



Jahrbuch 2021

Herausgegeben vom
Vorstand der Marburger Geographischen Gesellschaft e. V.
in Verbindung mit dem Dekanat des Fachbereichs Geographie
der Philipps-Universität Marburg

Sonderdruck

Der Inhalt dieses Sonderdrucks oder Teile davon dürfen nicht ohne die schriftliche Genehmigung der Herausgeber vervielfältigt, in Datenbanken gespeichert oder in irgendeiner Form übertragen werden. Sie dürfen ausschließlich zum persönlichen Gebrauch ausgedruckt oder gespeichert werden.

Marburg/Lahn 2022

HARNISCHMACHER, STEFAN

Abriß zur geologischen Entwicklung und Landschaftsgeschichte des Marburger Raums

Vorbemerkung

Der Marburger Raum ist in der wissenschaftlichen Literatur schon oft Gegenstand geologischer Betrachtungen gewesen. Zu den diesbezüglichen Klassikern mag man KAYSER (1915 a + b), MAULL (1919), BLANCKENHORN (1930) oder KOCKEL (1958) zählen. In jüngerer Zeit sind zahlreiche weitere Veröffentlichungen erschienen, wie Arbeiten von ROTH (1966), HUCKRIEDE (1972), TIETZE (1997; 2019) oder DAVID (2006) belegen. Aus geographischer Sicht haben die vorwiegend morphologischen Abhandlungen von BLUME (1949), HEINE (1970), KUPFAHL & ANDRES (1983), PREUSS (1990) u. a. naturgemäß in starkem Maße die geologischen Verhältnisse mitbewertet.

Das offensichtlich große Interesse an der Geologie des Marburger Raumes kommt nicht von ungefähr, schließlich finden sich hier, in engem räumlichen Nebeneinander, die unterschiedlichsten Formationen mit jeweils charakteristischen Eigenschaften, die das natürliche Landschaftsbild prägen, die aber auch in der Kulturlandschaft ihre deutlichen Spuren hinterlassen haben. Im Westen reichen die Ausläufer des Rheinischen Schiefergebirges mit ihren alten Gesteinen des Devons und Karbons bis nahe an die Marburger Stadtgrenze heran. Die Vorstellung, dass es sich bei dem heute unzweifelhaft dem Mittelgebirgsrelief zuzurechnenden Bergland ehemals um ein Hochgebirge alpinen Ausmaßes mit Höhen bis 5000 m und darüber gehandelt haben soll (Stichwort *Variskische Alpen*), mag den laienhaften Betrachter verwundern. Man muss schon in geologischen Zeitdimensionen rechnen um nachzuvollziehen, dass die Abtragung dieses Gebirges im Verlauf von einigen Jahrhundertmillionen erfolgte mit dem Ergebnis, dass sich das ehemalige Hochgebirge heute als Schulbeispiel einer Rumpffläche präsentiert.

Marburg selbst wird eingerahmt von den durch das Lahntal getrennten Sedimentschollen des Marburger Rückens und der Lahnberge, die beide der Formation des überwiegend horizontal gelagerten Buntsandsteins zuzuordnen sind, der am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges die alten Gesteine des Devons und Karbons im Sinne einer Schichtstufe überlagert. Auch wenn das Marburger Stadtbild vorwiegend durch Fachwerkbauten geprägt ist, so fallen dem Besucher der Stadt doch auch zahlreiche repräsentative Gebäude auf, die aus roten und gelben Sandsteinen erbaut sind, wie z. B. die Elisabethkirche, das Marburger Schloss, die Alte Universität und das Rathaus. Die Werksteine für deren Bau entstammen überwiegend der Hardegsen- und Solling-Folge des Mittleren Buntsandsteins sowie den Schichten des Unteren Buntsandsteins, die von daher gelegentlich auch als (Marburger) *Bausandstein* bezeichnet werden (vgl. Abb. 1) (DAVID 2006; TIETZE 2019).

Weitere geologische Superlative finden sich im östlichen Teil des Marburger Raums, namentlich in den randlich zum Amöneburger Becken gelegenen Basaltberg-

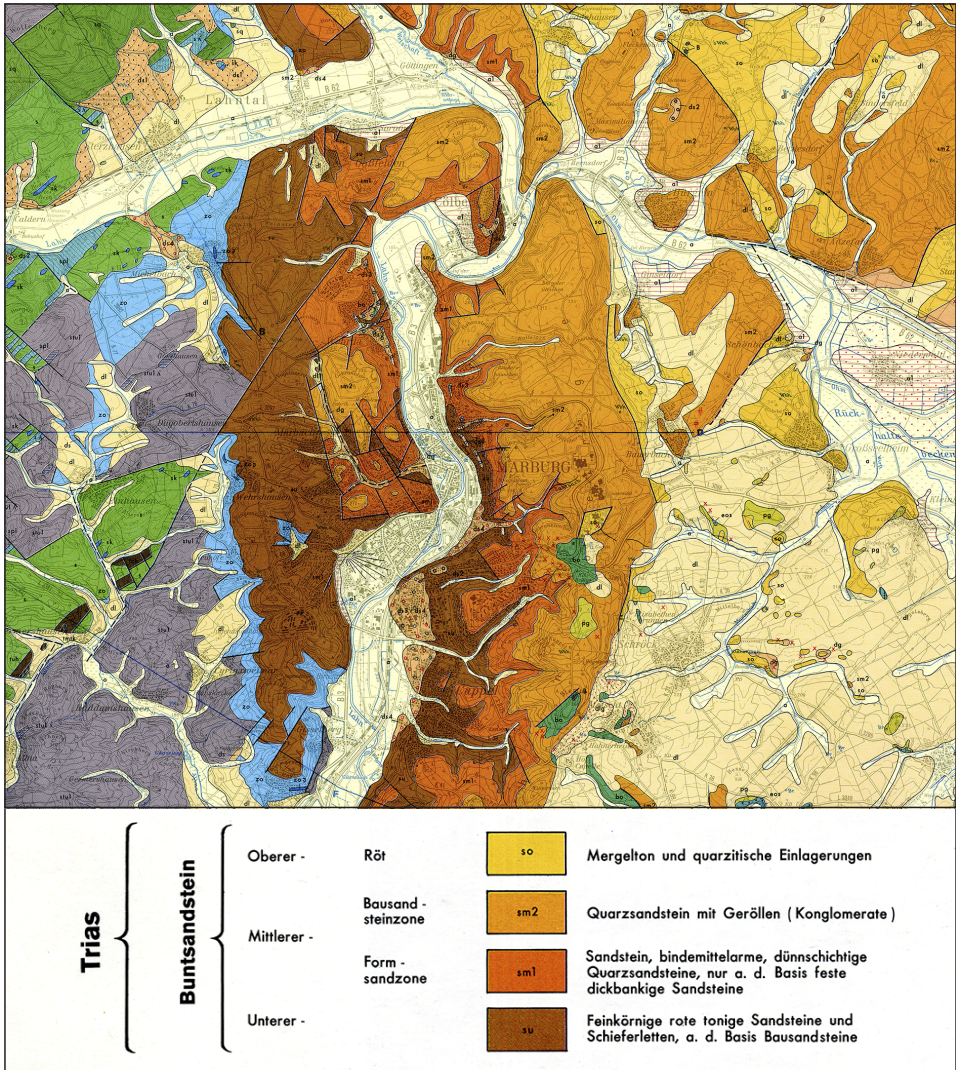


Abb. 1: Geologische Karte von Marburg und Umgebung 1 : 50.000. Aus Anlass des 39. Deutschen Kartographentags legte die Marburger Geographische Gesellschaft eine Geologische Karte des Marburger Raumes im Maßstab 1 : 50.000 vor, die auf der Grundlage der Geologischen Karten von Preußen im Maßstab 1 : 25.000 unter Verwendung der dort zu Grunde gelegten, mittlerweile veralteten stratigraphischen Nomenklatur der Buntsandsteingliederung erstellt wurde. Die heute übliche Untergliederung in Gesteinsformationen bzw. -folgen basiert auf der petrographischen Struktur und ist deutlich komplexer. Der Ausschnitt der Karte erfasst das Marburger Lahntal mit dem „Lahnknie“ bei Cölbe, wo von Osten her die Ohm in die Lahn mündet. Im Zentrum des Ausschnitts befinden sich die beiden Buntsandsteinschollen des Lahnrückens (westlich) und der Lahnberge (östlich). Der Legendenausschnitt erläutert lediglich die traditionelle Untergliederung des Buntsandsteins, die inzwischen von einer sehr viel differenzierteren Nomenklatur abgelöst wurde (vgl. Tab. 2 sowie Abb. 2, 4 und 5). Unter exkursionsdidaktischen Aspekten hat diese Nomenklatur bis heute unbestritten noch ihren Wert, für die wissenschaftliche Interpretation der Marburger Landschaft ist sie indessen kaum noch ausreichend.

landschaften tertiären Ursprungs. Der Vogelsberg wird gerne als das größte zusammenhängende Vulkangebiet Mitteleuropas bezeichnet, bei Nieder-Ofleiden (OT von Homberg/Ohm) findet sich der größte Basaltsteinbruch Europas (vgl. die Exkursionsbeschreibung GEOTOUR FELSENMEER in diesem Jahrbuch). Das Amöneburger Becken ist Teilglied einer Bruchzone kontinentalen Ausmaßes, die vom Mittelmeer bis Südkandinavien reicht. Es finden sich also hinreichend Ansatzpunkte dafür, den Marburger Raum einer erneuten geologischen Betrachtung zu unterziehen.

Die erdgeschichtlichen Entwicklungsphasen

Das Erdaltertum (Paläozoikum)

Nach der variskischen Gebirgsbildung mit ihrem Höhepunkt im Oberkarbon (vgl. Tab. 1) begann die Abtragung des Gebirges im Zeitalter des Perm (299 – 252,5 Mio. Jahre v. h.) und hinterließ unter den semiariden bis ariden klimatischen Verhältnissen eine rotgefärbte Rumpffläche (ROTHE 2005). Der heutige Marburger Raum befand sich damals am nordöstlichen Rand des sog. Rheinischen Massivs, einem Vorgänger des heutigen Rheinischen Schiefergebirges, dessen Heraushebung und Abtragung eine das Oberkarbon und den größten Teil der Perm-Zeit umfassende Schichtlücke hinterlassen hat. Auf der Landoberfläche begann im Rotliegenden (299 – 257,5 Mio. Jahre v. h.) in intramontanen Becken und Senken die Ablagerung rot bis rotviolett gefärbter terrestrischer Schutt- und Schwemmfächer-Einheiten (sog. Fanglomerate) mit fluviatilen und äolischen Einschaltungen der sog. Battenberg-Formation (Lokalbezeichnung im Marburger Raum: Ältere Konglomerate) (TIETZE 2019).

Das Rheinische Massiv blieb im Zechstein (257,5 – 252,5 Mio. Jahre v. h.) weiterhin Abtragungsgebiet, als im nördlichen Mitteleuropa, im damaligen Zentraleuropäischen Becken, das Meer von Nordwesten eindrang und in mehreren Zyklen zur Ablagerung von Tonen, Kalken, Gips und Salzen geführt hat (MESCHÉDE 2018). Im Marburger Raum wurden am Randbereich des Zechsteinmeeres auf einer Abtragungs- oder Einebnungsfläche des Rheinische Massivs anfangs küstennahe fluviatile Sande abgelagert, in denen sich bei hoher Verdunstung stellenweise Karbonat-Knollen und -Krusten bilden konnten, die später zu Dolomit umgewandelt wurden (Geismar-Formation). Es folgen Schwemmfächersedimente der Frankenberg-Formation mit rotbraunen Konglomeraten sowie Sand- und Silt-Einschaltungen (Lokalbezeichnung im Marburger Raum: Jüngere Konglomerate), die, dem Relief folgend, einen Transport nach Osten in die Hessische Senke – eine Grabenstruktur mit prä-permischer Anlage – anzeigen (TIETZE 2019). Die mürben, schwach verkitteten Trümmergesteine des Zechsteins streichen heute in einem Streifen zwischen Michelbach, Niederweimar und Ockershäusen am Fuße des Marburger Rückens sowie zwischen Ronhausen und Bellnhausen im Süden der Lahnberge an der Geländeoberfläche aus und setzen sich auf der gegenüberliegenden Seite des Lahntals bei Fronhausen fort (vgl. Abb. 1, blaue Flächen) (KAYSER 1915b, KAYSER & PAECKELMANN 1915). Die Verbreitung dieser ver-

Ära	System / Periode	Serie	Zeit (Mio. Jahre vor heute)
Känozoikum (Erdneuzeit)	Quartär	Holozän	0 – 0,0116
		Pleistozän	0,0116 – 2,6
	Tertiär / Neogen	Pliozän	2,6 – 5,3
		Miozän	5,3 – 23
	Tertiär / Paläogen	Oligozän	23 – 33,9
		Eozän	33,9 – 56
Mesozoikum (Erdmittelalter)	Kreide	Oberkreide	66 – 100,5
		Unterkreide	100,5 – 145
	Jura	Malm	145 – 163,5
		Dogger	163,5 – 174
		Lias	174 – 201,5
	Trias	Keuper	201,5 – 239,2
		Muschelkalk	239,2 – 246,2
		Buntsandstein	246,2 – 252,5
	Paläozoikum (Erdaltertum)	Perm	Zechstein
Rotliegend			257,5 – 299
Karbon		Oberkarbon	299 – 327
		Unterkarbon	327 – 361
Devon		Oberdevon	361 – 383
		Mitteldevon	383 – 392
		Unterdevon	392 – 418
Silur		418 – 444	
Ordovizium		444 – 485	
Kambrium		485 – 541	
Neoproterozoikum		542 – 1000	

Tab. 1: Vereinfachte erdgeschichtliche Tabelle (nach MESCHÉDE 2018)

witterungsanfälligen Gesteine am westlichen und östlichen Hangfuß des Lahntals südlich von Niederweimar erklärt die Weitung des Lahntals in südlicher Richtung.

Das Erdmittelalter (Mesozoikum)

Mit Ausklang des Permzeitalters endete vor. ca. 252 Mio. Jahren auch das Erdaltertum, das sog. Paläozoikum und eine neue Ära, das Erdmittelalter oder Mesozoikum begann. Der Anlass für diese Grenzziehung ist ein Massenaussterbeereignis als Folge massiv veränderter klimatischer Bedingungen an der Grenze zwischen Perm und **Trias**, der ältesten Periode innerhalb des Mesozoikums, deren Ursachen umstritten sind. Nun begann mit dem Zeitalter des sog. **Buntsandsteins** (252,5 – 246,2 Mio. Jahre v. h.) eine Epoche der Erdgeschichte, die für den Marburger Raum von großer Bedeutung ist, wie es die flächenhafte Verbreitung der gleichnamigen Gesteine im Bereich des Marburger Rückens und der Lahnberge zeigt. Zu dieser Zeit herrschte im gesamten nördlichen Mitteleuropa, wie schon im Perm, ein sehr trockenes und warmes, wüstenartiges Klima vor, dessen Ursache in der paläogeographischen Position wenige Zehnergrade nördlich des Äquators begründet ist (MESCHÉDE 2018).

Darüber hinaus lag das nördliche Mitteleuropa inmitten eines Großkontinents namens Pangäa, weit entfernt von seinen Küstenrändern und kam daher kaum in den Genuss feuchter Luftmassen, die es, von den Ozeanen kommend, meistens nicht bis ins Landesinnere schafften. Die Subsidenz des Zentraleuropäischen Beckens hielt an und das nördliche Mitteleuropa blieb nach Ende des Perms ein Sedimentationsraum, wengleich das Zeitalter des Buntsandsteins im Wesentlichen durch festländische, sog. terrestrische Ablagerungen gekennzeichnet war und Meerestransgressionen erst wieder in der nachfolgenden Epoche des sog. Muschelkalks auftraten. Die Sedimente des Buntsandsteins wurden auf riesigen Schwemmlandebenen von weit verzweigten, nur episodisch wasserführenden Flusssystemen transportiert und stammten von den Festlandsmassen aus der Umgebung des Beckens, wie etwa dem Rheinischen Massiv an dessen Südrand (vgl. BACHMANN et al. 2010, S. 158, Fig. 9.11). Fielen die Flüsse trocken, bildeten sich abflusslose Senken, in denen auch äolische, d.h. vom Wind trans-

	Gruppe	Untergruppe	Formation	Kurzform	Lokale Bezeichnungen im Marburger Raum
Trias	Muschelkalk		fehlt erosionsbedingt im Marburger Raum		
	Buntsandstein	Oberer B. >138 m	Röt-Fm >138 m (höhere Anteile erodiert)	so	Röt
		Mittlerer B. 228-244 m	Solling-Fm ca. 48 m	smS	Bauerbacher Sandstein
			Hardegsen-Fm ca. 90 m	smH	Marburg-Folge Marburger Bausandstein
			Detfurth-Fm ca. 60 m	smD	Formsand Formsandstein
			Volpriehausen-Fm ca. 30-46 m	smV	Avicula-Sandstein Volpriehausen-Wechselfolge Volpriehsn.-Sst., Stubensandstein
		Unterer B. im W 105-115 m, im Bereich des Lahntals bis >190 m	Bernburg-Fm (früher Salmünster-Fm) 60-120 m	suB	Feinporensandstein Porensandstein Lettensandstein
	Calvörde-Fm (früher Gelnhausen-Fm) ca. 30 m		suC	Marburger Liegender Bausandstein	
Perm	Zechstein	Frankenberg-Fm 2-30 m	Fulda-Fm	zFu	Jüngere Konglomerate 2-30 m, stark wechselnde Mächtigkeit
			Friesland-Fm	zFr	
			Ohre-Fm	zO	
	Geismar-Fm 0-30 m	Geismar-Fm	zGs	Geismarer Schichten, sandige Fazies 0-26 m, stark wechselnde Mächtigkeit	
	Rotliegend	Battenberg-Fm max. 20 m	Battenberg-Fm	rzBt	Ältere Konglomerate ca. 20 m, stark wechselnde Mächtigkeit

Tab. 2: Stratigraphische Gliederung von Perm und Trias im Marburger Raum mit ungefähren Mächtigkeitsangaben der Formation (nach TIETZE 2019, S. 19)

portierte Sedimente abgelagert wurden und u. a. Dünen entstehen konnten (MESCH-DE 2018). Das gesamte Schichtpaket des Buntsandsteins besitzt im Raum Marburg eine Mächtigkeit von mehr als 535 m (TIETZE 1997) und lagert konkordant über dem Zechstein, von dem sich der meist hellere, rötlich bis weiß gefärbte Sandstein deutlich unterscheiden lässt (LENZ 1967).

Nach den Richtlinien zur Gliederung des westdeutschen Buntsandsteins (ARBEITSAUSSCHUSS BUNTSANDSTEIN DER GEOLOGISCHEN LANDESÄMTER 1974) wird die Schichtenfolge in einen Unteren, zumeist feinkörnigen, einen Mittleren, häufig quarzreichen und grobkörnigen, sowie einen tonigen Oberen Buntsandstein unterteilt (s. Tab. 2). Die petrographische Ausprägung der drei Einheiten spiegelt jeweils das Sedimentationsgeschehen und das Paläoklima am Rande des Zentraleuropäischen Beckens wider (TIETZE 1997): Im Unteren Buntsandstein lagerten sich in einem aus-

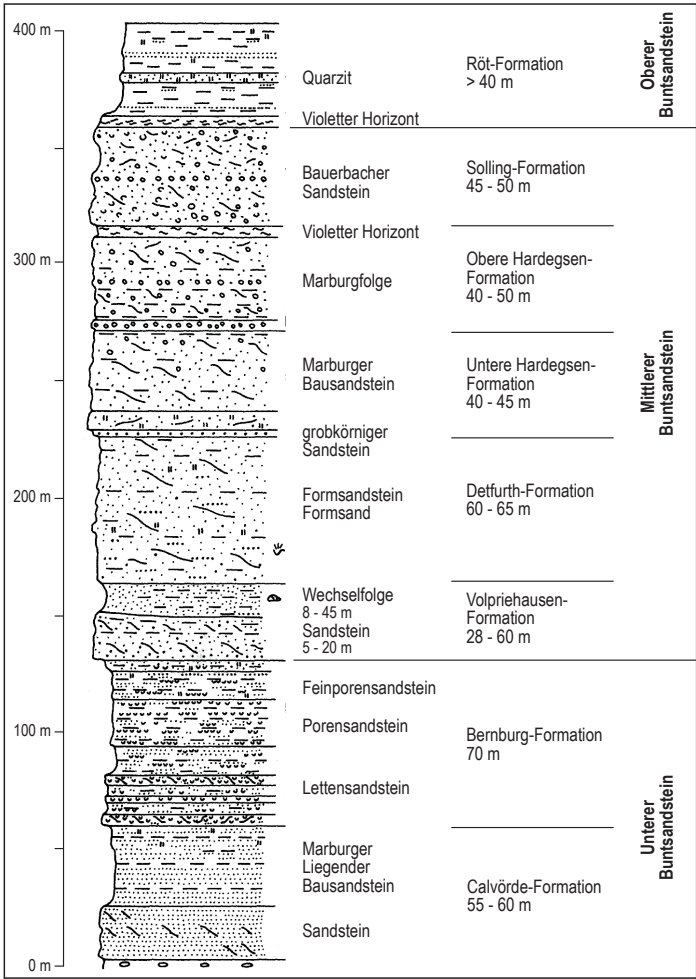


Abb. 2: Geologisches Profil des Buntsandsteins auf Blatt Wetter (nach PREUSS 1990, S. 5)

Daraus das folgende Zitat: „Der alten Buntsandsteingliederung steht heute eine differenzierte, praktisch erprobte und bewährte Stratigraphie gegenüber. (...) Die Sedimentation während des Buntsandsteins lief rhythmisch ab. In mehrfacher Wiederholung wurden sandige Sedimente gröberer Korngröße von sandigen Sedimenten feineren Kornes und darüber, z.T. als Einschaltungen, tonig-schluffige Sedimente abgelöst“ (KUPFAHL 1985, S. 15). Die Ablagerung erfolgte durch Flüsse und in flachen Seen. Violette Horizonte an der Obergrenze der Hardeggen- und Sollingfolge wurden als Bodenbildungen interpretiert. Erst mit Beginn der Röt-Folge drang das Meer von Norden her erneut vor. Ton-, Schluff- und Sandsteine sowie Quarzite kamen zur Ablagerung. Jüngere Gesteine der Trias (Muschelkalk, Keuper) sind im Raum Marburg nicht erhalten geblieben.“

gedehnten System sehr flacher verflochtener Flüsse feinkörnige Sande und in Stillwassereinheiten Tone und Schluffe ab.

Im Mittleren Buntsandstein bildeten sich in tiefen verflochtenen Flüssen fein- und grobsandige Ablagerungen, in mäandrierenden Gerinnen grobkörnige Flussrinnen-Kiese und Sande. Insbesondere in den unteren Einheiten des Mittleren Buntsandsteins kam es immer wieder zur Austrocknung der Flussrinnen und zur Sedimentation äolischer Sande. Die Ton- und Mergelsteine des Oberen Buntsandsteins entstanden unter den anhaltend ariden bis semiariden Bedingungen in einer sehr flachen Senke des Norddeutschen Beckens, die periodisch von Wasser geflutet wurde und mehrfach austrocknete, so dass sich tonige, mit Salz vermischte Sedimente in dieser sog. Salztoneebene (auch als *Playas* bezeichnet) bilden konnten. Es macht sich zunehmend der Einfluss des Meeres bemerkbar, das von Süden in das Zentraleuropäische Becken eindrang und dort verdampfte (MESCHÉDE 2018). Marburg befand sich zu diesem Zeitpunkt am Rande des Beckens in einem Küstenstreifen, der regelmäßig überflutet wurde und in der Fachsprache als *Sabkha* bezeichnet wird (vgl. BACHMANN et al. 2010, S. 160, Fig. 9.14).

Der Untere Buntsandstein steht im westlichen Bereich des Marburger Rückens von Goßfelden im Norden bis zum Weimarschen Kopf im Süden an. Gegenüberliegend ist er am Hang der Lahnberge und in einigen Tälern auch im Inneren der Lahnberge aufgeschlossen. Der Mittlere Buntsandstein prägt den östlichen Bereich des Marburger Rückens von seiner nördlichen Begrenzung bis in das Stadtgebiet. Darüber hinaus wird ein Großteil der Lahnberge von ihm eingenommen. Der Obere Buntsandstein, auch als Röt-Folge bezeichnet, tritt nur in einzelnen, an der Ostseite der Lahnberge abgesunkenen Schollen auf (LENZ 1967).

Das Zeitalter des **Muschelkalks** (246,5 – 239,2 Mio. Jahre v. h.) im mittleren Abschnitt der Trias war von einem flachen Meeresbecken geprägt, das als Germanisches Becken bezeichnet wird und im Gegensatz zum Norddeutschen Becken der Buntsandsteinzeit weiter nach Süden reichte. Am Südostrand konnte das Meer über drei Pforten aus dem sog. Tethys-Ozean, einem Vorgänger des Mittelmeers, in das Germanische Becken eindringen. Ursache war ein Anstieg des Meeresspiegels sowie die Anlage von Grabenstrukturen im Zentraleuropäischen Becken seit Beginn der Trias, die Ausdruck einer Krustendehnung und Folge des Zerfalls von Pangäa waren. Es kam überwiegend zur Ablagerung mariner kalkiger Sedimente, wie etwa der flachmarinen Karbonatschlämme des Unteren Muschelkalks (Wellenkalk), die nur im Mittleren Muschelkalk von Evaporiten unterbrochen werden (MESCHÉDE 2018).

Östlich von Marburg sind die Gesteine des Muschelkalks nur in zwei geologischen Grabenstrukturen, dem Momberger und dem Schlierbacher Graben, aufgeschlossen (KOCKEL 1958). Dies deutet darauf hin, dass die Sedimente des Muschelkalks eine ursprünglich größere Verbreitung besaßen und bis auf die Randbereiche des heutigen Rheinischen Schiefergebirges reichten, bevor sie als Folge einer Krustenhebung und einsetzender Erosionsprozesse erst viel später wieder abgetragen wurden. Erhalten blieben sie nur in geschützten Reliefpositionen.

Während des **Keupers** (239,2 – 201,5 Mio. Jahre v. h.) als jüngste und längste Einheit der Trias dominierten im Germanischen Becken wieder festländische Bedingungen, da sich das Meer als Folge tektonischer Prozesse zurückzog. Im Norden des Beckens wurden fluviatile und limnische Sedimente in einer großen Schwemmlandebene abgelagert, während im Süden Delta- und Lagunen- sowie Playasedimente oder im Einflussbereich der Gezeiten Ästuarsedimente entstanden (vgl. BACHMANN et al. 2010, S. 163). Ähnlich wie die Gesteine des Muschelkalks finden sich die des Keupers nur im Momberger Graben in Form von Letten (= sandig-schluffiger Tonstein mit geringem Kalkgehalt) und Gips (KOCKEL 1958). Eine ursprünglich nahezu flächendeckende Verbreitung im heutigen Hessen ist anzunehmen (VATH 2021).

Mit dem **Lias** (Unterer Jura) (201,5 – 174 Mio. Jahre v. h.) als älteste Einheit des Juras setzte sich der Zerfall Pangäas fort, es kam zur vollständigen Abtrennung Nordamerikas sowohl von Südamerika und Afrika als auch von Europa und Asien, und der Zentralatlantik öffnete sich (MESCHÉDE 2018). Unter beginnenden subtropischen Bedingungen drang ein möglicherweise bis zu 300 km breites Flachmeer über die Keuper-Landschaft insbesondere von Norden nach Hessen vor (BREYER & HOTTENROTT 2021). Zwischen dem Rheinischen Massiv im Westen und dem Böhmisches Massiv im Osten entwickelte sich im Gebiet von Fulda und Werra eine schmale Meeresverbindung, die Nord- mit Süddeutschland verband und als Hessische Straße bezeichnet wird. Am Meeresboden wurden Sand- und Tonsteine, Mergel, Kalksteine und bituminöse Tonsteine gebildet (BACHMANN et al. 2010). Als Hinterlassenschaften der Hessischen Straße treten Liasvorkommen heute nur im Südosten von Marburg im Lauterbacher Graben sowie im Nordosten im Homberg-Lendorfer Graben auf (KOCKEL 1958). Ob die Ablagerungen aus dem Zeitalter des Lias vor ihrer Abtragung auch den heutigen Marburger Raum erreichten, ist nicht sicher.

Ablagerungen aus dem **Dogger** (Mittlerer Jura) (174 – 163,5 Mio. Jahre v. h.) und **Malm** (Oberer Jura) (163,5 – 145 Mio. Jahre v. h.) sind, ebenso wie die der **Kreide** (145 – 66 Mio. v. h.), in der Marburger Umgebung und in ganz Hessen nicht bekannt, so dass es schwerfällt, die paläogeographischen Verhältnisse zu rekonstruieren (KOCKEL 1958). Nach neueren Erkenntnissen ist jedoch davon auszugehen, dass sich im Dogger die Meeresverbindung zur Tethys auf breiter Front öffnete und im Bereich der Hessischen Senke die Verbindung zwischen dem Norddeutschen und Süddeutschen Becken noch bis zum unteren Malm fortbestand (WALTER 1992, MESCHÉDE 2018, BREYER & HOTTENROTT 2021). Es ist von einer flächenhaften Verbreitung mariner Sedimente aus dem Zeitalter des Doggers auszugehen, bevor sich zum Ende des Doggers die Hessische Senke schloss und eine Festlandsschwelle herausbildete, die das London-Brabanter-Massiv im Westen mit dem Rheinischen Massiv und dem Böhmisches Massiv im Osten verband (WALTER 1992, MESCHÉDE 2018). Der Marburger Raum und Hessen wurden nun am Ende des Mittleren Jura zum Festland. Die Gesteine des Doggers, Lias, Keupers und Muschelkalks unterlagen im Oberen Jura, in der Kreide und bis ins älteste **Tertiär** (66 – 2,6 Mio. Jahre v. h.) unter überwiegend feuchtem Tro-

penklima einer Abtragung und tiefgreifenden Verwitterung, die sich im Marburger Raum an der bis zu 70 m tiefen Bleichung des Mittleren Buntsandsteins zeigt (ROTHE 2005, KOCKEL 1958).

Die Erdneuzeit (Känozoikum), Phase I: Das Paläogen (Alt-Tertiär)

Während die tektonischen Bewegungen in Mitteleuropa noch bis in die Unterkreide weiterhin von Dehnungen dominiert waren, ändern sich die plattentektonischen Rahmenbedingungen ab der Oberkreide: Der Nordatlantik öffnete sich und gleichzeitig bewegte sich die Afrikanische Platte in nordöstliche Richtung auf Europa zu, so dass die Bildung der Alpen begann und in Mitteleuropa Kompressions- und Scherbewegungen einsetzten (MESCHÉDE 2018). Sie äußerten sich in einer lebhaften Bruchscholentektonik mit einem kleinräumigen Nebeneinander von Zerrungen und Pressungen, die auch als germanotype oder saxonische Tektonik bezeichnet wird (WALTER 1992). Ausdruck dieser Tektonik ist zunächst die Hebung der Hessischen Senke in der Kreidezeit und die erste Anlage noch heute sichtbarer Bruchzonen, zu denen auch das Amöneburger Becken gehört (HÖLTING & STENGEL-RUTKOWSKI 1964).

Das weitere Geschehen im **Tertiär** wird in Mitteleuropa ganz wesentlich von der Kollision Afrikas sowie der Adriatisch-Apulischen Mikroplatte mit der Europäischen Platte und der Heraushebung der Alpen geprägt. Als Folge großräumig wirkender Spannungen in der Erdkruste entstehen nördlich des heutigen Alpenraums Grabenstrukturen, die auf Dehnungsvorgänge zurückgehen. Zu den markantesten Beispielen gehören der Oberrheingraben, die Niederrheinische Bucht, das Egergrabengebiet und die Hessische Senke (MESCHÉDE 2018). Als Teil des Europäischen Grabenbruchsystems tritt die **Hessische Senke** heute morphologisch kaum in Erscheinung, jedoch verraten ungewöhnlich mächtige Sedimente über dem paläozoischen Grundgebirge die geologische Grabenstruktur, deren strukturelle Anlage schon vor dem Perm begonnen hat (s. oben). Sie bildete während der Buntsandsteinzeit einen wesentlichen Transportweg für die klastischen fluvialen Sedimente von Süden nach Norden und war im Zechstein, zur Zeit des Muschelkalks sowie bis zum Mittleren Jura eine wichtige Meeresverbindung zwischen Nord- und Süddeutschland. Nachdem die Hessische Senke in der Kreide durch großräumige Hebungen wieder geschlossen und zum Abtragungsgebiet wurde, brach sie im Tertiär als Folge der Grabenbildung erneut ein (ROTHE 2005).

Die ältesten Tertiärsedimente im Amöneburger Becken aus dem späten **Eozän** (56 – 33,9 Mio. Jahre v.h.) markieren den Zeitpunkt des Einbruchs der Hessischen Senke als Folge des Drucks des Nordatlantischen Rückens und des Vordringens der Alpen von Süden (REISCHMANN 2021a). Es handelt sich um Sande und Tone, z. T. braunkohleführend, die als terrestrische, limnische und fluviatile Sedimente gedeutet werden (BLANCKENHORN 1930).

Es folgen marine Sedimente des **Oligozäns** (33,9 – 23 Mio. Jahre v.h.), die eine Meeresverbindung von Norddeutschland über die Hessische Senke bis in den südli-

chen Oberrheingraben und den Vorgänger des Mittelmeeres belegen (PRINZ-GRIMM 2011). Die umgebende Landschaft war sehr flachwellig und besaß als Folge der intensiven chemischen Verwitterung unter den damaligen subtropischen Bedingungen den Charakter einer Rumpffläche. Zwischen der alttertiären Rumpffläche im heutigen Rheinischen Schiefergebirge im Westen und der sich absenkenden Hessischen Senke im Osten bestand ein ausgeglichenes Relief: Das Grundgebirge ging nach Osten sanft in die Zechstein- und Buntsandsteindecke über, auf der weit nach Westen reichend die oligozänen Sedimente abgelagert wurden (vgl. BLUME 1949, Abb. 32).

Die Erdneuzeit (Känozoikum), Phase II: Das Neogen (Jung-Tertiär)

Am Ende des Oligozäns und zu Beginn des **Miozäns** (23 – 5,3 Mio. Jahre v.h.) folgte eine Hebung des Rheinischen Schiefergebirges, die zu einer Unterbrechung der Meeresverbindung und zur Ablagerung limnischer und fluviatiler, also festländischer Tone und Sande führte (BLANCKENHORN 1926, REISCHMANN 2021a).

Als Folge der starken tektonischen Beanspruchung wurde gleichzeitig die Marburger Buntsandsteindecke zerstückelt (MAULL 1919, LENZ 1967). Nach BLUME (1949) trugen während und nach Abschluss dieser tektonischen Vorgänge Abtragungsprozesse zur Bildung einer Verebnungsfläche bei, die sich unabhängig von den unterschiedlichen Gesteinswiderständigkeiten der Schichten des Unteren und Mittleren Buntsandsteins über die Bruchschollen der Buntsandsteintafel zog. Ihre Reste überziehen heute die Plateaus des Marburger Rückens, der Lahnberge und des Burgwalds. Dass die Verebnung der zerbrochenen Buntsandsteintafel bereits im Unteren Miozän abgeschlossen war, begründet BLUME (1949) mit dem Vorkommen limnischer miozäner Quarzitsande über gegeneinander verworfenen Schollen des Mittleren und Oberen Buntsandsteins auf den Lahnbergen, die zu dieser Zeit als geschlossene Decke in das Schiefergebirge hineingereicht und die Buntsandsteinstufe völlig zugedeckt haben sollen (LENZ 1967). Die miozänen Sande unterlagen später unter dem wechselfeuchten Klima des Tertiärs einer Verkieselung und wurden in Quarzite umgewandelt, die heute noch vereinzelt als isolierte Blöcke auf den Lahnbergen verstreut sind (LENZ & BORN 1967).

Als Folge der Hebung trat im Unteren Miozän der östliche Gebirgsrand des Rheinischen Schiefergebirges nun bereits deutlich in Erscheinung. Im weiteren Miozän kam es zu einer erneuten intensiven Bruchtektonik und Hebung des Schiefergebirges (ROTHE 2005, BLUME 1949). Die miozänen Sande wurden nun am Mittelgebirgsrand abgetragen, während in der östlich angrenzenden Senke, zu der auch das Buntsandsteingebiet gehörte, über ihnen Schotter sedimentiert wurden. Diese Schotter wurden nach HEINE (1970) auch von einer jungmiozänen Lahn abgelagert, die im Schiefergebirge bereits als Flachmuldental in Erscheinung trat und vermutlich im weiteren Verlauf über die heutigen Lahnberge nach Osten floss, jedoch nicht weiter in die Niederhessische Senke geströmt ist, sondern nach Süden umbog. Ursache war der vorangegangene Ausbruch des Vogelsbergs im Unteren Miozän, der im engen Zusammenhang mit

der Wiederbelebung der Bruchtektonik zu sehen ist und einen Abfluss über die schnell gehobene Kellerwald-Vogelsbergschwelle, den sog. Neustädter Sattel als heutige Wasserscheide zwischen Rhein und Weser verhinderte (REISCHMANN & SCHRAFT 2010, HUCKRIEDE & ZACHOS 1969).

Im **Pliozän** (5,3 – 2,6 Mio. Jahre v. h.) setzte sich die Hebung im Gebirge und die Senkung in den Tiefebieten fort, möglicherweise verbunden mit einer Beschleunigung der Bewegungen. Die Folge war eine weitgehende Abtragung miozäner Sedimente, die Exhumierung der frühmiozänen Verebnungsfläche und eine trogartige Taleintiefung in der Marburger Landschaft, die sich heute in einzelnen hoch über dem Lahntal gelegenen pliozänen Trogterrassen zeigt (HEINE 1970). Es ist jedoch umstritten, ob die pliozäne Lahn bereits zu diesem Zeitpunkt von Cölbe über Marburg nach Bellnhausen (vgl. HEINE 1970) oder aber über die Lahnberge nach Osten in das heutige Amöneburger Becken und von dort Richtung Südwesten in den Ebsdorfer Grund und das spätere Lahntal geflossen ist (vgl. BLANCKENHORN & KURTZ 1929, LANG 1955, HUCKRIEDE & ZACHOS 1969). HUCKRIEDE & ZACHOS (1969) ordnen Schotterfunde auf den Lahnbergen, im Amöneburger Becken und in der Ohmniederung dem Flusslauf einer pliozänen Lahn zu und belegen somit, dass er älter sein muss als die Hebung der Lahnberge und der Einbruch des Amöneburger Beckens.

Die Erdneuzeit (Känozoikum), Phase III a: Das Quartär (Pleistozän)

Das folgende Zeitalter des **Quartärs** (2,6 Mio. Jahre v. h. – heute) läutete mit den kaltzeitlichen Bedingungen im **Pleistozän** (2,6 Mio. – 11.600 Jahre v. h.) bei gleichzeitig kräftiger Hebung der Mittelgebirge den Übergang von einer flächenhaften zur linienhaften Abtragung ein, was eine Zertalung der Buntsandsteintafeln in Marburg um etwa 60 m zur Folge hatte (HEINE 1970). Zwischen Altpleistozän und Mittelpleistozän, möglicherweise als Folge einer kräftigen Aufwölbung des Grundgebirges, brach das Amöneburger Becken bei gleichzeitiger Hebung der Lahnberge und des Marburger Rückens ein. Die Lahn wurde vom Amöneburger Becken getrennt und floss bei Cölbe in südliche Richtung.

Die Frage, warum die Lahn, aus westlicher Richtung kommend, bei Cölbe plötzlich nach Süden umbiegt, die Buntsandsteintafel durchbricht und nicht weiter nach Osten in das Amöneburger Becken fließt, beschäftigt seit vielen Jahrzehnten die Geowissenschaftler. Schon KAYSER (1915a, S. 158) äußerte die Vermutung, dass die Lahn durch „neu aufgerissene Verwerfungsspalten“ in die heutige Südrichtung abgelenkt worden sei. HÖLTING & STENGEL-RUTKOWSKI (1964, S. 9) sprechen gar von einem „Marburger Graben“, der von parallelen Störungen westlich und östlich des Lahntals begleitet wird. Sie vermuten, dass das Lahntal zwischen Cölbe und Bellnhausen erst nach dem Tertiär im frühen Eiszeitalter (Pleistozän) zeitgleich mit der Hebung der Lahnberge einbrach und ein Abfluss der Lahn nach Süden möglich wurde.

Ob die Lahn womöglich schon im Pliozän ihren heutigen Lauf einnahm und dabei weniger tektonische Ursachen, als vielmehr Abtragungsprozesse unter dem damals

semiariden Klima eine Rolle gespielt haben, bleibt umstritten (s. hierzu HEINE 1970). Immerhin konnten durch zahlreiche Bohrungen zwischen Gisselberg und Wehrda (HÖLTING & STENGEL-RUTKOWSKI 1964) sowie im Bereich der Elisabethkirche (HUCKRIEDE 1972) Hinweise auf Störungen am westlichen Rand des Lahntals gefunden werden, die eine tektonische Anlage des Lahntals vermuten lassen.

Im Lahntal belegen nach LANG (1955) insgesamt vier, nach HEINE (1970) sogar fünf, z.T. nur noch als Reste erhaltene Flussterrassen die klimatisch und tektonisch bedingte phasenhafte Aufschotterung und Tiefenerosion der Lahn im Pleistozän. Die Eintiefung ist auf eine Phase erhöhten Abflusses am Ende eines Hochglazials und in Spätglazialperioden zurückzuführen, während die Seitenerosion und Aufschotterung im Früh- und beginnenden Hochglazial bei noch ausreichendem Abfluss und bereits erhöhter Sedimentfracht einsetzte (HEINE 1970). In einer Höhe zwischen 40 und 60 m über der Talsohle sind die ältesten Terrassenschotter in einem Winkel zwischen Roth und Bellnhausen erhalten. 18 bis 28 m über der Talsohle lassen sich die zweitältesten Terrassenreste bei Wehrda, östlich des Marburger Hauptbahnhofs, zwischen Marburg und Cappel sowie zwischen Roth und Bellnhausen nachweisen. Die folgende Terrassengruppe ist mit einer Höhe zwischen 10 und 12 m über der Talsohle am auffälligsten zwischen Marburg und Cappel ausgebildet. Eine jüngere Gruppe liegt 2 bis 4 m über der Talsohle, etwa am Marburger Südbahnhof, bei Cölbe und bei Roth (LENZ 1967).

Die Talfüllung des heutigen Lahntals repräsentiert mit der Niederterrasse die jüngste Phase der Aufschotterung während des Weichselglazials (HEINE 1970, URZ 2003), auf der holozäne Auensedimente lagern und die Lahn inzwischen einen mäandrierenden Lauf eingenommen hat. Die im Weichselglazial anhaltende Bruchtektonik in der Lahntalsenke zwischen Cölbe und Marburg kann durch unterschiedliche Kiesmächtigkeiten zwischen 5,5 und 11,8 m nachgewiesen werden (HÖLTING & STENGEL-RUTKOWSKI 1964). Die Lahn hat offensichtlich versucht, die Unebenheit verschieden tief abgesunkener Schollen durch entsprechende Akkumulationen kaltzeitlicher Kiese auszugleichen. Das Pleistozän war unter den kaltklimatischen Sonderbedingungen des Periglazials neben der Talbildung auch eine Phase des flächenhaften Abtrags an den Hängen (KOCKEL 1958). Der dauernd gefrorene Boden (Permafrost) ließ keine Tiefenversickerung des Niederschlags zu, so dass es an den Hängen im Auftaubereich der Böden zum Bodenfließen (Solifluktion) und einer frostdynamischen Durchmischung der oberflächennahen, frostverwitterten Substrate kam. Es entstanden mehrgliedrige Hangschuttdecken, die heute als sog. Periglaziale Decklagen die Oberflächen der Lahnberge und des Marburger Rückens prägen. Besonders im Hochglazial einer jeden Eiszeit des Pleistozäns spielten in einer vegetationsarmen Umgebung auch äolische Prozesse eine besondere Rolle: Im Windschatten der Lahnberge kam es im Amöneburger Becken zur Ablagerung metermächtiger Lösses, die zur Entwicklung fruchtbarer Böden beitrugen. An den ostexponierten Hängen der Buntsandsteintafeln legte sich ein Lössschleier auf die Oberfläche und wurde in die frostdynamischen Hangprozesse einbezogen.

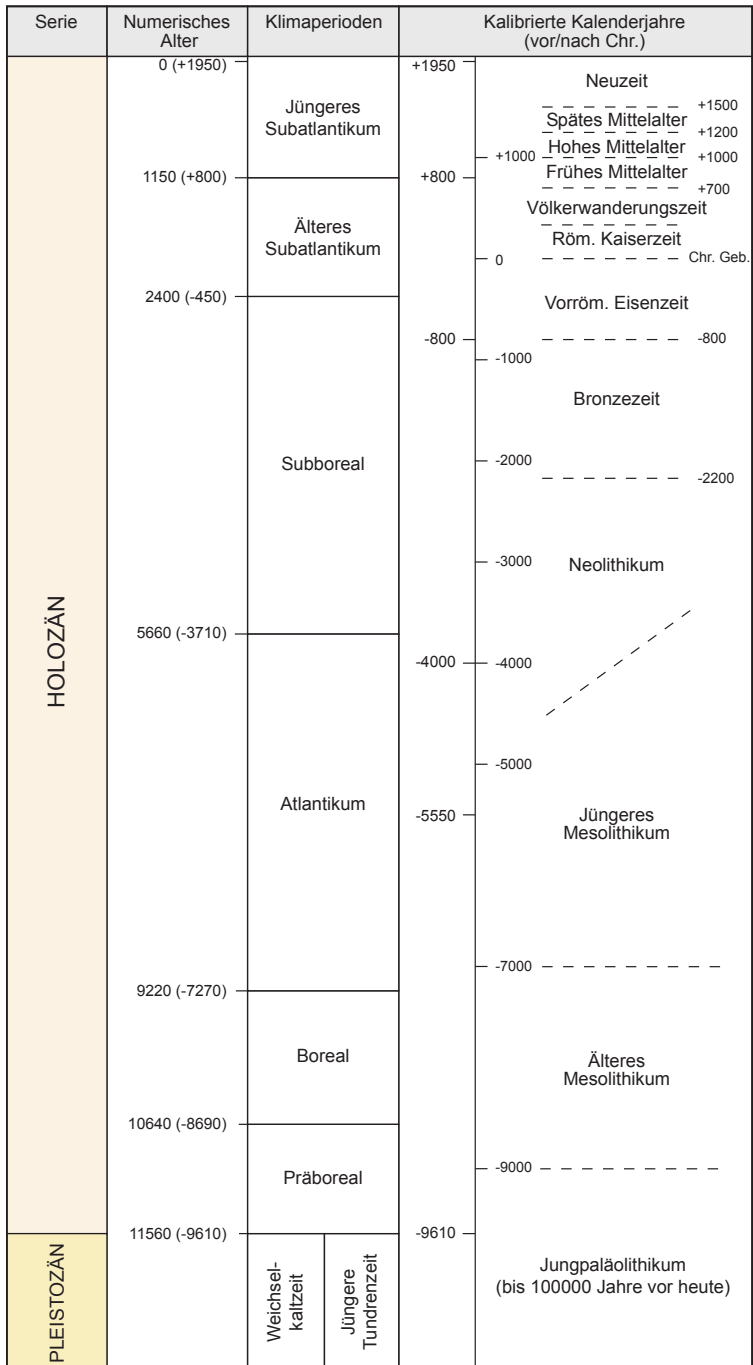
Die Erdneuzeit (Känozoikum), Phase III b: Die geologische Jetztzeit (Holozän)

Geoarchäologische Untersuchungen zwischen Wetzlar und Lollar (URZ et al. 2002) sowie im Lahntal südlich von Marburg bei Niederweimar (Bos & URZ 2003) deuten an, dass die Lahn im frühen **Holozän** am Übergang vom **Boreal** zum Älteren Atlantikum (s. Tab. 3) in einer breiten Aue ein flaches und weit verzweigtes Flussbett aufwies. Einzelne, über der frühholozänen, vernässten Aue herausragende Niederterrassenflächen konnten als **frühmesolithische** Lagerplätze im Lahntal gedeutet werden (URZ 2000).

Ab Mitte des 6 Jahrtausends BC traten während des **Atlantikums** im Lahntalabschnitt zwischen Wetzlar und Lollar Veränderungen des Flusssystemes auf und der zuvor verzweigte und flache Fluss konzentrierte seinen Lauf (URZ et al. 2002). Ursachen der Tiefenerosion und verstärkten fluvialen Dynamik könnten eine Phase mit feuchterem Klima und eine Öffnung der dichten Vegetationsbedeckung durch Eingriffe **altneolithischer** Siedler gewesen sein. Im anschließenden **Subboreal** war die Flussdynamik zunächst gemäßigt und eine auffällige morphologische Stabilität der Auen festzustellen (ANDRES 1998), bis während der **Bronzezeit** im Jüngeren Subboreal ab ca. 1300 BC verstärkt Hochflutereignisse einsetzten, die Flussbettverlagerungen innerhalb der frühholozänen Aue hervorriefen.

Ob Klimaveränderungen oder anthropogene Eingriffe zu Beginn der **Urnenfelder-Kultur** (1200 – 800 BC) als Folge einer Vergrößerung prähistorischer Siedlungstätigkeit im mittleren Lahntal hierbei eine Rolle spielten, ist nicht eindeutig zu beantworten (URZ et al. 2002). In der **vorrömischen Eisenzeit** (Subboreal/Älteres Subatlantikum) ragten die Niederterrassen immer noch deutlich über der Aue der Lahn heraus. Es handelte sich um eine Phase mit geringer Flussdynamik und einer fortgeschrittenen Vernichtung flussnaher Wälder durch den Menschen, die zumindest im mittleren Lahntal auf eine anthropogene Nutzung des Talbodens während der **Latènezeit** hinweist. Während der **römischen Kaiserzeit** (Älteres Subatlantikum) ist von einer erhöhten Flussdynamik mit einem vertieften, unverzweigten Gerinnebett der Lahn auszugehen, das möglicherweise für Lastboote befahrbar war. In der Aue wurde Grünlandwirtschaft betrieben (STOBBE 2000) und der Auwald zerstört. Eine zeitgleiche Rodung im übrigen Einzugsgebiet der Lahn kann jedoch nicht belegt werden (URZ et al. 2002). Nach Ende der römischen Besetzung der Wetterau um 260 AD ist für die **Spätantike** und **Völkerwanderungszeit** (Älteres Subatlantikum) vermutlich infolge eines Klimapessimums die Regeneration der Wälder in einer ausgedehnten Aue ohne landwirtschaftliche Nutzung festzustellen (URZ et al. 2002).

Im 8. Jahrhundert des **Frühen Mittelalters** (Älteres/Jüngeres Subatlantikum) führte ein erhöhter Abfluss zu größerer Tiefenerosion und zur Aufarbeitung älterer Flussbetten. Die intensive Sedimentation von Auelehmen glich die noch bestehenden Reliefunterschiede zwischen Niederterrasse und holozäner Aue aus, so dass Hochflutereignisse nun bis an die Talränder reichten. Ablagerungen junger Auelehme trugen zu einer allgemeinen Erhöhung des Talbodens bei. Verantwortlich für die erhöhte Fluss-



Tab. 3: Gliederung des Holozäns (nach Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie Niedersachsen 2017)

dynamik und Überschwemmungsintensität ist die frühmittelalterliche Siedlungsausweitung und die damit einhergehende Rodung von Wäldern im Einzugsgebiet (URZ et al. 2002). Der Talboden der Lahn wird zu einer „auf der gesamten Talbreite dauerhaft instabile[n] und unberechenbare[n] Flusslandschaft“ (URZ et al. 2002, S. 281), die Anlass für den Bau hölzerner Uferbefestigungen, Stege und Brückenbauwerke war. HÖLTING & STENGEL-RUTKOWSKI (1964) weisen darauf hin, dass die ungewöhnlich starke Vermoorung und Versumpfung des Lahntals bei Marburg im Mittelalter durch eine möglicherweise noch anhaltende Senkungstendenz der Buntsandsteinschollen im tiefen Untergrund zu erklären sei.

Dies mag auch einer der wesentlichen Gründe für die Lage der bedeutenden Verkehrswege, etwa der Weinstraße, auf den Höhen zu beiden Seiten des Lahntals sein. Stadtansichten Marburgs aus der frühen **Neuzeit** (Braun-Hogenberg 1572, Dilich 1591/1605, Bertius 1616 (vgl. Abb. 3; s. SCHENCK ZU SCHWEINSBERG 1980) lassen erkennen, dass Weidenhausen auf einer Insel inmitten der Lahn liegt und zahlreiche Gerinne das Lahntal durchziehen. Auch Festungspläne aus dem frühen 17. und mittleren 18. Jahrhundert zeigen im Lahntal unterhalb der Stadt Marburg mehrere Gerinne und eine Aufspaltung des Flusslaufs (BROHL 1990). Ob die Verzweigung zu diesem späteren Zeitpunkt bereits anthropogen bedingt und etwa Folge der Anlage von Mühlgräben ist oder aber einen natürlichen Ursprung hat, kann nicht eindeutig beantwortet werden. Es ist jedoch anzunehmen, dass Mühlgräben oder ähnliche Strukturen an den Verlauf natürlicher Gerinne angelehnt wurden und die Lahn im Stadtgebiet von Marburg noch mindestens bis in die frühe Neuzeit den Charakter eines verzweigten Flusses besessen hat, der sich durch mehrere, von lagestabilen Inseln getrennte Gerinnebetten auszeichnet.

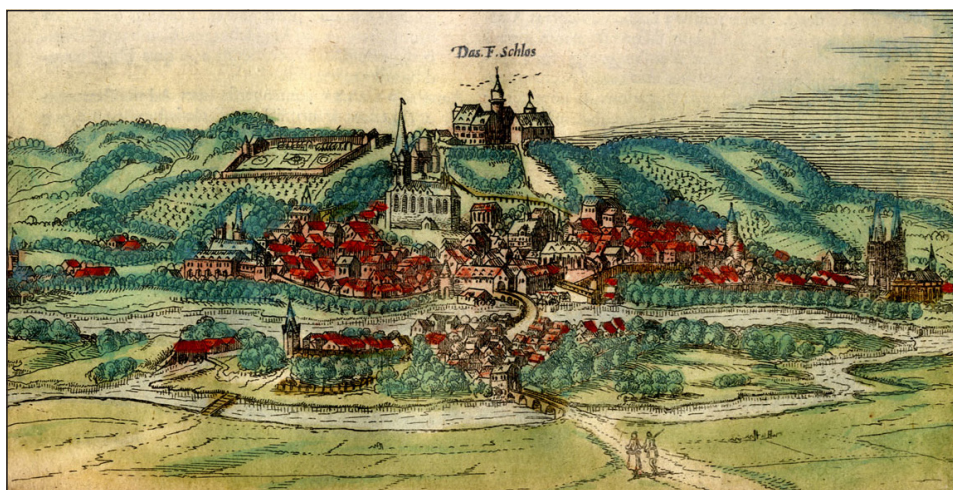


Abb. 3: Petrus Bertius: „Ansicht von Marburg, 1616“ (Ausschnitt) (Quelle: Historische Ortsansichten, <<https://www.lagis-hessen.de/de/subjects/idrec/sn/oa/id/2504>>)

Zur Geologie und Topographie des Marburger Rückens und der Lahnberge

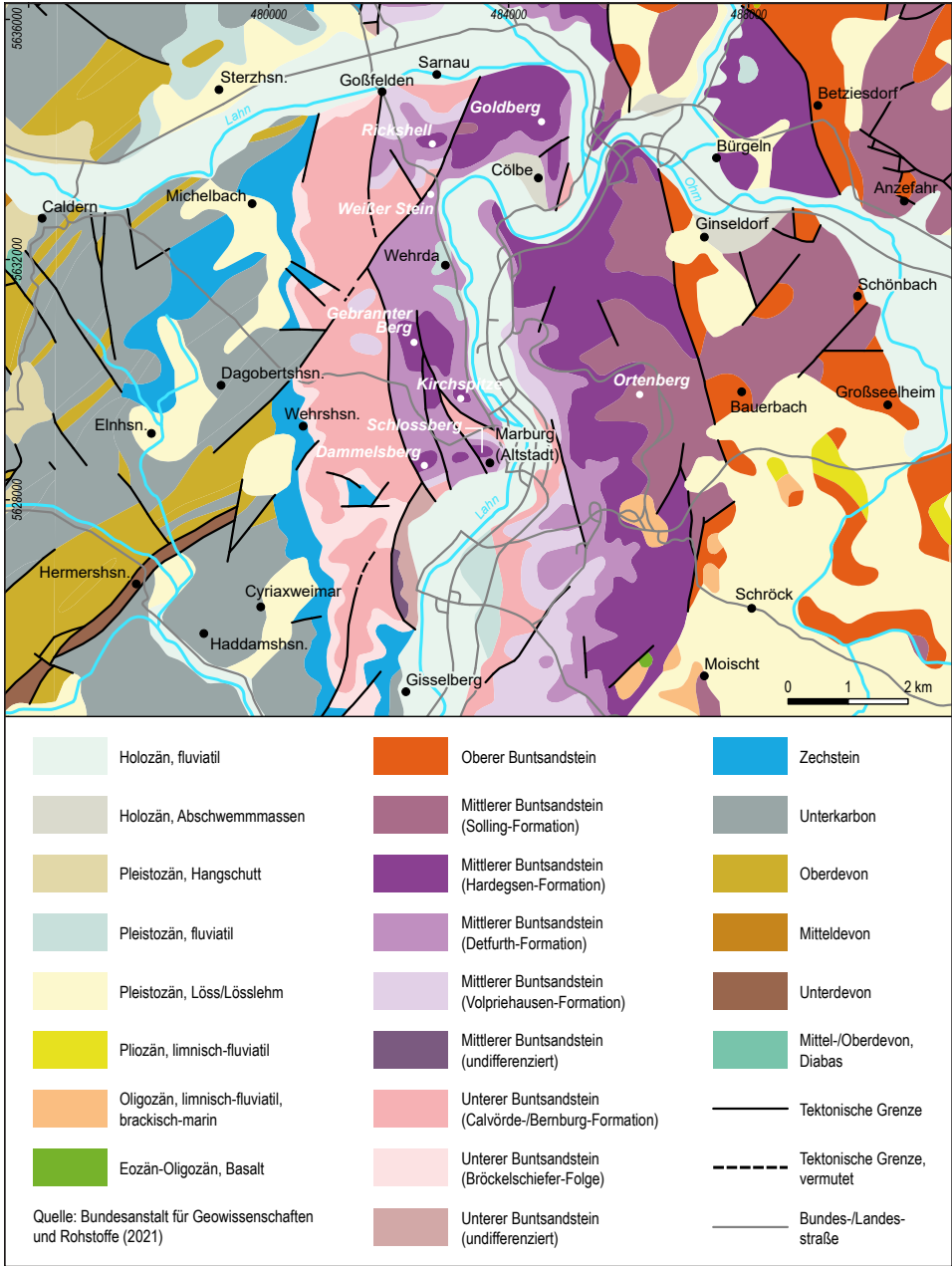


Abb. 4: Die Geologie des Marburger Raumes auf der Grundlage der Nomenklatur der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe. Die Untergliederung des Buntsandsteins in *Formationen* berücksichtigt die differenzierte Gesteinsstratigraphie, die neben dem Sandstein auch Tonstein, Siltstein, Gips und weitere Gesteine ausgliedert.

Die Geologie des Marburger Rückens wird im Westen und Süden in einem Streifen zwischen Sterzhäuser bis Niederweimar von den Gesteinen des Zechsteins und Unteren Buntsandsteins eingenommen, während im Osten zwischen Goßfelden, Cölbe und Ockershausen nahezu ausschließlich der Mittlere Buntsandstein dominiert (vgl. Abb. 4). Für diese Zweiteilung des Marburger Rückens ist eine bedeutende Störung westlich des Dammelsbergs mit einem Abschiebungsbetrag von ca. 150 m verantwortlich, die sich nach Norden bis an den Westrand der Frankenberg-Bucht verfolgen lässt (Tietze 2019, S. 42 f, dort Abb. 5).

Insgesamt wird der Marburger Rücken im Vergleich zu den Lahnbergen von deutlich mehr Störungen durchzogen, die zu einer Zerstückelung der Buntsandsteintafel beitragen und das kleinräumige Nebeneinander unterschiedlich alter Einheiten des Buntsandsteins und Zechsteins erklären. Die Bruchtektonik ist v. a. auf Prozesse im frühen Miozän zurückzuführen, als eine Hebung des Rheinischen Schiefergebirges zum Zerbrechen der Buntsandsteintafel und ihrer anschließenden Einebnung beigetragen hat (vgl. Blume 1949). Im weiteren Verlauf des Tertiärs und Quartärs verblieb

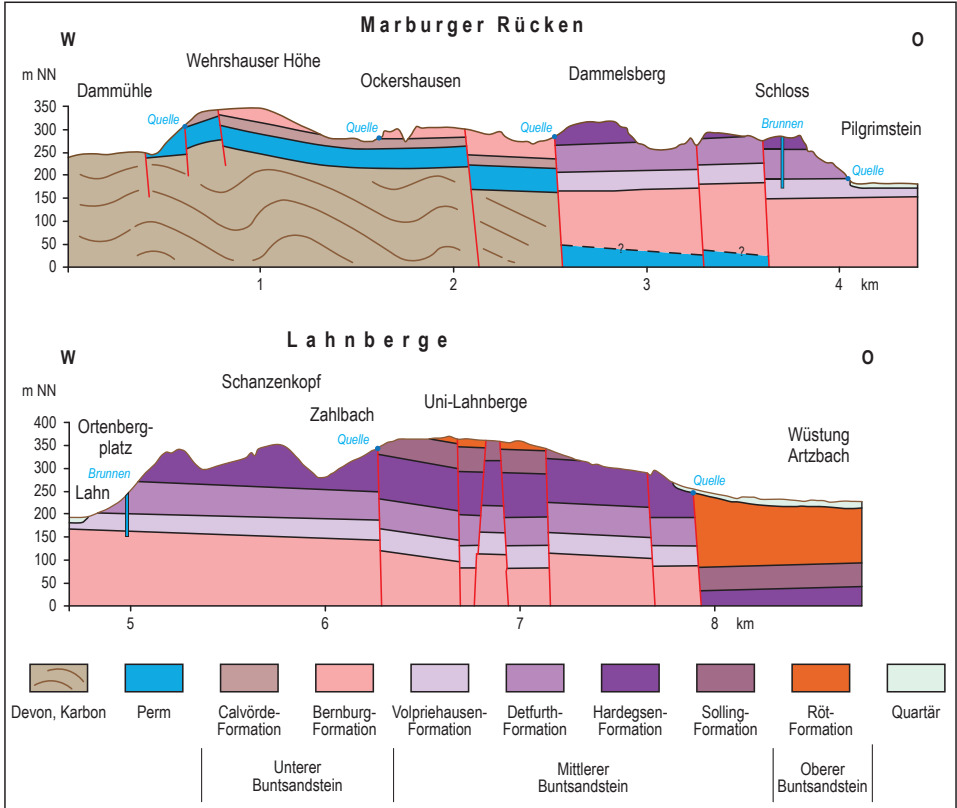


Abb. 5: Geologisches Profil durch Marburger Rücken und Lahnberge (verändert nach Tietze 2019, S. 42 f, Abb. 5)

der Marburger Rücken im Zuge der Alpenbildung unter dem Einfluss der mitteleuropäischen Bruchschollentektonik (Tietze 2019, S. 40), auf die auch jüngere Schollenbewegungen, etwa am Ostrand des Marburger Rückens im Lahntalgraben, zurückzuführen sind.

Die ca. 40 m mächtigen Sedimentgesteine des **Zechsteins** am West- und Südrand des Marburger Rückens lagern den gefalteten Grundgebirgsgesteinen des Unterkarbons und Oberdevons diskordant auf. Die mürben Konglomerate, Sandsteine und tonigen Letten (= sandig-schluffiger Tonstein mit geringem Kalkgehalt) bilden oftmals die sanft geneigten Abschnitte am West- und Südhang des Marburger Rückens. Aufgrund ihrer geringen Wasserdurchlässigkeit tritt stellenweise Grundwasser entlang eines Quellhorizonts an der Oberfläche aus. Die im allgemeinen als Bröckelschiefer bezeichnete Folge des untersten Buntsandsteins (ARBEITSAUSSCHUSS BUNTSANDSTEIN DER GEOLOGISCHEN LANDESÄMTER 1974) stellt im Marburger Raum einen nicht genau bestimmbar Abschnitt zwischen Zechstein und Unterem Buntsandstein dar. Sie wird heute als Fulda-Formation bezeichnet und in den Zechstein gestellt (vgl. Tab. 2) (REISCHMANN 2021b).

Der **Untere Buntsandstein** steht im größeren westlichen Bereich des Marburger Rückens von Goßfelden bis zum Weimarschen Kopf im Süden an. Seine östliche Begrenzung wird über weite Strecken von Verwerfungen gegenüber dem Mittleren Buntsandstein gebildet (Tietze 2019) (s. Abb. 5). Er besteht aus vorwiegend intensiv rotgefärbten, feinkörnigen Sandsteinen, die stellenweise bräunlich oder violett gebändert sind (Roth 1966). Die am Schiefergebirgsrand bei Marburg etwa 105-115 m mächtige Einheit setzt mit einem Feinsandstein fluviatilen Ursprungs ein, gefolgt von einem Zyklus roter Feinsandsteine, der von dünnen Ton- und Siltsteinlagen untergliedert wird (Tietze 1997). Es handelt sich um die Hinterlassenschaften flacher, verflochtener Flussrinnen einer leicht geneigten, reliefarmen Schwemmebene, die zeitweise überflutet wurde und auf der sich Stillwasserareale bilden konnten (Tietze 2019). Trockenrisse und Regentropfeneindrücke in den tonigen Sedimenten zeugen von einer zeitweisen Austrocknung und katastrophalen Starkregenereignissen (David 2006). Die obersten Meter der Feinsandsteine des Unteren Buntsandsteins zeigen den Eintrag von Mittel- und Grobsanden, die auf die Einwehung oder Einschwemmung von äolischen Sandanteilen hindeuten und den Übergang zum Mittleren Buntsandstein kennzeichnen (Tietze 1997).

Für eine anderenorts verbreitete Aufteilung des Unteren Buntsandsteins in eine Untere Calvörde- (früher Gelnhausen-Folge) und Obere Bernburg-Formation (früher Salmünster-Folge) mangelt es nach Tietze (1997) im Marburger Raum an Kriterien (s. Tab. 2). In älteren Veröffentlichungen wird der Untere Buntsandstein im Marburger Raum entsprechend der oben angedeuteten Zweiteilung in einen unteren, ca. 20-30 m mächtigen **Liegenden Bausandstein** und einen oberen, etwa 60-70 m mächtigen **Lettensandstein** unterteilt (Tietze 2019, Roth 1966). Beim Liegenden Bausandstein handelt es sich um eine einheitlich feinkörnige, rotbraun gefärbte Sandsteinserie mit



Abb. 6: Aufschluss des Unteren Buntsandsteins (Liegender Bausandstein), in Ockershausen (Foto: © S. Harnischmacher)

festen, z. T. schräg geschichteten Bänken von mehreren Metern Mächtigkeit, die nur vereinzelt von schwächeren, tonigen, dünnplattigen, parallel-geschichteten Lagen unterbrochen sind (vgl. Abb. 6) (ROTH 1966, LENZ 1967).

Die Zementation des Sandsteins basiert v. a. auf der Ausfällung von Eisenoxid und weniger, wie im Mittleren Buntsandstein, von Quarz (TIETZE 2019). Der Sandstein war daher ein gefragter Werkstein, der sich leicht bearbeiten ließ und noch heute in zahlreichen Aufschlüssen Marburgs zugänglich ist. Aufgrund seiner vergleichsweise hohen Festigkeit und Widerständigkeit ist der Liegende Bausandstein des Unteren Buntsandsteins ein Stufenbildner und

hat im Westen des Marburger Rückens zur Entstehung einer Schichtstufe beigetragen (BLUME 1949), die im Ortsteil Wehrshausen eine Höhe von fast 350 m erreicht (LENZ & BORN 1967). Im Hangenden des Liegenden Bausandsteins folgt der rot- bis rotbraun-gefärbte Lettensandstein, für den eine Wechselfolge von Porensandsteinen (= Sandstein mit herausgelösten Komponenten) und mürben, ton- und siltreichen Schichten charakteristisch ist (TIETZE 2019, ROTH 1966). Er wird nach oben hin gröber, entsprechend den von TIETZE (1997) beschriebenen grobkörnigen äolischen Sedimenten. Der Lettensandstein ist weniger widerständig und bildet im Gelände eher sanft geneigte Hänge (LENZ 1967).

Der vor allem im Osten des Marburger Rückens und auf den Lahnbergen auftretende **Mittlere Buntsandstein** wird in die sog. Volpriehausen-, Detfurth-, Hardegsen-

und Solling-Formation untergliedert (ARBEITSAUSSCHUSS BUNTSANDSTEIN DER GEOLOGISCHEN LANDESÄMTER 1974, RICHTER-BERNBURG 1974) (s. Tab. 2).

Die liegende, in Marburg ca. 40 m mächtige **Volpriehausen-Formation** (KOSLOWSKI 1986) lässt sich in den Unteren Volpriehausen-Sandstein und die Obere Volpriehausen-Wechselfolge unterteilen. Der ca. 10-20 m mächtige Volpriehausen-Sandstein ist ein heller bis ockerfarbener, geschichteter, tonarmer mittelkörniger Sandstein mit Grobsandsteinlagen. Sein starkes Absanden hat ihm wegen seiner früheren Verwendung zum Reinigen des Stubenbodens die lokale Bezeichnung „Stubensandstein“ (s. Tab. 2) eingetragen (TIETZE 2019). Seine Struktur lässt einen fluviatilen Transport in sandführenden Wadis und als äolischer Dünenand erkennen (TIETZE 1997, TIETZE 2019). Die 20-25 m mächtige, z. T. auffällig rot bis violett gefärbte Volpriehausen-Wechselfolge besteht aus vielfach einander ablösenden mittelkörnigen Sandsteinlagen, die eine Entstehung in einem mäandrierenden Gerinne anzeigen. Dazwischen sind Hochwasserablagerungen aus Ton- und Siltsteinen eingeschaltet. Das Milieu glich einer flachen, reliefarmen Überflutungslandschaft mit nur wenigen Flussläufen, flächenhaften Überflutungen und Trockenphasen, die sich heute an Trockenrissen in den Ton- und Siltsteinlagen widerspiegeln (TIETZE 1997).

Im oberen Abschnitt dieser Wechselfolge tritt die Muschel *Avicula* auf, die auf eine kurzzeitige marine Überflutung hindeutet und als Namensgeber dieser Einheit dient („*Aviculasandstein*“; vgl. KOCKEL 1958). Es ist jedoch denkbar, dass die Muschel zu den nicht-marinen Muscheln gehört und aus Flüssen oder Seen der umliegenden Hochländer in das salzige Milieu einer flachen Playa-Landschaft am Randbereich eines ausgedehnten Sees eingewandert ist (AMLER & TIETZE 2013, TIETZE 2019). Die Volpriehausen-Formation tritt im Marburger Raum aufgrund ihrer geringen Verwitterungsresistenz morphologisch nicht in Erscheinung (TIETZE 2019).

Die im Hangenden folgende **Detfurth-Formation** zeichnet sich im Marburger Raum, zur Buntsandsteinzeit am Rande der Hessischen Senke gelegen, durch das vereinzelte Vorkommen von Relikten äolischer Dünen aus, die auffallend schrägschichtete, z. T. mehrere Meter dicke Einheiten bilden und heute durch leuchtendweiße Aufschlüsse auffallen (Rickshell bei Goßfelden, Weißer Stein, Hänge des Schloss- und Dammelsbergs) (TIETZE 2019). Überwiegend sind die Sandsteine parallel geschichtet und zeigen Einschaltungen von Ton- und Siltsteinlagen. Hierbei handelt es sich um äolische Ablagerungen in Sandebenen oder zwischen einzelnen Dünenkörpern, wo zeitweise höhere Grundwasserstände oder auch Überflutungen auftraten (TIETZE 1997, TIETZE 2019). In die äolisch dominierte Serie sind einzelne harte, zementierte Sandsteinbänke eingeschaltet, die nach authigenem Quarzwachstum aus fluviatilen Sedimenten ehemals sandführender Wadis hervorgegangen sind und als Werksteine verwendet wurden (DAVID 2006, TIETZE 2019).

Das überwiegend äolische Milieu der Sandsteine spiegelt sich in einer auffallend guten Zurundung der Sandkörner wider (TIETZE 2019). Als Folge einer intensiven chemischen Verwitterung kam es im Tertiär, ausgehend von der damaligen Gelän-



Abb. 7: Aufschluss des Mittleren Buntsandsteins (Detfurth-Formation) an der Rickshell (Weißer Stein) zwischen Wehrda und Goßfelden (Foto: © S. Harnischmacher)

deoberfläche, zur Dezementation und starken Entfestigung der Sandsteine, so dass sie stellenweise als Sand gewonnen wurden und bei der Herstellung von Gussformen Verwendung fanden. Früher trugen die Sandsteine der Detfurth-Formation daher auch die Bezeichnung **Formsand-Folge**, bestehend aus dem liegenden Formsandstein und dem hangenden Formsand (DAVID 2006). Sie werden heute in einem Steinbruch an der Rickshell nördlich von Marburg abgebaut und als Mauersand, Kabelsand oder Schmiersand vertrieben (s. Abb. 7). Die Eigenschaft eines Schmiersandes verdankt die Detfurth-Formation dem Feldspat-Anteil im Sandstein, der durch die chemische Verwitterung häufig zu Kaolin umgewandelt worden ist. Dies macht diese Einheit des Mittleren Buntsandsteins auch zu einem Gleithorizont, auf dem es zu Massenschwerebewegungen kommen kann (TIETZE 2019). Früher wurden die Formsande auch als Scheuersande abgegraben, z. B. auf der Höhe des Schlossbergs im jetzigen Schlosspark oder am Dammelsberg (KAYSER 1915b).

Die nächste Einheit des Mittleren Buntsandsteins auf dem Marburger Rücken und den Lahnbergen bildet die ca. 90 m mächtige, überwiegend grau-braun bis gelblich gefärbte **Hardeggen-Formation**, die auch als **Marburger Bausandstein** bezeichnet wird und in Marburg über einen langen Zeitraum als Baustein abgebaut wurde (LENZ 1967, DAVID 2006). Die Untere Hardeggen-Formation (ca. 50 m mächtig) besteht aus einer zyklisch gegliederten Folge orangeroter bis rotbrauner gebankter, quarzementierter und schräggeschichteter Sandsteine (TIETZE 1997, TIETZE 2019, DAVID 2006).

Die quarzreichen Fein- bis Grobsandsteine mit vereinzelt kiesigen Komponenten entstanden aus Sedimenten, die in flachen, bis zu 4 m tiefen verflochtenen Flüssen mit Rinnenbreiten von bis zu 17 m abgelagert wurden (TIETZE 1982, TIETZE 1997). Nur vereinzelt sind Überflutungssedimente in Form von geringmächtigen, kräftig rot gefärbten Ton- und Siltsteinlagen eingeschaltet.

Die Obere Hardeggen-Formation ist durch ein engeres Korngrößenspektrum im Bereich der Feinsandsteine gekennzeichnet, die ebenfalls deutlich gebankt sind und vereinzelt Gleithang- oder Sandbankstrukturen erkennen lassen. Sie deuten auf ursprünglich mäandrierende Flussläufe hin (TIETZE 2019). Hochwasserablagerungen in Form von Silt- und Tonsteinlagen sind häufiger zu finden, daneben treten als ehemalige Rinnensedimente z. T. Lagen mit gut gerundeten Quarz- und Quarzitzeröllen auf (TIETZE 1997). Die vergleichsweise harten Sandsteine der Hardeggen-Formation sind auf dem Marburger Rücken reliefprägend und haben zur Herauspräparierung der vielen Kuppen beigetragen: Dammelsberg, Schlossberg, Kirchspitze, Gebrannter Berg, Rickshell sowie der Goldberg nördlich von Cölbe verdanken ihre exponierte Position der Widerständigkeit des Sandsteins, der am Westhang der Lahnberge großflächig ausstreicht (BLUME 1949).

Die oberste Einheit des Mittleren Buntsandsteins, die im Marburger Raum 48-50 m mächtige, kräftig violettrot und braunrot gefärbte **Solling-Formation**, zeichnet sich durch eine gröbere Sedimentzusammensetzung aus, die auf eine Ablagerung in großen Flusssystemen mit bis zu 6 m tiefen und 70 m breiten mäandrierenden Gerinnen zurückzuführen ist (TIETZE 2019). Als Sedimentstrukturen sind trogförmige Megarippel, schräggeschichtete Gleithänge sowie kiesführende Flussrinnen mit Geröllen von bis zu 30 cm Durchmesser erkennbar, die u. a. aus dem Hochgebiet des Rheinischen Massivs im Westen stammten (DAVID 2006, TIETZE 1997). Zwischengeschaltete Ton- und Siltsteinlagen können als Hochwassersedimente gedeutet werden (TIETZE 1982).

Die auch als **Bauerbacher Sandstein** bezeichnete Solling-Formation ist der Hardeggen-Formation sehr ähnlich und wurde ebenfalls in Steinbrüchen abgebaut, etwa unterhalb des Kaiser-Wilhelm-Turms auf den Lahnbergen (DAVID 2006). Dort tritt er auch morphologisch in Erscheinung und bildet die höchsten Erhebungen (u. a. Ortenberg) (LENZ 1967). Auf dem Marburger Rücken fehlt er jedoch, ebenso wie die jüngste Einheit des Buntsandsteins, der **Obere Buntsandstein** (= **Röt-Formation**), dessen überwiegend violettroten, leicht abtragbaren Silt- und Tonsteinserien nur in Grabenstrukturen auf den östlichen Lahnbergen im Bereich der Universität erhalten geblieben sind. Ihre Korngrößenzusammensetzung sowie vereinzelt zu beobachtende Steinsalzausfällungen, Gipskristalle und Trockenrisse lassen lagunenähnliche Verhältnisse in einem Milieu mit hoher Verdunstung erahnen, was ein Ende der fluvialen Phase und den Übergang zum flachmarinen Muschelkalk andeutet (TIETZE 1997).

Zusammenfassung

Der Marburger Raum erfuhr seine geologische Prägung vor allem während des Zeitalters des Buntsandsteins, als zumeist terrestrische Bedingungen zur Ablagerung über 500 m mächtiger Fluss- und Dünensedimente beigetragen haben, die heute als nahezu horizontal lagernde Sedimentgesteine auf dem Marburger Rücken und den Lahnbergen ausstreichen. Ihren Charakter als Schichttafellandschaften verdanken Marburger Rücken und Lahnberge der besonderen Widerständigkeit einzelner Schichtglieder des Unteren Buntsandsteins und v. a. des Mittleren Buntsandsteins: Während der Liegende Bausandstein des Unteren Buntsandsteins Stufenbildner am westlichen Rand des Marburger Rückens ist, bilden die grobkörnigen und quarzzementierten Schichten der Hardegsen-Formation mit dem sog. Marburger Bausandstein die höchsten Erhebungen des östlichen Marburger Rückens. Die größten Höhen der Lahnberge werden von den ähnlich harten Sandsteinen der Solling-Formation eingenommen. Das Lahntal als trennendes Element entstand wohl erst, als infolge einer verstärkten Bruchtektonik im frühen Pleistozän ein Graben einbrach und die Entwässerung nach Süden möglich wurde. Der Übergang des Marburger Rückens zum westlich angrenzenden Gladenbacher Bergland als Teil des Rheinischen Schiefergebirges tritt morphologisch entlang einer Schichtstufe in Erscheinung, während die Lahnberge im Osten durch eine Bruchstufe vom Amöneburger Becken getrennt werden. Der geologische Untergrund des Marburger Raums spiegelt sich in einer Vielzahl historischer Gebäude wider, deren Bausteine aus lokalen Steinbrüchen v. a. des Unteren Buntsandstein und der Hardegsen-Formation des Mittleren Buntsandsteins entnommen wurden.

Literaturhinweise

- AMLER, M. R. W. & K.-W. TIETZE (2013): Salzig – brackisch – süß? Die Flügelmuschel „*Avicula murchisoni*“ im nordhessischen Buntsandstein gibt Rätsel auf. In: LANDESAMT FÜR DENKMALPFLEGE HESSEN (Hrsg.): *hessenARCHÄOLOGIE 2012. Jahrbuch für Archäologie und Paläontologie in Hessen*, Darmstadt. S. 17-22.
- ANDRES, W. (1998): Terrestrische Sedimente als Zeugen natürlicher und anthropogener Umweltveränderungen seit der letzten Eiszeit. In: HEINRITZ, G., WIESSNER, R. & M. WINIGER (Hrsg.): *Europa in einer Welt im Wandel. Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen*. 51. Deutscher Geographentag Bonn, 6. bis 11. Oktober 1997, Stuttgart. S. 118-133.
- ARBEITSAUSSCHUSS BUNTSANDSTEIN DER GEOLOGISCHEN LANDESÄMTER (1974): Richtlinien zur Gliederung des westdeutschen Buntsandsteins. In: *Geologisches Jahrbuch A* 25. S. 123-125.
- BACHMANN, G. H., GELUK, M. C., WARRINGTON, G., BECKER-ROMAN, A., BEUTLER, G., HAGDORN, H., HOUNSLOW, M. W., NITSCH, E., RÖHLING, H.-G., SIMON, T. & A. SZULC (2010): Triassic. In: DOORNENBAL, J. C. & A. G. STEVENSON (Hrsg.): *Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area*. EAGE Publications, Houten. S. 149-173.
- BLANCKENHORN, M. (1926): *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten*, Blatt Borken, Berlin.

- BLANCKENHORN, M. (1930): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Amöneburg-Homberg a.d. Ohm, Berlin.
- BLANCKENHORN, M. & E. KURTZ (1929): Die Flussläufe in der Umgebung von Marburg a. d. Lahn. *Sitzungsberichte zur Beförderung der Naturwissenschaften* 64, Berlin, S. 10-47.
- BLUME, H. (1949): Die Marburger Landschaft. Gestalt und morphologische Entwicklung. *Marburger Geographische Schriften* 1.
- BOS, J. J. A. & R. URZ (2003): Late Glacial and early Holocene environment in the middle Lahn river valley (Hessen, central-west Germany) and the local impact of early Mesolithic people – pollen and macrofossil evidence. *Vegetation History and Archaeobotany* 12, 2003, S. 19-36.
- BREYER, R. & M. HOTTENROTT (2021): Jura. In: HLNUG (Hrsg., 2021), S. 315-322.
- BROHL, E. (1990): Marburg-Karten aus dem 17. und 18. Jahrhundert. In: PLETSCH, A. (Hrsg.): Marburg: Entwicklungen – Strukturen – Funktionen – Vergleiche. *Marburger Geographische Schriften* 115, S. 38-78.
- DAVID, C. (2006): Buntsandstein – Bausandstein. Marburger Bausandstein unter der Lupe. *Marburger Geowissenschaften* 3.
- HEINE, K. (1970): Fluß- und Talgeschichte im Raum Marburg. Eine geomorphologische Studie. *Bonner Geographische Abhandlungen* 42.
- HLNUG (HESSISCHES LANDESAMT FÜR NATURSCHUTZ, UMWELT UND GEOLOGIE, Hrsg., 2021): Geologie von Hessen. Stuttgart (Schweizerbart), 705 Seiten.
- HÖLTING, B. & W. STENGEL-RUTKOWSKI (1964): Beiträge zur Tektonik des nordwestlichen Vorlandes des basaltischen Vogelsberges, insbesondere des Amöneburger Beckens. *Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung* 47.
- HUCKRIEDE, R. (1972): Der Untergrund des Deutschen Hauses und weitere geologische und urgeschichtliche Befunde in Marburg an der Lahn. *Geologica et Palaeontologica* 6, S. 177-201.
- HUCKRIEDE, R. & S. ZACHOS (1969): Die pliozänen Flußschotter auf den Lahnbergen bei Marburg – ein wichtiges Dokument zur hessischen Landschafts- und Flußgeschichte. *Geologica et Palaeontologica* 3, S.195-206.
- KAYSER, E. (1915a): Über die Beziehungen zwischen Tektonik und Geländegestaltung, insbesondere Talbildung in der Umgebung von Marburg (Vortragsbericht). *Geologische Rundschau* 5, S.158-159.
- KAYSER, E. (1915b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Marburg. Berlin.
- KAYSER, E. & W. PAECKELMANN (1915): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Niederwalgern. Berlin.
- KOCKEL, C. W. (1958): Schiefergebirge und Hessische Senke um Marburg/Lahn. *Sammlung Geologischer Führer* 37, Berlin.
- KOSLOWSKI, W. (1986): Zur sedimentären Entwicklung des Buntsandsteins – Ein Vergleich zwischen dem Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges und dem Raum um Bad Hersfeld/Hessen. Marburg.
- KÜCH, F. & B. NIEMEYER (1934): Die Bau- und Kunstdenkmäler im Regierungsbezirk Kassel, VIII, Kreis Marburg-Stadt, Erster Teil, Atlas, Tafel 1-226, Kassel.

- KUPFAHL, H. G. (1985): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25.000, Blatt Nr. 5018 Wetter (Hessen). Wiesbaden.
- KUPFAHL, H. G. & W. ANDRES (1983): Die geologische und geomorphologische Entwicklung des Burgwaldes. *Allgemeine Forstzeitschrift* 35, München. S. 876-879.
- LANG, H. D. (1955): Zur Flussgeschichte der Lahn. Ergebnisse geröllanalytischer Untersuchungen in der Umgebung von Marburg a. d. Lahn. Marburg.
- LENZ, K. (1967): Das naturlandschaftliche Gefüge des Marburger Raumes. In: LAUER, W. (Hrsg.): Marburg und Umgebung. Ein landeskundlicher Exkursionsführer. *Marburger Geographische Schriften* 30, S. 97-110.
- LENZ, K. & M. BORN (1967): Exkursionen durch die Marburger Landschaft. In: LAUER, W. (Hrsg.): Marburg und Umgebung. Ein Landeskundlicher Exkursionsführer. *Marburger Geographische Schriften* 30, S. 127-147.
- LEPPER, J., RAMBOW, D. & H. G. RÖHLING (2006): Der Buntsandstein in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002. *Newsletters on Stratigraphy* Vol. 41, 1-3, S. 129-142.
- MARBURGER GEOGRAPHISCHE GESELLSCHAFT (Hrsg., 1990): Geologische Karte von Marburg und Umgebung 1 : 50.000. Marburg.
- MAULL, O. (1919): Die Landschaft um Marburg a. d. L. in ihren morphologischen Beziehungen zur weiteren Umgebung. *Jahresbericht des Frankfurter Vereins für Geographie und Statistik* 81/82/83, S. 5-97.
- MESCHEDÉ, M. (2018): Geologie Deutschlands – Ein prozessorientierter Ansatz. Berlin.
- PREUSS, J. (1990): Naturfaktoren des Marburger Raumes. In: PLETSCH, A. (Hrsg.): Marburg: Entwicklungen – Strukturen – Funktionen – Vergleiche. *Marburger Geographische Schriften* 115, S. 1-15.
- PRINZ-GRIMM, P. (2011): Das Oligozän – Subtropisches Leben in einem langen, schmalen Meer. *Biologie in unserer Zeit* 41, S. 54-60.
- REISCHMANN, T. (2021a): Tertiär – Geologischer Überblick. In: HLNUG (Hrsg., 2021), S. 324-330.
- REISCHMANN, T. (2021b): Unterer Buntsandstein. In: HLNUG (Hrsg., 2021), S. 225-238.
- REISCHMANN, T. & A. SCHRAFT (2010): Der Vogelsberg – Geotope im größten Vulkangebiet Mitteleuropas. Wiesbaden.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1974): Stratigraphische Synopsis des deutschen Buntsandsteins. In: *Geologisches Jahrbuch* A 25, S. 127-132.
- ROTH, W. (1966): Der Untere Buntsandstein bei Marburg/Lahn. *Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung* 94, S. 173-181.
- ROTHE, P. (2005): Die Geologie Deutschlands. Darmstadt.
- SCHENCK ZU SCHWEINSBERG, E. (1980): Die gedruckten Ansichten und Pläne der Stadt Marburg von den Anfängen bis zum Jahre 1803. In: DETTMERING, E. & R. GRENZ (Hrsg.): Marburger Geschichte – Rückblick auf die Stadtgeschichte in Einzelbeiträgen. Marburg. S. 969-1042.
- SCHULZE, W. (1959): Die Oberflächenformen des Vogelsberges. *Marburger Geographische Schriften* 13.
- STOBBE, A. (2000): Die Vegetationsentwicklung in der Wetterau und im Lahntal in den Jahrhunderten um Christi Geburt. Ein Vergleich der palynologischen Ergebnisse. In: HAFF-

- NER, A. & S. von SCHNURBEIN (Hrsg.): Kelten, Germanen, Römer im Mittelgebirgsraum zwischen Luxemburg und Thüringen. *Kolloquien zur Vor- und Frühgeschichte* 5. Bonn. S. 201-219.
- TICHY, F. (1951): Die Lahn – Geographische Grundlagen einer Wasserwirtschaft. *Marburger Geographische Schriften* 2.
- TIETZE, K.-W. (1982): Zur Geometrie einiger Flüsse im Mittleren Buntsandstein (Trias). *Geologische Rundschau* 71, S. 813-828.
- TIETZE, K.-W. (1997): Ein Buntsandstein-Profil am Westrand der Hessischen Senke (Raum Marburg). *Geologica et Palaeontologica* 31, S. 285-294.
- TIETZE, K.-W. (2019): Geologische und hydrologische Situation in Marburg. In: BROHL, E. & C. ERNESTUS (Hrsg.): Wasser für Marburg. Zur Geschichte der Wasserversorgung von Stadt und Schloss. Band 1.: Die Stadt. *Marburger Stadtschriften zur Geschichte und Kultur* 111. Marburg, S. 11-44.
- URZ, R. (2000): Begraben unter Auelehm – Frühmesolithische Siedlungsspuren im mittleren Lahntal. *Archäologisches Korrespondenzblatt* 30, S. 33-43.
- URZ, R. (2003): Die jungpleistozäne Talfüllung der mittleren Lahn – ein Spiegel der kaltzeitlichen Klimaschwankungen im hessischen Mittelgebirge. *Zeitschrift für Geomorphologie (Neue Folge)* 47, S. 1-27.
- URZ, R., RÖTTGER, K. & H. THIEMEYER (2002): Von der Natur- zur Kulturlandschaft – Das mittlere Lahntal (Hessen) in vor- und frühgeschichtlicher Zeit. *Germania* 80, S. 269-293.
- VATH, U. A. (2021): Keuper. In: HLNUG (Hrsg., 2021), S. 304-314.
- WALTER, R. (1992): Geologie von Mitteleuropa. Stuttgart.

Autor

apl. Prof. Dr. Stefan Harnischmacher
Fachbereich Geographie der PhU
Deutschhausstraße 10
35032 Marburg
E-Mail: stefan.harnischmacher@geo.uni-marburg.de