN & KURTZ (1929, S. 26, 43) wurden die Schotter in das Miozän oder Pliozän datiert, von BLANCKENHORN (1939, S. 34) als Pliozän. Älter als Miozän können die Schotter nicht sein, da sie lateritische bzw. bauxitische Verwitterungsprodukte enthalten, die aus dem Vogelsberg stammen und nach SCHWARZ (1997) im Miozän vor ca. 17-14,5 Millionen Jahren entstanden sind (s. Kap. 4.5.6). LANG (1955, S. 130-134) macht keine eigenen gesicherten Angaben zum Alter der Schotter von Neustadt. Man kann also feststellen, dass wahrscheinlich im Miozän eventuell aber auch erst im Pliozän das Deckgebirge des Kellerwaldes abgetragen war.

Es hat also ein Deckgebirge zumindest mit Gesteinen des Buntsandsteins gegeben, das im Tertiär wieder abgetragen wurde, so dass spätestens im Pliozän das Grundgebirge zum Vorschein kam, was sich an den Grundgebirgskomponenten in entsprechenden Lockergesteinen zeigt. Deshalb ist es durchaus denkbar, dass die Urff über den Einschnitt im Buntsandstein von Römersberg geflossen ist, bevor das Deckgebirge des Kellerwaldes verschwunden war. Danach ist eine Änderung des Flussverlaufs eingetreten.

Die große Höhe des Einschnittes ist ein Indiz dafür, dass der Flusslauf von Römersberg ein deutlich früheres Ende gefunden hat, als der Flusslauf über den Zimmersroder Pass. Die Urff hat also vor der Gilsa ihren Lauf geändert und ist im heutigen Schwalmthal entweder der Gilsa oder dem Wälz bach zugeflossen. Der sehr steil ausgebildete Prallhang östlich und nordöstlich von Niederurff deutet darauf hin, dass die Urff den Weg nach Norden genommen hat und in den Wälz bach geflossen ist. Bei Niederurff hat sie dazu einen 180 Grad Bogen gemacht. Die Änderung des Flusslaufs hat ihre Ursache sicherlich in der generellen Heraushebung der Altenburg-Scholle.

Zu der Problematik der fossilen Flussläufe aus dem Kellerwald hat sich auch bereits STECKHAN (1952, S. 68) geäußert. Er schreibt: „Während im Miozän die Entwässerung vom Kellerwald über die nach Osten vorgelagerten Buntsandsteinflächen erfolgte (obermiozäne Gerölle bei Römersberg in Höhe von 250-280 m), fehlen im Buntsandsteingebiet der Altenburg und im Olmstale jegliche Pliozänreste. Daraus ist zu folgern, daß mit dem Ende des Miozäns

und mit Beginn des Pliozäns (...) das Buntsandsteinmassiv der Altenburg emporgewölbt und dadurch die Entwässerung nach Westen abgedrängt wurde. Es fehlte also im unteren Pliozän im Borkener Gebiet an einer größeren Entwässerungsrinne. Das Landniveau lag hoch und entsprach dem heutigen NN von etwa 300-400 m. Das Gefälle war gering. Daher sind unterpliozäne Schotter und Sande kaum festzustellen.“ Dies stützt zunächst die oben beschriebene Hypothese zum Verlauf der Urff. Nicht nachvollziehbar ist jedoch die Aussage, dass „die Entwässerung nach Westen abgedrängt wurde“. Die Bildung der Durchbruchstäler durch die Buntsandsteinsschollen bei Zimmersrode und Kerstenhausen zeigt ja gerade, dass die Entwässerung des Kellerwaldes weiterhin nach Osten lief, sonst wären diese Täler nicht vorhanden, aber eben nicht mehr über Römersberg. Steckhan geht im Weiteren davon aus, dass die Schwalm im Jungpliozän „mindestens 60 m, wahrscheinlich sogar mehr als 100 m über dem Niveau der heutigen Schwalm“ „im Vorgelände des Kellerwaldes“ „die Verfallsprodukte dieses alten aufsteigenden Gebirgsrumpfes“ aufnahm. Wie weiter unten dargestellt wird, gibt es nach SANDNER (1956, S. 107-120) aber keine Beweise dafür, dass im Pliozän die Schwalm bereits in dem Gebiet geflossen ist. Es wird eher so sein, dass im Pliozän die Entwässerung des Kellerwaldes alleine über die Gilsa, Urff und Wälz bach durch die beiden Öffnungen bei Zimmersrode und Kerstenhausen nach Osten erfolgte.

Es steht dann die Frage im Raum, ob die Schwalm noch durch den Zimmersroder Pass geflossen ist, oder ob die Gilsa bereits vor der Ankunft der Schwalm ebenfalls ihren Weg nach Norden genommen hat. BLANCKENHORN (1926a, S. 40) war zunächst der Meinung, dass der Sattel von Zimmersrode zeitweilig von der Schwalm überflossen worden sein muss. BLANCKENHORN & KURTZ (1929, S. 46) schreiben jedoch, dass die Schwalm den Zimmersroder Pass nie überschritten hat. Argumente nennen sie jedoch keine. Es handelt sich also um eine bloße Behauptung oder Meinungsäußerung, die später von SANDNER (1956, S. 117) kommentarlos wiedergegeben wurde.

Es gibt jedoch mehrere Argumente dafür, dass die Schwalm noch durch den Zimmersroder Pass geflossen ist. Der Pass liegt deutlich niedriger als die Landoberfläche der Buntsandsteinscholle im Süden, über die die Schwalm in den Bereich eingetreten ist und in die sie sich erst im Laufe der Zeit eingegraben haben kann. Es muss also zum Zeitpunkt der Entstehung des Schwalm laufs durch dieses Gebiet dort noch einen Abfluss nach Osten gegeben haben.

Zum anderen gibt es östlich des Biegeberges einen weiteren Zuflussweg zum Zimmersroder Pass, der etwa auf 229 m Höhe liegt und Süd-Nord ausgerichtet ist (siehe Abb. 57 und Abb. 58). Dieser liegt also etwas höher als die tiefste Einsattelung des Passes, was zeigt, dass dieser Fließweg älter ist. Zwar kann es sich theoretisch auch um einen älteren Fließweg der Gilsa handeln. Diese müsste dann aber kurz vor dem Pass eine extreme Schleife nach Süden genommen haben, wofür es keinen erkennbaren Grund gibt. Es spricht also alles für einen ehemaligen Fließweg der Schwalm.

Dieser Fließweg setzt nicht voraus, dass die Schwalm zu der Zeit bereits westlich der Landsburg geflossen ist. Der Fließweg östlich des Biegeberges ist auch von Dorheim aus über einen 234 m hohen Sattel zugänglich. Wie in Kap. 7.7 beschrieben ist es sogar hoch wahrscheinlich, dass die Schwalm im Pliozän diesen Weg genommen hat. Der Durchlass bei Waltersbrück zeigt aber, dass das Tal östlich des Biegeberges auch noch benutzt wurde, als die Schwalm schon westlich der Landsburg floss. Später ist ihr Fließweg dann auf die Westseite des Biegeberges gewechselt. Der Biegeberg, nördlich von Waltersbrück, ist also als eine Art von Umlaufberg der Schwalm zu interpretieren. Der weitere mögliche Verlauf der Gilsa und später der Schwalm östlich des Zimmersroder Passes wird im Kap. 7.11 behandelt.

Es zeigt sich an diesem Beispiel deutlich, was der Verfasser bei verschiedenen Gelegenheiten beobachtet hat. In der älteren wissenschaftlichen Literatur über Geomorphologie wird



Abb. 57: Blick über Waltersbrück von Süden auf den Biegeberg und in das Trockental östlich des Biegeberges. Den Hintergrund bildet die Altenburg, dazwischen liegt der Zimmersroder Pass.



Abb. 58: Das Trockental östlich des Biegeberges. Links (südlich) liegt Waltersbrück, rechts (nördlich) der Zimmersroder Pass.

die Geomorphologie zu wenig beachtet. Die oben beschriebenen Zusammenhänge sind offensichtlich, wenn man einen konzentrierten Blick auf die topographische Karte wirft, sich den Zimmersroder Pass und seine Umgebung vor Ort anschaut und durch einen Blick auf die geologische Karte ausschließt, dass der Biegeberg ein Härtling (im weiteren Sinne), ein Fernling oder ein Wölbling ist. Kein Berg und keine Vertiefung in der Landschaft ist ohne Grund vorhanden. Hier liegt östlich des Biegeberges ein Trockental vor. Der wahrscheinlichste Grund für dieses Trockental ist ein fossiler Flusslauf der Schwalm zum Zimmersroder Pass, östlich der Biegeberges. Dieser Flusslauf hat sich später auf den heutigen Flusslauf auf der Westseite des Biegeberges verlagert. Wenn man sich zu sehr auf Schotter und Rumpfflächen konzentriert, verliert man den Blick für das Wesentliche an Flusstälern, ihre Gestalt.

Die Schwalm, die sich zuerst bei Zimmersrode, dann bei Bischhausen mit der Gilsa vereinigte, hat in Bischhausen also eine 90 Grad Kurve nach Osten gemacht. Die Urff dagegen hat nördlich der Wasserscheide eine starke Kurve nach Norden gemacht. Die Barriere zwischen beiden

Flüssen wurde deshalb wahrscheinlich von beiden Seiten aus abgetragen und schließlich durchbrochen, so dass der Weg frei war für die mit der Gilsa vereinigte Schwalm nach Norden durch das bereits vorhandene Tal der Urff und des Wälzebaches. Danach ist nördlich von Bischhausen ein Prallhang entstanden, der der Schwalm zuzuordnen ist, die hier zu einer Linkskurve gezwungen war.

Zu fragen ist noch, wann die Schwalm bei Bischhausen ihren Weg Richtung Norden gefunden hat. Die »diluvialen Schotter aus dem Kellerwald südöstlich von Zimmersrode zeigen, dass die Änderung des Flusslaufs erst im Laufe des »Diluviums stattgefunden haben kann. Dies wiederum erklärt warum die Morphologie des Tals nördlich von Waltersbrück noch immer so wenig von der Schwalm dominiert wird, sondern von ihren linken Nebenflüssen Gilsa, Urff und Wälzebach. Der dortige Schwalmfluss ist sehr jung.

Anschließend soll noch ein Blick auf den westlichen Talhang geworfen werden. Er besteht bis zur Gilsa aus mittlerem Buntsandstein, der am Hang weitgehend von Löss verhüllt ist.



Abb. 59: Prallhang der Schwalm nördlich von Bischhausen.



Abb. 60: Der Hoheberg südlich von Reptich von Osten. Dabei handelt es sich eventuell um einen alten Umlaufberg der Gilsa, die dann links (südlich) des Gipfels geflossen ist, anstatt rechts (nördlich), wie heute.

Bis dahin handelt es sich also um ein Durchbruchstal durch die hier vorhandenen stark gestörten Buntsandsteinschollen. Die Talaufweitung nach Einmündung des Goldbachs ist darauf zurückzuführen, dass vor der Schwalm hier bereits der Goldbach entlanggeflossen ist, nachdem sein vormaliger weiterer Flusslauf nach Dorheim durch die aufsteigende Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle unterbrochen wurde.

Bei dem Hoheberg südlich von Reptich könnte es sich um einen alten Umlaufberg der Gilsa handeln. Wie beim Biegeberg gibt es keinen Hinweis auf einen Härtling (im weiteren Sinne), einen Fernling oder einen Wölbling. Der Sattel südlich des Gipfels liegt auf 287 m Höhe. Dieser potentielle ehemalige Fließweg der Gilsa liegt damit auf ähnlicher Höhe wie der ehemalige Flusslauf der Urff bei Römersberg.

Nördlich der Gilsa treten neben »alluvialen Aufschüttungen in den Seitentälern, Flecken von unterem Buntsandstein, »diluviale Flussaufschüttungen und ?pliozäner Sand und Ton inmitten großer Flächen mit Lössbedeckung auf. Bei Bad Zwesten treten zusätzlich Zechsteinsedimente hinzu. Diese Flächen wurden lange vor der Schwalm von den aus dem Kellerwald kommenden Flüssen Gilsa, Urff und Wälzebach erzeugt und gestaltet. Insbesondere zwischen Reptich und Niederurff tritt eine große Fläche mit Flussaufschüttungen auf. BLANCKENHORN (1926a, S. 38) spricht von Geröllschottern und stuft diese als »diluvial ein. Im Bereich der mit „bp“ gekennzeichneten Sedimente (?pliozäner eisenschüssiger Quarzsand und Ton) der GK25 Borken konnte der Verfasser Gerölle von Quarz, Quarzit, Buntsandstein, Kieselschiefer und Jaspis beobachten. Diese nur schwach geneigte Fläche zeigt zum heutigen Tal der Schwalm, das etwa 70 m tiefer liegt, einen deutlichen Absatz. Morphologische Elemente, die einen Zusammenhang mit dem Verlauf der Schwalm zeigen, lassen sich nur unterhalb dieses Absatzes erkennen, z.B. der Prallhang westlich der Waag-Mühle, ein kleiner Prallhang bei Niederurff (siehe Abb. 61) und der Prallhang westlich der Schwalm zwischen Niederurff und Bad Zwesten (siehe Abb. 62).

All dies zeigt, dass die Schwalm erst seit geologisch sehr kurzer Zeit hier entlangfließt, und dass alle anderen Strukturen von der Gilsa, der Urff und dem Wälzebach erzeugt worden sind, inklusive der erheblichen Abtragung und Aufschotterung zwischen dem Kellerwald und der Altenburg-Hochscholle. Eine ?pliozäne Schwalmterrasse, wie sie von WENZEL (1931, S. 158) angegeben wird, muss sehr bezweifelt werden und ist ohne Beweis. Die Vorstellung, dass die Geröllablagerungen zwischen Gilsa und Wälzebach nur von einem am Fuss des Kellerwaldes vorbeiführenden Fluss abgelagert worden sein können ist falsch. Die Ausräumung des Talraums und die Ablagerung der Gerölle sind im Wesentlichen auf die von West nach Ost fließenden Gilsa, Urff und Wälzebach zurückzuführen. Die großflächige Ausräumung wurde sicherlich durch die geringe Widerstandsfähigkeit der hier vorliegenden Gesteine des Zechsteins und des unteren Buntsandsteins unterstützt. Die Abb. 63 und Abb. 64 zeigen die sogenannte Kellerfussfläche.

Interessant in diesem Zusammenhang ist, dass im Gilsatal in der Gegend von Jesberg, am Koppbach, in einer Höhe von 290 bis 340 m Höhe Schotter auftreten, die neben paläozoischen Gesteinen auch Tertiärquarzite und grobe Buntsandsteingerölle enthalten. Diese müssen also aus in der Nähe abgetragenen Buntsandstein stammen. Die zum Teil sehr großen Tertiärquarzite (STOPPEL, 1961, S. 10) zeigen, dass dieser Bereich auch von Tertiärsedimenten überdeckt war. Diese Schotter sind wahrscheinlich altpleistozän.

Der Schwalmabschnitt östlich des Kellerwaldes wurde als eines der Randgebiete von Sandner in einer geomorphologischen Arbeit über den Kellerwald intensiv untersucht. SANDNER (1956, S. 119-120) kommt nach kritischer Würdigung älterer Untersuchungen zu folgenden Schlussfolgerungen über das von der Schwalm durchflossene, kellerwaldnahe Gebiet: „Seit Bildung der Kellerfußterrasse und Ablagerung der sog. bp-Sedimente erfolgte



Abb. 61: Prallhang der Schwalm in der großen Terrasse bei Niederurff und der Waag Mühle.



Abb. 62: Prallhang der Schwalm zwischen Bad Zwesten und Niederurff. Im Hintergrund die Burgruine Löwenstein vor dem Keller.



Abb. 63: Die Kellerfußfläche von der Altenburg. Der Blick geht über das Urfftal zum Keller.



Abb. 64: Die Kellerfußfläche von der Altenburg. Der Blick geht über Niederurff in das Gilsatal.

weder eine spezielle Heraushebung des Jeust-Keller-Quarzituges, noch eine tektonische Differenzierung zwischen Kellerwald und Altenburg-Landsburg-Buntsandsteinzug. Als Scharnier zur Hessischen Senke wirkte nicht die Kellerwaldrandverwerfung, sondern der große N-S-Bruch, der den Triasrahmen nach O begrenzt. Die Differenzierung an ihm erfolgte jedoch nicht durch langhinziehende Verbiegung oder Bruchlinie, sondern indem einzelne Becken und Gräben im Gebiet der Niederhessischen Senke einbrachen, dazwischen liegende Schollen stehenblieben oder nur verstellt wurden (Rücken zwischen Eder und Schwalm mit bp-Sedimenten und Diluvialschottern auf gleichem Niveau wie auf der Kellerfußterrasse). Für „Schaukelbewegungen“ (KLÜPFEL 1955) sind keinerlei Beweise vorhanden.“ Es „muss angenommen werden, dass nach der „bp-Zeit“ Borkener Becken, Treysa-Ziegenhainer Graben und Schlierbacher Graben absanken, letzterer möglicherweise sich fortsetzend in schmaler Zerrüttungszone bis Niederurff-Zwesten.“

Es sei vom Verfasser darauf hingewiesen, dass es, wie in Kap. 7.5 dargestellt, keinen Beweis für einen Treysa-Ziegenhainer Graben gibt; seine Existenz erscheint im Gegenteil als sehr unwahrscheinlich. Lediglich ein Teilbereich des Ziegenhainer Beckens ist sehr tief eingesenkt.

SANDNERS (1956, S. 107, 112) Darstellung der Entwicklung des Gebiets im Hinblick auf die Schwalm kann wie folgt beschrieben werden. Sandner geht von einer mittelplozänen Orogenese aus, die zu einer Heraushebung des Kellerwalds gegenüber dem Vorland geführt hat. Im ?Oberpliozän oder auch erst im »Diluvium „umzog den südöstlichen Kellerwald eine breite Fussfläche, die schwach nach NO und O geneigt und nach SW durch einen schmalen Zug flacher Rücken abgeschlossen war.“ „Die maximale Heraushebung des Kellers muss bereits vor dieser Zeit stattgefunden haben“. Nach Sandners Meinung sind „keinerlei Anzeichen für einen bereits zu dieser Zeit bestehenden Schwalmabschnitt Treysa-Gilsamündung vorhanden.“ Der Verfasser macht darauf aufmerksam, dass Sandner jedoch auch keine Beweise dagegen anführt. Sandner schreibt weiter: „Wahrscheinlich erfolgte die Entwässerung durch den Zimmersroder Pass, obwohl in dem niedrigen und flachen Sandsteinrücken in der Schwälmer Pforte noch eine weitere, ältere Öffnung vorhanden war.“ Nach Meinung des Verfassers ist es sogar hochwahrscheinlich, dass beide Öffnungen in Benutzung waren, da die Schwälmer Pforte dem System des Wälzebachs zuzuordnen ist, während der Zimmersroder Pass der Gilsa zuzuordnen ist und es keinerlei Beweis dafür gibt, dass zu dieser Zeit Gilsa, Urff und Wälzebach schon westlich der Altenburg zu einem Flusssystem verbunden waren. Es gibt allerdings keinen Grund gegen die Annahme, dass es bei Hochwasserereignissen in dem Gebiet

zwischen Wälzebach und Gilsa zu starken Überschwemmungen gekommen ist, bei denen die niedrigen Wasserscheiden zwischen den Flüssen im heutigen Mündungsbereich überschritten wurden und die nur durch die Enge des Zimmersroder Passes und durch die Schwalmforte abgebaut werden konnten. SANDNER (1956, S. 113) ist dann der Meinung, dass im »Diluvium die Schwalm zwischen Treysa und der Gilsamündung floss.

SANDNER (1956, S. 117) macht auf ein aus seiner Sicht bestehendes Problem im kellerwaldnahen Schwalmatal aufmerksam. Dieses Problem besteht darin, „dass die oberen Terrassen des Westhanges z.T. höher liegen als die Wasserscheide im Osten (...), die jung gehoben sein soll (BLANCKENHORN zuletzt 1950, KLÜPFEL 1936) und talartige Pässe in dem schmalen Höhenzug auftreten.“ Eine Wasserscheide stellt der Süd-Nord ausgerichtete Buntsandsteinzug östlich der Schwalm aber erst dar, seitdem die Schwalm hier fließt. Vorher waren die Wasserscheiden West-Ost ausgerichtet. Es handelt sich also um ein scheinbares Problem.

SANDNER (1956, S. 117) schreibt: „Die Annahme, der Schwalmabschnitt Gilsamündung-Kerstenhausen sei jünger als der Zimmersroder Sattel bereitet größte Schwierigkeiten, u.a. wegen der Ausdehnung »diluvialer und „oberpliozäner“ Ablagerungen auf dem breiten flächigen Rücken nördlich Großenglis, die denen des Kellerfußes nach Aussehen und Lagerung durchaus entsprechen, während sie östlich Zimmersrode fehlen, - noch größere aber die höheren

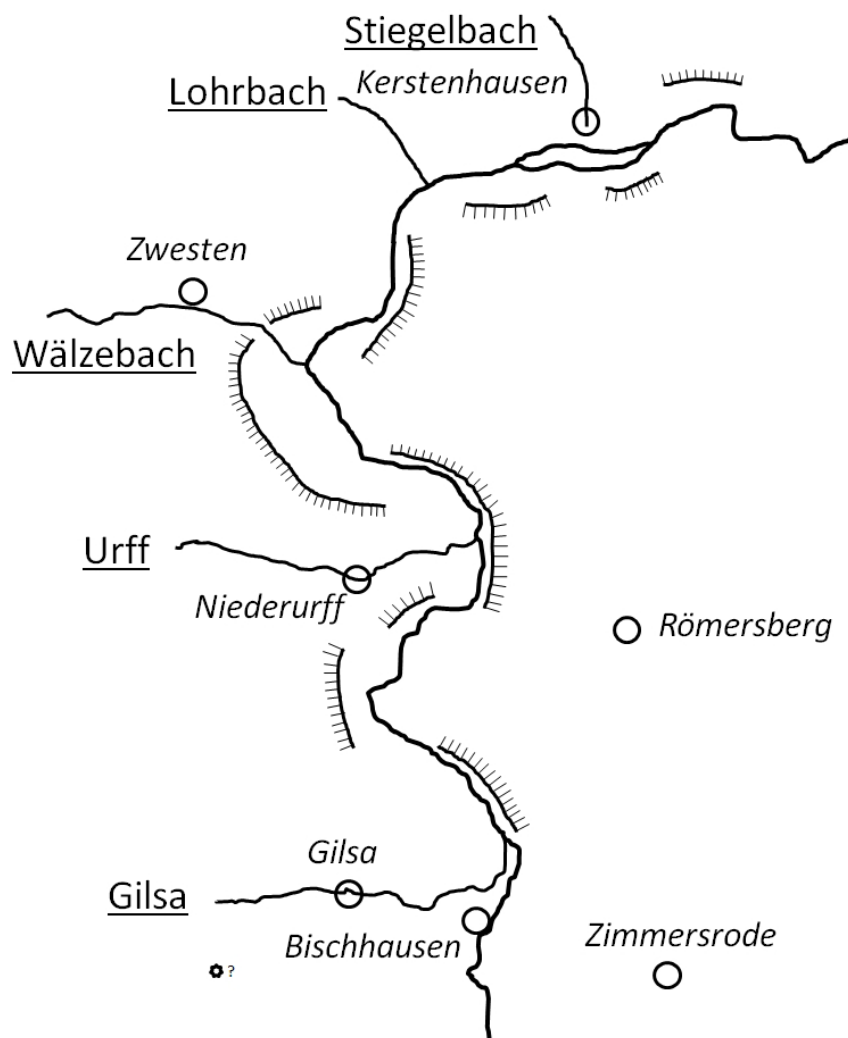


Abb. 65: Übersicht über die Prallhänge und Umlaufberge zwischen Bischhausen und der Schwalmforte.

Alters des Zimmersroder Talsattel. Auch die Annahme jüngerer Hebung des Wasserscheiden-Rückens im hier zur Diskussion stehenden Abschnitt vermag keine Lösung der Widersprüche zu geben, ebenso wenig wie die beiden W-O-Verwerfungen Reptich-Zimmersrode und bei Kerstenhausen (von BLANCKENHORN 1926 nicht kartiert, aber aus dem Bild der geologischen Spezialkarte zu entnehmen).“ Diese scheinbaren Schwierigkeiten und die Argumentation ist vom Verfasser nicht nachvollziehbar. Die Schwälmer Pforte bei Kerstenhausen ist lange Zeit vom Wälzebach (plus Urff) und der Zimmersroder Pass lange Zeit von der Gilsa durchflossen worden. Diese haben ihre Kellerwaldgesteine abgelagert, die sich auch auf der Kellerfussfläche finden. Es handelt sich um Gesteine, die von diesen Flüssen herantransportiert worden sind. Der Flusslauf durch den Zimmersroder Pass (Gilsa später vereinigt mit der Schwalm) hat später seinen Lauf nach Norden geändert. Insofern ist es überhaupt nicht verwunderlich, wenn man dort hauptsächlich ältere Flussablagerungen findet.

7.9 Von Bad Zwesten bis zur Schwalmpforte

Bei Bad Zwesten setzt eine Schar von Störungen an die in rheinischer Richtung nach Norden verlaufen (LOTZ 1995, S. 109). Dies wird von der GK25 Borken und der GÜK200 Fulda bestätigt. Interessant ist jedoch, dass die Schwalm dieser Richtung gerade nicht weiter gefolgt ist, sondern nach einer scharfen Wendung durch das Durchbruchstal der Schwalmpforte nach Osten in das Borken/Waberner Becken eintritt. Dies stützt die Vermutung, dass dieser Ost-West-Talabschnitt und das Durchbruchstal durch die Schwalmpforte älter ist als der jetzige Verlauf der Schwalm. Als Verursacher dieses Durchbruchstals muss der Wälzebach angesehen werden, was gleichzeitig auch erklärt, warum der Nordwesthang der Altenburg außerordentlich steil ausgebildet ist, obwohl dieser für die Schwalm großräumig einen Gleithang darstellt. Es ist ein Prallhang des Wälzebachs. Wie oben erläutert muss der Wälzebach früher mehr Wasser geführt haben, da er einen Teil seines Einzugsgebietes an das Flussgebiet der Eder verloren hat.

Das bei Bad Zwesten noch recht weite und stark asymmetrische geformte Tal verengt sich in Richtung Schwalmpforte und wird symmetrischer. Beide Talflanken bestehen aus Gesteinen des Buntsandsteins, auf der nördlichen Talseite mit Lössauflage. Zwischen Betzigerode und Kerstenhausen durchquert der Fluss die herausgehobene Altenburg-Scholle, die auf beiden Seiten von Störungen begleitet wird, die grob Nord-Süd laufen. Auf der nördlichen Talseite taucht innerhalb dieser Scholle unterer Buntsandstein auf, der aufgrund seiner geringeren



Abb. 66: Schwalmpforte bei Kerstenhausen von Westen.

Widerstandsfähigkeit stärker ausgeräumt ist als der umgebende mittlere Buntsandstein. Zusätzlich haben die von Norden einmündenden Bäche Prallhänge auf dem Südhang der Schwalm geschaffen (siehe Abb. 65), was die Asymmetrie des Tales verstärkt. Die Schwalmpforte selbst ist aber relativ symmetrisch und liegt auch in einer anderen Scholle.

Der Rand der Niederhessischen Senke wird von einer weiteren etwa Nord-Süd verlaufenden Störung markiert, die dazwischen liegende Scholle, die die eigentliche Schwalmpforte mit Kuhberg und Hundsburg enthält, liegt gegenüber der Altenburg-Scholle tiefer und wird von dem widerstandsfähigen Bausandstein im mittleren Buntsandstein gebildet, was die besonders starke Verengung am Talausgang erklärt (siehe Abb. 67).

Blanckenhorn (LANG & BLANCKENHORN, 1919, S. 3-4, 8) bemerkt in den Erläuterungen zur GK25 Gudensberg, bei den Tälern der Schwalm, Eder und Ems eine West-Ost Richtung und einen Steilhang auf der nördlichen Seite und führt dies auf einen Schollen- oder Schuppenbau des Untergrundes zurück. Hinzu kommt eine Nord-Süd Vorzugsrichtung ansonsten. Er führt den Ost-West Verlauf des Edertals und des Emstals auf Verwerfungen zurück mit einer Absenkung der südlichen Schollen. Diese beiden Verwerfungen bringt er in Verbindung mit dem Homberg Fritzlarer Graben. Er datiert diese Verwerfungen auf Jura-Kreide, da die Tertiärdecke davon nicht berührt wird. Zur Schwalm sagt er hier weiter nichts, in seinem zusammenfassenden Werk (BLANCKENHORN, 1950, S. 77) erwähnt er die Schwalm auch nicht mehr, sondern spricht nur noch von Eder und Ems. Die von Blanckenhorn angesprochene Asymmetrie der drei West-Ost-Täler ist an der Schwalmpforte auch so tatsächlich nicht zu sehen. Am Nordhang scheint jedoch ein Prallhang ausgebildet zu sein, im Südhang ist eine Verebnungsfläche zu sehen (siehe Abb. 66), bei der es sich um eine Flussterrasse handeln könnte.

Trotzdem ist es denkbar, dass die Lage der Schwalmpforte durch eine Ost-West-Störung festgelegt ist. Eine solche vermutete Störung läuft nach der GK25 Borken im Waberner Becken von Osten direkt auf die Schwalmpforte zu und begrenzt im Becken das Hauptbraunkohleflöz nach Norden hin. Man kann vermuten, dass diese Störung im Schwalmatal weiter nach Westen läuft. Anders ist der Höhenversatz zwischen dem unteren und mittleren Buntsandstein zwischen der nördlichen und südlichen Talflanke innerhalb der Altenburg-Scholle nur schwer verständlich. SANDNER (1956, S. 178) hat eine solche Störung als sicher in einer geologischen Übersichtskarte eingetragen. Diese Karte enthält allerdings Fehler. So ist der Basalt der



Abb. 67: Blick von der Burg Heiligenberg bei Gensungen auf die Mündung der Schwalm in die Eder bei der Ruine Altenburg, die Ortschaft Wabern (Zuckerfabrik), den Höhenrücken zwischen Eder und Schwalm, die Schwalmpforte und den dahinter liegenden Kellerwald.

Landsburg nicht richtig eingezeichnet und der Buntsandstein südlich von Treysa auch nicht. Außerdem sind mehrere der angegebenen Quellen für diese Karte nicht nachvollziehbar. Sie macht daher keinen belastbaren Eindruck. SANDNER (1956, S. 117) macht jedoch auch darauf aufmerksam, dass STECKHAN (1952, S. 68) sich zum Alter der Schwalmforte geäußert hat: Der ?jungpliozäne Fluss, der am Fuss des Kellerwaldes entlangfloss (ob lediglich aus dem Kellerwald kommend oder die Schwalm ist unsicher) „traf im Gebiet von Kerstenhausen eine alte ostwestliche Erosionsrinne, die ihren Ursprung schon im Oligozän hatte. Die der Schwalmforte östlich vorgelagerten Oligozänschichten weisen nämlich an dieser Stelle eine Einsenkung von 50-60 m aus, die nach Westen durch den Buntsandstein ihre Fortsetzung gefunden haben muß. Die bei der Baggerung vor Arnsbach im Unteroligozän angetroffenen Geröllschichten müssen von dieser Erosionsrinne aus abgesetzt worden sein.“

7.10 Das Borken/Waberner Becken

Von der Schwalmforte bis zur Mündung verläuft die Schwalm im Borken/Waberner Becken, einem Teilbecken der Niederhessischen Senke (siehe Abb. 67). Dessen Höhenlage stellt damit die Erosionsbasis des Flusses dar. Die mit Gesteinen des Tertiärs und Quartärs angefüllte Senke ist im Westen bei der Schwalmforte durch eine sehr markante Randstörung gegenüber der dort liegenden Buntsandsteinscholle abgesenkt. Die Störung hat nach STECKHAN (1952, S. 66) eine Sprunghöhe von 270 m und ihre Hauptbewegung wird von ihm in das Pliozän datiert.

Im Gegensatz dazu stimmt im Osten der Rand der tief liegenden Ebene nicht mit dem Rand des tertiären Beckens überein. Der basaltbedeckte Mosenberg und der Harlerberg liegen quasi mittendrin in dem Tertiärbecken, das sich noch deutlich weiter Richtung Osten erstreckt, wobei nach STECKHAN (1952, Abb. 20) und RAMBOW (1969) in diesem Teil die Trias-Tertiär Grenze durchaus etwas höher liegt. Die morphologische Höhe dieses Bereichs kommt aber durch die Basaltbedeckung und den damit verbundenen Schutz der darunter liegenden tertiären Schichten (siehe Abb. 68). Erst ab Gensungen bildet Buntsandstein auch morphologisch den Rand des Beckens, dem Basalt aufsitzt. Ähnlich ist es auch im Süden. Die tief liegende Ebene geht in ein Hügelland über, das weiterhin durch Gesteine des Tertiärs mit einzelnen Basaltbergen charakterisiert ist und über niedrige Höhenzüge mit dem Ziegenhainer Becken verbunden ist. Erst im Knüllgebirge findet das Tertiärbecken morphologisch sein Ende an



Abb. 68: Blick entlang der Basaltberge am Ostrand der morphologischen Ebene von Wabern, die aber nicht den Rand des Borken/Waberner Tertiärbeckens darstellen. Im Hintergrund der Harler Berg, davor der Rhünder Berg, Standort: Burg Heiligenberg bei Gensungen.

einer Buntsandstein-Hochscholle. Aber auch auf dieser Hochscholle gibt es zunächst noch miozäne Sedimente in größerer Höhe.

Nach der GK25 Borken (BLANCKENHORN, 1926a) folgt der Fluss zwischen der Schwalmforte und Singlis ungefähr einer Ost-West ausgerichteten vermuteten Störung. Die Schwalm bewegt sich im Becken zunächst in einem breiten Streifen »alluvialer Flussaufschüttungen Richtung Osten. Begleitet wird die Talaue im Norden von »diluvialen Flussaufschüttungen (Schotter mit Lehm und Geröllen). SANDNER (1956, S. 118) schreibt dazu: „Die breiten Rücken zwischen Schwalm und Eder und östlich Fritzlar sind nach BLANCKENHORN keilförmig herausgehobene oder zwischen einsinkenden Schollen stehengebliebene Reste von Tal- und Beckenböden.“ Im Süden liegen ebenfalls »diluviale Flussaufschüttungen. Allerdings treten hier auch größere Flächen mit Basalt, unter der Stadt Borken und südlich davon, sowie Tertiärsedimenten an der Erdoberfläche auf.

STECKHAN (1952, S. 68) schreibt zur Situation am Westrand des Beckens: „Die durch die Schwalmforte nach dem Mittelplozän einströmenden Kiesmassen trafen im Borkener Becken in ein absinkendes Gebiet. Es bildete sich ein breites Schotter- und Sanddelta von großer Mächtigkeit, wie es bei Großenenglis abgebaggert wurde (...). Das Gefälle der Landoberfläche muß sehr stark gewesen sein; denn die ersten fluviatilen Schotter haben nördlich von Arnsbach 10-15 m tiefe Strudellöcher in der Kohle und in dem überlagernden Ton verursacht. Es konnte auf größere Erstreckung eine Schotterrinne mit solchen Strudellöchern verfolgt werden. (...) Die Strudellöcher waren mit tonverbackenen Geröllmassen aus Kellerwaldquarzit ausgefüllt.“

UDLUFT & JACOBSHAGEN (1957, S. 278-280) konnten anhand einer von Borken nach Norden in den ehemaligen Tagebau Altenburg II abgerutschten wurzellosen Basaltscholle feststellen, dass das dazwischen liegende Schwalmtal während dieses Ereignisses im Pleistozän dort nicht vorhanden gewesen sein kann. Dieses muss vor der Würm-Eiszeit geschehen sein. Es muss also zeitweilig einen Flussverlauf gegeben haben, der nach der Schwalmforte nicht direkt nach Osten führte.

RITZKOWSKI (1968, S. 275) vermutet, dass eine fossile Eder „nach ihrem Eintritt in die niederhessische Tertiärsenke eine große Schleife über Borken und Lendorf vollführt hat“, begründet in einer Nord-Süd verlaufenden Rinne zwischen Fritzlar und Großenenglis.

STECKHAN (1952, S. 68) schreibt außerdem über die Schotterterrassen im Borkener Gebiet, „daß nördlich der Schwalm die altdiluviale Höhenterrasse über ?pliozänen Schottern und Sanden liegt. In der ersten Talterrasse (Hauptterrasse) finden sich schwere Kellerwaldquarzite, für die Klüpfel, der sie an die Basis des Prädiluviums stellt, einen Flußeistransport annimmt. In der 2. Terrasse wurde 1943 bei Großenenglis ein Mammutzahn gefunden und das Alter auf Rißzeit festgelegt (Marburg). Die 3. Talterrasse liegt im Niveau der heutigen Schwalm.“ Die Quelle für die oben genannte Meinung von KLÜPFEL ist wahrscheinlich dessen Arbeit aus dem Jahr 1936, wo er auf S. 620 von einem Eistransport von Findlingen spricht.

Durch Kippen (Arnsbacher Kippe, Dosenbergkippe) und Tagebaue (Altenburg 1, 2, 3, 4, Schwalm, Singlis, Haarhausen 1, 2, Gombeth, Stolzenbach, Stockelache, Zimmersrode, Dillich, Schneppenhain) des ehemaligen Braunkohlebergbaus sowie den Kiesabbau ist die Landschaft antropogen erheblich verändert worden. Teilweise mehrfach mussten die Flüsse Schwalm und Olmesbach verlegt werden. Teilweise sind die Tagebaue landwirtschaftlich rekultiviert, teilweise als Seen ausgebildet. (BORKEN, 1998)

Der Borkener Graben ist in das Tertiär eingesenkt. Morphologisch macht er sich vor allem über den Basalt des Blumenhains bemerkbar, der anscheinend eine von dem Graben geschaffene Senke ausfüllt. (BLANCKENHORN, 1950, S. 72)

Zwischen dem Hegeberg bei Lendorf und dem Dosenberg nördlich von Singlis tritt eine

deutliche Talverengung auf. Diese ist zurückzuführen auf den Homberg-Fritzlarer Graben, der in Südost-Nordwest-Richtung durch die GK25 Homberg (LANG & BLANCKENHORN, 1920) zieht. In der Grabenstruktur sind Gesteine des oberen Buntsandsteins, Muschelkalks, des Keupers und des Juras erhalten geblieben. Aufgrund der großen Widerstandsfähigkeit der Kalkgesteine liegt im Bereich des Grabens ein Höhenzug mit Reliefumkehr vor, der die Talverengung hervorruft. Am Dosenberg bildet der Muschelkalk als Erosionskante der Schwalm eine Steilstufe, in der die Wichtellöcher eingelagert sind. Dabei handelt es sich um eine zu zwei Höhlen aufgeweitete Kluft des Kalkgesteins (BLANCKENHORN, 1926a, S. 13). Auch am Hegeberg ist eine deutliche Erosionskante sichtbar.

Blanckenhorn ist der Meinung, dass es im Tertiär zwischen Fritzlar und Homberg im Verlaufe des dort vorhandenen Grabens einen Höhenzug gegeben hat, der im späten ?Pliozän und »Diluvium abgetragen worden ist. Er schreibt dazu: „Wenn dieses einst von Homberg bis Fritzlar sich erstreckende kleine Gebirge auch heute so ziemlich wieder als solches vom Erdboden verschwunden ist infolge der starken Abtragung in der späteren Pliocän- und Diluvialperiode, so hat es doch sicher noch im Tertiär seine Rolle gespielt. Während des Oberoligozäns vermochte es freilich dem zum letzten Male von N her vordringenden Meere den Weg über das heutige Schwalm- und vielleicht Olmesttal nach S bis in das Ziegenhainer



Abb. 69: Die Engstelle im Bereich des Homberg-Fritzlarer Grabens. Links der Steilabfall des Hegeberges bei Lendorf, rechts der Dosenberg bzw. die Kippe Dosenberg.

Becken nicht ganz zu verlegen, aber es scheint doch unterhalb Homberg das Eftetal abgesperrt zu haben, so daß Blatt Homberg ganz freiblieb von derartigen Meeresablagerungen. Während des Unterpliocäns aber schloß es als Riegel den sumpfigen See hinter sich ab, dessen Bestand die eisenreiche Ausbildung der Tertiärablagerungen nur im Süden davon erst erklärt.“ (LANG & BLANCKENHORN, 1920, S. 37-38).

Einen Riegel nach Südwesten konnte dieses Gebirge nicht sein, da mit Sicherheit schon ein Durchbruchstal eines der aus dem Kellerwald kommenden Flüsse zum Meer vorhanden war.

Nach der Durchquerung des Grabens wendet sich die Schwalm nach Nordosten. Abgesehen von der Grabenstruktur unterscheiden sich die Verhältnisse im Schwalmthal auf Blatt Homberg wenig von denen auf Blatt Borken. Die Schwalm bewegt sich in einem breiten Streifen »alluvialer Flussaushüttungen, zu der sich später auch Sedimente der Efze und Eder gesellen.

An den Talhängen treten neben Lösslehm, »diluviale bzw. ?pliozäne Terrassen mit Kiesen und Sanden auf. Besonders deutlich sind diese am Rechberg südwestlich von Lendorf. Dort



Abb. 70: Lendorf-Caßdorfer Rücken mit den Lendorfer Schichten vom Schlossberg in Homberg.
Im Hintergrund der Kellerwald.

sind mindestens drei Terrassen sichtbar. Blanckenhorn konnte (LANG & BLANCKENHORN, 1920, S. 89-90) vier Terrassen unterscheiden: „Nur am nördlichen Abfall des Rechbergs auf dem rechten Ufer des größten Flusses der Karte, der Schwalm, kann man noch mehrere Stufen in den dortigen Schotterterrassen unterscheiden, deren mittelste allerdings nur wenig zum Ausdruck kommt. Die höchste die Hochfläche einnehmende Terrasse haben wir schon oben als fragliches Oberpliocän kennen gelernt. Darunter folgt eine mittlere undeutliche Terrasse von 191-188 m, zu der besonders auch der nordöstliche Vorsprung des Berges gehört. In einem steilen Absatz fällt der Abhang auf 181 m herab, von wo sich eine tiefere Terrasse in großer Breite einförmig bis zur Straße Singlis-Lendorf (bei 172 m) erstreckt. Den Abschluß bildet das Alluvium der Schwalm mit 171 m an seinem Rand, bis 167 m dicht am Fluß. Von der Spitze des Rechbergs bis zum heutigen Schwalmfluß hätten wir somit im ganzen 4 Terrassen: die tiefste 1-5 m, die II. 6-15 m, die III. 22-25 m, die oberste sogenannte oberpliocäne 39-45 m über dem Flußspiegel. Sie entsprechen 4 Aufschüttungs- oder Akkumulationsperioden und 3 Erosionsperioden dazwischen; von den letzteren ist die mittlere zwischen der II. und III. Terrasse am schärfsten ausgeprägt.“

Im Mündungsgebiet der Efze ab Berge kann man nach LANG & BLANCKENHORN (1920, S. 94) stellenweise eine Niederterrasse, die etwa 1 m höher liegt, vom rezenten Überschwemmungsgebiet absondern. Weiter weg vom Fluss treten dann Lockergesteine des Tertiärs, z.B. die ?pliozänen Lendorfer Schichten mit eisenschüssigen Sanden, Tonen und Sandsteinen auf dem Höhenrücken zwischen Lembach und Efze sowie Basalte auf (Batzenberg, bei Homberg, am Mosenberg, bei Falkenberg und Hebel, Harler Berg, Rhünder Berg). Sicherlich haben diese Basalte die Ausräumung des östlichen Teiles des geologischen Beckens unterbunden. In dem Hang des Harler und Rhünder Berges treten zum einen Terrassen (bei Rhünda) sowie zum anderen hoch liegende Steilhänge auf (bei Harle), bei denen es sich um fossile Prallhänge handeln könnte. Dafür spricht, dass die Steilhänge nach der GK25 Homberg anscheinend nicht mit Gesteinswechseln verbunden sind. Der Rhündabach floss nach der GK 25 Gudensberg früher direkt in die Eder, heute erst in die Schwalm.

Am Zusammenfluss von Schwalm, Eder und Rhündabach steht die Ruine Altenburg auf einem Basaltfelsen (siehe Abb. 71). Wenig nach der Schwalm-mündung führt die Bahnstrecke über ein Basaltvorkommen, das in einem Einschnitt durchquert wird.

Folgende Gerölle wurden vom Verfasser angeschaut (die Eisenschalen in den Lendorfer

Schichten und die Eisensandsteine sind teilweise Gerölle, teilweise keine Gerölle):

- Auf dem Rechberg treten auf: Sandstein, Quarz, Kieselschiefer, Basalt, Eisensandstein. Eisenschalen treten ebenfalls auf, aber wahrscheinlich nicht als Geröll.
- Zwischen Lembach und Mühlhausen treten auf: Basalt, Sandstein. Eisensandsteine und Eisenschalen treten ebenfalls auf, aber wahrscheinlich nicht als Geröll.
- Zwischen Mühlhausen und Lendorf treten auf: Sandstein, Eisensandstein, Kieselgestein. Außerdem treten Eisenschalen auf, bei denen es sich nicht um Geröll handelt.
- Östlich von Borken liegen Gerölle von Sandstein, Quarz, Kieselschiefer, Jaspis.



Abb. 71: Die Mündung der Schwalm (vorne) in die Eder mit der Ruine Altenburg.

7.11 Der Bereich außerhalb des heutigen Schwalmtals östlich des Kellerwalds

Die Gilsa und später die Schwalm nach ihrer Vereinigung mit der Gilsa sind zeitweilig über den Zimmersroder Pass in das Borken/Waberner Becken eingetreten. Die Gilsa hat dabei, nach Abtrag des Deckgebirges vermutlich im Miozän, Gerölle aus Gesteinen des Grundgebirges in den Flusslauf eingebracht, die Auskunft geben können über diesen ehemaligen Flusslauf.

Ähnlich verhält es sich auch mit dem Wälzebach und später die mit dem Wälzebach vereinigte Urff bzw. Gilsa und Schwalm. Dieser Flusslauf durch die Schwalmpforte trägt bis heute Gesteinsmaterial aus dem Grundgebirge des Kellerwalds in das Borken/Waberner Becken ein.

Im Gelände gut erkennbar sind insbesondere Kieselschiefer, deren Auftreten deshalb auf einen ehemaligen Flusslauf aus dem Kellerwald hindeuten kann. Es handelt sich dabei um Radiolarite, d.h. Sedimentgesteine entstanden aus den Skeletten von Kieselalgen, deren SiO_2 -Gehalt heute als kryptokristalliner Quarz vorliegt. Zu beachten ist allerdings, dass auch der Buntsandstein ältere Kieselschiefergerölle enthält, die bei dessen Verwitterung freigesetzt werden können, s. Kap. 4.3. Außerdem enthalten oligozäne Sedimente Quarzit und Kieselschiefer, die aber nicht aus dem Kellerwald stammen, s. Kap. 4.5.5. Sehr viele der ursprünglich als ?Miozän kartierten Sedimentgesteine der Region werden seit der Arbeit von RITZKOWSKI (1965b) als Oligozän angesehen.

In den geologischen Karten sind Fundorte von Kieselschiefer nicht gesondert angegeben sondern diese sind, wenn sie auftreten, Bestandteile von Kiesen. Allerdings wird in den Erläuterungen zu den geologischen Karten auf die Zusammensetzung der Kiese eingegangen. Durchgeschaut wurden die Erläuterungen zu den geologischen Karten von Borken, Homberg, Ziegenhain, Schwarzenborn, Schrecksbach und Neukirchen. Dabei wurden folgende Aussagen

über die Fundorte entsprechender Gesteine gefunden.

Die folgenden Angaben beschreiben zunächst kieselschieferhaltige Schotter aus dem Oligozän und ?Miozän. Die Gerölle dieser Fundorte stammen allerdings wahrscheinlich nicht aus dem Kellerwald (s. Kap. 4.5.5) und sind damit für die hier vorliegende Fragestellung uninteressant.

- BLANCKENHORN (1939, S. 36) nennt folgende Fundstellen von Gesteinen aus dem Rheinischen Schiefergebirge in Schottern aus dem Miozän und Oligozän der Region: „bei Mörshausen östlich Homberg (Efze), am Sendberg und südlich Berndshausen auf dem Blatt Homberg, mehr vereinzelt im oberen Ohetal an der Straße Leimfeld-Schönborn, und um Ziegenhain (Steinbühl); im marinen Oberoligozän (Unterchatt) der Arbeitersiedlung Welcherod bei Frielendorf; endlich sogar in zweifellosem Unteroligozän der Blätter Alsfeld und Amöneburg (vgl. BLANCKENHORN & KURTZ 1929).“

- Zu den ?untermiozänen Sanden auf Blatt Homberg schreibt Blanckenhorn (LANG & BLANCKENHORN, 1920, S. 44): „Sie zeigen sich zunächst in zwei großen Gruben aufgeschlossen. Die ältere derselben liegt östlich neben der Straße Verna-Lembach, da, wo letztere in den Batzenbergwald eingetreten ist. Es herrschen gelbe und hellere Sande mit großen Quarzkörnern und kleinen Geröllen von Kieselschiefer bis zu 4 cm Größe und einzelnen weißen Tonschmitzen.“

- Weiter (LANG & BLANCKENHORN, 1920, S. 46): „In den Sand und Kiesgruben östlich Lendorf gehören nur die allertiefsten, 1,20 bis 1,00 m gebänderten, dunkelrostgelben, weißen und braunen Sande mit feinen Kieslagen hierher. Die Gerölle darin erreichen nur 2 1/2 cm Größe und bestehen aus Quarz, Kieselschiefer“.

- Zum mittleren ?Miozän schreibt Blanckenhorn (LANG & BLANCKENHORN, 1920, S. 53): „Sandgruben finden sich im SW des Sandbergs und im S von Berndshausen. Die dort inmitten der gelben, weißen, rötlichen und braunen Sande auftretenden Kieslagen enthalten Quarze, Kieselschiefer und Tongeröll, aber keine Basalte.“

- Blanckenhorn (LANG & BLANCKENHORN, 1920, S. 87) schreibt: „Auch die Ohe, die heute nur noch durch die untere Efze mit der Schwalm in Zusammenhang tritt, scheint früher noch vom Rheinischen Schiefergebirge her einen Teil ihrer Gewässer bezogen zu haben, denn auch an ihrem nördlichen Ufer trifft man am Südrande des Batzenbergwaldes Kieselschiefergeröll in den obersten Schottern über den mitteloligozänen Tonen bei 230 m Meereshöhe; der Ohebach bewegt sich dort jetzt in einer Höhe von etwa 207 m.“

- Auf Blatt Borken enthalten die oberen Quarzitsande des ?Miozäns oft Kieselschiefer. Im Borkener Stadtwald, südlich Marienrode, zwischen Freudental und Pfaffenhausen, zwischen Pfaffenhausen und Stolzenbach, am Buchenberg und in der Gegend von Dillich konnte Blanckenhorn darin Kieselschiefer feststellen (BLANCKENHORN, 1926a, S. 29).

- Auch ?miozäner Mergel, Sand und Ton mit groben Geröllen enthält auf Blatt Borken Kieselschiefer, jedoch selten. Die Gerölle treten auf auf der Wasserscheide zwischen Ohe und Olmes zu beiden Seiten des Weges Verna-Stolzenbach zwischen 230 und 252 m Meereshöhe. (BLANCKENHORN, 1926a, S. 30). Auffällig ist sehr viel Muschelkalk. Basalte fehlen (Verna-Schotter, s. Kap. 4.5.3).

- In den Erläuterungen zu Blatt Schwarzenborn schreibt BLANCKENHORN (1919a, S. 36) zu den Sanden, Quarziten und Sandsteinen des unteren ?Miozäns: „In einer Sandkiesgrube im O von Leuderode gewinnt man gelben Grobsand, gelbweißen Feinsand und groben und feinen Kies aus Geröllen von rotem, weißem und farblosem Quarz und Kieselschiefer.“

- In den Erläuterungen zu Blatt Ziegenhain schreibt BLANCKENHORN, dass ?miozäne Quarzitsande an der Ohe nördlich von Frielendorf Quarz- und Kieselschiefergeröll enthalten (1926c, S. 22). Weiterhin treten am Kottenberg bei Ziegenhain auf der Südseite unter dem

Basalt Gerölle mit Kieselschiefer und Jaspis auf (BLANCKENHORN, 1926c, S. 23, 34). Auch am Steinbühl nördlich von Ziegenhain gibt es unter dem Basalt Gerölle mit Kieselschiefer (BLANCKENHORN, 1926c, S. 24). Diese Gerölle gehören zusammen mit entsprechenden Schichten auf der Reuters Ruh zu den Kottenberg-Schottern, die von Ritzkowski (RITZKOWSKI, 1965b, S. 75, RITZKOWSKI et al. 1977, S. 66) sicher in das Oligozän gestellt wurden.

Ein anderer Fall sind die jüngeren Schotter in der Region. Bei diesen Sedimenten kann man davon ausgehen, dass enthaltene paläozoische Gesteine mit hoher Wahrscheinlichkeit aus dem Kellerwald stammen. Abb. 72 verzeichnet die entsprechenden Fundpunkte.

- Zu den ?oberpliozänen Geröllen auf Blatt Homberg schreibt Blanckenhorn (LANG & BLANCKENHORN, 1920, S. 87): „Unter den Geröllen der Kiese und Schotter fallen namentlich Quarz, Kieselschiefer, Jaspis und Quarzit auf. Es handelt sich da um bezeichnende Gesteine des Kellerwaldgebiets, die nur die Schwalm hierher gebracht haben kann, da sie von dort 2 Zuflüsse erhält, die Gilsa und Urf. Jene älteste Schwalm hatte freilich eine höhere Lage als jetzt. Denn während sie heute in einer Meereshöhe von 166-162 m die Nordwestecke des Kartenblattes durchfließt, ergossen sich damals ihre Fluten noch über die Spitze des Rechbergs zwischen Singlis und Lembach, der 211,5 m mißt, das wären also 46 m Unterschied. Vom heutigen Schwalmtal an konnte man die Verbreitung der Kieselschiefergerölle am Westrande des Homberger Kartenblatts nach S verfolgen bis nördlich von Freudental, wo noch vereinzelte Spuren davon auftreten neben sonst dort vorherrschenden Geröllen aus tertiärem Knollenstein. Mit dem Blasserodwäldchen werden sie häufiger, um am Rechberg dann ganz zu überwiegen. Der Rechberg ist völlig von Kies und Schotter bedeckt. Seine höchste Platte zeigt den größten Schotter, der hier sich mit über 75 % an der Zusammensetzung des Bodens beteiligt und reicht vom 211 m hohen Gipfel bis zur Kante von 205 m. Diese höchstgelegenen Bildungen kann man wohl noch am ersten der Pliocänzeit zurechnen.“

- Weiter schreibt Blanckenhorn (LANG & BLANCKENHORN, 1920, S. 87-88): „Auf dem rechten Lembachufer trifft man Kieselschiefergeröll vereinzelt schon wenig nördlich vom Dorfe Lembach. In der östlichen Umgegend von Lendorf sind die höheren Teile des Abhangs wie am Rechberg reicher an Schotter als die tieferen. Doch wird hier eine Scheidung pliocäner von diluvialen Schottermassen fast undurchführbar, indem das Vorkommen von Schollen älteren mesozoischen Gebirges die Ausbildung der Flußterrassen beeinträchtigt hat. Hier verdienen vielleicht noch die eigenartigen Eisensteinkonglomerate einige Beachtung für die Frage der Abscheidung des Pliocäns. Verfasser beobachtete sie nur in 10-40 m Höhe über dem jedesmal nächstbenachbarten Talboden, so im S des Blasserodwäldchens in 202 m Meereshöhe, auf dem Rechberg, im S und O von Lendorf rd. 20-30 m über dem Lembachtal. Stets enthalten sie Kieselschiefergerölle neben groben Quarzen.“

- Zum »Diluvium schreibt Blanckenhorn (LANG & BLANCKENHORN, 1920, S. 90): „Was die Beteiligung der Gesteine an der Zusammensetzung der Gerölle betrifft, so herrschen, wie schon beim Oberpliocän gesagt wurde, abgesehen von den überall verbreiteten Quarzen und tertiären Braunkohlenquarziten im westlichen Teil des Blattes Homberg bis zum Caßdorf-Lendorfer Höhenzug die Kieselschiefer, Adinolschiefer, Kellerwaldquarzite, Jaspis und andere Gesteine des palaeozoischen Rheinischen Schiefergebirges. Im Eftetal fehlen diese Schiefergesteine ganz, und es treten Buntsandsteingerölle an ihre Stelle.“

- Außerdem konnte er in einer »diluvialen Sandgrube im Nordwesten von Berge am Nordostabfall der Lendorfer Höhe dicht unter einem Wellenkalkaufschluß in einem Profil Geröll von Kieselschiefer feststellen (LANG & BLANCKENHORN, 1920, S. 90).

- Zu »diluvialen Schottern auf Blatt Borken schreibt BLANCKENHORN (1926a, S. 40): Die Hauptalschotter der Schwalm und ihrer Zuflüsse Gilsa und Urf „setzen sich zusammen aus

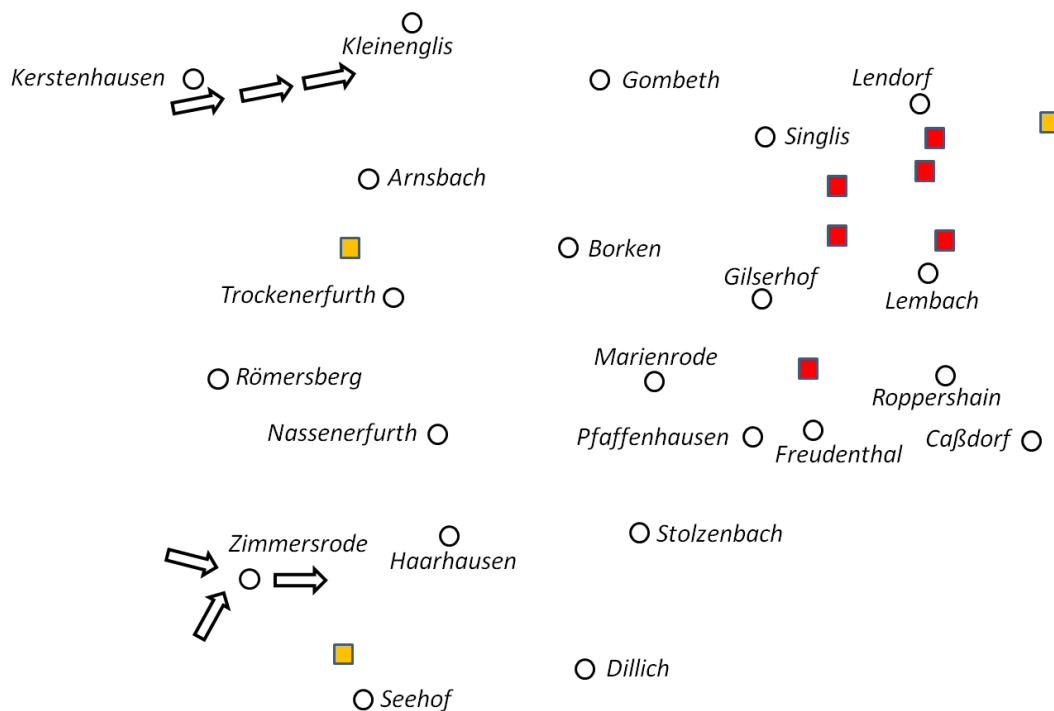


Abb. 72: Fundpunkte von Kieselschiefergeröllen, die dem Kellerwald zugeordnet werden können, nach den Erläuterungen der geologischen Karten. Rot: ?pliozäne Gerölle, gelb: »diluviale Gerölle. Fundpunkte »diluvialer Gerölle nahe des heutigen Flussverlaufs der Schwalm im Norden der Skizze sind nicht dargestellt.

weißem Gangquarz, Tonschiefer, Grauwacke, blauschwarzem Kieselschiefer, hellgraugrünen Adinolen, braunrotem Jaspis, Wüstegartenquarzit und Kieselgallen aus (...) Tonschiefern“ „Auf der Arnsbacher Höhe zwischen Arnsbach und Trockenerfurth sieht man die Kellerwaldgerölle an Menge und Dicke abnehmen und durch Braunkohlenquarzit und Buntsandsteingerölle ersetzt. In Trocken- und Nassenerfurth findet man fast nur noch gelbe Quarzitrümmer und einige Bausandsteinquarze.“ „Andererseits treffen wir zwischen Zimmersrode und Seehof auf dem rechten Merreufer und südlich von der Straße Zimmersrode Neuenhain groben diluvialen sandigen Kies von bunter Farbe, der nicht nur abgerundete Gerölle von Quarz, Basalt und eckige Stücke von Braunkohlenquarzit, sondern auch Kieselschiefer und Wüstegartenquarzit führt.“

- Diluviale Kieselschiefergerölle treten auf Blatt Ziegenhain nur vereinzelt auf dritter Lagerstätte auf (BLANCKENHORN, 1926c, S. 43).
- In den Erläuterungen zu den Blättern Schrecksbach, Neukirchen und Alsfeld sind keine Hinweise auf das Auftreten von tertiären oder quartären Geröllen aus dem Kellerwald zu finden.

Wenn man sich die Karte in Abb. 72 anschaut ergeben sich keine großen Überraschungen. Gerölle aus dem Kellerwald östlich des Zimmersroder Passes sind durch den Lauf der Gilsa bzw. der mit der Gilsa vereinigten Schwalm durch den Zimmersroder Pass zu erwarten. Das Tal der Merre ab Zimmersrode bzw. der Olmes ab Nassenerfurth nach Norden ist anscheinend ein Rest des fossilen Gilsa- bzw. Schwalmtals über den Zimmersroder Pass. Alle anderen Fundpunkte lassen sich durch einen zeitweilig mehr südlich verschobenen Lauf des Flusses durch die Schwalmpforte erklären (Urff und Wälzebach bzw. die mit Gilsa, Urff und Wälzebach vereinigte Schwalm). Interessant ist die Häufung von ?pliozänen Geröllen vor dem Homberg-Fritzlaer Graben, der bei Lendorf in Südost-Nordwest Richtung kreuzt. Dies deutet auf einen

Aufstau der Gewässer vor einer Engstelle hin, den dieser Graben noch heute darstellt. Auf die Wirkung des Homberg-Fritzlaer Grabens als kleines Gebirge hat bereits Blanckenhorn (LANG & BLANCKENHORN, 1920, S. 37-38) hingewiesen.

7.12 Flusslängshöhenprofile

Um daraus Informationen zur Flussgeschichte zu gewinnen wurden die Flusslängshöhenprofile der Schwalm und der wichtigsten Nebenflüsse untersucht. Die folgenden Abbildungen zeigen die Ergebnisse dargestellt mit linearer Höhenachse. Eine Darstellung mit logarithmischer Höhenachse (AHNERT, S. 180, 185) ergab keine deutlicheren Ergebnisse. Die folgenden Höhenprofile zeigen z.T. einen zwischenzeitlichen Anstieg der Flusshöhe, was natürlich nicht sein kann. Dies ist auf die begrenzte Auflösung der zugrundeliegenden Karten zurückzuführen und wurde nur in Ausnahmefällen geglättet.

Die Abbildung 73 zeigt, dass die Schwalm ein Fluss ist, der bisher nicht ein ideales, ausgeglichenes gekrümmtes Längsprofil erreicht hat, wie es für größere Flüsse im Gleichgewicht zu erwarten ist. Abgesehen von einigen Abweichungen vom idealen Verlauf nahe der Quelle gibt es zwei deutliche Knickpunkte im Flusslängshöhenprofil der Schwalm:

- Ein Knickpunkt mit verstärktem Abfall der Höhe ab 287 m bzw. ab km 14,5. Dies liegt inmitten des Durchbruchstals im Basalt zwischen Hopfgarten und Altenburg. Diese Steilstufe endet mit dem Erreichen der Tertiärsedimente im Süden von Alsfeld.
- Ein Knickpunkt mit verstärktem Abfall der Höhe ab 197 m bzw. km 60,8. Dies entspricht dem Ende des Flusslaufs durch die Buntsandsteintafel nördlich von Allendorf an der Landsburg, etwa ab der Mündung der Gilsa.

Man kann aus dem Profil entnehmen, dass im Verlauf der Schwalm im Basaltgebiet vor dem Alsfelder Becken und in der Buntsandsteintafel vor der Gilsamündung aktuell Abtrag und Eintiefung stattfindet. Um die Interpretation dieser Daten zu erleichtern wurden außerdem die Längshöhenprofile einiger Nebenflüsse der Schwalm untersucht, die direkt nach den Knickpunkten im Längsprofil der Schwalm in diese einmünden. Ausgewählt wurden die im Alsfelder Becken mündende Eifa und der Krebs-Bach.

Beim Krebs-Bach sind ebenfalls Knickpunkte zu erkennen. Interessant ist für die hier vorliegende Fragestellung der Knickpunkt bei ca. 282 m. Er entspricht dem Übergang vom Basaltgebiet in das Alsfelder Tertiärgebiet. Im Gegensatz zur Schwalm ist der Beginn

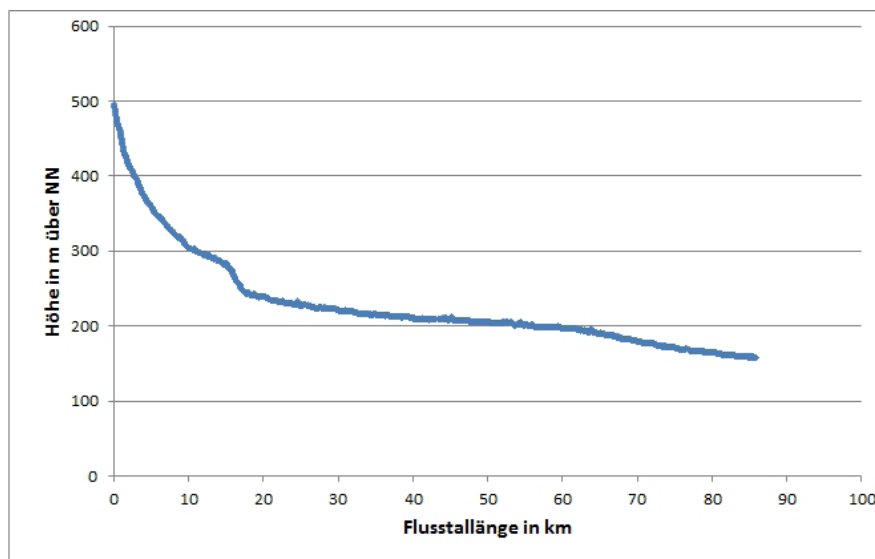


Abb. 73: Flusslängshöhenprofil der Schwalm.

der stärkeren Eintiefung aber nicht in das Basaltgebiet zurückverlegt, was auf die geringe Erosionskraft des kleinen Baches zurückgeführt werden kann. Beide Profile deuten also auf die hohe Widerstandskraft der Basalte hin.

Um auszuschließen, dass die beiden Knicke nicht auf eine junge Absenkung des Alsfelder Tertiärbeckens zurückzuführen sind, wurde auch die Eifa untersucht. Die Eifa kommt auch aus dem Vogelsberg und mündet bei Alsfeld in die Schwalm. Sie bewegt sich jedoch nicht im Basalt sondern im Buntsandstein. Man kann aus Abbildung 75 entnehmen, dass das Flusslängshöhenprofil der Eifa sehr ausgeglichen ist. Dies zeigt, dass die entsprechenden Knicke in den Profilen der Schwalm und des Krebsbaches nicht durch eine junge Absenkung des Alsfelder Beckens bedingt sind, sondern durch die Widerstandsfähigkeit der Basalte. Gegen eine junge Absenkung des Alsfelder Tertiärbeckens spricht auch die vergleichsweise große Höhenlage des Rupel-Tons bei Alsfeld. Erstaunlich ist, dass die Schwalm es bislang nicht geschafft hat, im Basalt ein ausgeglichenes Höhenprofil zu erreichen.

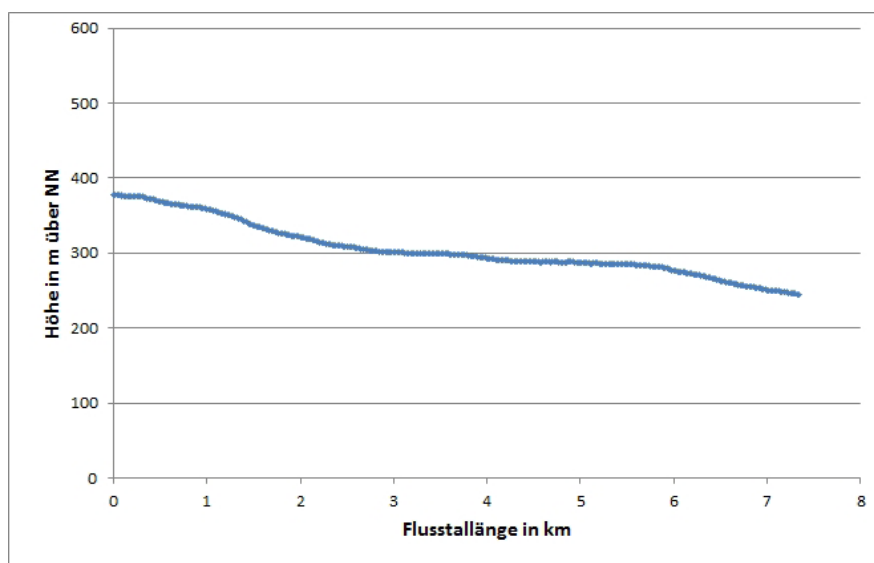


Abb. 74: Flusslängshöhenprofil des Krebs-Baches.

Wenden wir uns jetzt den Nebenflüssen zu, die nach dem zweiten Knickpunkt im Flusslängshöhenprofil der Schwalm münden. Die Höhenprofile der Gilsa, der Urff und des Wälzebaches wurden bereits von SANDNER (1956) analysiert. Die folgende Abbildung 76 zeigt eine aktuelle Auswertung für die Gilsa. Sie stimmt weitgehend mit der von SANDNER (1956, S. 109) überein. Das Profil zeigt abgesehen vom Oberlauf einen weitgehend geradlinigen Verlauf. Ein solcher Verlauf entsteht zum einen, wenn Flüsse kaum Zuflüsse erhalten. Dies ist hier aber nicht der Fall. Die Gilsa hat zahlreiche Nebenflüsse. SANDNER (1956, S. 112) erklärt das Profil durch eine hohe Schutzzufuhr im gesamten Verlauf.

Zum anderen kann man erkennen, dass die Schwalm nach der Gilsamündung nicht einfach das Höhenprofil der Gilsa fortsetzt, was der Fall wäre, wenn die Schwalm das Gilsatal erst vor sehr kurzer Zeit übernommen hätte. Die Gilsa hat sich bis zur Mündung in die Schwalm verstärkt eingetieft. Auch dies kommt als Grund für den geradlinigen Verlauf des Profils der Gilsa in Frage. Gleichzeitig ist der Knickpunkt im Höhenprofil der Schwalm bei der Gilsamündung nicht dadurch zu erklären, dass die Schwalm erst vor sehr kurzer Zeit das Gilsatal übernommen hat. Vielmehr hat es die Schwalm bisher nicht geschafft, im Buntsandstein vor der Gilsamündung ein ausgeglichenes Höhenprofil herzustellen. Dies zeigt wiederum, dass dieser Talabschnitt verhältnismäßig jung ist. Die Schwalm bekommt ab der Gilsamündung ein stärkeres Gefälle. Das Wasser der Gilsa bekommt ab der Gilsamündung ein schwächeres Gefälle.

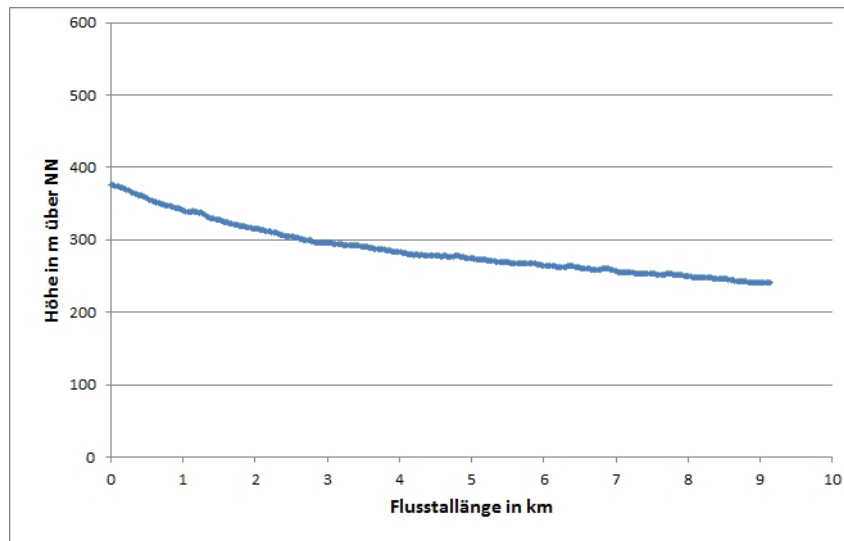


Abb. 75: Flusslängshöhenprofil der Eifa.

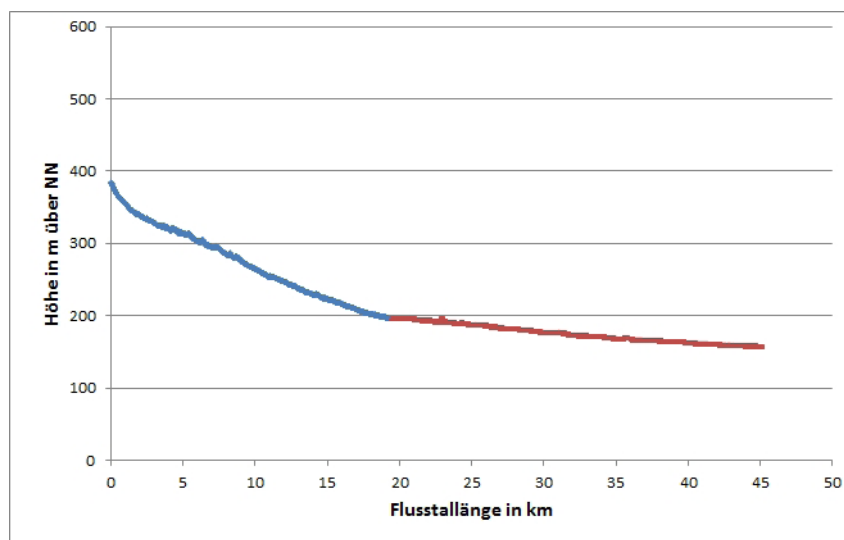


Abb. 76: Flusslängshöhenprofil der Gilsa in blau. In rot ist das anschließende Höhenprofil der Schwalm ab der Gilsamündung eingetragen.

Abbildung 77 zeigt das Flusslängshöhenprofil der Urff. Abgesehen von einigen wenigen Verflachungen zeigt das Profil der Urff im unteren Bereich ein nahezu gleichmäßiges Gefälle. Auch hier scheidet ein Fehlen von Zuflüssen als Ursache aus. Wie bei der Gilsa ist ein hoher Zufluss an Geröll über einen weiten Bereich des Verlaufs als Ursache möglich. Der deutliche Knick zwischen dem Profil der Urff und der Schwalm nach der Urffmündung zeigt, dass die Urff sich bis zur Mündung in die Schwalm verstärkt eingetieft hat. Auch dies kommt als Grund für den geradlinigen Verlauf des Profils der Urff in Frage. Bedeutsam ist die Verflachung bei 270 m N.N.. Diese ist nach SANDNER (1956, S. 43, dort auch sein Profil) auf die Durchquerung der Quarzite des Kellers zurückzuführen. Es sei darauf hingewiesen, dass das von Sandner gezeigte Profil sich deutlich von der oben gezeigten Graphik unterscheidet und dies auch nicht durch eine logarithmische Skala erklärt werden kann (das Profil in Sandner ist nicht bemaßt). Die von Sandner gezeigte Verflachung vor dem Quarzitzug ist nicht erkennbar.

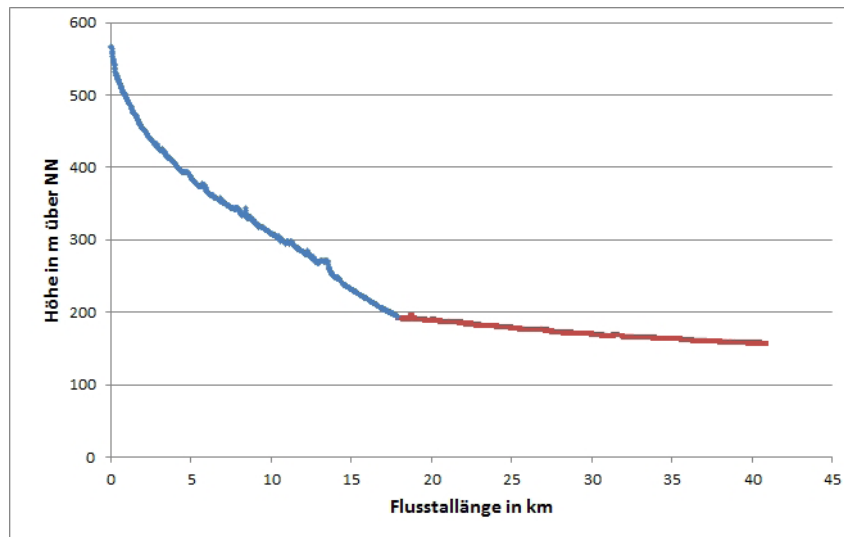


Abb. 77: Flusslängshöhenprofil der Urff in blau. In rot ist das anschließende Höhenprofil der Schwalm ab der Urffmündung eingetragen.

Das Profil des Wälzabaches stimmt mit dem von SANDNER (1956, S. 102) überein. Eine Interpretation gibt er nicht. Das Profil deutet darauf hin, dass der Wälzabach gezwungen war, sich nach der Übernahme des Flusslaufs durch die Schwalm und einer nachfolgenden Eintiefung der Schwalm weiter einzuschneiden, dies aber noch nicht zu einem neuen Gleichgewichtszustand des Wälzabachs geführt hat.

Außerdem wurden die Längshöhenprofile einer Reihe weiterer Nebenflüsse der Schwalm untersucht, um über diese Daten ggf. Informationen über die Entwicklung der Schwalm zu gewinnen. Diese Profile sind in den folgenden Abbildungen 79-91 dargestellt.

Die Profile von Berf, Schorbach/Grenff, Steina, Wiera, Katzenbach, Todenbach sowie Jordan/Lembach sind nahezu ausgeglichen. Der Schlierbach hat nur einen, der Goldbach keinen Nebenfluss. Ihr Profil verläuft daher nahezu linear. Stärker gegliedert sind die Profile von Antrift/Antreff, Grenzebach, Gers sowie Merrebach und Olmes.

Die Antrift/Antreff zeigt einen Profilknick mit stark steigendem Gefälle bei 355 m. Dieser geht mit der Durchquerung einer Basaltfläche einher. Bei etwa 308 m setzt dann eine Verflachung ein, die bei etwa 300 m, zusammen mit der Vereinigung mit dem Göringer Bach wieder von einem stärkeren Gefälle abgelöst wird. Dann folgt der Antrift-Stausee. Bei etwa 242 m setzt dann noch einmal eine Verflachung ein, die bei etwa 240 m in ein größeres Gefälle übergeht, ohne dass dafür eine klare Ursache gefunden werden kann.

Der Grenzebach zeigt bei 306 m einen Profilknick mit stark ansteigendem Gefälle. Dieser Knick liegt in Obergrenzebach und ist verbunden mit der Durchquerung einer Basaltfläche, während darüber und darunter vor allem tertiäre Sedimente liegen. Erstaunlicherweise macht sich die Durchquerung des Lavastroms vom Kessel bei ca. 220 m dagegen überhaupt nicht im Profil bemerkbar. Die enge Schlucht beim Durchqueren des Lavastroms zeigt, dass der Grenzebach über eine hohe Erosionskraft verfügt. Das Profil wurde in dem Bereich geglättet, da aufgrund der engen Schlucht aus der Karte kein sinnvolles Profil gewonnen werden konnte (viele Anstiege). Das Ergebnis ist allerdings eindeutig und dadurch nicht verfälscht. Der Verlauf des Höhenprofils ist überraschend und ist ein starkes Indiz für eine nachträgliche Absenkung des Lavastroms im Bereich des Grenzebachtals.

Das Flusslängshöhenprofil der Gers startet relativ flach, auf einer Basaltfläche, und geht dann in ein ausgeglichenes Profil über.

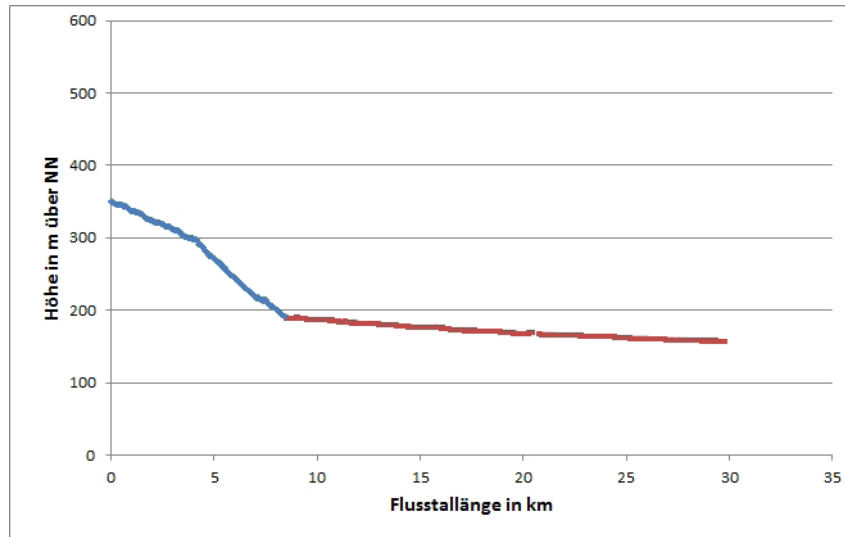


Abb. 78: Flusslängshöhenprofil des Wälzebachs in blau. In rot ist das anschließende Höhenprofil der Schwalm ab der Mündung des Wälzebachs eingetragen.

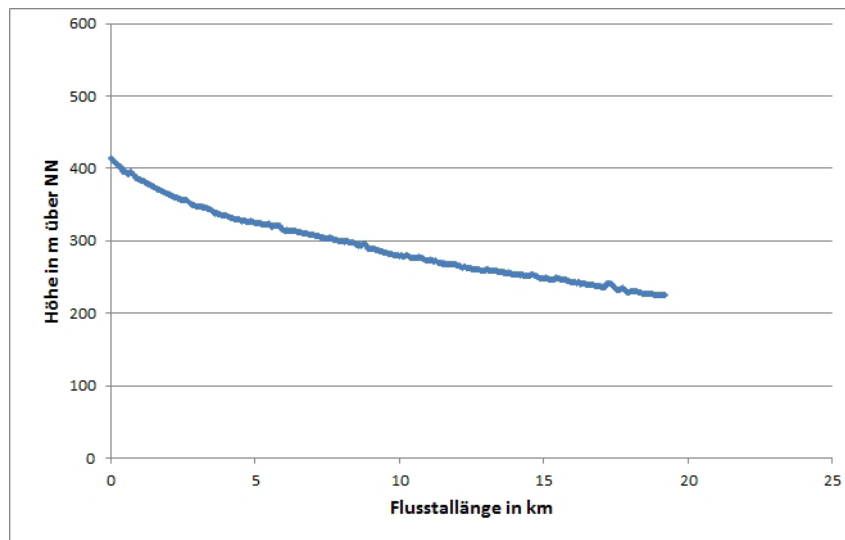


Abb. 79: Flusslängshöhenprofil der Berf, zusammen mit dem Quellfluss Schwarzwasser.

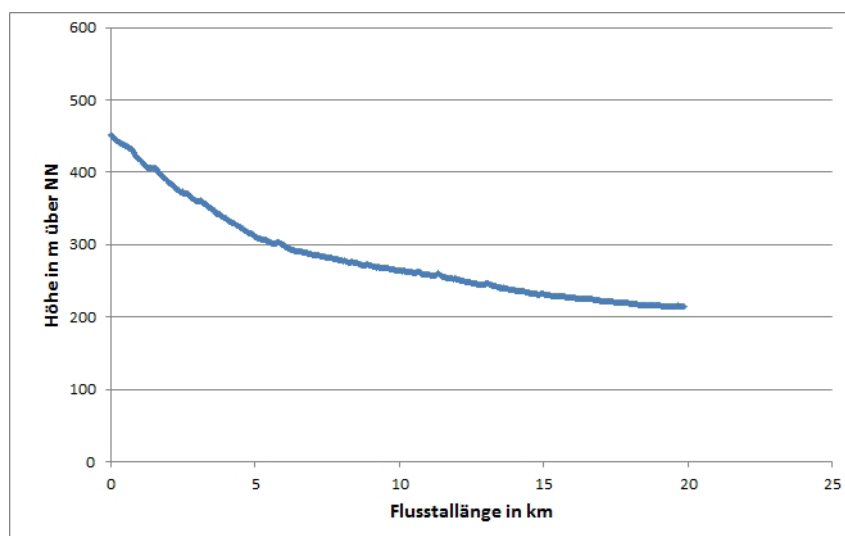


Abb. 80: Flusslängshöhenprofil von Schorbach und Grenff.

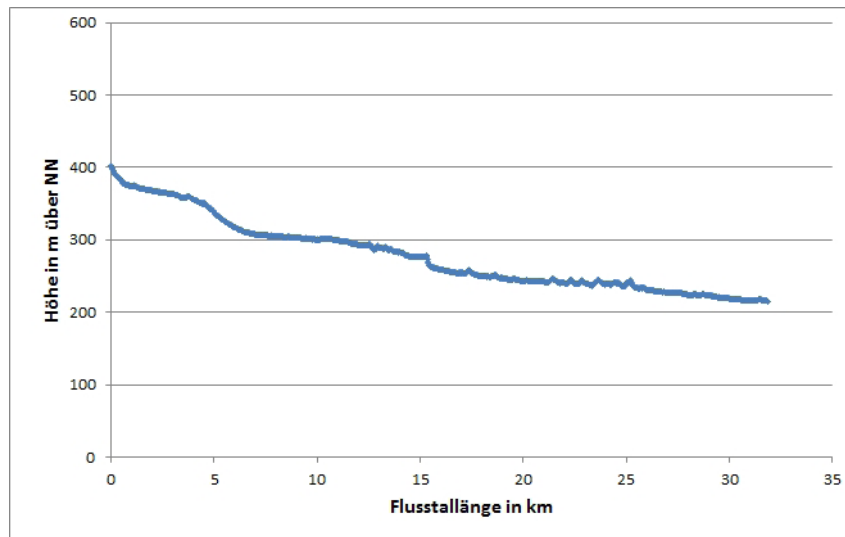


Abb. 81: Flusslängshöhenprofil der Antrift/Antritt.

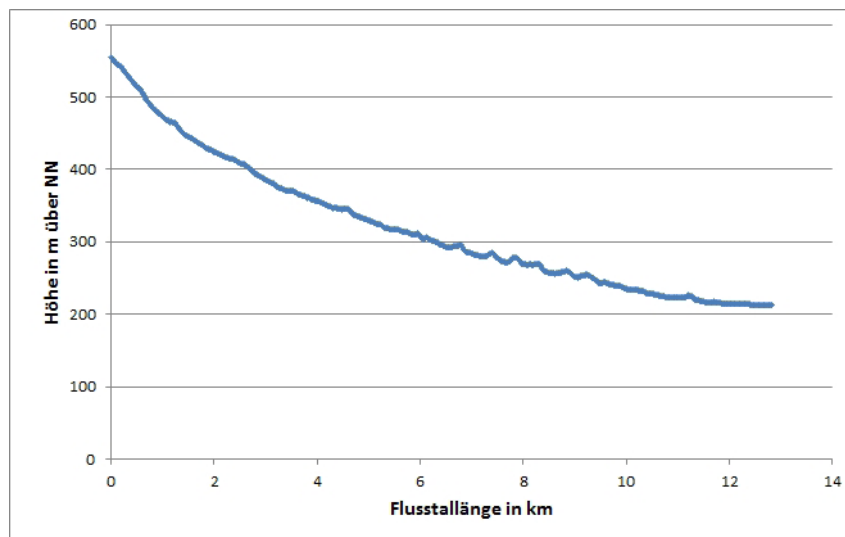


Abb. 82: Flusslängshöhenprofil der Steina.

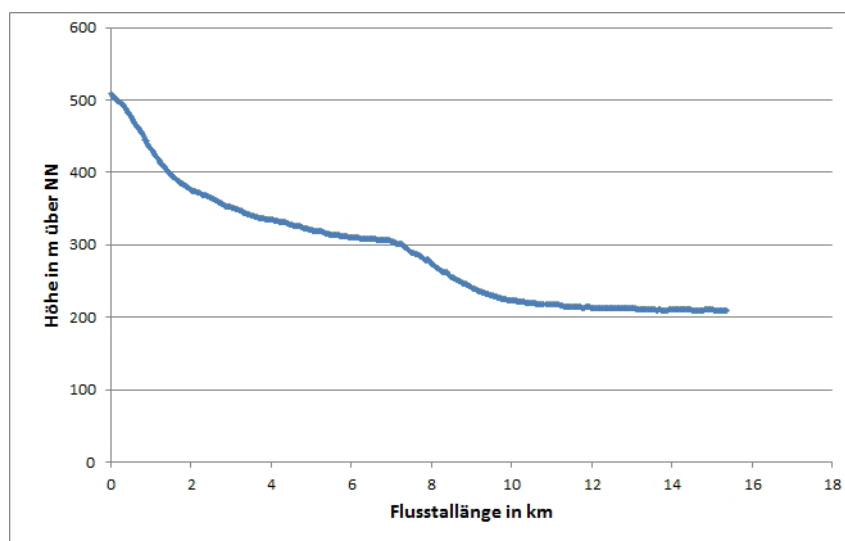


Abb. 83: Flusslängshöhenprofil des Grenzebachs.

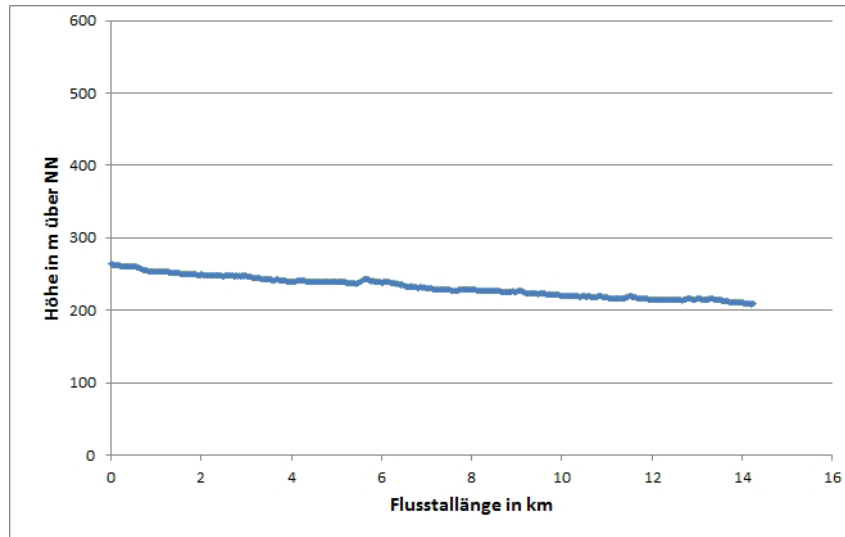


Abb. 84: Flusslängshöhenprofil der Wiera.

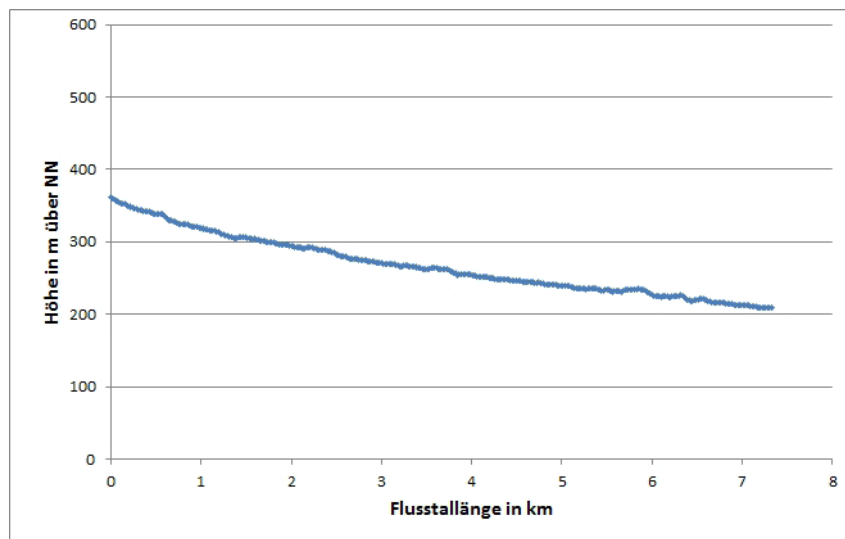


Abb. 85: Flusslängshöhenprofil des Katzenbachs.

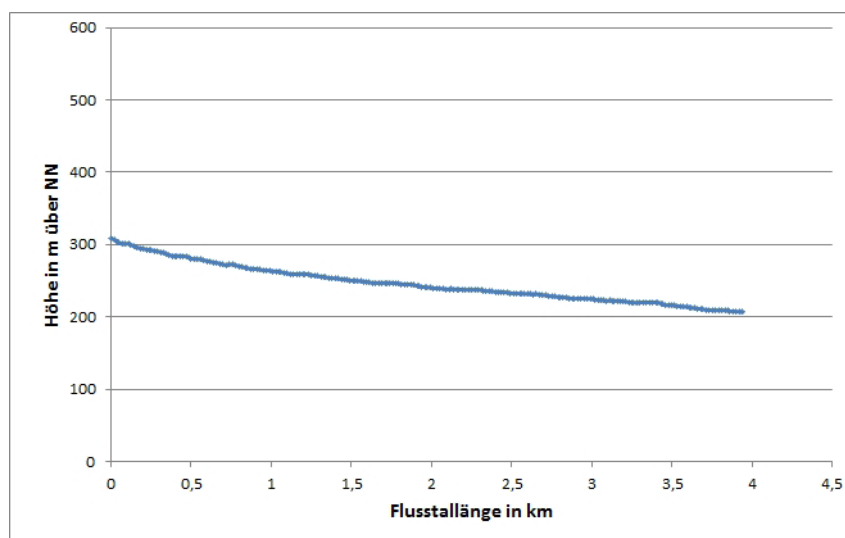


Abb. 86: Flusslängshöhenprofil des Todenbachs.

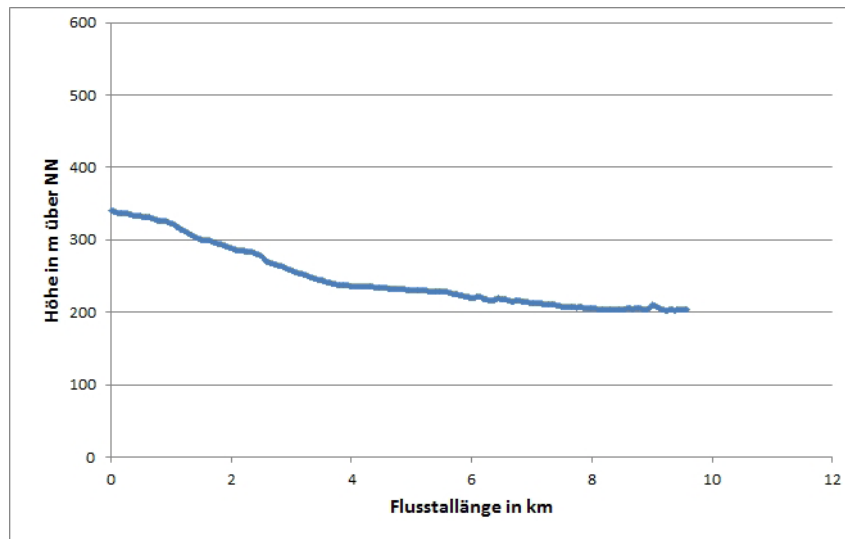


Abb. 87: Flusslängshöhenprofil der Gers.

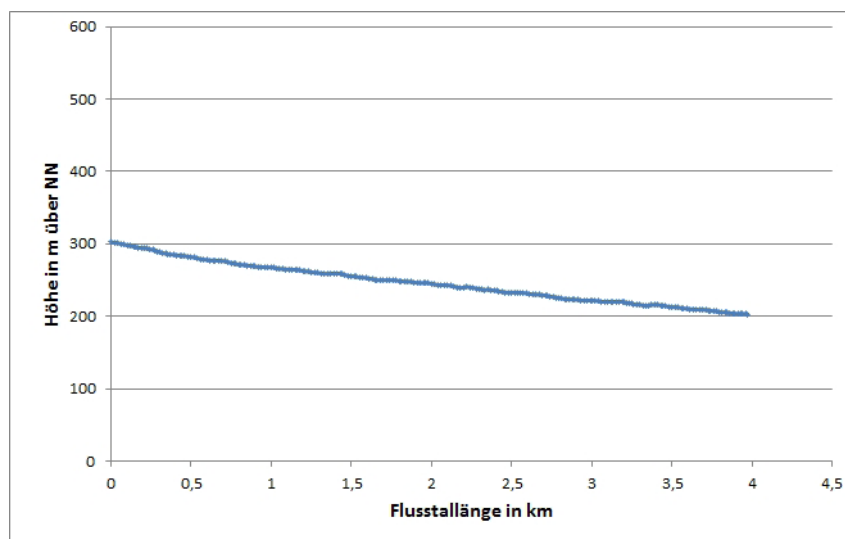


Abb. 88: Flusslängshöhenprofil des Schlierbachs.

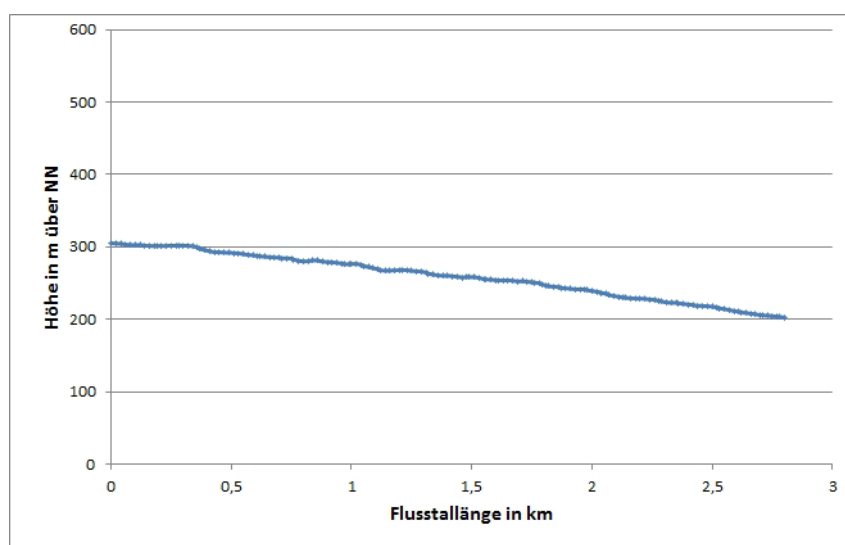


Abb. 89: Flusslängshöhenprofil des Goldbachs.

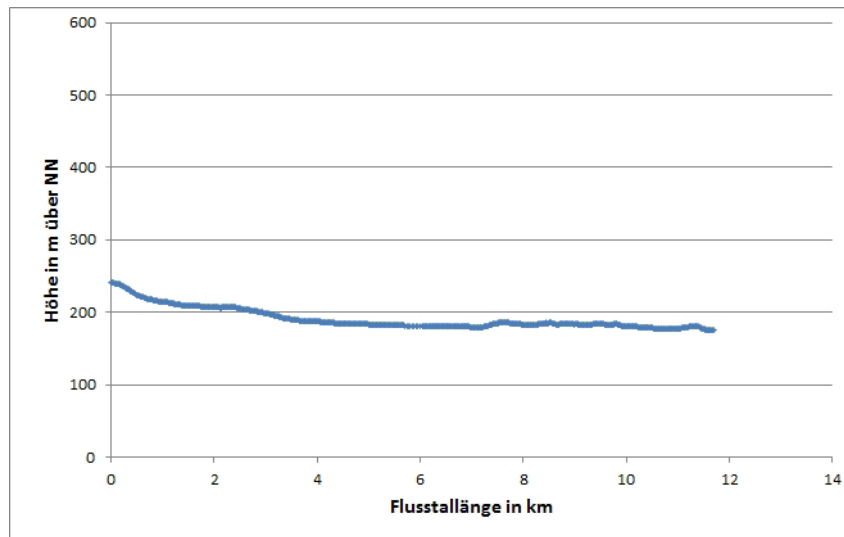


Abb. 90: Flusslängshöhenprofil des Merrebachs und der Olmes nach Einmündung des Merrebachs.

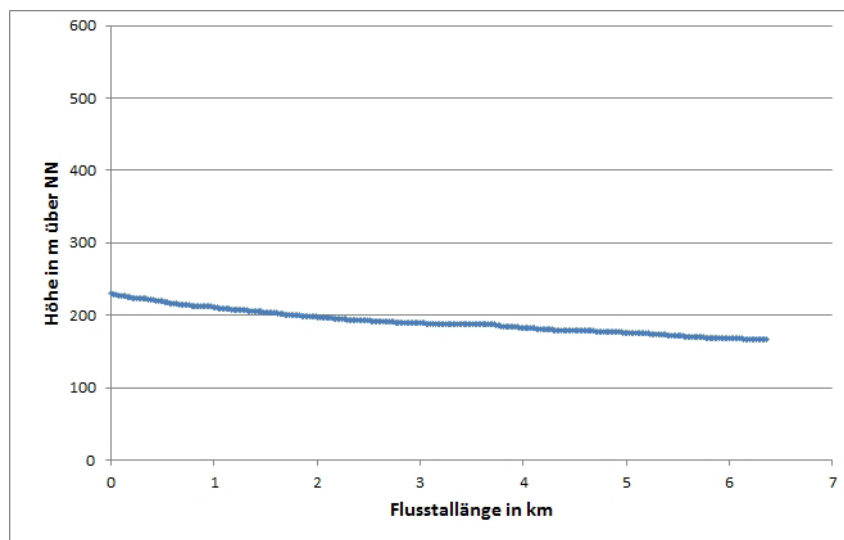


Abb. 91: Flusslängshöhenprofil des Jordan und Lembach.

Merrebach und Olmes, ab der Mündung des Merrebachs, zeigen einen leichten Knick bei 206 m. Dieser Knick liegt östlich von Waltersbrück im Bereich des Merrebachs. Er fällt mit dem Eintritt des Merrebachs in ein Buntsandsteingebiet zusammen, ist aber schwer erklärbar.

Steina und Grenzebach zeigen als relativ kurze Flüsse einen vergleichsweise großen Höhenunterschied. Sie können bei Starkregenereignissen auf das Einzugsgebiet im westlichen Knüll sicherlich sehr gefährlich werden.

8. Zusammenführung der Informationen aus der Literatur, aus eigenen Beobachtungen und Untersuchungen

8.1 Bis zum Ziegenhainer Becken

Im Miozän entstand durch vulkanische Aktivität der Vogelsberg. Nach Angaben der DEUTSCHEN STRATIGRAPHISCHEN KOMMISSION (2011, S. 20) ist dafür der Zeitraum zwischen 15 bis 18 Millionen Jahre vor unserer Zeit anzusetzen. Das Gebirge entstand über einem Einbruchgebiet mit Tertiärsedimenten und Buntsandstein (LOTZ, 1995, S. 126). Als einer der

von dem Gebirge radial herabfließenden Flüsse entstand nördlich des Kulminationspunktes die Schwalm, die deshalb nach Norden floß. Diese grundsätzliche Fließrichtung behält sie durch die ungefähr Nord-Süd ausgerichteten Hebungsachsen des Knüllgebirges und der Kellerwaldschwelle bis zum Ziegenhainer Becken bei, die beide im Miozän bereits aktiv waren.

Die oberflächennahen Vulkangesteine des Vogelsberges unterlagen der Verwitterung, die zeitweise zu einer starken Bildung von Bauxit und Laterit führte. Vermutlich aufgrund eines Senkungsgebiets (HUMMEL, 1944, S. 90-91) blieb das Schwalmtal bis Storndorf relativ flach. Der benachbarte Katharinenbach liegt außerhalb des Senkungsgebiets, hat sich dadurch tiefer eingeschnitten und durch Verlagerung der Wasserscheide die Schwalmquelle wahrscheinlich immer weiter nach Norden verlagert. Determiniert durch das Tertiärbecken von Alsfeld schnitt sich die Schwalm auf ihrem weiteren Weg durch die vulkanischen Gesteine abschnittsweise tiefer in diese ein und bildete dann steilere Talflanken.

Südlich von Alsfeld enden die Basaltgesteine des Vogelsberges und das darunter liegende Tertiärbecken kommt zum Vorschein. Bedingt durch das Zusammenfließen mehrerer Flüsse und Bäche ist es dort zu einer größeren Ausräumung der tertiären Lockersedimente gekommen, so dass auch morphologisch der Eindruck einer kleinen Senke entsteht. Dieses Tertiärbecken war vor der Entstehung der Schwalm Bestandteil der Hessischen Meeresstraße, was durch die Ablagerungen des marinen Rupel-Tons nachgewiesen ist. Allerdings bestand keine direkte Verbindung über Schrecksbach nach Norden zum Ziegenhainer Becken, sondern die Verbindung lief von Alsfeld aus in einem Bogen zunächst nach Nordwesten und dann wieder nach Nordosten. Die Meeresverbindung zwischen dem Alsfelder und dem Ziegenhainer Tertiärbecken wurde jedoch bereits vor dem Miozän durch die Hebung der Kellerwaldschwelle gekappt (LOTZ, 1995, S. 99-103).

Die ?pliozänen Schotter im Gebiet der Schwalm, die Informationen über die ?pliozänen Flussläufe liefern können, wurden von BLANCKENHORN während der geologischen Landesaufnahme kartiert, insbesondere aber in einer späteren Arbeit (1939, S. 33-49) untersucht, in der er auch eine Unterteilung in ?unter- und ?oberpliozäne Sedimente vorgenommen hat. Zunächst betrachtete BLANCKENHORN „unterpliozäne Höhenschotter“ (1939, S. 33-36, 42-43). Er identifizierte sie an folgenden Stellen. Die Höhenangaben stammen direkt aus BLANCKENHORN (1939, S. 33). Alle Vorkommen sind in der GK25 im Gegensatz zu der oben genannten späteren Arbeit von Blanckenhorn als »diluvial (dg) kartiert.

- Auf GK25 Alsfeld nördlich von Alsfeld auf dem Mellenberg, 30-40 m über der heutigen Schwalm, über oberem Mittelbuntsandstein.
- Auf G25 Schrecksbach am Westhang der Gonzenburg, in 265-276 m Höhe, d.h. 50 m über der Schwalm, über unterem Mittelbuntsandstein.
- Auf GK25 Schrecksbach östlich von Rückershausen, bis zu 40 m über der Grenff, über unterem Mittelbuntsandstein.
- Auf GK25 Schrecksbach nördlich von Riebelsdorf, in 318-332 m Höhe, d.h. 87-100 m über der Grenff, über unterem Mittelbuntsandstein und Basalt.
- Auf GK25 Schrecksbach westlich von Fischbach, in 340-345 m Höhe, d.h. 40 m über dem Fischbach, über unterem Mittelbuntsandstein.
- Auf GK25 Schrecksbach südlich von Merzhausen, in 255-293 m Höhe, d.h. 60 m über der Antreff, über unterem Mittelbuntsandstein und Tertiär.
- Auf GK25 Schrecksbach südlich Gungelshausen, in 255-275 m Höhe, d.h. 30-50 m über der Antreff, über unterem Mittelbuntsandstein und Tertiär.

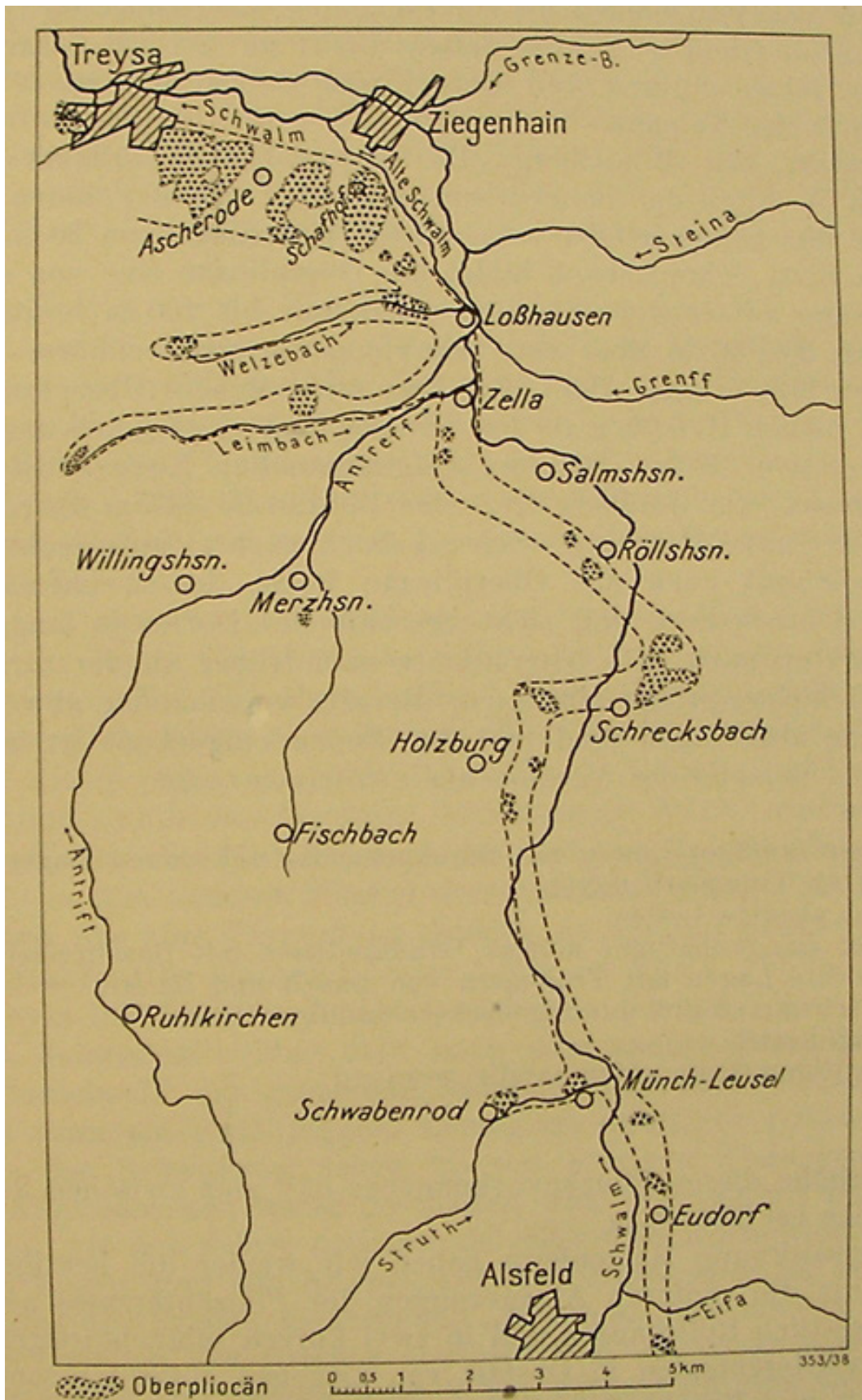


Abb. 92: Skizze der oberpliozänen Sedimente zwischen Alsfeld und Treysa und daraus abgeleiteter Flusslauf. Aus BLANCKENHORN (1939, S. 37). Abdruck mit freundlicher Genehmigung des Hessischen Landesamtes für Naturschutz, Umwelt und Geologie.

- Auf GK25 Schrecksbach nördlich von Wasenberg, bei 297 m, d.h. 40 m über dem Leimbach und 83 m über der Schwalm, über oberem Mittelbuntsandstein und ggf. Tertiär.

Desweiteren nennt BLANCKENHORN die folgenden mit der Kennzeichnung pg (?pliozäne Flussaufschüttungen) versehenen Lokalitäten (1939, S. 35). Diese Gerölle enthalten nach Blanckenhorn Buntsandstein, Quarz, Quarzit, Basalt, Eisensandstein und eisenschüssiges Konglomerat. Die Höhenangaben wurden wieder direkt aus BLANCKENHORN (1939, S. 35) entnommen.

- Auf GK25 Neustadt Arnshain östlich von Neustadt, in 250-275 m Höhe, d.h. 10-35 m über der Wiera, über oberem Mittelbuntsandstein.
- Auf GK25 Neustadt Arnshain am Osthang des Simmetsberges, über Mittelbuntsandstein.
- Auf GK25 Neustadt Arnshain in der Wüstung Sundhof, 20-40 m über der Wiera, über oberem Mittelbuntsandstein.
- Auf GK25 Neustadt Arnshain östlich Wiera, bei 275-282 m Höhe, d.h. 45-52 m über der Wiera, über oberem Mittelbuntsandstein.

Außerdem nennt BLANCKENHORN (1939, S. 36) folgende Lokalitäten. Bei diesen Schottern nennt BLANCKENHORN die Zusammensetzung Eisensandstein, Quarzkiesel und Braunkohlenquarzite. Die Höhenangaben wurden wieder direkt aus BLANCKENHORN (1939, S. 36) übernommen.

- Auf GK25 Neustadt Arnshain „auf der Kante des Plateaus des linken Wieraufers unterhalb Wiera“, Kennzeichnung pg (?pliozäne Flussaufschüttungen), bei 260 m, d.h. 42 m über der Wiera, über Mittelbuntsandstein.
- Auf GK25 Gilserberg, im Südosten, Kennzeichnung bp (?jüngste Tertiärbildungen), bei 250-253 m, d.h. 35-38 m über der Wiera, über mittlerem Buntsandstein.
- Auf GK25 Ziegenhain, bei Hephata, Kennzeichnung bp (?Pliozän), über unterem Mittelbuntsandstein.
- Auf GK25 Ziegenhain, nordwestlich von Dittershausen, kartiert als dg (»diluviale Flussaufschüttungen), später von Blanckenhorn als ?Pliozän benannt, bei 245-253 m Höhe, über unterem Mittelbuntsandstein.
- Auf GK25 Ziegenhain, in der Umgebung von Schlierbach, ohne genaue Ortsangabe, kartiert als dg (»diluviale Flussaufschüttungen), später von Blanckenhorn als ?Pliozän benannt, über Buntsandstein.

An den Bezeichnungen kann man erkennen, dass Blanckenhorn in seiner Arbeit aus dem Jahr 1939 erhebliche Veränderungen gegenüber der zeitlichen Einordnung während der Landesaufnahme vorgenommen hat. Die meisten der 1939 von ihm als „unterpliozäne Höhenschotter“ eingestuft Gerölle wurden vom ihm während der Landesaufnahme als »diluvial kartiert. Eine detaillierte Begründung für diese andere Einschätzung gibt er nicht. Blanckenhorn bringt die Vorkommen, zusammen mit weiteren Vorkommen in der Nähe von Neustadt sowie die später als Oligozän erkannten Kottenberg-Schotter bei Ziegenhain (s. Kap. 4.5.5) in Zusammenhang mit einer unterpliozänen Urlahn. Diese sollte nach Blanckenhorns Meinung über Neustadt, Ziegenhain, Homberg zur Fulda geflossen sein und soll einen Zufluss von Schlierbach gehabt haben (BLANCKENHORN, 1939, S. 34). Diese Vorstellung hat sich später als falsch herausgestellt (s. Kap. 2). Die Urlahn hat das Ziegenhainer Becken nicht erreicht.

Die oben genannten Schotter sind deshalb der Schwalm und ihren Nebenflüssen selbst zuzuordnen. Die zeitliche Einordnung dieser Schotter ist fraglich, zumindest bei denen die ursprünglich als »diluvial kartiert wurden. Der Verfasser hat sich aufgrund dieser Unsicherheiten entschlossen, die von Blanckenhorn 1939 als „pliozäne Höhenschotter“

benannten Gerölle nicht in einer Skizze zusammenzufassen. Stattdessen werden fragliche, für die Flussgeschichte der Schwalm relevanten Gerölle im Kap. 8.2 diskutiert. Es sind dies die ursprünglich als »diluvial kartierten Schotter bei Dittershausen und Schlierbach. Man kann aus den Daten jedoch erkennen, dass die Flussläufe der Schwalm und ihrer Nebenflüsse im ?Unterpliozän noch stärker von den heutigen Flussläufen abgewichen sind.

Im nächsten Schritt betrachtet BLANCKENHORN die ?oberpliozänen Schotter (1939, S. 36-49). Die ?oberpliozänen Sedimente zwischen Alsfeld und Treysa hat BLANCKENHORN (1939, S. 37) auf einer Karte eingetragen und daraus einen ?oberpliozänen Flusslauf der Schwalm konstruiert. Sie ist in Abb. 92 wiedergegeben.

Die von BLANCKENHORN (1939, S. 37) gezeichneten Schleifen nordöstlich von Holzburg und nördlich von Schrecksbach lassen sich in der Form des Geländes erahnen, wobei in beiden Fällen in die Schwalm einmündende Bäche die ehemaligen Prallhänge verändert haben. Die Schleife bei Holzburg ist sicherlich weiter ausgerundet gewesen, als von Blanckenhorn gezeichnet. Viele der Schotter sind wahrscheinlich im Bereich von Gleithängen abgelagert worden. Der Verlauf zwischen Röllshausen und Zella über die Anhöhe westlich von Salmshausen erscheint wenig wahrscheinlich. Hier ist eher ein weiterer Bogen über Salmshausen anzunehmen. Die flachen Hügel im Buntsandstein zwischen Salmshausen und Trutzhain mit Maximalhöhen um 240 m deuten darauf hin, dass auch hier im ?Pliozän ein fluviatiler Abtrag erfolgte, wobei dieser auch durch die Nebenflüsse Grenff und Steina erfolgt sein kann.

Auffällig an den ?pliozänen Ablagerungen ist, dass die Ablagerungen nördlich von Alsfeld alle an das »Alluvium grenzen und „höchstens 20 m an den Gehängen empor“ steigen (BLANCKENHORN, 1939, S. 37). Er erklärt dies durch ein schwaches Einsinken des Alsfelder Beckens verbunden mit einer fehlenden Eintiefung aufgrund gleichbleibender Erosionsbasis im Norden und fehlendem Aufstieg des Vogelsberges im Süden. Aufgrund der dann bis heute folgenden Talenge fehlen Ablagerungen des ?Oberpliozäns dort. Von Heidelberg bis Salmshausen liegen die ?oberpliozänen Ablagerungen dann in einer Höhe von 17 bis 47 m über der Talaue.

Im Ziegenhainer Becken liegen die ?oberpliozänen Ablagerungen von der Talaue bei ca. 210 m aufwärts bis zu ca. 270 m. Allerdings handelt es sich hierbei nur im oberen Teil um Gerölle (BLANCKENHORN, 1939, S. 39), so dass diese durchaus auf ähnlicher Höhe liegen, wie in den ?oberpliozänen Terrassen weiter im Süden. Sie liegen am Gleithang einer großen Kurve. Im unteren Teil der Ablagerungen handelt es sich um ?pliozäne Sedimente, die große Ähnlichkeit haben mit den ?pliozänen Lendorfer Schichten.

Interessant in diesem Zusammenhang ist, dass es in den 20er Jahren einen sehr scharfen Streit zwischen O. GRUPE (1928) und W. SOERGEL (1927) gab, um die Entstehung und den Charakter der Weserterrassen sowie die Gliederung des Eiszeitalters. SOERGEL vertrat die Meinung, dass die ?pliozänen Schotter, die sich über große Höhendifferenzen an den Talhängen hinaufziehen, im Wesentlichen nicht durch die heutigen Flüsse erzeugt wurden, sondern durch fossile Flußläufe und dann durch nachträgliche vertikale Bewegungen in verschiedene Höhenlagen verfrachtet worden sind. Grupe ging dagegen davon aus, dass die ?pliozänen Ablagerungen im Wesentlichen von den heutigen Flüssen erzeugt wurden, die Täler bei Ablagerung entsprechend tief ausgeräumt waren und zur Ablagerung der Sedimente über dem Flussniveau diese entsprechend aufgestaut waren. Die Ablagerungen wurden dann nachträglich teilweise erodiert. Nach SEMMEL (1996, S. 117) hat sich die Meinung Grupes, dass die Weser „bereits im Pliozän bis unter den heutigen Talboden eingetieft“ war, nicht bestätigt. Die Stauwirkung des Inlandeseis für den Einzugsbereich der Weser wird durch HANTKE (1993, S. 92) jedoch bestätigt. Der junge gegenseitige Höhenversatz der einzelnen Schollen, die die Flüsse durchlaufen, darf bei der Betrachtung der Terrassen nicht vernachlässigt werden

(WENZEL, 1931, S. 131, siehe auch die Literaturübersicht in SCHULZE, 1951, S. 161). Die große Höhererstreckung der ?pliozänen Ablagerungen zwischen Ziegenhain und Treysa könnte tatsächlich in einer nachträglichen Absenkung des zentralen Teils des Ziegenhainer Beckens begründet sein (s. Kap. 7.5).

Man kann aus der Karte von Blanckenhorn entnehmen, dass die Schwalm noch im ?Oberpliozän einen im Detail deutlich abweichenden Verlauf gegenüber heute gehabt hat. Z.B. ist sie noch über den Altstadtberg von Treysa in das Buntsandsteingebiet westlich von Treysa eingetreten. Sie hat ihren Verlauf dann später weiter nach Norden verschoben, vermutlich weil sie sich nördlich des Altstadtberges von Treysa an einer Störung leichter einsenken konnte. Dies hatte auch eine Verlagerung des vorgelagerten Flusslaufes bei Ziegenhain zur Folge. Die dort lagernden Lockersedimente wurden in breiter Front ausgeräumt bis auf ein von dem Borken/Waberner Becken determiniertes Niveau.

Der Fluss folgt heute nördlich von Alsfeld einer Abfolge von Süd-Nord und Südost-Nordwest ausgerichteten Störungen und ist als Durchbruchstal in Buntsandsteinschollen eingetieft. Diese Buntsandsteinschollen sind gegenüber den Tertiärbecken von Alsfeld und Ziegenhain relativ herausgehoben.

Von südlich Eudorf bis Heidelbach sind die rezenten Mäander des Flusses alle mit Prall- und Gleithängen verbunden (Talmäander). Ab Schrecksbach wird das Tal breiter und es treten fossile Prall- und Gleithänge auf, die keinen direkten Bezug zum heutigen Flussverlauf haben, d.h. der Fluss ist innerhalb der breiten Talaue hin und hergeschwungen (freie Mäander). Diese Strukturen sind quartären Alters.

Zwischen Salmshausen und Zella liegt innerhalb der Talaue ein Umlaufberg, der sehr jung ist, da das Umlaufstal noch in der Talaue liegt. Der mächtige Prallhang des Durchbruchstals ist rezent und biegt in eine von Blanckenhorn vermutete südliche Randstörung des Ziegenhainer Tertiärbeckens ein. Dieses Teilbecken der Niederhessischen Senke stellt für das Tal zwischen Alsfeld und Salmshausen die Erosionsbasis dar.

8.2 Vom Ziegenhainer Becken der Niederhessischen Senke bis zum Fuß des Kellerwalds

Die Entstehung der heutigen Flussläufe im Ziegenhainer Becken und nördlich davon beschreibt der Verfasser wie folgt:

1) Die Gegend um Ziegenhain war im Oligozän Teil einer Meeresstraße, wie durch Ablagerungen des marinen Rupel-Tones belegt wird. Diese war etwa Nordost-Südwest ausgerichtet. Diese Meeresstraße wurde zunächst südwestlich von Ziegenhain unterbrochen, vermutlich durch die aufsteigende Kellerwald-Schwelle. Spätestens im Miozän war das Meer komplett aus dem Gebiet verschwunden. In der Niederhessischen Senke wurde die jüngere Sand- und Tonserie bzw. zeitlich äquivalente Sedimente abgelagert und bildete die Füllung der Senke. Diese sind nicht nur nördlich und nordöstlich von Ziegenhain vorhanden, sondern auch südwestlich davon, dort allerdings größtenteils von jüngeren Sedimenten verdeckt. Diese Sedimente sind nicht an ein bestimmtes Höhenniveau gebunden. Es ist außerdem wahrscheinlich, dass bei starken Hochwasserereignissen ein Großteil der Senke überschwemmt wurde, was durch Abtragung einerseits und Sedimentablagerung andererseits reliefausgleichend gewirkt hat.

2) Es ist davon auszugehen, dass Wiera, Katzenbach, Todenbach, Schlierbach und Goldbach anfänglich direkt in die Niederhessische Senke geflossen sind, was einem „üblichen“ Flussverlauf entspricht. Die Wiera ist dabei über den Altstadtthügel von Treysa aus Buntsandstein (heute ca. 238 m), der Katzenbach über den Schwalmberg aus Buntsandstein (heute ca. 246 m) und der Todenbach durch den Schlierbacher Graben (heute ca. 232 m) geflossen. Die Schwalm floß in

einem fossilen Flusstal, das in die tertiären Sedimente der Niederhessischen Senke eingetieft war. Der Schlierbach nutzte einen Fließweg im Norden von Allendorf und der Goldbach floß bei Dorheim über eine heute ca. 250 m hohe Einsattelung.

Die Unterschiede zwischen den oben genannten Höhen waren zu der Zeit noch nicht vorhanden. Sie sind erst durch die weitere Absenkung der Niederhessischen Senke bzw. die Hebung der begleitenden Buntsandsteinschollen entstanden. Auch die Hardt war noch nicht als Hochscholle herausgehoben, wie dies heute der Fall ist. Der Schlierbacher Graben war bereits vorhanden. Über dem Muschelkalk war er mit eozänen bzw. oligozänen Sedimenten analog zur Niederhessischen Senke gefüllt. Darin verlief bei Treysa das Flusstal des Todenbaches.

Die Schwalm floß in der Niederhessischen Senke oder an deren westlichem Rand nach Norden.

3) Eine entscheidende Rolle für die Flussgeschichte der Schwalm spielte die Hebung der Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle. BLANCKENHORN & KURTZ (1929, S. 45) sprechen

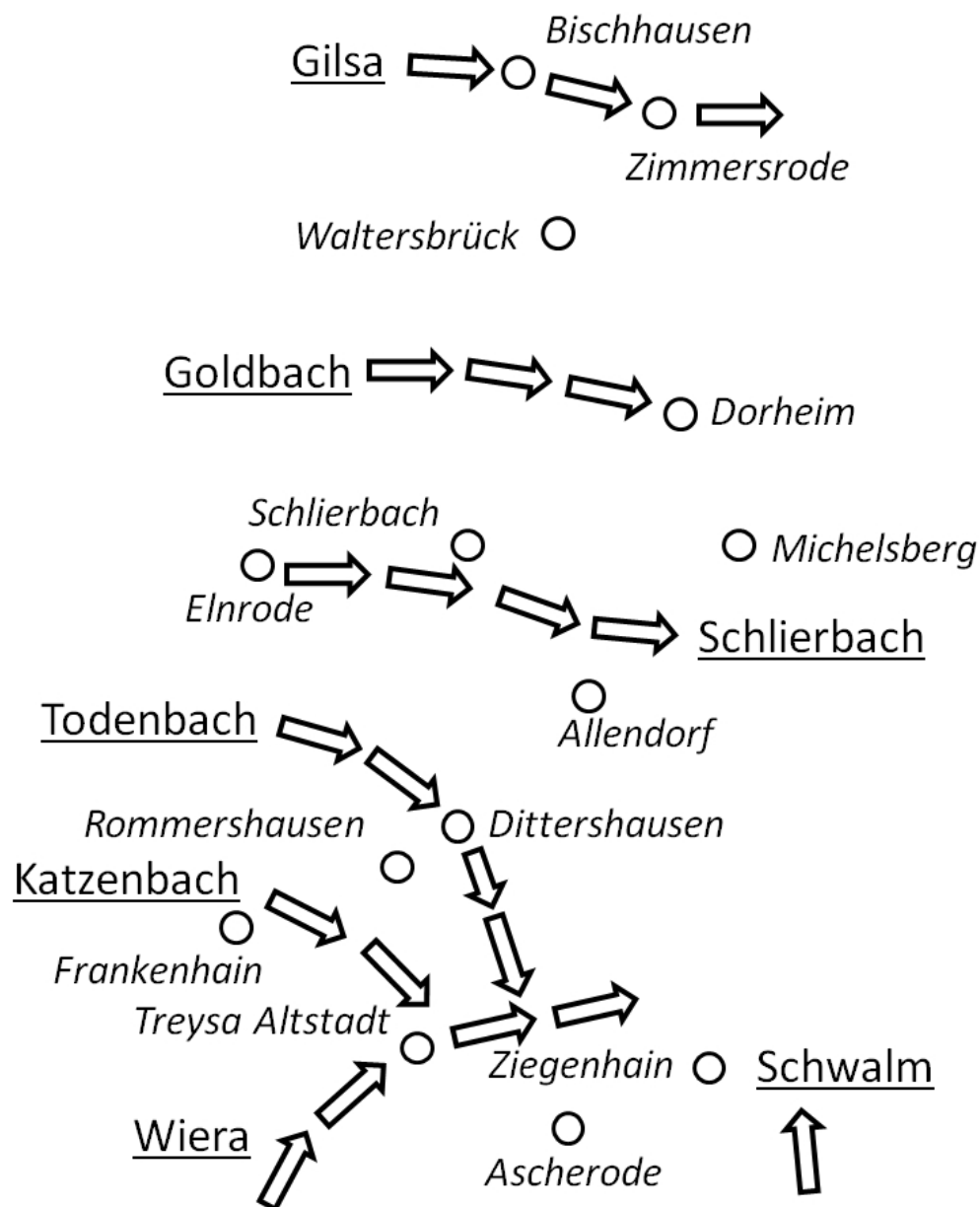


Abb. 93: Verlauf der Flüsse im Miozän nördlich des Ziegenhainer Beckens vor der ersten Hebung der Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle.

von einer Hebung der Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle im Eozän und am Ende des Pliozäns. STECKHAN (1952, S. 67) datiert die starke Heraushebung der Altenburgscholle auf Mittel- bis ?Oberpliozän. Wenig später (1952, S. 68) schreibt er jedoch, „daß mit dem Ende des Miozäns und mit Beginn des Pliozäns (...) das Buntsandsteinmassiv der Altenburg emporgewölbt“ wurde. Besser eingrenzen läßt sich der Beginn dieses Vorganges durch die Gerölle bei Römersberg. Die Gerölle wurden von (BLANCKENHORN, 1926a, S. 37) zunächst als ?pliozän kartiert. BLANCKENHORN & KURTZ (1929, S. 29) stellten sie jedoch wenig später in das Miozän. STECKHAN (1952, S.68) hat die Gerölle ebenfalls in das Miozän gestellt. Da nahezu alle zuerst als ?miozän kartierten Sedimente der Umgebung später in das Oligozän eingeordnet wurden ist es auch durchaus denkbar, dass sie in das Oligozän gehören. Da die Gerölle keine paläozoischen Gesteine führen (BLANCKENHORN & KURTZ, 1929, S. 29), gehören sie mit Sicherheit nicht in das ?Pliozän, da anderenorts im ?Pliozän bereits Schotter mit Kieselschiefer aus dem Kellerwald abgelagert wurden. Die Schotter wurden abgelagert, als der Kellerwald noch sein Deckgebirge hatte. Die Schotter befinden sich in einem fossilen Durchbruchstal der Urff durch die Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle. Zum Zeitpunkt der Ablagerung muss die Hebung der Scholle also bereits im Gange gewesen sein. Daraus lässt

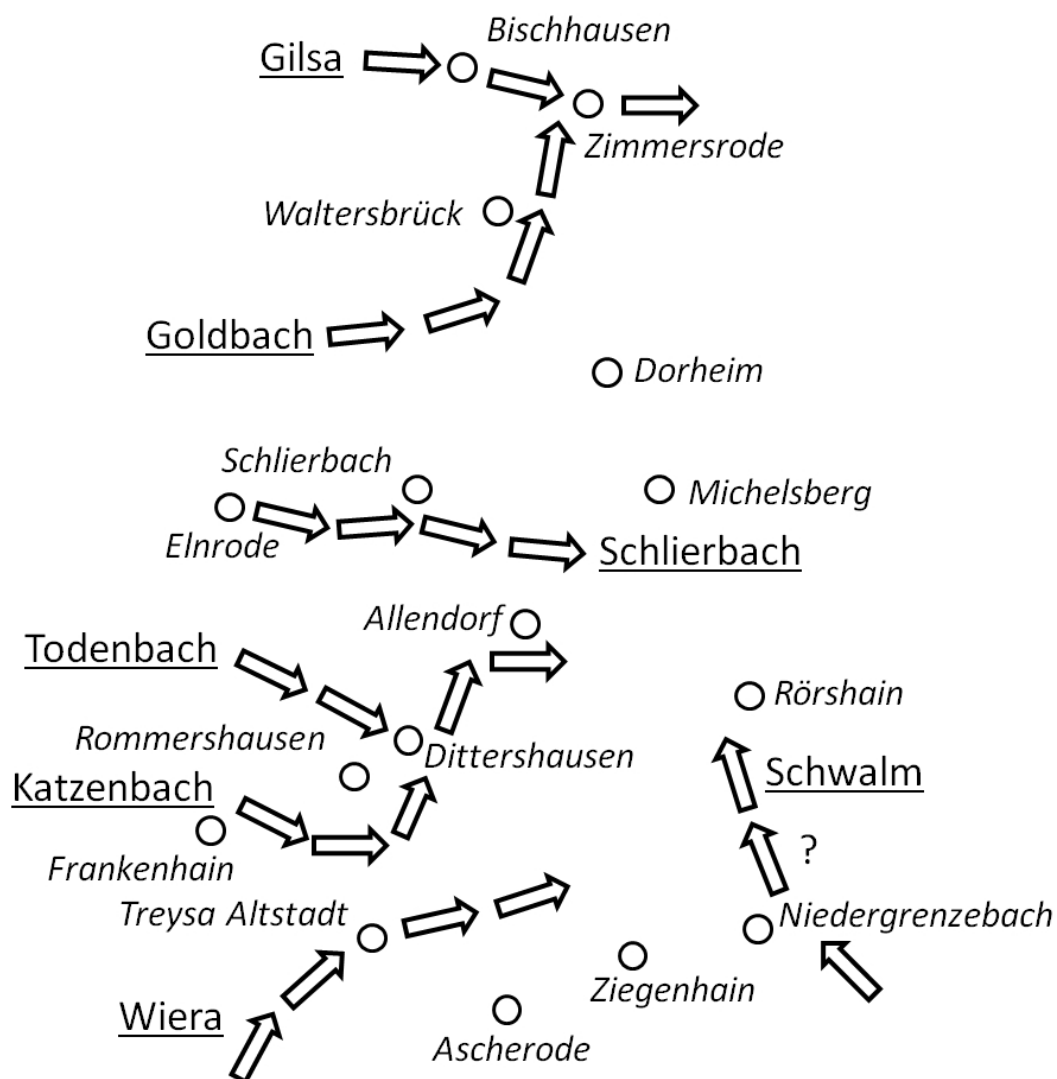


Abb. 94: Verlauf der Flüsse im Miozän nördlich des Ziegenhainer Beckens nach der ersten Hebung der Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle und vor dem Ausbruch des Lavastroms vom Kessel.

sich der Schluss ziehen, dass die Hebung der Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle spätestens im Miozän begann.

Diese Hebung hat nach Meinung des Verfassers auch den Schlierbacher Graben bei Treysa und das Buntsandsteingebiet westlich davon erfasst. Durch die Hebung der Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle wurde der Flusslauf des Todenbaches durch den Schlierbacher Graben und der Flusslauf des Katzenbaches über den Schwalmberg unterbrochen. Der Schlierbacher Graben bei Treysa wurde zum Trockental, der Flusslauf über den Schwalmberg zum Pass. Der Katzenbach trat über die Wasserscheide in das Tal des Todenbaches über. Der Todenbach floss durch den Schlierbacher Graben nach Norden und trat dann südlich von Allendorf in die Niederhessische Senke ein. In diesem Bereich wird die Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle durch eine Auffiederung des Schlierbaches Grabens unterbrochen (RITZKOWSKI, 1965a, S. 173), was diesen Fließweg wahrscheinlich unterstützt hat. Die Wasserscheide Katzenbach-Todenbach wurde zuerst südöstlich von Rommershausen überschritten, später in der Ortslage von Rommershausen und noch später nordwestlich von Rommershausen, was zwei Umlaufberge erzeugte, die nördlich und südlich von Rommershausen liegen. Diese Verlegung nach Nordwesten ist ein Resultat der zunehmenden Hebung östlich davon. Die Entstehung

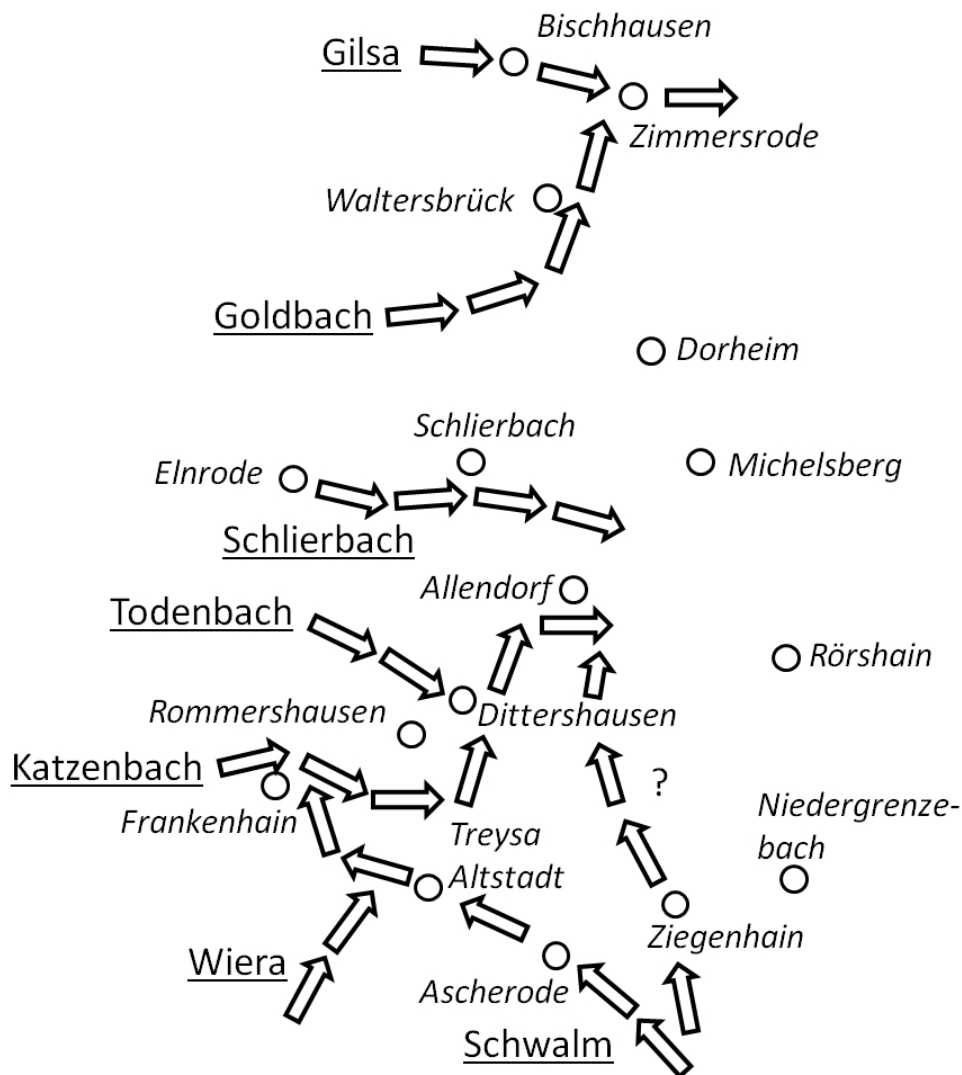


Abb. 95: Verlauf der Flüsse im Miozän nördlich des Ziegenhainer Beckens nach der Bildung des Lavastroms vom Kessel.



Abb. 96: Verlauf der Flüsse im Pliozän nördlich des Ziegenhainer Beckens.

der Umlaufberge ist jedoch erst später erfolgt, als die Schwalm schon den Flusslauf von Katzenbach und Todenbach übernommen hatte und selbst hier lang floss.

Der direkte Flusslauf des Schlierbaches in die Niederhessische Senke nördlich von Allendorf blieb aktiv. Auch der ehemalige Flusslauf der Wiera blieb aktiv, da die Buntsandsteinscholle des Altstadtberges von Treysa weniger herausgehoben wurde als die Scholle des Schwalmberges. Beide trennt eine Störung. Generell ist eine von Nord nach Süd abnehmende Hebungstendenz in der Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle erkennbar.

Auch der Verlauf des Goldbachs über die Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle bei Dorheim wurde unterbrochen. Der Goldbach floss wahrscheinlich nach Norden zur Gilsa ab.

Die Schwalm floß weiter in der Niederhessischen Senke oder an deren westlichem Rand nach Norden.

4) Vor 11,4 Millionen Jahren (WEDEPOHL, 1982, S. 180) kam es zum Lavaausbruch des Vulkans vom Kessel, südöstlich von Niedergrenzebach. Dies war für die Flussgeschichte der Schwalm das nächste einschneidende Ereignis (BLANCKENHORN, 1926c, S. 42, 1929, S. 45). Der Lavastrom hat sich nach BLANCKENHORN (1926c, S. 34) vom „Kessel östlich

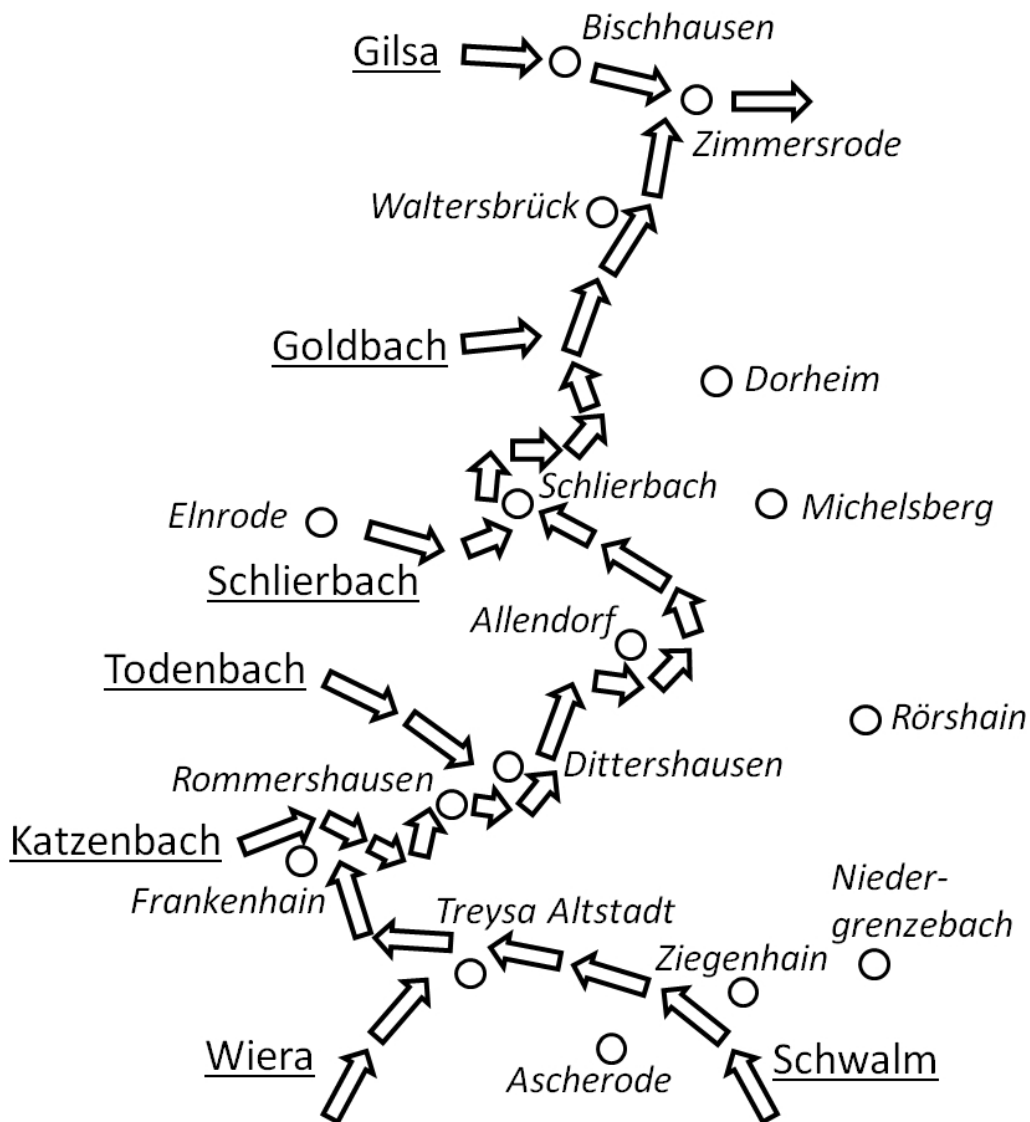


Abb. 97: Flussverlauf nach Umlenkung der Schwalm in das Buntsandsteingebiet nördlich von Allendorf an der Landsburg.

Niedergrenzebach über den Sattelberg, Großen Köppel, Lohberg, Kottenberg, Galgenberg bis Rörshain erstreckt.“ Nach Meinung des Verfassers ist nur ein Fluss des Lavastroms bis zum Galgenberg sicher. Die Zugehörigkeit der Basaltflecken von Rörshain zu dem Strom ist eher zu bezweifeln. Die Frage, ob es sich um einen Lavastrom handelt, wurde in Kap. 7.5 intensiv diskutiert und kann eindeutig bejaht werden. Es ist weiterhin hoch wahrscheinlich, dass der Lavastrom zumindest in seinem unteren Teil einem fossilen Tal gefolgt ist, was sich an seiner Form zeigt, insbesondere an den Windungen des Lavastroms (BLANCKENHORN, 1926c, S. 34). Die Schotter unter dem Lavastrom sind oligozänen Alters, s. Kap. 4.5.5. Sie sind also deutlich älter als der Lavastrom und älter als die Schwalm.

Die Schwalm muss es bei der Bildung dieses Lavastroms bereits gegeben haben, da der Vogelsberg-Vulkanismus zu diesem Zeitpunkt seinen Höhepunkt bereits weit überschritten hatte oder beendet war und der Vogelsberg entwässert werden musste. Der Verfasser geht davon aus, dass es sich bei dem Tal, das von dem Lavastrom verschüttet wurde, um das Flusstal der Schwalm gehandelt hat. Dies stützt sich auf die übereinstimmende Fließrichtung und darauf, dass dieses Tal verhältnismäßig groß gewesen sein muss, wie die Abmessungen

des klar gegenüber seiner Umgebung abgegrenzten Lavastroms zeigen. Die Lava ist von Südosten vom Kessel kommend in das Tal eingeflossen und diesem gefolgt. Einen Beweis für die Hypothese, dass es sich um die Schwalm gehandelt hat, gibt es aber nicht. Der Galgenberg bildet heute einen morphologischen Hochpunkt. Das sich daran anschließende ehemalige Tal Richtung Norden ist abgetragen und nicht mehr sichtbar.

Denkbar ist weiterhin, dass die Lava vom Bunten Bock in Ziegenhain und am Steinbühl ebenfalls in groben Zügen einem Tal gefolgt ist, bei dem es sich um das Wieratal gehandelt haben könnte. Diese Annahme ist allerdings sehr spekulativ. Die auf der GK25 Ziegenhain eingetragene Basaltzunge am Bunten Bock, die am ehesten einem schmalen Tal zugeordnet werden könnte, ist heute überbaut und nicht mehr zugänglich.

Die Höhenlage des Basaltes im Grenzebachtal im Vergleich mit der Höhenlage am Galgenberg, die Höhenlage des Basaltes am Bunten Bock, das Flusslängshöhenprofil des Grenzebachs, die Ablenkung des Grenzebachs von seiner üblichen Ost-West-Richtung nach Süden über den Lavastrom des Kessels hinweg sowie die große Höhererstreckung der ?pliozänen Sedimente um Ascherode deuten darauf hin, dass es im Zentrum des Ziegenhainer Beckens zwischen Ascherode und Niedergrenzebach eine nachbasaltische Absenkung gegeben hat, ohne dass dies zu einem Graben geführt haben muss. Dies wurde in Kap. 7.5 diskutiert.

Der Lavaausbruch des Kessels versperrte der Schwalm und der Wiera nach seiner Bildung den Weg aus dem Ziegenhainer Becken nach Nordosten. Der Schlierbach und der Todenbach, der auch das Wasser des Katzenbaches aufgenommen hat, floßen wie bisher bei Allendorf an der Landsburg in die Niederhessische Senke, da die Lava nicht bis dorthin ausgeflossen ist.

5) Schwalm und Wiera überwandern schließlich die Wasserscheide zwischen Wieratal und Katzenbachtal. Damit wurde der Fließweg über die ehemalige Wasserscheide Wiera-Katzenbach, das ehemalige Katzenbachtal, die ehemalige Wasserscheide Katzenbach-Todenbach, das Todenbachtal durch den Schlierbacher Graben zwischen Dittershausen und Allendorf sowie südlich von Allendorf zur Niederhessischen Senke zum neuen Fließweg der Schwalm aus dem Ziegenhainer Becken. Eventuell ist die Schwalm auch zeitweilig über die Passhöhe zwischen Ziegenhain (Hof Weidelbach) und Allendorf an der Landsburg nach Norden geflossen, ggf. war dies auch nur bei starken Hochwässern der Fall.

Der alte Durchbruch des Schlierbaches durch die Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle nördlich von Allendorf zur Niederhessischen Senke blieb aktiv. Die Schwalm entwässerte zunächst ab dem Rand der Niederhessischen Senke östlich von Allendorf an der Landsburg wie vor dem Vulkanausbruch, d.h. östlich der Landsburg. Der direkte Fließweg von Katzenbach und Todenbach zur Niederhessischen Senke bei Treysa muss vor diesem Prozess zu Ende gegangen sein, da die Schwalm ansonsten einen dieser beiden Fließwege genutzt hätte und nicht den Fließweg der Wiera.

6) Aus Abb. 92 ist ersichtlich, dass der Flusslauf im ?Oberpliozän noch über den Altstadtberg von Treysa lief. Insbesondere am Gleithang zwischen Loshausen und Treysa wurden große Mengen ?pliozäner Sedimente abgelagert, die sich von 210 m bis ca. 270 m Höhe hinaufziehen. Nach Westen zu sind diese Sedimente durch die Kellerwaldschwelle gehoben und reichen heute noch höher hinauf. Die Gerölle zeugen davon, dass das Schwalm- und das Becken in ?pliozäner Zeit in erheblichem Maße aufgeschottert worden sein müssen. Die ?pliozänen Sedimente bei Hephata, westlich der neuen Mühle zwischen Treysa und Frankenhain sowie nördlich von Rommershausen zeigen einen noch weiter ausschwingenden Flusslauf gegenüber heute an. Der Verfasser schließt sich der Meinung von BLANCKENHORN (1939, S. 36) an, dass die zunächst als dg (»diluviale Flussaufsättungen) kartierten Gerölle bei 245-253 m Höhe nördlich von Rommershausen bzw. Dittershausen ?pliozänen Alters sind. Nördlich von Allendorf floß die Schwalm über Michelsberg, Dorheim und Waltersbrück zum Zimmersroder

Pass und vereinigte sich dort mit der Gilsa. Der Pass zwischen Michelsberg und Dorheim liegt heute bei 241 m. Wie lange der Fließweg von Michelsberg nach Dorheim bzw. Waltersbrück und Zimmersrode bereits vorher aktiv war läßt sich nicht genau eingrenzen, eventuell war dies bereits im Miozän der Fall.

7) Bei Treysa verschob sich der Fließweg nördlich des Altstadtberges in den Bereich einer Störung, die vorher von der Wiera auf ihrem Lauf nicht angeschnitten wurde. Im Zuge der weiteren Hebung der Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle schnitt sich der Flusslauf dort ein und zeigt heute im Norden des Altstadtberges eine Erosionskante zum Engtal der Schwalm, das etwa 30 m tiefer liegt. Mit dieser Verschiebung steht auch die Verlagerung des Flusslaufs im Ziegenhaiener Becken mehr Richtung Norden im Zusammenhang.

8) Nicht eindeutig klar ist, warum die Schwalm bei Allendorf an der Landsburg in die Buntsandsteinscholle Richtung Norden eingetreten ist. Das völlige Fehlen tertiärer Sedimente im weiteren heutigen Talverlauf der Schwalm außerhalb des Schlierbacher Grabens und der Charakter des Durchbruchstals macht es wahrscheinlich, dass die Schwalm den weiteren Weg durch den Buntsandstein frühestens gegen Ende des ?Pliozäns gegangen ist. Mögliche Ursachen sollen im Folgenden diskutiert werden. Der Basalt des Buschhorns bei Neuenhain ist mit 15,7 Millionen Jahren (WEDEPOHL, 1982, S. 180) viel älter als die bisher besprochenen Prozesse, kann also keine Verlegung des Fließweges verursacht haben. Bei der Landsburg handelt es sich um eine Quellkuppe (BLANCKENHORN, 1926c, S. 38, RITZKOWSKI, 1965a, S. 165), die keine Lavaströme gebildet hat und deshalb auch keine Flusstäler aufgefüllt haben kann.

Man kann nur vermuten, dass bei der Anlage des Flusstals im Buntsandstein nördlich von Allendorf die Höhenunterschiede noch so gering waren, dass ein erneutes Einsinken des Schlierbacher Grabens im ?Pliozän den Fluss in den Buntsandstein gelenkt hat. Durch die erneute Absenkung stimmt die Höhenlage der tertiären Sedimente im Graben heute in etwa wieder mit der in der Niederhessischen Senke überein, sie liegt in dem Graben minimal höher. Da »diluviale Ablagerungen über die Randstörungen des Grabens hinweggehen, können später im »Diluvium keine größeren Bewegungen des Grabens mehr stattgefunden haben. Die Absenkung geht nicht soweit, dass der ehemalige Fließweg des Todenbaches wieder reaktiviert wurde. Er bleibt über der Flusssohle der Schwalm, kann aber ggf. bei Hochwasser immer wieder durchströmt worden sein. Da der Schlierbacher Graben aus zwei Teilen besteht, mit einer Auffiederung bei Allendorf (RITZKOWSKI, 1965a, S. 173), ist es auch durchaus denkbar, dass sich der Graben nördlich und südlich von Allendorf unterschiedlich verhalten hat. Die Absenkung des Schlierbacher Grabens reichte jedoch möglicherweise aus, um die Schwalm in das Buntsandsteingebiet umzulenken, wobei als Einfallstor das vorhandene Tal des Schlierbaches diente. Es gibt jedoch keine strukturelle Übereinstimmung des Schwalmverlaufs mit dem Schlierbacher Graben. Ganz im Gegenteil, der heutige Flussverlauf zeigt sich relativ unbeeindruckt von dem Graben.

Alternativ kann die relative Hebung der Schwelle zwischen Ziegenhainer und Borken/Waberner Teilbecken der Niederhessischen Senke (Wasserscheide Ohe bzw. Olmes-Gers), die sich auch in der Höhenlage des Rupel-Tons ausdrückt, den Flussübergang Michelsberg-Dorheim versperrt haben. Auch diese Lösung setzt voraus, dass die Reliefunterschiede zwischen der Senke und dem Buntsandsteingebiet westlich davon noch vergleichsweise gering waren.

Auch wenn der Basalt der Landsburg keine ausfließende Lava gebildet hat, ist es theoretisch denkbar, dass durch die Bildung der Quellkuppe eine Hebung auch in benachbarten Bereichen entstanden ist. Um einen Beitrag zur Umlenkung der Schwalm in das Buntsandsteingebiet nördlich von Allendorf geleistet zu haben, müsste der Basalt aber extrem jung sein. Eine absolute Altersbestimmung des Basaltes der Landsburg existiert nicht. Die Charakterisierung

als Alkali-Olivin-Basalt (WEDEPOHL, 1983) deutet aber darauf hin, dass dies nicht der Fall ist. Der Basalt der Landsburg ist sicherlich miozänen Alters, wie alle anderen Vulkanite des Bereichs auch.

Sehr unwahrscheinlich ist auch, dass das im Buntsandsteingebiet nach Norden führende Tal vom Schlierbach angelegt worden ist und die Schwalm dann nur noch eine Wasserscheide zum Schlierbach überwunden hat. Diese Variante ist nicht in der Lage die Unterbrechung der Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle nördlich von Allendorf zu erklären, die vom Schlierbach angelegt und offen gehalten worden sein muss und nicht in einer durch den Schlierbacher Graben verursachten Schwächezone, sondern im Bausandstein des mittleren Buntsandsteins (Hardeggen Folge) verläuft. Die heute dort fließende Gers hatte keine Veranlassung die Niederhessische Senke zu verlassen und dieses Durchbruchstal zu schaffen. Der dortige Flusslauf der Gers ist an den Flusslauf der Schwalm gekoppelt, nicht umgekehrt.

Nach der Umlenkung des Flusses östlich von Allendorf ist die Schwalm zuerst in einer 180 Grad Schleife südlich, östlich und nördlich um Allendorf herumgeflossen, erkennbar an der Talform, »diluvialen Ablagerungen westlich von Allendorf und dem freigespülten Talboden aus Buntsandstein östlich von Allendorf. Nach dieser Schleife ist sie in einer weiteren großen Schleife südlich, westlich und nördlich um Schlierbach geflossen, erkennbar an dem mächtigen Prallhang westlich und nördlich des Ortes und entsprechenden »diluvialen Ablagerungen.

Der Meinung BLANCKENHORNS (1939, S. 36), dass ein Teil der „in der Umgegend von Schlierbach“ mit dg (»diluviale Flussaufsättungen) kartierten Gerölle ohne Differenzierung und ohne Ortsangabe als „unterpliozäne Höhenschotter“ aufzufassen sind, schließt sich der Verfasser nicht an.

9) Der Schwalmverlauf verschob sich aus dem Osten (229 m) in den Westen des Biegeberges bei Waltersbrück. Der Abfluss über den Zimmersroder Pass blieb jedoch aktiv. Er liegt auf 213 m, also deutlich tiefer.

10) Später ist der Prallhang westlich von Allendorf durchbrochen worden (Halsabschnürung), so dass ein Umlaufberg stehengeblieben ist. Der südliche Teil des Umlauftals wird vom Dudersbach benutzt, der nördliche von der Gers. Die ehemalige Flusssohle im Buntsandstein östlich von Allendorf liegt heute bei 214 m, also auf einer ähnlichen Höhe wie der Zimmersroder Pass. Das Umlauftal war also ähnlich lange in Benutzung wie der Flusslauf über den Zimmersroder Pass. Der Durchbruch muss im Quartär entstanden sein. Damit ist der heutige Flussverlauf erreicht.

Genau wie bei den ?pliozänen Sedimenten finden sich im Schwalmtal ab dem Ziegenhainer Becken auch »diluviale Sedimente in einer völlig vergleichbaren Höhenlage zwischen ca. 210 m bis 265 m. Auch in dieser Zeit muss es nach einer zwischenzeitlichen Ausräumung von Talraum also zu einer Sedimentation gekommen sein. Es ist also nach der Phase des Vulkanismus zu einer mehrfach wechselnden Ausräumung und Auffüllung des Tals bis zu erheblicher Höhe gekommen, auch wenn man berücksichtigt, dass diese Ablagerungen stellenweise angehoben worden sein können und es sich nicht immer um Fluss- oder Seesedimente handelt. In diese Sedimente hat sich die Schwalm dann erneut eingetieft und die heutige Talaue ausgeräumt. Das Erosionsniveau wird dabei vom weiter entfernt liegenden Borken/Waberner Becken bestimmt.

11) Die Relativbewegungen der Buntsandsteinschollen, des Schlierbacher Grabens, des Borken/Waberner Beckens, des Ziegenhainer Beckens und der trennenden Schwelle entlang der Wasserscheide Ohe-Gers führen dazu, dass der ehemalige Flusslauf der Wiera und der Schwalm über den Altstadthügel von Treysa heute auf ca. 238 m liegt, der ehemalige Flusslauf des Katzenbaches über den Schwalmberg auf ca. 246 m, der ehemalige Flusslauf des

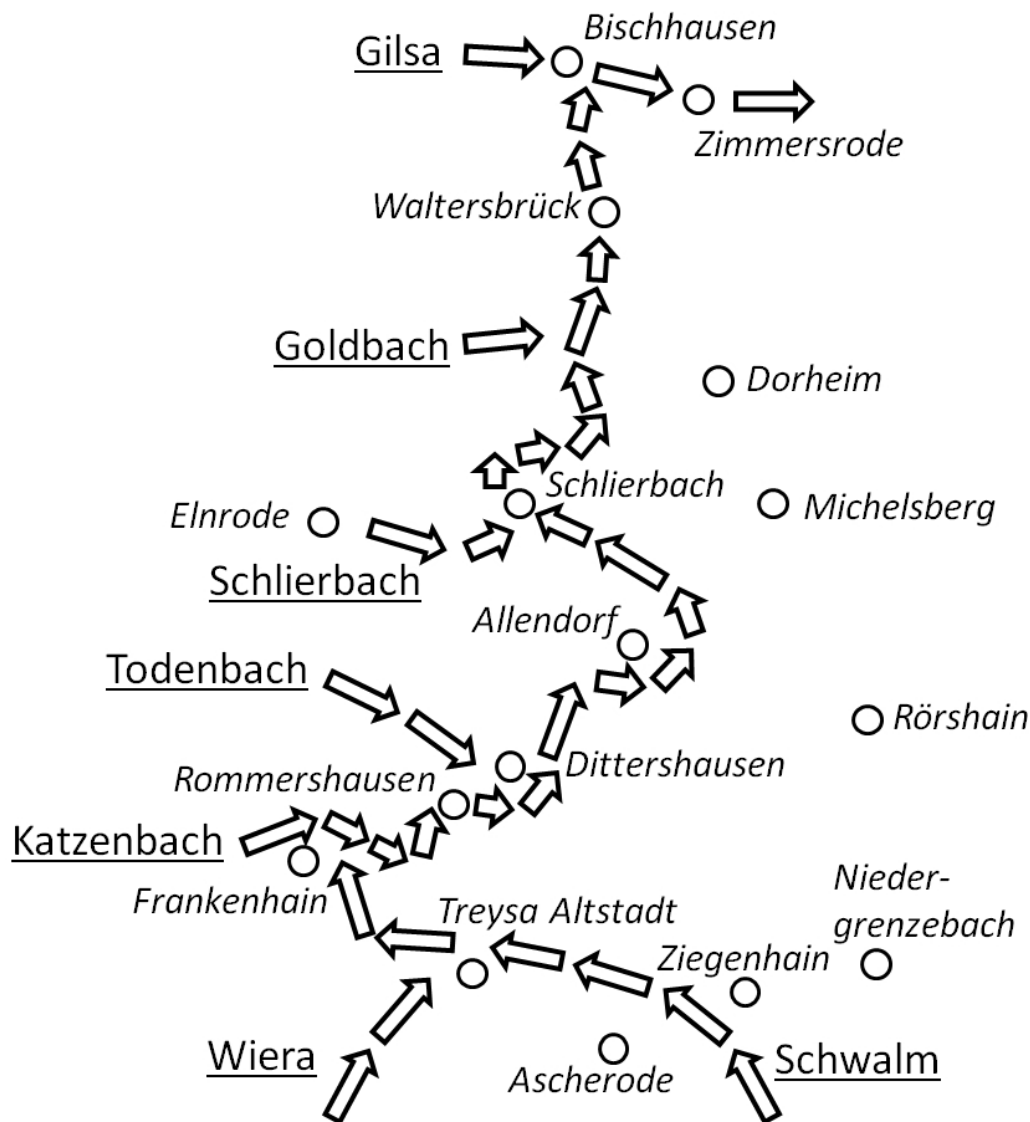


Abb. 98: Flussverlauf nach Umlenkung der Schwalm vom Osten in den Westen des Biegeberges bei Waltersbrück.

Todenbaches im Schlierbacher Graben auf ca. 232 m, der ehemalige Flusslauf der Schwalm zwischen Michelsberg und Dorheim auf ca. 241 m und die ehemaligen Flussläufe der Schwalm und der Wiera im Ziegenhainer Becken bei ca. 215 m. Zwischen Allendorf und Waltersbrück hat sich die Schwalm mindestens 50 m, wahrscheinlich eher 100 m in die dort aufsteigenden Buntsandsteinschollen eingegraben.

Abschließend ist zu bemerken, dass trotz intensiver Suche an keiner Stelle nördlich des Ziegenhainer Beckens Bauxitknollen gefunden werden konnten. Auch aus den Erläuterungen zu den geologischen Karten und der weiteren wissenschaftlichen Literatur gibt es keine Hinweise auf Bauxitknollen in der Schwalmregion nördlich des Ziegenhainer Beckens. Dies deutet darauf hin, dass im Ziegenhainer Becken über längere Zeit ein See existierte, den die aus dem Vogelsberg stammenden Bauxitknollen nicht überschreiten konnten, während sie in ?pliozänen Sedimenten bis zum Ziegenhainer Becken häufig vorkommen. Aufgrund dessen ist auch eine Rekonstruktion fossiler Flussläufe der Schwalm nördlich des Ziegenhainer Beckens mit Hilfe der Bauxitknollen nicht möglich. Alle anderen Geröllbestandteile in dem Abschnitt bis zum Kellerwald sind aber vergleichsweise unspezifisch. Das Vorliegen von Geröllen zeigt also nur an, dass dort ein Flusstransport stattgefunden hat, aber nicht durch welchen Fluss. Die

Rekonstruktion fossiler Flussläufe der Schwalm zwischen dem Ziegenhainer Becken und dem Kellerwald stützt sich deshalb auf das grundsätzliche Auftreten oder Fehlen von Geröllen im Bereich möglicher Flussläufe sowie der Morphologie der Landoberfläche.

Wie in Kap. 7.8 beschrieben treten jedoch in Geröllen am Neustädter Sattel Bauxitknollen auf. Bauxitknollen werden auch von TATGE (1956, S. 38) im nördlichen Momberger Graben erwähnt. Diese müssen durch einen weiter westlich fließenden Fluss aus dem Vogelsberg herangebracht worden sein.

8.3 Am Fuss des Kellerwalds

Die Entstehung der heutigen Flussläufe am Fuss des Kellerwaldes beschreibt der Verfasser wie folgt:

1) Der östliche Kellerwald entwässerte über die Gilsa, Urff und Wälzebach über das noch nicht gehobene Buntsandsteingebiet direkt nach Osten in die Niederhessische Senke. Dazu nutzte die Gilsa einen Verlauf über den heutigen Zimmersroder Pass, die Urff einen Flusslauf über Römersberg und der Wälzebach den Flusslauf über die heutige Schwalmpforte. Zu dieser Zeit war das Deckgebirge des Kellerwalds noch vorhanden. Es wurden deshalb keine paläozoischen Gesteine aus dem Kellerwald in die Niederhessische Senke transportiert. Zu beachten ist allerdings, dass es Relikte paläozoischer Gesteine in Sandsteinen des Buntsandsteins gibt, die durch Verwitterung von Buntsandstein freigesetzt werden können. Außerdem scheinen andere Teile des Rheinischen Schiefergebirges ihr Deckgebirge früher eingebüsst zu haben als der Kellerwald und als Quelle entsprechender Gesteine in der Niederhessischen Senke gedient zu haben.

2) Wie in Kap. 8.2 Abschnitt 3) diskutiert, begann die Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle sich spätestens im Miozän herauszuheben. Die Urff schnitt sich noch etwas in die sich hebende Scholle ein, aber dann wurde der Flusslauf der Urff über Römersberg unterbrochen. Die Urff wendete sich nach Norden und vereinigte sich mit dem Wälzebach. Ähnliches ereignete sich auch mit dem Goldbach. Der Verlauf des Goldbachs über die Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle wurde unterbrochen und der Goldbach nach Norden abgelenkt. Er umfloss den Biegeberg wahrscheinlich östlich und erreichte die Gilsa am Zimmersroder Pass von Süden kommend. Ab wann die Schwalm über Dorheim nach Waltersbrück floss ist nicht genau festzustellen.

3) Die Hebung der Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle setzte sich fort. Die Gilsa und der Wälzebach schnitten ihre West-Ost-Täler tiefer in die sich hebende Buntsandsteinscholle ein. Die Gilsa und der mit der Urff vereinigte Wälzebach transportierten Geröll aus dem Kellerwald in die Niederhessische Senke, nach dem Abtrag des Deckgebirges vor allem paläozoische Gesteine, die sich dort in den entsprechenden Sedimenten finden. Bei Hochwasserereignissen wurde das östliche Vorland des Kellerwalds aufgrund der begrenzten Abflussmengen durch den Zimmersroder Pass und die spätere Schwalmpforte großflächig überschwemmt.

4) Wahrscheinlich im späten Pliozän senkte sich der Schlierbacher Graben erneut ein und lenkte die Schwalm bei Allendorf an der Landsburg in das Buntsandsteingebiet. Sie erreichte den Zimmersroder Pass von Süden kommend östlich des Biegeberges und vereinigte sich dort mit der Gilsa.

5) Im Zuge der weiteren Heraushebung der Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle verlagerte sich der Flusslauf der Schwalm bei Waltersbrück nach Westen und die Schwalm vereinigte sich mit der Gilsa jetzt in Bischhausen. Sie floss aber weiterhin noch in einer 90 Grad Kurve nach Osten über den Zimmersroder Pass ab. Das ist daran erkennbar, dass der Pass tiefer liegt (213 m) als der Fließweg östlich des Biegeberges (229 m). Er muss also noch eine Weile

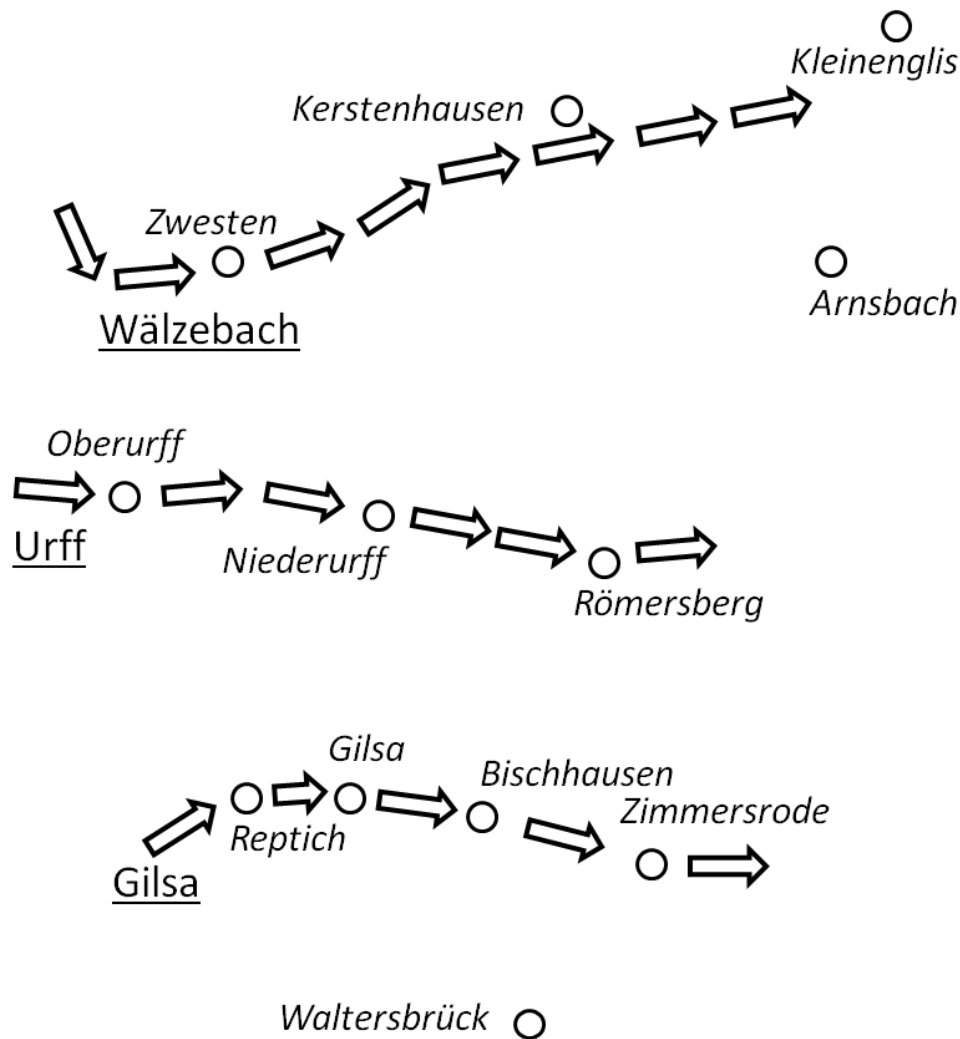


Abb. 99: Flussverlauf östlich des Kellerwalds vor der ersten Hebung der Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle und vor dem Verlust des Deckgebirges im Kellerwald.

weiter durchflossen worden sein.

6) Die Schwalm durchbrach dann am Prallhang der scharfen Kurve nach Osten bei Bischhausen die Wasserscheide zur Urff und floss ab dann nach Norden, den heutigen Weg. Sie übernahm dabei das Tal der Urff und des Wälzebachs. Die anhaltende Hebung der Altenburg Scholle in Relation zur Borken/Waberner Senke führte zu einer weiteren Eintiefung der Schwalmpforte, die deshalb heute tiefer liegt (182 m) als der Zimmersroder Pass (213 m). Dieser Flusslauf ist »diluvial und vergleichsweise jung, was sich insbesondere darin äußert, dass die Geomorphologie des Tales nur in den untersten Metern von der Schwalm und ihrem Verlauf bestimmt ist. Damit ist der heutige Flussverlauf erreicht.

8.4 Im Borken/Waberner Becken der Niederhessischen Senke

Der genaue Verlauf der fossilen Schwalm im Borken/Waberner Becken und seine zeitliche Veränderung ist schwer festzulegen. Es lassen sich jedoch einige Eckpunkte beschreiben.

Die Schwalm ist zunächst am Westrand des Borken/Waberner Beckens nach Norden geflossen, wobei es bei Dorheim-Waltersbrück einen Übergang in das Buntsandsteingebiet gegeben hat. Nach dem Eintritt in das Buntsandsteingebiet im späten Pliozän oder im Pleistozän nördlich

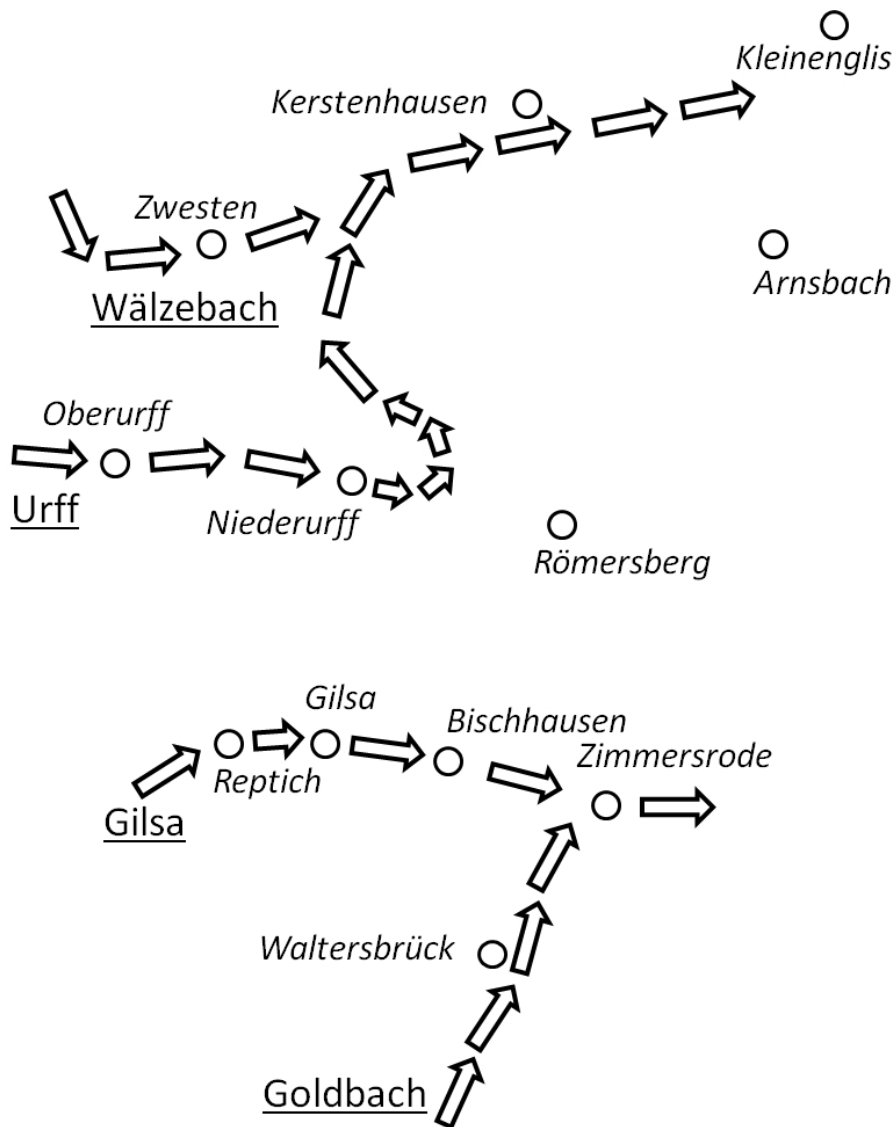


Abb. 100: Flussverlauf östlich des Kellerwalds nach Umlenkung der Urff und des Goldbaches.

von Allendorf an der Landsburg hat sie zunächst den Lauf der Gilsa ab dem Zimmersroder Pass übernommen. Dieser Flusslauf wird heute wahrscheinlich vom Tal der Merre ab Zimmersrode bzw. der Olmes ab Nassenerfurth genutzt. Es ist unwahrscheinlich, dass die Schwalm jemals einen Weg östlich des Basaltes vom Blumenhain nach Norden genommen hat, wenn auch nicht völlig auszuschließen.

Nach dem Durchbruch bei Bischhausen wurde der Zimmersroder Pass zum Trockental und die Schwalm trat durch die Schwalmpforte in das Borken/Waberner Becken ein, wie vorher schon der mit der Urff vereinigte Wälzebach. Dieser Zustand ist im Quartär eingetreten.

Die sich über eine Breite von vielen Kilometern erstreckenden »diluvialen Flussaufschüttungen« am Rande des heutigen Schwalmals im Borken/Waberner Becken zeigen, dass sich der Fluss in diesem breiten Streifen bewegt hat und dabei seinen Verlauf häufiger verändert hat. Das Auftreten von ?pliozänen Kieselschiefer-Geröllen bis in die Nähe von Freudenthal, mit abnehmender Tendenz, zeigt, dass der Flusslauf teilweise sehr stark nach Süden ausgeschwenkt sein muss.

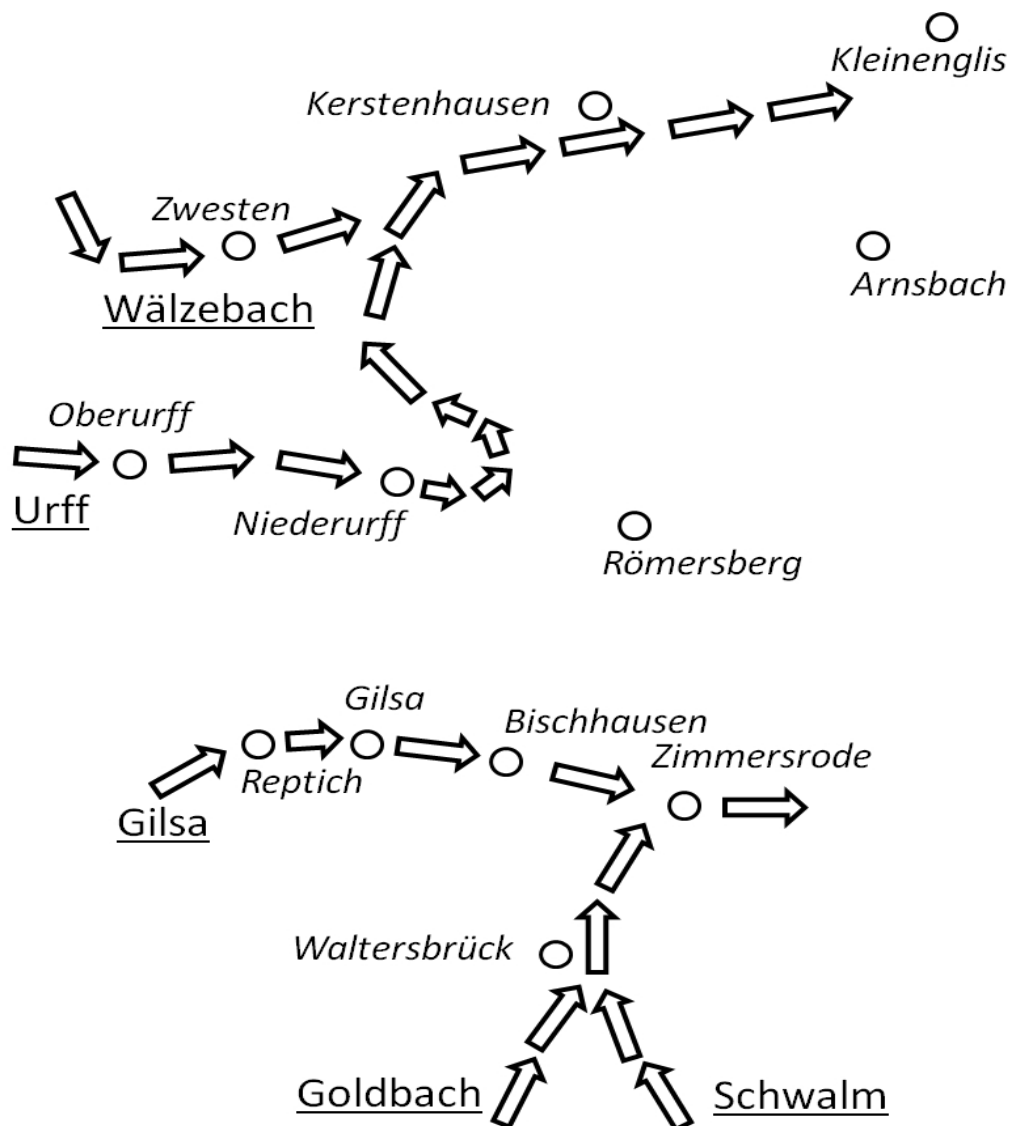


Abb. 101: Flussverlauf östlich des Kellerwalds im Pliozän. Seit wann die Schwalm bei Waltersbrück östlich des Biegeberges geflossen ist, ist nicht bekannt. Eventuell ist dieser Verlauf sogar älter als der des Goldbachs.

Nach RITZKOWSKI (1968, S. 275) ist es sogar möglich, dass eine fossile Eder „nach ihrem Eintritt in die niederhessische Tertiärsenke eine große Schleife über Borken und Lendorf vollführt hat“, begründet in einer Nord-Süd verlaufenden Rinne zwischen Fritzlar und Grossenenglis.

Eine über längere Zeit geomorphologisch wirksame Struktur ist der Homberg-Fritzlarer Graben, der nach Meinung von Blanckenhorn (LANG & BLANCKENHORN, 1920, S. 37-38) bis in das ?Pliozän als ein Riegel gewirkt hat. Dieser war wahrscheinlich für die Wässer der Schwalm und der vom Kellerwald herunterkommenden Flüsse nur an einer Stelle durchlässig. Die Häufung von Kieselschiefer-Geröllen vor dem Graben weist auf einen zumindest zeitweiligen Aufstau hin. Noch heute bildet der Graben eine morphologisch wirksame Engstelle. Die auf den benachbarten Höhen befindlichen »diluvialen Flussaufschüttungen zeigen jedoch, dass auch diese zumindest zeitweilig großflächig überströmt worden sein müssen.

Das nach dem Homberg-Fritzlar Graben erfolgende Abbiegen der Schwalm nach Nordosten ist zum einen dem allgemeinen Verlauf der Senke geschuldet, vor allem aber dem großflächigen Auftreten von Basalten im Osten.

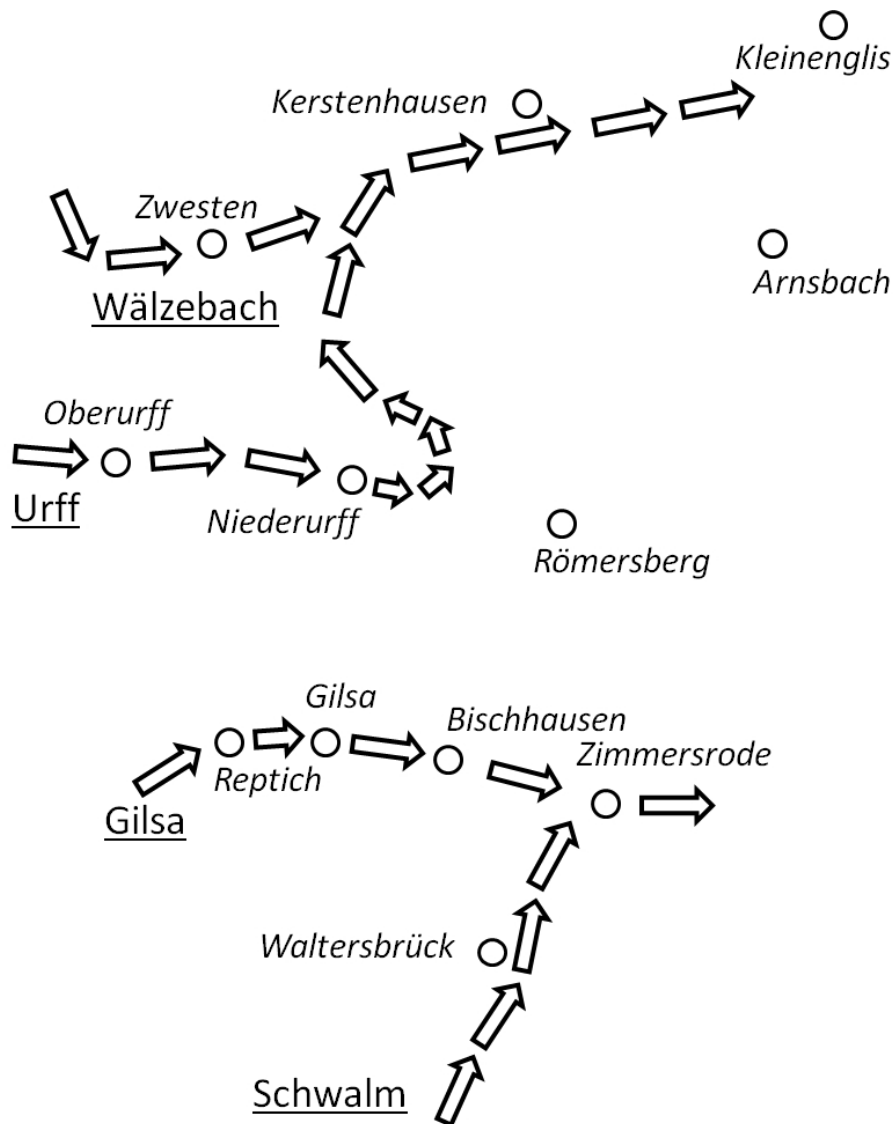


Abb. 102: Flussverlauf östlich des Kellerwalds im Quartär nach Umlenkung der Schwalm bei Alendorf an der Landsburg in das Buntsandsteingebiet.

9. Schlussbemerkungen

Man kann aus dem oben gesagten entnehmen, dass für die Flussgeschichte der Schwalm die vulkanische Bildung des Vogelsberges und seiner nördlichen Ausläufer, die Hebung der Kellerwaldschwelle und der Knüllhebungsachse, die Hebung der Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle, der Lavastrom vom Kessel, die Eintiefung des Schlierbacher Grabens und seine Feinstruktur sowie der Durchbruch zum Tal der Urff von entscheidender Bedeutung sind.

Bei der Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle kann man nicht in jedem Fall davon ausgehen, dass deren Hebung spätestens seit dem Miozän (s. Kap. 8.2) bis zum Quartär quasi kontinuierlich stattgefunden hat. Es ist genauso gut möglich, dass die Hebung in einzelnen Schüben vonstatten gegangen ist. Es ist sogar denkbar, dass die Hebung der Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle und die Absenkung des Schlierbacher Grabens intermittierende Prozesse waren bzw. sind, beginnend mit einer Absenkung des Grabens, gefolgt von einer Hebung der Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle spätestens im Miozän, gefolgt von einer Absenkung des Grabens und einer anschließenden weiteren Hebung der Altenburg-Landsburg-Hardt Scholle im Quartär.

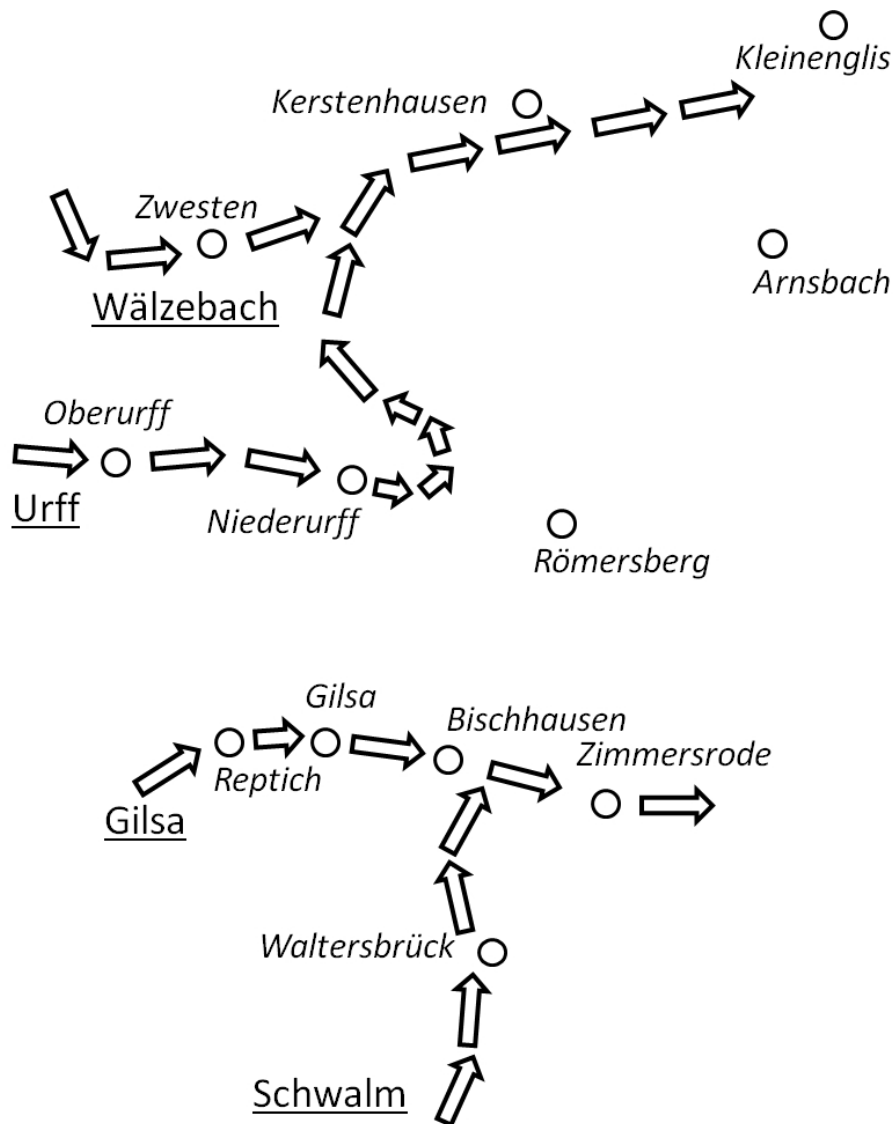


Abb. 103: Flussverlauf östlich des Kellerwalds nach Umlenkung der Schwalm bei Waltersbrück.

Umlaufberge im Schwalmthal treten insbesondere im Bereich von Flusseinmündungen auf und sind deshalb häufig an Verlagerungen von Flusseinmündungen gekoppelt.

Die beschriebene Flussgeschichte der Schwalm in Hessen ist natürlich mit Unsicherheiten verbunden. Der Verfasser hat versucht, dies über die Formulierungen auszudrücken. Sie stellt aber eine in sich, mit der Literatur und den Beobachtungen auf Karten und im Gelände konsistente Erklärung für den heutigen Verlauf der Schwalm und die auftretenden Landschaftsmerkmale dar. Neuere Erkenntnisse können in Teilbereichen eine Revision notwendig machen.

Gleichzeitig zeigt sich, dass die Schwalm, zumindest ab dem Ziegenhainer Becken, eine außerordentlich interessante Flussgeschichte aufweist, die in großen Bereichen bislang unbekannt war. Die Schwalm hat sich immer wieder bereits vorhandener Fließwege anderer Flüsse bedient. Eine zentrale Rolle in diesem Geschehen kommt dabei der Umgegend von Allendorf an der Landsburg zu, die wiederum stark vom Schlierbacher Graben geprägt ist.

Eine wesentliche Grundlage für die vorliegende Arbeit ist die geologische Landesaufnahme vor ca. 100 Jahren. Diese ist nicht mit dem Ziel durchgeführt worden geomorphologische Fragestellungen zu bearbeiten, auch wenn diese am Rande ab und zu anklingen. Sie hatte neben der allgemeinen wissenschaftlichen Erkenntnis vor allem das Ziel die Wirtschaftskraft und

Infrastrukturentwicklung zu stärken. Die Auswertung dieser Daten im geomorphologischen Sinne, ergänzt mit der moderneren Literatur sowie eigenen Beobachtungen und heutigen Untersuchungsmethoden ermöglicht Entdeckungen, die man in Deutschland so heute kaum mehr für möglich halten würde.

Es ist nicht so, dass Deutschland erforscht ist, oder nur mehr mit akribischer kleinräumiger quantitativer Detailarbeit Fortschritte zu erzielen wären. Es ist vielmehr so, dass die Geomorphologie häufig außerhalb des Blickwinkels anderer Geowissenschaften liegt. Dies bedeutet, dass auch ein geologisch gut erforschtes Gebiet geomorphologisch in weiten Bereichen terra incognita sein kann. Der Verfasser hat an der Schwalm und im nördlichen Harzvorland diese Erfahrung gemacht. Für Menschen die in der Lage sind in einer Landschaft zu lesen, gibt es in Deutschland nach wie vor viele Aufgaben.

10. Literatur

- AHNERT, F. (2009): Einführung in die Geomorphologie. 4. Auflage, Verlag Eugen Ulmert, Stuttgart, 393 S.
- BISMARCK, W. (1944): Neue Untersuchungen über Tektonik und Beckenbildung in der Niederhessischen Senke in der Gegend von Fritzlar und Homberg, Bez. Kassel. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Beilagenband, Bd. 88, S. 84-106.
- BLANCKENHORN, M. (1919a): Karte und Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lieferung 198, Blatt Schwarzenborn, Gradabteilung 69, Blatt 1. Berlin, Preußische Geologische Landesanstalt. Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Wiesbaden.
- BLANCKENHORN, M. (1919b): Karte und Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lieferung 198, Blatt Neukirchen, Gradabteilung 69, Blatt 7. Berlin, Preußische Geologische Landesanstalt. Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Wiesbaden.
- BLANCKENHORN, M. (1926a): Karte und Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Lieferung 261, Blatt Borken, Gradabteilung 54, Blatt 60. Berlin, Preußische Geologische Landesanstalt. Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Wiesbaden.
- BLANCKENHORN, M. (1926b): Karte und Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Lieferung 261, Blatt Schrecksbach, Gradabteilung 68, Blatt 12. Berlin, Preußische Geologische Landesanstalt. Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden.
- BLANCKENHORN, M. (1926c): Karte und Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Lieferung 261, Blatt Ziegenhain, Gradabteilung 68, Blatt 6. Berlin, Preußische Geologische Landesanstalt. Faksimilierter Nachdruck, Hessisches Landesamt für Bodenforschung 1995.
- BLANCKENHORN, M. (1931): Karte und Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Lieferung 299, Blatt Neustadt-Arnshain, Gradabteilung 68, Blatt 11. Berlin, Preußische Geologische Landesanstalt. Faksimilierter Nachdruck, Hessisches Landesamt für Bodenforschung 1995.
- BLANCKENHORN, M. (1939): Das Pliozän in den Flussgebieten der Streu, Fulda, Haune, Schwalm und mittleren Lahn. Abhandlungen der Preußischen Geologische Landesanstalt, Neue Folge, Bd. 189, 63 Seiten.
- BLANCKENHORN, M. (1950): Das Tertiär Niederhessens. Endergebnisse der geologischen

- Aufnahmen in Niederhessen von 1911-1946. Mit 9 Abbildungen, Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden, VI. Folge, Heft 1, Bd. 78, S. 7-82, Wiesbaden.
- BLANCKENHORN, M. & KURTZ, E. (1929): Die Flußläufe der Tertiärzeit in der Umgebung von Marburg a.d. Lahn. Sitzungsberichte der Gesellschaft zur Beförderung der gesamten Naturwissenschaften zu Marburg, Bd. 64, Heft 2, S. 10-48, Berlin.
- BLUM, R.; HORN, M. & KOSCHYK, K. (1984): Seismische Untersuchungen in der nördlichen Hessischen Senke. Mit 7 Abbildungen. Geologisches Jahrbuch Hessen, Bd. 112, S. 219-233, Wiesbaden.
- Borken Stadt (1998): 100 Jahre Braunkohle Borken (Hessen).
- BROSIUS, M. & GRAMANN, F. (1959): „Heskemer Pollenbild“ und Melanienton am Nordrand des Vogelsberges. Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden, Bd. 87, S. 162-167, Wiesbaden.
- DENCKMANN, A. (1902): Karte und Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lieferung 116, Blatt Gilserberg, Gradabtheilung 68, Blatt 5. Berlin, Königliche Geologische Landesanstalt und Bergakademie. Faksimilierter Nachdruck, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, 1996.
- Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.; Koordination und Redaktion: K. I. Grimm für die Subkommission Tertiär) (2011): Stratigraphie von Deutschland IX. Tertiär, Teil 1: Oberrheingraben und benachbarte Tertiärgebiete. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Heft 75, 464 S., Schweizerbart Science Publishers, Stuttgart.
- DIEDERICH, G. & LAEMMLEN, M. (1968): Kritische Betrachtungen zur Arbeitsweise im Buntsandstein und zu den Grundlagen einer einheitlichen Buntsandsteinstratigraphie. Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden, Bd. 96, S. 85-110, Wiesbaden.
- DIEHL, O. (1926): Karte und Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen, Blatt Alsfeld. Hessischer Staatsverlag, Darmstadt.
- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (1985): Die Basaltbasis im Vogelsberg, Schollenbau und Hinweise zur Entwicklung der vulkanischen Abfolge. Geologisches Jahrbuch Hessen, Bd. 113, S. 97-135.
- ELBORG, A. (1951): Die braunkohlenführenden Schichten bei Borken (Bez. Kassel). Ihre Tektonik und Paläogeographie besonders aufgrund von etwa 1600 Bohrungen. Diplomarbeit Marburg, unveröffentlicht. Zitiert in Udluft & Lang (1956, 1959).
- GRAMANN, F. (1957): Bl. Kirtorf (südwestl. Teil), Erl. z. geol. Kte. v. Preußen usw., neue Nr. 5220. Dipl.-Arb. (unveröff. Manusk.) Marburg (Lahn), zitiert in Stoppel (1961).
- GRAMANN, F. (1960): Das ältere Tertiär im nördlichen Vorland des Vogelsberges. Sitzungsberichte der Gesellschaft zur Beförderung der gesamten Naturwissenschaft zu Marburg, Bd. 82, Heft 1, S. 3-118, Marburg.
- GRUMBT, E. & LÜTZNER, H. (1983): Saxonische Tektonik und Basaltvulkanismus zwischen Thüringer Wald und Vorderrhön. Zeitschrift für geologische Wissenschaften, Bd. 11, S. 943-954.
- GRUPE, O. (1928): Zur Talentwicklung des Wesersystems. Geologische Rundschau, Bd. 18, S. 456-461.
- GRUPE, O. (1936): Über das hessische Pliozän und die Altersfrage der Basalte. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 88, S. 634-661.

- HANTKE, R. (1993): Flussgeschichte Mitteleuropas. Enke, Stuttgart.
- HECKMANN, F. (1916): Beiträge zur Kenntnis des hessischen Muschelkalks, mit besonderer Berücksichtigung der Vorkommen Oberhessens. Verh. Ber. Ver. Naturkde. Cassel, 62 S., 2 Taf., 2 Kten., Cassel. Zitiert in Ritzkowski (1965a).
- HEINE, K. (1970): Fluß- und Talgeschichte im Raum Marburg: eine geomorphologische Studie. Bonner geographische Abhandlungen, Ferdinand Dümmlers Verlag, Bonn, 195 Seiten.
- HENNINGSEN, D. & KATZUNG, G. (2006): Einführung in die Geologie Deutschlands. 7. Aufl., Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg.
- Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie (2007): Geologische Übersichtskarte von Hessen 1:300.000, 5. Auflage.
- HESSLER, C. (Hrsg.) (1904): Hessische Landes- und Volkskunde. Bd. I/1, I/2 und II. Elwert, Marburg/Lahn.
- HOCH, U. (1959): Der Momberger Graben im oberhessischen Buntsandstein. Mit 6 Abbildungen und Tafel 14, Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden, Bd. 87, S. 133-161, Wiesbaden.
- HOPPE, A. & STEININGER, F.F. (Hrsg.) (1999): Exkursionen zu Geotopen in Hessen und Rheinland-Pfalz sowie zu naturwissenschaftlichen Beobachtungspunkten Johann Wolfgang von Goethes in Böhmen. Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Heft 8, Kleine Senckenberg-Reihe Nr. 31, Deutsche Geologische Gesellschaft, Hannover, ISBN 3-932537-05-X.
- HUCKRIEDE, R. (1954): Über umgelagerte marine Kreide in Hessen. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie / Monatshefte, Bd. 8, S. 351-361.
- HUCKRIEDE, R. (1960): Die Ordoviz-Gerölle des hessischen Tertiärs und ihre Verwendung in einer pleistozänen Geröllkultur. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, Bd. 111, Heft 2, S. 234-256.
- HUMMEL, K. (1944): Die Entwicklung der Täler des Vogelsberges im Jungtertiär. Natur und Volk, Berichte der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft, Bd. 74, S. 84-92.
- KAYSER, E. (1915): Karte und Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lieferung 212, Blatt Marburg, Gradabteilung 68, Blatt 9. Berlin, Königliche Geologische Landesanstalt. Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden.
- KLÜPFEL, W. (1936): Zur Tertiärgeologie Niederhessens. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 88, S. 620-634.
- KLÜPFEL, W. (1941): Die Altvulkane und die Neuvulkane und ihre Abstammung. Ein Beitrag zum Eruptionsgesetz der vorquartären Vulkane. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abteilung B: Geologie und Paläontologie, S. 230-246, 249-269, 281-297, 313-329.
- KLÜPFEL, W. (1955): Über Umkehr- und Schaukelbewegungen und die Entstehung von Kreuzsprungzonen. Geologische Rundschau, Bd. 43, S. 45-47.
- KOCKEL, C.W. (1958): Schiefergebirge und Hessische Senke um Marburg/Lahn. Sammlung geologischer Führer, Bd. 37, Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- KRANZ, J.H. & SCHWALM, J.H. (1985): Kreiszwerneng, Spaß muss seng. Gedichte in Schwälmer Mundart. Gesamtausgabe der Teile 1 (1906), 2 (1911) und 3. Verlag Schwälmer Heimatbund e.V., Ziegenhain.
- KREUZER, H.; KUNZ, K.; MÜLLER, P. & SCHENK, E. (1974): Petrologie und Kalium/Argon-

- Daten einiger Basalte aus der Bohrung 31, Rainrod I (Vogelsberg). Geologisches Jahrbuch, D 9, S. 67-84. Zitiert in Wedepohl (1982).
- KÜSTER, H. (2009): *Schöne Aussichten - Kleine Geschichte der Landschaft*. C.H. Beck, München.
- LANG, H. D. (1955): *Zur Flussgeschichte der Lahn. Ergebnis geröllanalytischer Untersuchungen in der Umgebung von Marburg a.d. Lahn*. Dissertation, Universität Marburg.
- LANG, O. & BLANCKENHORN, M. (1919): *Karte und Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lieferung 198, Blatt Gudensberg, Gradabteilung 55, Blatt 49*. Berlin, Preußische Geologische Landesanstalt. Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Wiesbaden.
- LANG, O. & BLANCKENHORN, M. (1920): *Karte und Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lieferung 198, Blatt Homberg a.d. Efze, Gradabteilung 55, Blatt 55*. Berlin, Preußische Geologische Landesanstalt. Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Wiesbaden.
- LESSMANN, B.; WIEGAND, K. & SCHARPFF, H.-J. (2001): *Die Hydrogeologie des vulkanischen Vogelsberges*. Geologische Abhandlungen Hessen, Bd. 108, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden.
- LIPPOLT, H.J. (1982): *K/Ar age determinations and the correlation of Tertiary volcanic activity in Central Europe*. Geologisches Jahrbuch, D52, S. 113-135, 1982.
- LIPPOLT, H.J. (1983): *Distribution of volcanic activity in space and time*. In: FUCHS, K. et al. (eds.): *Plateau Uplift*. Springer, Berlin, S. 112-120.
- LOTZ, K. (1995): *Einführung in die Geologie des Landes Hessen*. Hitzeroth Buchverlag, Marburg.
- MAULL, O. (1919): *Die Landschaft um Marburg a.d. Lahn in ihren morphologischen Beziehungen zur weiteren Umgebung*. Jahresber. Frankfurter Ver. Geogr. Statist., Frankfurt a. M.. Zitiert in Schwarz (1932).
- MÖBUS, H.-M. (2004): *Allochthone Triasschollen am Unterwerrasattel als Schlüssel zum Verständnis saxonischer Grabentektonik*. Dissertation, Universität Marburg.
- MOTZKA-NÖRING, R. (1988): *Geologische Übersichtskarte 1:200.000, Blatt CC 5518 Fulda*, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Hrsg.), Hannover.
- MÜLLER, K.H. (-): *Geographische Grundlagen Hessens. Erläuterungen zur Höhengichtenkarte von Hessen, zur Geologischen Übersichtskarte von Hessen, Klimakarten und Bodenübersichtskarte*. Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden.
- MURAWSKI, H. & MEYER, W. (2010): *Geologisches Wörterbuch*. 12. Auflage, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg.
- NESBOR, H.D. (2009): *Geologische Karte von Hessen, 1:25.000, Blatt 5321 Stordorf*. Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden.
- OEBBEKE, K. & BLANCKENHORN, M. (1919): *Karte und Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lieferung 198, Blatt Neukirchen, Gradabteilung 69, Blatt 7*. Berlin, Preußische Geologische Landesanstalt. Faksimilierter Nachdruck, Hessisches Landesamt für Bodenforschung 1992.
- PAUL, J. (1982): *Der untere Buntsandstein des Germanischen Beckens*. Geologische Rundschau, Bd. 71, Heft 3, S. 795-811.
- PAUL, J. (2001): *Der Röt (Oberer Buntsandstein) in der nördlichen Hessischen Senke*. Geologisches Jahrbuch Hessen, Bd. 129, S. 55-78.

- RAMBOW, D. (1969): Die Höhenlage der Tertiärbasis in der Niederhessischen Senke. Mit Tafel 7, Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden, Bd. 97, S. 226-228, Wiesbaden.
- RAMBOW, D. & LEMMER, F. (2002): Zur Genese der Tertiärsenken südöstlich von Kassel - Tektonik oder Subrosion? Geologisches Jahrbuch Hessen, Bd. 130, S. 73-89.
- RAMDOHR, P.; STRUNZ, H. (1967): Klockmann's Lehrbuch der Mineralogie. 15. Auflage, Enke, Stuttgart.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1977): Saxonische Tektonik, Hans Stilles Begriff aus heutiger Sicht. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, Bd. 128, S. 11-23, Hannover.
- RITZKOWSKI, S. (1965a): Der Schlierbacher Muschelkalk-Graben und sein Buntsandsteinrahmen am Ostrand des Kellerwalds (nördliches Hessen). Mit 4 Abbildungen und 1 Tabelle, Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden, Bd. 93, S. 147-175, Wiesbaden.
- RITZKOWSKI, S. (1965b): Das marine Oligozän im nördlichen Hessen. Stratigraphie und Paläogeographie. Dissertation, Marburg.
- RITZKOWSKI, S. (1967): Mittel-Oligozän, Ober-Oligozän und die Grenze Rupel/Chatt im nördlichen Hessen. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie / Abhandlungen, Bd. 127/3, S. 293-336.
- RITZKOWSKI, S. (1968): Die Tektonik der Braunkohlenlagerstätte von Borken (Tertiär nördliches Hessen). Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden, Bd. 96, S. 273-280, Wiesbaden.
- RITZKOWSKI, S. & RÖSING, F. unter Mitwirkung von BÜHMANN, D.; WALTHER, M. (1977): Exkursion K. Tertiär Nordhessens. Exkursionsführer Geotagung 77, Bd. II, Exkursion K, S. 63-111, 16 Abb.; Göttingen.
- ROTHER, P. (2012): Die Geologie Deutschlands. 4. Aufl., Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.
- SAHLE, E. v.d. (1942): „Härtlingszüge“. Morphologische Studien aus deutschen Mittelgebirgen. Berliner Geographische Arbeiten, Bd. 21.
- SANDNER, G. (1956): Der Kellerwald und seine Umrahmung. Eine geomorphologische Untersuchung. Marburger Geographische Schriften, Bd. 4, Marburg.
- SHELLMANN, W. (1966): Die Bildung von Roterde und Bauxitknollen im Vogelsberg. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte, S. 321-341.
- SCHENK, E. (1961): Tertiär, Vulkanismus und Tektonik im Mittleren Hessen. 1. Ergebnisse einer Bohrung in das ältere Tertiär und den Muschelkalk bei Wahlen und die Tektonik am Nordrand des Vogelsberges. Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung, Bd. 89, S. 310-319.
- SCHMIDT, B. (1991): Stratigraphie und Tektonik der Umgebung von Hessisch Lichtenau-Hirschhagen (Nordhessen) Blatt Nr. 4724 Großalmerode. Geologische Abhandlungen Hessen, Bd. 94, 61 Seiten.
- SCHMIDT-DÖHL, F. (2012): Das Hessische Bergland – Die Entstehung einer Landschaft. Shaker Media, Aachen.
- SCHMIDT-DÖHL, F. (2013): Materialprüfung im Bauwesen. Fraunhofer IRB-Verlag, Stuttgart, 529 S.
- SCHMIDT-DÖHL, F. (2016): Die Entstehung des Trockentals südöstlich von Langenstein und der voreiszeitliche Verlauf der Bode im nördlichen Harzvorland. Hallesches Jahrbuch für

- Geowissenschaften, Bd. 38, S. 29-40.
- SCHOTTLER, Wilhelm mit einem Geleitwort von SCHOTTLER, Walter (1937): Der Vogelsberg. Mit Tafel 26 u. 27 und 2 Abbildungen im Text. Notizblatt der Hessischen geologischen Landesanstalt zu Darmstadt, V. Folge, 18. Heft, S. 3-86, Darmstadt.
- SCHRICKE, W. (1986): Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen, Blatt Burg-Gemünden, Wiesbaden. Zitiert in Semmel (1996).
- SCHULZE, W. (1951): Morphologische Untersuchungen im Vogelsberg; seine Rücken und Täler in ihrer Beziehung zur Gesamtformung. Dissertation, Marburg.
- SCHWALM, J.H. (1919): Mit Rucksack und Hammer durch Kellerwald und Knüll; Geologisches Heimat- und Wanderbuch. N.G. Elwertsche Verlagsbuchhandlung, G. Braun, Marburg.
- SCHWALM, J.H. (1933): Grabungen im Wichtelloch bei Obergrenzebach. Schulchronik Obergrenzebach. Wiederabdruck in: Schwälmer Heimatbund e.V. (Hrsg.): Schwälmer Jahrbuch 2007, S. 154-156.
- SCHWALM, J.H. (1933b): Aus meinem Leben. Abdruck in: Schwälmer Heimatbund e.V. (Hrsg.): Schwälmer Jahrbuch 1984, S. 16-36.
- SCHWARZ, F. (1932): Zur Tektonik und Morphologie Niederhessens. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 84, S. 513-537.
- SCHWARZ, T. (1988): Laterit im Vogelsberg (Hessen): Bauxitkonkretionen und umgelagerte Roterde. In: Richter, D.K. (Hrsg.): 3. Treffen deutschsprachiger Sedimentologen 23.-26.5.1988 in Bochum, Bochumer Geologische und Geotechnische Arbeiten, Bd. 29, S. 179-183.
- SCHWARZ, T. (1997): Lateritic bauxite in central Germany and implications for Miocene palaeoclimate. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, Bd. 129, S. 37-50.
- SEMME, A. (1996): Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland. Franz Steiner Verlag, Stuttgart, 5. Auflage.
- SOERGEL, W. (1927): Zur Talentwicklung des Werra-Weser- und des Ilm-Saalesystems. *Geologische Rundschau*, S. 103-120.
- STECKHAN, W. (1952): Der Braunkohlenbergbau in Nordhessen. Hessisches Lagerstättenarchiv, Heft 1, 212 Seiten, Wiesbaden, zugleich Dissertation, Bergakademie Clausthal.
- STILLE, H. (1910): Die mitteldeutsche Rahmenfaltung. *Jber. niedersächs. geol. Verein*, Bd. 3, Hannover. Zitiert in Möbus (2004).
- STILLE, H. (1923/1925): Die saxonischen Brüche. *Göttinger Berichte zur Saxonischen Tektonik*, Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Neue Folge, Bd. 95, S. 194-207, Berlin.
- STOPPEL, D. (1961): Geologie des südlichen Kellerwaldgebirges. *Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung*, Heft 34, Wiesbaden, 114 Seiten mit einer geologischen Karte 1:25.000.
- STREMME, M. (1989): Zur Geologie am nördlichen Vogelsbergtrand in der Umgebung der Paläozoikumsaufbrüche von Ruhlkirchen (Hessische Senke). Diplomarbeit, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Marburg.
- TATGE, U. (1956): Der Momberger Graben und Conodonten aus dem germanischen Muschelkalk. Dissertation, Universität Marburg.
- TUCKER, M.E.: Einführung in die Sedimentpetrologie. Enke Verlag, Stuttgart, 1985.
- UDLUFT, H. (1950): Ergänzungen und kritische Bemerkungen zu der Arbeit von Max Blanckenhorn über das Tertiär Niederhessens. *Notizblatt des Hessischen Landesamtes für*

- Bodenforschung zu Wiesbaden, VI. Folge, Heft 1, Bd. 78, S. 83-100, Wiesbaden.
- UDLUFT, H. (1953): Nachruf auf Max Blanckenhorn. Mit einer Bildtafel. Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden, Bd. 81, S. 399-411, Wiesbaden.
- UDLUFT, H. & JACOBSHAGEN, V. (1957): Zur Gliederung des Pleistozäns in Niederhessen. Notizblatt des hessischen Landesamtes für Bodenforschung, Bd. 85, S. 225-281, Wiesbaden.
- UDLUFT, H. & LANG, H.D. (1956): Der Untergrund der Niederhessischen Senke. Mit 1 Abbildung und einer Karte (Tafel 15), Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden, Bd. 84, S. 184-203, Wiesbaden.
- UDLUFT, H. & LANG, H.D. (1959): Die Niederhessischen Braunkohlen in ihrer Abhängigkeit von den faziellen Verhältnissen des tertiären Sedimentationsraumes. Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden, Bd. 87, S. 333-366, Wiesbaden.
- WEDEPOHL, K.H. (1982): K-Ar-Altersbestimmungen an basaltischen Vulkaniten der nördlichen Hessischen Senke und ihr Beitrag zur Diskussion der Magmengenese. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, Bd. 144, Heft 2, S. 172-196.
- WEDEPOHL, K. H. (1983): Die chemische Zusammensetzung der basaltischen Gesteine der nördlichen Hessischen Senke und ihrer Umgebung. Mit 3 Abbildungen und 16 Tabellen. Geologisches Jahrbuch Hessen, Bd. 111, S. 261-302, Wiesbaden.
- WEDEPOHL, K.H. (1987): Kontinentaler Intraplatten-Vulkanismus am Beispiel der tertiären Basalte der Hessischen Senke. Fortschritte der Mineralogie, Bd. 65/1, S. 19-47.
- WEDEPOHL, K.H.; Mengel, K.; Ritzkowski, S. (1983): The tertiary basalts of the northern Hessian Depression and their mantle xenoliths, Fortschritte der Mineralogie, Bd. 61, Beiheft 2, S. 117-134.
- WENZEL, H. (1931): Morphologie und Talgeschichte des niederhessischen Berglandes. Zeitschrift für Geomorphologie, Bd. 6, S. 129-173.
- WEYMANN, H.-J. (2003): Die mittelpleistozäne Flussentwicklung im nordöstlichen Harzvorland. Dissertation Universität Hannover, 128 S.
- WIEGEL, H. (1907): Petrographische Untersuchung der Basalte des Schwälmerlandes bis an den Vogelsberg. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Beil.-Bd. 23, S. 345-405.

