

Umwelt und Geologie

Die Hessische Rhön

- Geotope im Land der offenen Fernen -

Wiesbaden, 2013

Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie

Impressum

Umwelt und Geologie

ISSN 1617-4038

ISBN 978-3-89026-373-1

Die Hessische Rhön – Geotope im Land der offenen Fernen –

HEINER FLICK & ADALBERT SCHRAFT

Redaktion: Susanne Küttner-Bahr

Kartographie: Michaela Hoffmann

Layout: Nadine Monika Lockwald

Titelbild: Hintergrund: Fliegerdenkmal auf der Wasserkuppe (Geotop 72)

Kleine Fotos: links oben: Steinwand (Geotop 58)

rechts oben: Spurenfossilien im Wellenkalk (Geotop 62)

links unten: Auf der Milseburg (Geotop 53)

rechts unten: Blockhalde am Schafstein (Geotop 77)

dazwischen: Dünnschliffaufnahme (Geotop 59)

Kartenausschnitte 1:25 000 mit Genehmigung des Hessischen Landesamtes für Bodenmanagement und Geoinformation, Wiesbaden

Herausgeber, © und Vertrieb:

Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie

Rheingaustraße 186

65203 Wiesbaden

Telefon: 0611 6939-111

Telefax: 0611 6939-555

E-Mail: vertrieb@hlug.hessen.de

www.hlug.de

Der Herausgeber übernimmt keine Gewähr für die Richtigkeit, Genauigkeit und Vollständigkeit der Angaben sowie für die Beachtung privater Rechte Dritter. Nachdruck – auch auszugsweise – nur mit schriftlicher Genehmigung des Herausgebers.

Inhalt

Vorwort	6
Geotope – Schaufenster der Erdgeschichte.....	7
Anmerkungen	7

I Die Geologie der Rhön

1	Einführung.....	9
2	Geologischer Überblick.....	10
2.1	Das verdeckte Grundgebirge.....	10
2.2	Die Entwicklung des Deckgebirges	11
3	Der sedimentäre Unterbau.....	14
3.1	Buntsandstein	14
3.2	Muschelkalk.....	15
3.3	Keuper.....	17
4	Der Vulkanismus in der Rhön	18
4.1	Die petrographische Vielfalt	18
4.1.1	Olivinnepheline	19
4.1.2	Basanite	19
4.1.3	Tephrite	19
4.1.4	Trachybasalte	19
4.1.5	Alkalibasalte	19
4.1.6	Phonotephrite	20
4.1.7	Trachyandesite	20
4.1.8	Trachyte	20
4.1.9	Nephelin-Phonolithe	20
4.2	Die Entwicklung des Rhön-Vulkanismus.....	20
5	Literatur.....	21

II Die Geotope der Hessischen Rhön

1	Steinbruch Fa. Roppel , Friedewald (Weißenborn-Nord)	23
2	Steinbruch Friedewalder Quarzsandstein (FQS) , Friedewald (Weißenborn-Süd).....	26
3	Ehem. Steinbruch (unterhalb Friedhof) , Schenklengsfeld	29
4	Ehem. Steinbruch , Schenklengsfeld - Oberlengsfeld	32
5	Grasburg , Hohenroda - Mansbach.....	35
6	Steinbruch Hufeliede , Eiterfeld - Ober-Ufhausen	37
7, 8, 9, 10	Steinbrüche (ehem. und in Betrieb) , Eiterfeld.....	40
11	Ehem. Steinbruch an der Kläranlage , Eiterfeld - Großentaft.....	43
12, 13	Aufschlüsse beim Sportplatz , Eiterfeld - Großentaft	45
14	Dorfquellen , Eiterfeld - Großentaft.....	47
15	Ehem. Steinbruch am Lichtberg , Eiterfeld - Leibolz.....	50
16	Ehem. Steinbruch Hartmann , Eiterfeld - Arzell.....	52
17	Burgruine Hauneck , Haunetal - Oberstoppel.....	55
18	Die langen Steine , Haunetal - Unterstoppel	57
19	Salzborn , Burghaun - Rothenkirchen	61
20	Ehem. Steinbruch am Sportplatz , Burghaun - Steinbach.....	64
21	Ehem. Kalksteinbruch , Hünfeld - Malges	67
22	Ehem. Steinbruch Wisselsberg , Hünfeld	70
23	Stallberg , Hünfeld - Kirchhasel.....	74
24, 25	Kirschberg und ehem. Steinbruch Brückenmühle , Hünfeld	78
26	Haselstein , Nüsttal - Haselstein.....	83
27	Dietgesstein , Rasdorf - Setzelbach.....	86

28	Steinbruch Suhl, Nüsttal - Haselstein.....	88
29	Ehem. Steinbruch Ulmenstein, Nüsttal - Hofaschenbach	91
30	Jungfernbörnchen, Nüsttal - Silges	94
31	Katzenstein, Hofbieber - Obernüst.....	97
32	Großer Stein, Nüsttal - Gotthards	100
33	Habelstein, Tann (Rhön).....	102
34	Ehem. Kalksteinbruch Kleffelshecke, Tann (Rhön).....	106
35	Blockweide Dadenberg, Tann (Rhön) - Hundsbach.....	109
36	Kalksteinbruch Kleinfischbach, Tann (Rhön) - Hundsbach	111
37, 38	Ehem. Steinbrüche Köpfchen-Nord und -Süd, Hilders	113
39, 40	Battenstein, Hilders	115
41	Basaltbruch Bildstein, Hilders - Batten.....	118
42	Steinbruch Langenberg, Hofbieber - Elters	122
43	Ehem. Steinbruch Sandberg, Hofbieber - Schwarzbach	124
44	Küppelchen, Hofbieber - Wittges	127
45	Bieberstein, Hofbieber - Langenbieber	130
46	Ehem. Kalksteinbruch Schackau, Hofbieber - Kleinsassen	134
47	Stettenrain bei Schackau, Hofbieber - Kleinsassen	137
48, 49	Kleiner und Großer Ziegenkopf, Hofbieber - Kleinsassen	141
50, 51	Steinbrüche am Kesselkopf, Hilders	148
52	Bubenbader Stein, Hofbieber - Danzwiesen	154
53	Milseburg, Hofbieber - Danzwiesen	158
54, 55, 56	Stellberg, Medenstein und Hauenstein, Hofbieber	165
57	Wisselsroder Küppel, Dipperz - Wisselsrod.....	170
58	Steinwand, Poppenhausen (Wasserkuppe) - Steinwand.....	173
59	Ehem. Steinbruch Eichenwinden, Poppenhausen (Wasserkuppe) - Steinwand	178
60	Teufelstein, Poppenhausen (Wasserkuppe) - Steinwand.....	181
61	Bildstein, Poppenhausen (Wasserkuppe) - Steinwand.....	185
62	Kalksteinbruch Remerzhof, Poppenhausen (Wasserkuppe) - Steinwand.....	188
63, 64	Grasberg, Poppenhausen (Wasserkuppe)	191
65	Ebersberg, Ebersburg - Ebersberg.....	195
66	Ehem. Steinbruch Wachtküppel, Poppenhausen (Wasserkuppe)	198
67	Wachtküppel, Gersfeld (Rhön) - Maiersbach	201
68, 69, 70	Klippen auf der Südseite des Eubeberges, Gersfeld (Rhön) - Schachen	205
71	Eubeberg, Poppenhausen (Wasserkuppe) - Rodholz	209
72, 73, 74	Fliegerdenkmal, Lerchenküppel und Pferdskopf, Gersfeld (Rhön) und Poppenhausen (Wasserkuppe).....	215
75	Abtsrodaer Kuppe, Poppenhausen (Wasserkuppe) - Abtsroda	226
76	Königstein, Ehrenberg (Rhön) - Reulbach.....	231
77	Schafstein, Ehrenberg (Rhön) - Reulbach.....	234
78	Fuldaquelle, Gersfeld (Rhön) - Obernhausen.....	239
79	Kühnstein, Gersfeld (Rhön) - Obernhausen	243
80	Parkplatz Spielberg an der B284, Gersfeld (Rhön) - Obernhausen	246
81	Blockweide Pfingstwald, Gersfeld (Rhön) - Obernhausen	248
82	Fuchsstein, Gersfeld (Rhön) - Obernhausen.....	250
83	Blockhalde „Am Schäferstand“, Ehrenberg (Rhön) - Wüstensachsen	253
84	Steinkopf, Ehrenberg (Rhön) - Wüstensachsen	255
85	Ulsterquelle, Ehrenberg (Rhön) - Wüstensachsen.....	258
86	Rotes Moor, Gersfeld (Rhön) - Sandberg	261
87	Kaskadenschlucht, Gersfeld (Rhön) - Sandberg	264
88	Kesselstein, Gersfeld (Rhön) - Mosbach.....	267
89	Simmelsberg, Gersfeld (Rhön) - Rodenbach	270
90, 91	Ehem. Steinbrüche am Großen Nallenberg, Gersfeld (Rhön)	273

92	Ehem. Steinbruch Reesberg , Truppenübungsplatz Wildflecken	277
93	Ludwigstein , Truppenübungsplatz Wildflecken.....	280
94	Beilstein , Truppenübungsplatz Wildflecken.....	282
95	Rabenstein , Truppenübungsplatz Wildflecken	284
96	Katzenstein/Tiefer Graben , Truppenübungsplatz Wildflecken.....	287
97	Bremerkopf , Truppenübungsplatz Wildflecken	289
98	Ottersteine , Truppenübungsplatz Wildflecken	291
99	Dalherdakuppe (Kuppenmännchen) , Truppenübungsplatz Wildflecken	294

III Geologisch interessante Wanderungen..... 296

Anhang

1	Liste der Geotope in der Hessischen Rhön.....	305
2	Glossar.....	308

Anlage

1	Legende zu den geologischen Kartenausschnitten in den Geotopbeschreibungen (Teil II)
---	--

Beilage

1	Topographische Karte der Hessischen Rhön mit Lage der Geotope 1 : 75 000
2	Geologische Karte der Hessischen Rhön mit Lage der Geotope 1 : 75 000

Exkurse

Exkurse:	beschrieben bei Geotop		Seite
Geologische Exkurse			
Überfallquellen	14	Dorfquellen, Eiterfeld – Großentaft	49
Das Hessische Kegelspiel	22	Ehem. Steinbruch Wisselsberg	73
Fragmentierungsprozesse im vulkanischen Geschehen	47	Stettenrain bei Schackau	139
Differentiation	50, 51	Steinbrüche am Kesselkopf	153
Absonderungsformen	58	Steinwand	177
Woher kommt der Sand im Buntsandstein?	66	Ehem. Steinbruch Wachtküppel	200
Basaltsäulen in Meilerstellung	68, 69, 70	Klippen auf der Südseite des Eubeberges	208
Grundwassererschließung auf der Wasserkuppe	72, 73, 74	Fliegerdenkmal, Lerchenküppel und Pferdskopf	217
„Olivinknollen“: Boten aus dem Erdmantel	72, 73, 74	Fliegerdenkmal, Lerchenküppel und Pferdskopf	218
Das Goldloch	72, 73, 74	Fliegerdenkmal, Lerchenküppel und Pferdskopf	224
Blockmeere und -halden	77	Schafstein	238
Landeskundliche Exkurse			
Steinbrüche und ihre Darstellung in der Kunst	3	Ehem. Steinbruch Schenklengsfeld	31
Salz – eines der ersten weltweiten Handelsgüter	19	Salzborn, Burghaun – Rothenkirchen	63
Das Biosphärenreservat Rhön	23	Stallberg	77
Der Rhönpaulus – eine legendäre Gestalt der Rhön	34	Ehem. Kalksteinbruch Kleffelshecke	108
Das „Bubenbad“ am Bubenbader Stein	52	Bubenbader Stein	157
Das Oppidum Milseburg	53	Milseburg	163
Der Heilige Gangolf	53	Milseburg	164
Der Teufelstein	60	Teufelstein	184
GeoMuseen in der Rhön	63, 64	Grasberg	194
Der Segelflug auf der Wasserkuppe	75	Abtsrodaer Kuppe	230
Die Wasserkuppe – der Name ist Programm	78	Fuldaquelle	242
Truppenübungsplatz Wildflecken	98	Ottersteine	293

Vorwort



Liebe Leserin,
lieber Leser,

Romantiker nennen die Rhön das „Land der offenen Fernen“. Denn – eher untypisch für deutsche Mittelgebirge – ist die Rhön nur zu einem Drittel bewaldet, so dass sich von vielen Kuppen ein guter Ausblick über die unterschiedlichen

Landschaftsformen bietet, die sich aus dem differenzierten geologischen Aufbau der Rhön ergeben.

Wachsendes Interesse in der Bevölkerung an Natur und Umwelt hat in den letzten Jahren den Fokus verstärkt auch auf unsere geologische Vergangenheit gerichtet. Zu geologischen Großereignissen, wie z. B. Erdbeben oder Erdfällen, werden immer kurzfristig Informationen über die Medien zur Verfügung gestellt. Erklärungen zu alltäglichen, weniger spektakulären geologischen Phänomenen sind aber meist nur in der wissenschaftlichen Literatur oder in einzelnen Artikeln verfügbar, deshalb aber nicht weniger interessant.

Das Hessische Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG) hat es sich deshalb zur Aufgabe gemacht, an-

sprechende und allgemein verständliche Geotopführer zu einzelnen Regionen oder besonderen Themen zu erstellen. Die Buchreihe richtet sich an all jene, die sich an der Schönheit und den geologischen Eigenheiten der Landschaft erfreuen und bei ihren Streifzügen mehr über die Rhön erfahren möchten.

Nicht nur die Besucher der Rhön werden in diesem Band nützliche und wissenswerte Informationen finden, auch Einheimische werden vieles über ihre Heimat erfahren, das sie diese mit anderen Augen sehen lässt.

Der vorliegende Band über die Geotope der Hessischen Rhön ist seit 2009 bereits die vierte Publikation dieser Reihe. Er soll in die Vielfalt der geologischen Naturschönheiten der Hessischen Rhön einführen. Als Beitrag zu einem „sanften Tourismus“ will er allen Freunden der Rhön auch Anregungen für Freizeitaktivitäten vermitteln.

A handwritten signature in black ink that reads "Thomas Schmid". The script is cursive and elegant.

Dr. Thomas Schmid

Präsident des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie

Geotope – Schaufenster der Erdgeschichte

Geotope sind erdgeschichtliche Bildungen der unbelebten Natur, die Erkenntnisse über die Entstehung der Erde und die Entwicklung des Lebens vermitteln. Sie umfassen Aufschlüsse von Gesteinen, Böden, Mineralien und Fossilien sowie einzelne Naturschöpfungen und natürliche Landschaftsteile (Ad-hoc-AG Geotopschutz 1996). Diese Zeugnisse erdgeschichtlicher Entwicklungsprozesse treten sowohl in großräumigen Geotopen – z. B. Bergkuppen, Felsenmeeren oder Steilwänden – als auch in kleinflächigen Geotopen, wie z. B. Klippen, Höhlen, Erdfällen oder Bachschwinden zutage. Dabei kann es sich um natürliche oder vom Menschen geschaffene Aufschlüsse handeln, um Landschaftsformen oder um Erscheinungen, die das Wirken geologischer Kräfte und Spuren des fossilen Lebens zeigen. Geotope dienen somit der Rekonstruktion längst vergangener Erdzeitalter einschließlich ihrer Lebenswelt.

Die Hessische Rhön ist reich an schützenswerten Geotopen. Sie erhöhen die Attraktivität der Region für heimatkundlich orientierte Bürger und für an Geologie und Erdgeschichte interessierte Touristen. Art und regionale Verteilung der Geotop-Typen in der Rhön stehen in Zusammenhang mit der paläogeographischen, morphologischen und geologisch-tektonischen Entwicklung der Landschaft. Bei Vorherrschen magmatischer Gesteine überwiegen die Klippen und Blockansammlungen. Wird die Einheit von Sandsteinen dominiert, gehen die Geotope meist auf künstliche Aufschlüsse zurück, während bei kalkigen Sedimenten mannigfaltige Verwitterungs- und Lösungsformen das Landschaftsbild beherrschen. Geotope in jungen Sedimenten, die nicht oder nur schwach diagenetisch überprägt wurden, sind ohne

ausreichende Sicherungsmaßnahmen meist nur kurzlebig und verändern sich rasch. Auf diese wird im vorliegenden Band deshalb nur untergeordnet eingegangen.

Herausragende Geotope wurden 2005 im Rahmen des Wettbewerbs „Die bedeutendsten Geotope Deutschlands“ der Akademie der Geowissenschaften zu Hannover e. V. (AGH) ausgewählt, im Mai 2006 mit der Bezeichnung „Nationaler Geotop“ ausgezeichnet und durch das Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) mit dem „planeterde“-Gütezeichen geehrt. In Hessen wurden vier Geotope prämiert: Das Blockmeer am Schafstein (Geotop 77) ist eines davon.

In Hessen sind rd. 1 500 Vorkommen als Geotope bekannt, etwas weniger als 7 % davon befinden sich in der Hessischen Rhön. Knapp die Hälfte sind künstliche Aufschlüsse, meist ehemalige Steinbrüche oder Straßenanschnitte. Über 30 % aller Geotope sind Klippen im Sinne von Felsburgen, -türmen oder -nadeln. Im restlichen Viertel dominieren weitere Abtragungs- bzw. Verwitterungsformen sowie tektonische Strukturen.

Mit seinen Publikationen über die „Geotope in Hessen“ will das Hessische Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG) zum besseren Verständnis regionaler geologischer Zusammenhänge beitragen und dabei auch das Bewusstsein für das Geo-Naturerbe in der Öffentlichkeit fördern. Als Beitrag zu einem sanften Tourismus möchte die Publikation allen geologisch Interessierten den Zugang zu den Geotopen in Hessen erleichtern und das Wissen über unser geologisches Potenzial erweitern.

Anmerkungen

Die **geologischen Karten** bei den einzelnen Geotopen unter Teil II des vorliegenden Bandes sind geringfügig verkleinerte Ausschnitte aus den amtlichen Geologischen Karten (GK 25) von Hessen. Als Legende zu diesen Karten-Ausschnitten ist die Anlage 1 zu verwenden. Da zwischen den Kartierungen der einzelnen Kartenblätter teilweise mehrere Jahrzehnte liegen, stimmen die kartierten Einheiten und somit die Karten-Legenden der Einzelblätter manchmal nicht überein. In den Karten-Ausschnitten, die sich über mehrere Blätter der GK 25 erstrecken, musste deshalb ein Randabgleich vorgenommen werden, Anpassungen von geologischen Einheiten wurden erforderlich. Die magmatischen Gesteine wurden in diesen Karten-

ausschnitten entsprechend ihrer Familienzugehörigkeit zusammengefasst. Mit dem Kürzel „TK 25“ wird die entsprechende topographische Karte im Maßstab 1 : 25 000 bezeichnet.

Um den Text nicht unnötig zu komplizieren, werden die **Begriffe** „Buntsandstein“ und „Muschelkalk“ – wie im Sprachgebrauch der Geologen eingebürgert – sowohl für den jeweiligen Zeitabschnitt als auch für die in diesem Zeitabschnitt abgelagerten Gesteine benutzt.

Die **Geotope 92–99** im Truppenübungsgelände Wildflecken sind derzeit generell nicht begehbar. Lediglich die besonders gekennzeichneten können an einem

Wochenende im Jahr, dem „Tag der offenen Tür“ (meist Juli oder August), über dann frei gegebene Wege betreten werden.

Bei Abbildungen von **Dünnschliff-Bildpaaren** wird links immer das Bild mit parallelen, rechts das mit gekreuzten Polarisatoren gezeigt. In den Bildunterschriften bedeutet das Symbol **||** parallele und **X** gekreuzte Polarisatoren.

Grundsätzlich wird die neue Rechtschreibung verwendet: Der Ausdruck „**Differentiation**“ wird jedoch noch in der weiterhin zulässigen alten Schreibweise gebraucht. Teilweise wird für die Kuppe oberhalb von Abtsroda noch der Begriff „Abtsroder Kuppe“ (z. B. auch auf der TK 25, Bl. 5425 Kleinsassen) verwendet. Dies wird – wie ein Blick in das Internet deutlich macht – heute überwiegend als sprachlich falsch empfunden, weshalb im vorliegenden Band der Geotop „**Abtsrodaer Kuppe**“ genannt wird.

Im geologischen Sprachgebrauch wird nach internationaler Vereinbarung **Osten** mit „**E**“ (engl.: „east“) abgekürzt. Die im Text häufig verwendete Abkürzung „**Ma**“ steht für Millionen Jahre.

Zahlreiche Fachbegriffe sind in einem **Glossar** (Anhang 2) am Ende des Bandes kurz erläutert.

Der Begriff „**Basaltsäulen**“ für die häufig zu beobachtenden polygonalen Abkühlungsklüfte wird bewusst verwendet. Daneben werden diese auch, wie in manchen anderen Sprachen, als Basaltprismen bezeichnet. Der vereinzelt anzutreffende Ausdruck „Basalt Pfeiler“ wird als nicht zutreffend betrachtet.

Wer sich die Zeit nimmt, die oft weitläufigen, teilweise steilen und im Topbereich manchmal auch exponierten Geotope zu erkunden, sollte – um das „Abenteuer“ genießen zu können – erhöhte **Vorsicht** auf dem manchmal wackeligen und rutschigen Untergrund walten lassen.

Der Besuch von **aktiven Steinbruchbetrieben** ist i. Allg. kein Problem, die Anmeldung im Büro sollte allerdings selbstverständlich sein.

Für ihre Unterstützung beim Zustandekommen dieses Bandes danken wir den Herren Dr. H.-D. Nesbor, HLUG/Wiesbaden, E. Kramm/Fulda und Dr. H. Heggemann, HLUG/Wiesbaden. Herr Nesbor hat seine Kenntnisse zu den vulkanischen Vorgängen und Vorkommen beige-steuert, die Dünnschliff-fotos angefertigt und größere Teile des Textes durchgesehen. Herr Kramm hat bei Geländebegehungen zu Geotopen im Muschelkalk sein Wissen über diese Formation mit eingebracht und Herr Heggemann hat durch Anmerkungen zu einzelnen Textpassagen und geologischen Kartenausschnitten zum Gelingen des vorliegenden Bandes beigetragen.

I Die Geologie der Rhön

1 Einführung

Die Rhön ist eine Mittelgebirgslandschaft im Dreiländereck von Hessen, Thüringen und Bayern und damit im Zentrum Deutschlands gelegen. Bei einer Nord–Süd-Erstreckung von ca. 90 km und einer West–Ost-Ausdehnung bis ca. 50 km nimmt sie eine Fläche von ungefähr 3500 km² ein. Wer sie durchstreift, wird auf ihren Wegen immer wieder unerwartete Ausblicke in die Weite der Landschaft geboten bekommen. Denn – eher untypisch für deutsche Mittelgebirge – ist die Rhön nur zu einem Drittel bewaldet, weshalb für die Rhön auch als dem „Land der offenen Fernen“ geworben wird. Dieses ungewöhnliche Verhältnis in der Landnutzung ergibt sich aus dem differenzierten geologischen Aufbau der Rhön. Zum einen bedingen die vulkanischen Gesteine aus der Tertiärzeit die relativ großen Höhen – ihre größte Höhe von 950 m ü. NN auf der Wasserkuppe ist gleichzeitig die höchste Erhebung in Hessen – und damit verbunden ein oft steiles Relief. Zum anderen sorgt der Unterbau mit Gesteinen aus dem Erdmittelalter, die sich relativ leicht durch Verwitterung und Abtragung ausräumen lassen, für die Entstehung der breiten Täler, die die „offenen Fernen“ erst ermöglichen (Abb. 1).

Aus diesen Unterschieden im Aufbau der Landschaft entstanden die verschiedenen Teilräume, in die die Rhön traditionell weiter untergliedert wird. Man spricht von der Vorrhön (oder Vorderrhön bzw. Rhönvorland), der Kuppenrhön und der Hohen Rhön. Letztere wird nochmals unterteilt in die in einem großen Bogen zusammenhängende Lange Rhön und die Wasserkuppenrhön. Für die Vorrhön waren früher auch die Begriffe „Waldgebirge Rhön“ und Südrhön im Gebrauch.

Die **Vorrhön** wird überwiegend aus den klastischen Ablagerungen der Unteren Trias (Buntsandstein) aufgebaut. Mit ihren lang gestreckten, sanft gewölbten Berg Rücken erreicht sie nur selten mehr als 500 m Höhe. Den Abschluss im Oberen Buntsandstein (Röt) bilden wasserstauende Tone, die für zahlreiche Quellaustritte an der Grenze zum hangenden klüftigen Muschelkalk verantwortlich sind. Dabei kommt dieser bereits auch auf sanften Hängen in oft größeren Schollen ins Gleiten, was sich in einer buckeligen Morphologie zeigt. Muschelkalk unterlagert vorzugsweise die Basaltdecken der Hohen Rhön. Daneben findet er sich in geologischen Mulden oder Gräben, lokal noch überlagert vom Keuper.

Geologische Entwicklung in Hessen mit Bezug zur Hessischen Rhön

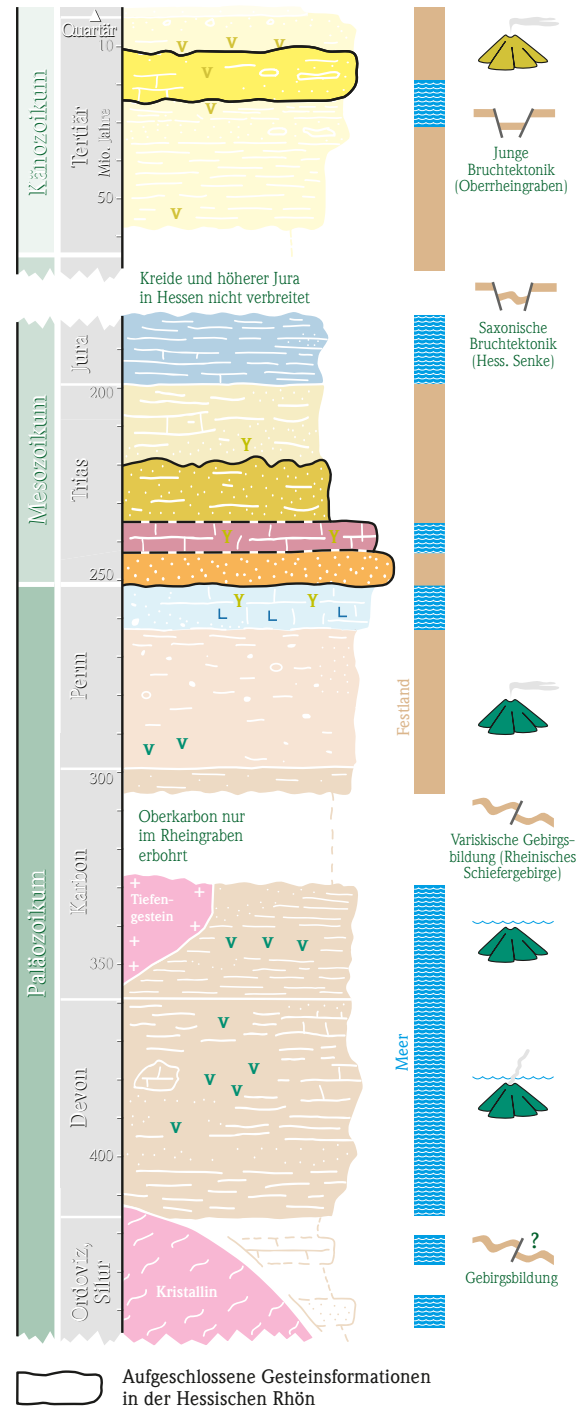


Abb. 1: Geologische Entwicklung in Hessen mit Bezug zur Hessischen Rhön.

Die **Kuppenrhön** verdankt ihr Erscheinungsbild den aus der mesozoischen Schichtenfolge durch Erosion herauspräparierten Förderkanälen und -schloten der tertiären Vulkane. Sie schließt dabei das Hessische Kegelspiel mit ein (nördliche Kuppenrhön). Aufgrund ihrer größeren Verwitterungsresistenz prägen diese heute als „Kegel“ und Kuppen die Landschaft. Weithin sichtbar erheben sie sich mit Höhen von 650 bis 835 m über das hügelige Bergland aus Gesteinen der Trias. Vor allem das Gebiet nordwestlich der Wasserkuppe ist mit solchen „Kegeln“ geradezu gespickt, von denen die meisten aus phonolitischen oder trachytischen Gesteinen bestehen. Die Kuppen sind meist bewaldet, während das flachwellige Umland weitgehend landwirtschaftlich genutzt wird.

Die **Hohe Rhön** wird fast ausschließlich von vulkanischen Gesteinen des Tertiärs aufgebaut. Typisch sind

dort Decken von zahlreichen übereinander geflossenen Basaltlavaströmen mit zwischengelagerten Vulkaniklastiten unterschiedlicher Entstehung, die die älteren Sedimentgesteine überlagern. In ihrem östlichen Bereich, der Langen Rhön, sind die Basaltdecken meist noch flächenhaft zusammenhängend anzutreffen. Auch die Wasserkuppenrhön – der westliche Ausläufer der Hohen Rhön – hat vor allem im Gipfelbereich durch Deckenergüsse (Abb. 2) ihren Plateau-Charakter bekommen. Der breite, massige Bergzug mit flachwellichem Hochplateau erhebt sich als auffälliger Steilanstieg durchschnittlich 200 m über Kuppenrhön bzw. Vorrhön. Im Mittel werden Höhenlagen von 800 m, mehrfach aber auch 900 m, auf der Wasserkuppe 950 m, erreicht. Die Abfolge der vulkanischen Gesteine ist in der Hohen Rhön in fast 300 m Mächtigkeit erhalten.

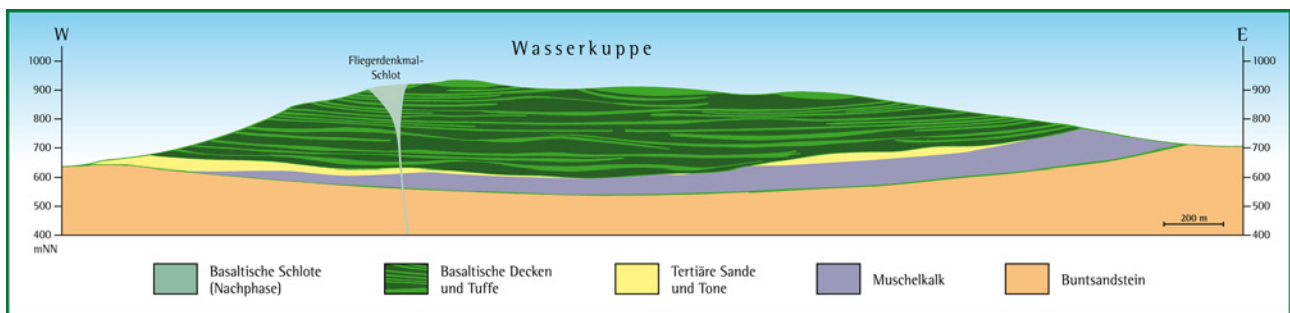


Abb. 2: Basaltdecken in der Hohen Rhön, schematisch dargestellt am Beispiel der Wasserkuppe (Tafel 15 des Lehrpfads Wasserkuppe).

2 Geologischer Überblick

2.1 Das verdeckte Grundgebirge

Das Grundgebirge, das – wie im überwiegenden Teil Deutschlands – durch das Variskische Gebirge repräsentiert wird, entstand, als sich vor ca. 400–280 Ma (zwischen Devon und Perm) einzelne Erdteile, die Nord- und Südkontinente, aufeinander zu bewegten und dabei den Pangaea (= Gesamterde) genannten Großkontinent schufen. Die eigentliche Gebirgsbildung des Variskischen Gebirges war in Mitteleuropa eine von Südosten nach Nordwesten gerichtete Einengungsbewegung aufgrund der Kollision zunächst mehrerer Mikrokontinente und schließlich dem Südkontinent Gondwana mit Laurussia (dem Nordkontinent). Verbunden mit einer Gesteinsfaltung, der Entstehung von großen und weitreichenden Überschiebungsbahnen, Metamorphose der Gesteine und der Intrusion von Gesteinsschmelzen endete diese Gebirgsbildungsphase in

der Zeit des Oberkarbons. Das Variskische Gebirge wird in mehrere Zonen gegliedert (z. B. ROTHE 2005: 12–13), die verschiedene Mikrokontinente, sogenannte Terrane, mit einer eigenen Geschichte widerspiegeln. Diese hatten sich im frühen Paläozoikum vom Südkontinent abgespalten und waren im Verlauf der Gebirgsbildung zwischen diesem und dem Nordkontinent eingeklemmt worden. Südlich des Rheinischen Schiefergebirges, das zusammen mit dem Harz zur Rhenoharzynischen Zone gehört, erstreckt sich die Mitteldeutsche Kristallzone (Mitteldeutsche Schwelle) – von den Einen als eigenständige Zone, von den Anderen als Teil des Saxothuringikums betrachtet. Wie sich aus dem Namen ableiten lässt, ist sie überwiegend aus kristallinen Gesteinen aufgebaut – vornehmlich Granite und Gneise. Diese bilden den Unterbau der Rhön, wie man schon lange aus Bruchstücken erkannt hat, die von den vulkanischen Schmelzen im Tertiär bei ihrem Aufstieg zur

Oberfläche mitgebracht wurden. Als Einschlüsse sind sie z. B. auf der Abtsrodaer Kuppe (Geotop 75) oder am Großen Ziegenkopf (Geotop 49) zu entdecken. Auch aus verschiedenen Bohrungen ist der kristalline Unterbau bekannt.

2.2 Die Entwicklung des Deckgebirges

Der Auffaltung des Variskischen Gebirges folgte seine schnelle Abtragung. In deren Folge wurde der Gebirgsumpf zu einem durch das Vindelizisch-Böhmische Festland vom Tethys-Ozean im Süden getrennten Sedimentationsraum, dem Germanischen Becken. Dieses versank in der Folgezeit im eigenen Schutt. Dies kann insbesondere in den z. T. im Streichen angelegten großen Einbruchsbecken beobachtet werden. Hierzu gehört die Mitteldeutsche Kristallinzone, aus der – beginnend im Oberkarbon – der Saar-Saale-Trog wurde. Allerdings bildete die Rhön als Teil der Odenwald-Spessart-Rhön-Schwelle darin eine Nordnordost (rheinisch) gerichtete Querschwelle, so dass sie erst ab der Zeit des Zechsteins (oberes Perm) randlich mit Sedimenten beliefert wurde. Der Zechstein war eine Zeit mehrfacher Meeresvorstöße von Norden her nach Mitteleuropa hinein. Dabei kam es wegen des heißen Klimas – bedingt durch die Lage in Äquatornähe innerhalb des Großkontinents Pangaea – zu einem Austrocknen der Flachmeerbecken mit der entsprechenden, vom Eindampfungszyklus gesteuerten Abfolge von Salzen. Der erste Meeresvorstoß reichte weit über die Rhön hinaus nach Süden und hinterließ die als Werra-Serie bezeichnete Salzfolge, deren Kalisalze westlich und östlich der Rhönschwelle abgebaut werden. Die weithin sichtbaren Abraumhalden von Neuhoellers bei Fulda auf der Westseite der Rhön sowie von Heringen und Herfa-Neurode auf deren Ostseite geben ein beredtes Zeugnis davon.

Der Zechstein schloss die Zeit des Erdaltertums ab und wurde von der Trias als erster Periode des Erdmittelalters abgelöst, die den in der Rhön sichtbaren Unterbau für die vulkanischen Aktivitäten in der Tertiärzeit bildete. Als dreigeteilte sogenannte Germanische Trias (von drei leitet sich der Name ab) hat sie in Mitteleuropa einen eigenständigen Charakter. Die Abschnitte für

die drei Epochen Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper korrelieren daher nicht mit den ausschließlich nach vollmarinen Verhältnissen gegliederten Einheiten der internationalen Triasgliederung. Die Untergliederung erfolgt inzwischen mit meist neu eingeführten Formationsnamen, die die bisher vertrauten Begriffe ersetzen sollen (Näheres s. HLOG 2013, BACHMANN et al. 1999).

Der Übergang vom Erdaltertum zum Erdmittelalter brachte eine vom höheren Zechstein bis zum Ende des Buntsandsteins durchhaltende, etliche hundert Meter mächtige Folge von Rotsedimenten, die auch die Rhönschwelle überlagerten. Unter den weiterhin vorherrschenden heißen Klimabedingungen wurden durch episodische, verflochtene bzw. verwilderte Flüsse und durch Schichtfluten – vor allem von Südwesten her, aus Zentralfrankreich – Sand, Silt und Ton antransportiert, die auf den Ebenen, in den Senken und temporären Seen zur Ablagerung kamen (Abb. 3). Einzelne eingeschaltete Dünenfelder belegen die Tätigkeit des Windes. Der Transport durch die strömenden Medien Wasser und Wind zeigt sich in der für die sandigen Sedimente der Triaszeit geradezu charakteristischen Schräg- oder Kreuzschichtung. Diese unwirtlichen Bedingungen waren für den Erhalt von Fossilien wenig zuträglich, so dass die Lebewelt im Rückblick dürftiger erscheint, als sie tatsächlich war. Am ehesten wurden noch von Tieren erzeugte Trittsuren überliefert.



Abb. 3: Mitteleuropa zur Zeit des Buntsandsteins.

Kamen die marinen Vorstöße bis zum Mittleren Buntsandstein aus dem Nordmeer, verlagerten sie sich in der Zeit des Oberen Buntsandsteins und drangen in zunehmendem Maße von Südosten, vom Tethys-Ozean vor. Mit der Zeit des Muschelkalks war die Rotsedimentation beendet und das Germanische Becken, das von England bis nach Polen reichte, zu einem flachen Nebenmeer des Tethys-Ozeans geworden (Abb. 4).

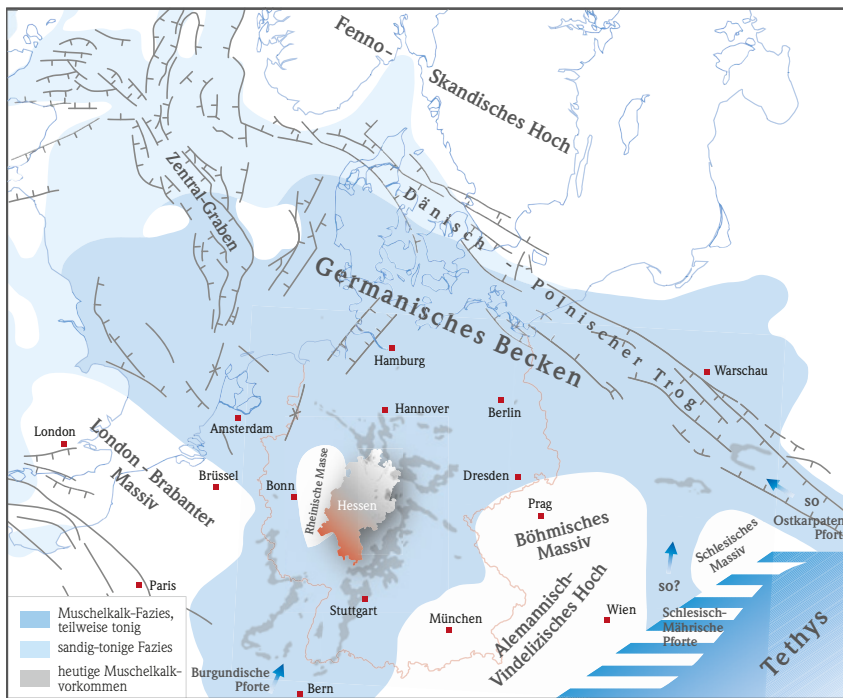


Abb. 4: Mitteleuropa zur Zeit des Muschelkalks.

Auch der Muschelkalk weist eine Dreigliederung auf, bedingt durch die die Faunenentwicklung bestimmende Salinität des Meerwassers, die erst für den oberen Abschnitt als normal (euhalin) bezeichnet werden kann.

Den mit über 30 Ma längsten Abschnitt in der germanischen Trias stellt der Keuper, von dem in der Rhön nur verhältnismäßig wenig erhalten geblieben ist. Es war eine Zeit der wechselnden Bedingungen zwischen marin und überwiegend terrestrisch mit vorherrschend klastischer Sedimentation in der Ton- bis Sandfraktion. Das hierbei entstandene bunte Farbspektrum der Sedimente, besonders rot und grün, ist typisch für Keuper-Ablagerungen.

In der Jura-Zeit führte der weltweite Meeresspiegelanstieg zu einer Transgression von Meerwasser bis weit in den heutigen mitteleuropäischen Raum hinein. Es entstand ein durch Inseln gegliederter vollmariner Faziesraum. Infolgedessen wurde das Tethys-Meer mit

dem Nordmeer und dem sich öffnenden Atlantik verbunden. Wird der Untere Jura (Lias) von dunklen tonigen Ablagerungen beherrscht (daher die ältere Bezeichnung „Schwarzer Jura“), sind es im Mittleren Jura (Dogger; ehemals „Brauner Jura“) Sande, Mergel und lokale Eisenerze. Der Obere Jura (Malm; ehemals „Weißer Jura“) ist durch Ablagerungen von Kalk- und Mergelsteinen gekennzeichnet. Die Rhön lag offensichtlich bis zum frühen Oberen Jura in einer, gelegentlich unterbrochenen, breiten Meeresverbindung, die über die Hessische Straße hinaus bis weit nach Thüringen reichte und gehörte somit zum süddeutschen Faziesraum. Mit der endgültigen Festlandsverbindung zwischen dem Rheinisch-Ardenischen und dem Vindelizischen Festland war die Zeit mariner (und brackischer) Ablagerungsbedingungen in der Rhön endgültig vorbei.

In der Folge wurde die Rhön zum Abtragsgebiet. Die jüngsten, d.h. die jurassischen Ablagerungen waren zuerst und damit am stärksten betroffen. Relikte davon sind nur noch in Grabenstrukturen außerhalb der Rhön erhalten geblieben. Die geringen erhaltenen Reste des Keupers beschränken sich meist auf den Unter-

teren Keuper, insbesondere in der nördlichen Rhön, aber auch etwas stärker abgesenkt in herzynisch und rheinisch streichenden Grabenstrukturen. Der Muschelkalk ist dann schon weiter verbreitet erhalten geblieben. Er findet sich – wie bereits erwähnt – häufig an der Basis der Basaltdecken. Die vorherrschenden Ablagerungen des mesozoischen Deckgebirges gehören allerdings dem Buntsandstein an.

Zur Sedimentation kam es lokal erst wieder in der Erdneuzeit, dem Tertiär, in Senken oder Hohlformen. Diese waren vor allem durch Subrosion, d.h. durch Auslaugung und Einsturz im Untergrund, entstanden und sammelten vornehmlich Sande und Tone (s. MARTINI et al. 1994). Hierher ist auch der Kaolin zu stellen, der bei Poppenhausen – Abtsroda im 18. Jh. für die Fuldaer Porzellanmanufaktur gewonnen wurde und auf eine vorangegangene intensive chemische Verwitterung hinweist. Zu nennen sind aber auch die Faulschlammablagerungen von Sieblos, die vor allem durch ihre unter-

oligozäne Fauna Bedeutung erlangt haben (s. MARTINI & ROTHE 1993, MARTINI et al. 1994; einen Einblick vermittelt das Sieblos-Museum im Rathaus von Poppenhausen, vgl. auch SCHRAFT & KÜTTNER-BAHR 2011). Aus der folgenden Zeit des Miozäns (bereits dem Neogen = Jungtertiär zugehörig) sind verschiedentlich kleine Braunkohlevorkommen bekannt.

In diese Zeit sind auch die vulkanischen Vorgänge in der Rhön einzuordnen. Wie für intrakontinentale Plattenkonfigurationen typisch, wurden hier alkalibetonte, unterkieselte (kieselsäurearme) Schmelzen gefördert. Deren Relikte in Form von Gesteinen aus der Basalt- und der Trachytfamilie prägen nicht nur maßgeblich das heutige Bild der Rhön, sondern suchen auch in dieser Vielfalt in den mitteleuropäischen Vulkanfeldern (Abb. 5) ihresgleichen. Der Aufstieg der Schmelzen ist im Spannungsfeld zwischen dem Zusammenschub der Alpen und der Öffnung des Atlantiks zu sehen, wobei der Raum dazwischen durch unzählige, vielfach tief-

reichende Brüche zerlegt wurde und dadurch den Aufstieg der Schmelzen ermöglichte. Man kann davon ausgehen, dass die Laven die sedimentären Gesteine der Rhön mehr oder weniger flächendeckend unter sich begruben, vergleichbar den Verhältnissen im Vogelsberg.

In der Rhön sorgten in der Folgezeit Hebungen im Bereich des sogenannten Rhön-Schildes seit dem Jungtertiär – und bis heute anhaltend, wie geodätische Messungen belegen (MÄLZER et al. 1983) – für eine erneute intensive Abtragung und schufen so das bekannte Landschaftsbild. Deshalb ist heute bevorzugt der Unterbau des Vulkanfeldes aufgeschlossen, dessen Zentrum vermutlich im Bereich der Milseburg gelegen hat. Die Rhön gewährt dadurch einen Einblick in Intrusionen verschiedener Art, in die Förderschloten (nachvollziehbar aus der oft noch erkennbaren Stellung der erhaltenen Säulen [vgl. auch Meiler- bzw. Fächerstellung, im Glossar]) und Wurzeln der Vulkanbauten, wie dies andere Vulkanfelder in Mitteleuropa nicht zu bieten haben. Lediglich im Bereich der Hohen Rhön gibt die dort noch bis zu 300 m mächtige Ansammlung von Basaltdecken einen Anhalt zum Ausmaß der ursprünglichen Überdeckung.

Dem Eiszeitalter (Pleistozän) verdanken wir vielfältige Formen der Umlagerung, wie Hangschutt, Schutt- und Blockströme und auch den Löss, die große Anteile des Anstehenden verbergen. Dazu kommen großflächige Hangrutsche, wobei vor allem Muschelkalkschollen auf durchfeuchteten Tonen des Oberen Buntsandsteins ins Gleiten kamen. Zu einer Vergletscherung, wie früher angedacht, hat das kalte Klima in der Rhön allerdings nicht gereicht.

Die ausgeprägte Morphologie macht die Rhön zu einem ausgesprochenen Regenfänger, vor allem in der Hohen Rhön. Dies äußert sich in zahllosen Bächen. Dass diese häufig bevorzugten Quellhorizonten entspringen, ist gerade im Bereich der Wasserkuppe nachvollziehbar. Hierzu gehört an deren Südseite die Fulda, die nicht nur aus der gekennzeichneten Quelle gespeist wird. Gesteuert durch die starke Heraushebung, haben die klimatischen Verhältnisse in der Hohen Rhön die Bildung von Hochmooren ermöglicht (z. B. das Rote Moor [Geotop 86] oder das Schwarze Moor bei Fladungen im Dreiländereck von Hessen, Bayern und Thüringen).

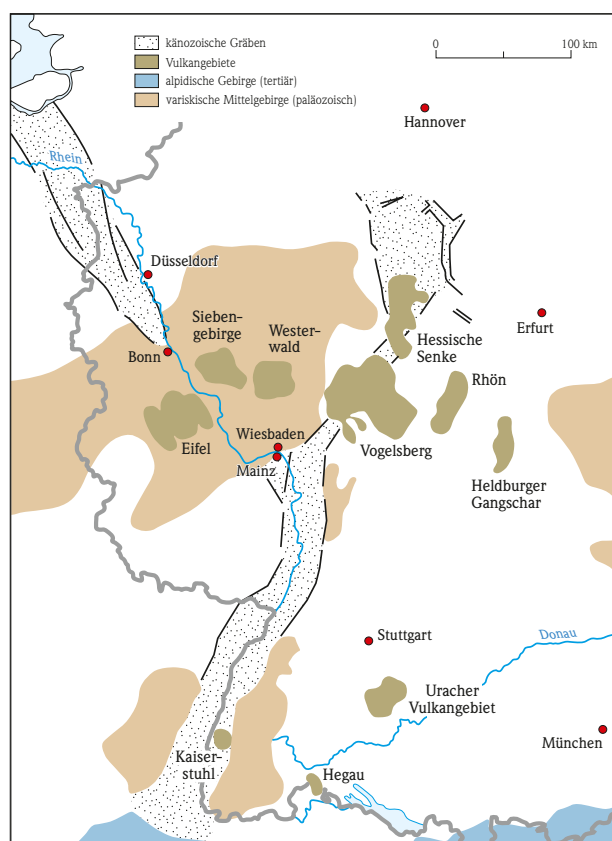


Abb. 5: Tertiäre Vulkangebiete Deutschlands.

3 Der sedimentäre Unterbau

3.1 Buntsandstein

Gegen Ende des Zechsteins drangen die von Norden kommenden Meeresvorstöße (Ingressionen) immer weniger weit vor. Die in Hessen in dieser Zeit zunehmend terrestrisch werdende Sedimentation leitete mit ihren Rotsedimenten bereits zum Buntsandstein über. Neben den Fazies-bedingten faunistischen Umstellungen brachte der Übergang auch klimatische Veränderungen mit sich. Nach dem Zusammenwachsen der Kontinente durch die Variskische Orogenese zum Großkontinent Pangaea wanderte dieser nach Norden, wodurch sich die Landmasse in der Triaszeit nicht nur etwa gleichmäßig beiderseits des Äquators verteilte, sondern auch weit in Richtung der Pole reichte. Dadurch entstand eine Monsunwetterlage mit einem Wechsel zwischen Hochdruck im Winter- und Tiefdruck im Sommerhalbjahr. Bei dieser Konstellation entwickelte sie sich viel extremer, als wir es heute aus Süd(ost)asien kennen, und wird deshalb als Mega-Monsun bezeichnet (vgl. PARRISH 1999). Da sich das (warme) Tethysmeer um den Äquator nach Westen weit in den Kontinent hineinschob, konnte der Sommermonsun viel Feuchtigkeit aufnehmen und über dem Kontinent abregnen. Die extreme Trockenheit während des Winters in der Buntsandsteinzeit erzeugte allerdings ein solches Niederschlagsdefizit (aride Verhältnisse), dass in den Sedimenten wüstenhafte Bedingungen angezeigt werden. Dadurch blieb auch nur ein relativ kleines Fossilspektrum erhalten. Vorzugsweise sind es Spurenfossilien, wie die bekannten Chirotherienfährten, z. B. bei Eiterfeld (s. KRAUSE & HAUBOLD 2008: Abb. 13, Geotop 16) oder die z. T. massenhaft auftretenden Wurmsspuren, wie *Diplocraterion luniforme* (Geotop 20), meist als *Corophioides luniformis* BLANKENHORN beschrieben (TIETZE 2013).

Die reichlichen Niederschläge des Sommermonsuns haben für die Anlieferung von so viel

Sedimentmaterial aus den umliegenden Hochgebieten gesorgt, dass im Germanischen Becken – in Abhängigkeit vom Relief und dem nach Norden abtauchenden Becken – während der relativ kurzen Buntsandsteinzeit (ca. 8 Ma) bis über 1 000 m klastische Sedimente abgelagert wurden (TIETZE 2013). Das Transportsystem waren Flüsse, die nur kurzzeitig aktiv waren, dann aber eine große Sedimentfracht verteilten. Sie endeten im norddeutschen Raum in einem See oder in einem Ausläufer des Nordmeeres, wobei nicht immer Einigkeit herrscht, inwieweit oder wann marine Bedingungen vorgelegen haben (BEUTLER & SZULC 1999).

Im Unteren Buntsandstein kamen in erster Linie feinkörnige Sedimente zur Ablagerung. Der Mittlere Buntsandstein ist überwiegend durch mächtige Wechselfolgen aus tonig-siltigen Sedimenten, jeweils getrennt durch gröber körnige Basisschüttungen gekennzeichnet und in Volpriehausen-, Detfurth-, Hardeggen- und Solling-Formation untergliedert (Abb. 6). Diese beginnen jeweils konglomeratisch und werden nach oben zunehmend feiner bis hin zu tonigen Gesteinen. Diskor-

Chronostratigraphie		Lithostratigraphie			Allostratigraphie	
Serie	BP in Ma	Gruppe	Subgruppe	Formation Germanisches Becken	Leitbänke	Folge
Mittl. Trias	243,0	Muschelkalk (m)	Unterer Muschelkalk (mu)	Jena-Formation	Grenzgelbkalk	m1
Untere Trias	244,5 – 249,0	Buntsandstein (s) 8,0 Ma	Oberer Buntsandstein (so) 1,5 Ma	Röt-Formation	Myophorien-Schichten VH3/VH4/VH5 (lokal)	s7
			Mittlerer Buntsandstein (sm) 4,5 Ma	Solling-Formation	Plattensandstein i.e.S. Karneol-Dolomit-Horizont (VH2)	s6
				Hardeggen-Formation (Spessart-Formation)	Hardeggen-(s5/s6)-Diskordanz 4 Grobsandstein-Horizonte	s5
				Detfurth-Formation (Rhön-Form.)	Violetter Horizont 1 (VH1) (lokal)	s4
				Volpriehausen-Formation (Eichsfeld-Formation)	avicula-Schichten Oberer Geröllsandstein Mittlerer Geröllsandstein	s3
			Unterer Buntsandstein (su) 2,0 Ma	Bernburg-Formation (Salmünster-Formation)	Unterer Geröllsandstein Volpriehausen-(s2/s3)-Diskordanz	s2
				Calvörde-Formation (Gelnhausen-Formation)	Heigenbrücken-Sandstein	s1
Perm	251,0	Zechstein (z)		Aller-/ Ohre-/ Friesland-/ Fulda-Formation		z4–z7

Abb. 6: Stratigraphie des Buntsandsteins (Germanische Trias).

danzen, die Zeiten von Abtragung unbekannter Länge und unbekannten Ausmaßes repräsentieren, trennen die Formationen. Dabei veränderten sich die Verhältnisse im Verlauf des Mittleren Buntsandsteins. Während der Ablagerung der tiefsten Einheit trennte sich der Sedimentationsraum durch die Entwicklung der Eichsfeld-Altmark-Schwelle in eine Hessische und eine Thüringische Senke. In den höheren Einheiten führten längere Erosions- und Sedimentationspausen zunehmend zu Bodenbildungen, die sich in Krustenlagen und sog. Violetten Horizonten äußern. Das trifft insbesondere für die Solling-Formation zu, die durch ihre vielfach genutzten Sandsteine besonders bekannt und auch in der Rhön präsent ist (Abb. 7).

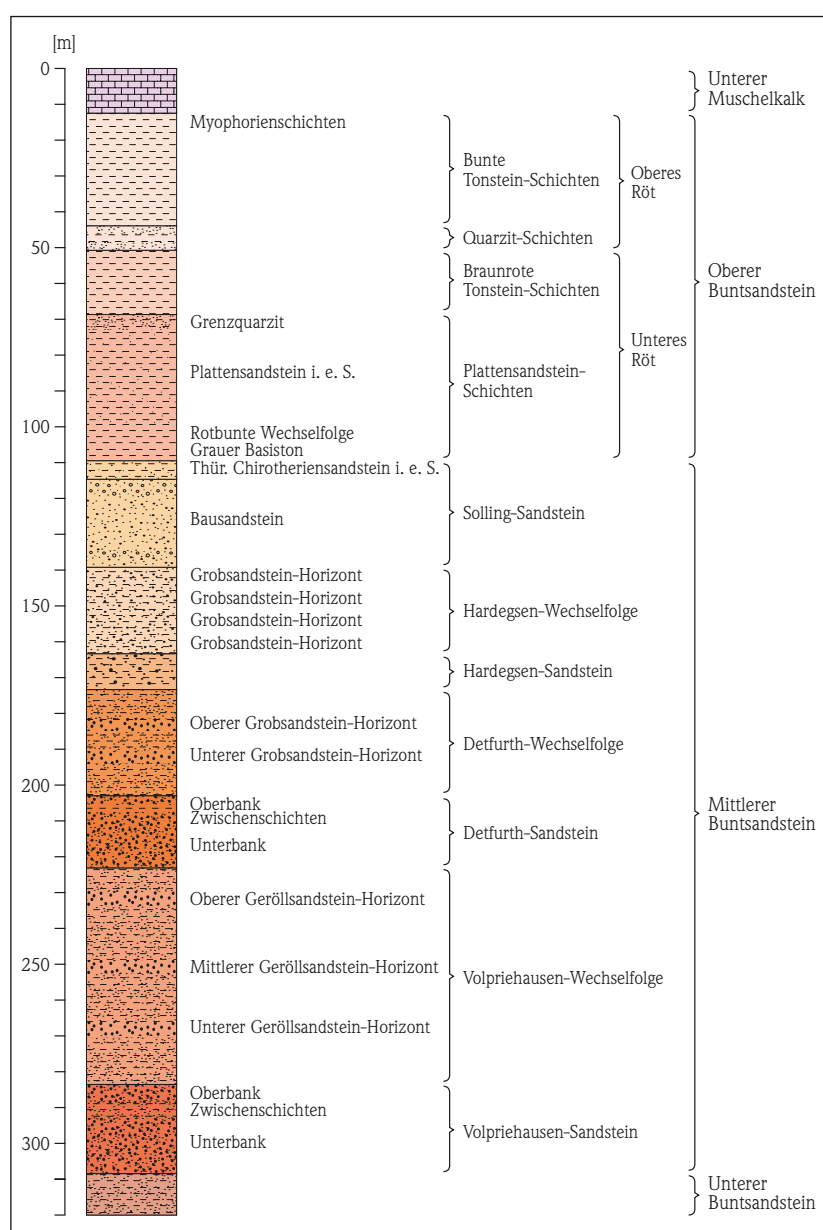


Abb. 7: Standardprofil des Mittleren und Oberen Buntsandsteins in der Rhön (nach EHRENBURG et al. 1994b, verändert).

Der Obere Buntsandstein ist wieder verstärkt durch feinkörnige Sedimente mit weitgehend marinem Einfluss vertreten. Dieser wird örtlich in Gips- und auch Salzausscheidungen erkennbar und kündigt den folgenden Muschelkalk mit seinen marinen Verhältnissen an.

3.2 Muschelkalk

Mit dem Vordringen des Meeres von Südosten, zunächst über die Ostkarpaten- und dann zusätzlich über die Oberschlesische Pforte in das Germanische Becken, begann die Zeit des Muschelkalks. Diese Ingression überflutete nicht sofort das gesamte Becken, d.h. der Vorstoß des Muschelkalkmeeres erfolgte nicht überall gleichzeitig (synchron), sondern zog sich über einen längeren Zeitraum hin (diachroner Verlauf). Die karbonatische Sedimentation begann deshalb an den Beckenrändern früher als im Beckentiefsten. Dies ist auch der Grund, weshalb im Gebiet der Rhön das Röt bereits mit den Strohgelben Kalken karbonatisch ausklang, während zur gleichen Zeit weiter nach Nordwesten, dem Beckentiefsten zu, immer noch rote, sandig-siltige Sedimente – teilweise allerdings bereits mit Evaporiten – zur Ablagerung gelangten. Es entstand ein Flachmeer, in dem sich einzelne Horizonte über weite Entfernungen verfolgen lassen und zur Gliederung in neun Zyklen für den gesamten Muschelkalk genutzt werden können (s. KRAMM & HAGDORN 2013).

Von den Aufschlussverhältnissen her dominiert in der Rhön der Untere Muschelkalk (= Wellenkalk, heute als Jena-Formation bezeichnet), der die ersten drei Zyklen umfasst (Abb. 8). Die Sedimententwicklung lässt sich als Faziesgürtel einer flachen Karbonat-Rampe interpretieren. Diese reichte vom Watt mit Gezeitenbedingtem Trockenfallen bis zu wenigen Zehner Meter Wassertiefe. Weitreichende Faziesverschiebungen werden auf Meeresspiegelschwankungen zurückgeführt und als Reaktion auf regelmäßige Veränderungen der Erdumlaufbahn gedeutet (wie Schiefe der Ekliptik, Präzession, ähnlich wie

Chronostratigraphie		Lithostratigraphie				Allostratigraphie		
Serie	BP in Ma	Gruppe	Subgruppe	N	Formation Germanische Trias	SE	Leitbänke	Subfolge Folge
Obere Trias	235,0	Keuper (k)	Unterer Keuper (ku)		Erfurt-Formation		Grenzbonebed	k1
Mittlere Trias	238,5	Muschelkalk (m) 8,0 Ma	Oberer Muschelkalk (mo) 3,5 Ma		Warburg-Formation		Hauptterebatelbank	m9b
							Cycloidesbank	m9a
					Meißner-Formation		Spiriferinenbank	m8
					Trochitenkalk-Formation		Tetractinellabank	m7b
							Hornsteinbank	m7a
					Diemel-Formation			m6
			Mittlerer Muschelkalk (mm) 1,5 Ma		Heilbronn-Formation			m5b
								m5a
					Karlstadt-Formation		orbicularis-Schichten	m4b
			Unterer Muschelkalk (mu) 3,0 Ma				Oberere Mittlere Schaumkalkbank	m4a
							Untere Mittlere Schaumkalkbank	m3b
								m3a
							Oberere Terebratelbank	m2b
					Jena-Formation			m2a
							β α Oolithbank	m1b
							Grenzgelbkalk	m1a
Unt. Trias	243,0	Buntsandstein (s)	Oberer Buntsandstein (so)		Röt-Formation		Myophorien-Schichten	s7

Abb. 8: Stratigraphie des Muschelkalks (Germanische Trias) (nach KRAMM & HAGDORN 2013, verändert).

sie für die Eiszeiten diskutiert werden). Dies dokumentiert sich in insgesamt 21 Kleinzyklen im Unteren Muschelkalk.

Der typische Wellenkalk entstand als kalkig-mergeliger Schlamm zwischen Wellen- und Sturmwellenbasis. In diesem Milieu, geprägt durch übersalzenes Wasser als Folge der anhaltend starken Verdunstung, konnte nur eine relativ artenarme, von Muscheln (*Neoschizodus*, *Septihoernesia*, *Unicardium*, *Homomya*) dominierte Weichbodenfauna bestehen. In diesem Raum bewirkten gelegentliche, sehr starke Sturm-Ereignisse (Hurrikane) oder seismische Aktivitäten weiträumige Sedimentumlagerungen. Erstere hinterließen die auf Sturmablagerungen (Tempestite) zurückzuführenden Schillbänke, hervorgegangen aus der aus- und zusammengespülten Infauna. Letztere äußern sich in Rutschungen (slumps), Schutt- und Schlammströmen (debris flows und mud flows).

In Zusammenhang mit der Entwicklung der Großzyklen stehen mehrfach kurzzeitige Meerwassereinbrüche. Sie ermöglichten vorübergehend bessere Lebensbedingungen, die sich in einer deutlich reicheren Fauna äußern.

Die hierbei entstandenen drei Gruppen von massiveren, früher örtlich als Baustein verwendeten Schillkalkbänken werden traditionell genutzt, um den Unteren Muschelkalk zu gliedern (Abb. 9). Wie sich aus Faunenverwandtschaften ablesen lässt, gab es neben dem bekannten Zustrom aus Südosten auch eine eingeschränkte Zuwanderung aus dem Süden, dem Alpenraum (KRAMM & HAGDORN 2013).

Das Nachlassen des Meerwasserzuflusses aus Südosten bis zu dessen Versiegen im Verlauf des höheren Mittleren Muschelkalks sowie die starke Verdunstung begünstigten eine karbonatisch-mergelige Sedimentation bis zur Abscheidung von Gips und örtlich – außerhalb der Rhön, in Süddeutschland – von Steinsalz. Geradezu charakteristisch für den Mittleren Muschelkalk sind die Zellendolomite, Sedimentgesteine aus dem Übergang von der Karbonat- zur Sulfatphase im Eindampfungszyklus, die dem Auswittern des Gipses ihr heutiges Aussehen verdanken.

Als neue Verbindung zum Tethys-Ozean öffnete sich nun im Südwesten die Burgundische Pforte und schuf im Germanischen Becken neue Faziesbedingungen, die den Oberen Muschelkalk einleiteten. Ausreichender Meerwasserzufluss und -austausch sorgten für durchgehend optimale Lebensbedingungen und ermöglichten eine reiche Fauna. Der untere Abschnitt beinhaltet die Trochitenkalke, für die die zahlreichen darin vorkommenden Crinoidenstielglieder namensgebend sind. Die weitere Sedimentfolge besteht im Wesentlichen aus Kalken bis Mergeln, die durch Schillkalkhorizonte untergliedert wird. Deren Aushängeschild wurden die Ceratiten, eine im mitteleuropäischen Raum endemische Ordnung aus der Klasse der Ammonoidea. Ihre erdgeschichtliche Formenentwicklung mit „kurzlebigen“, aber weit verbreiteten Arten erlaubt eine feinstratigraphische Untergliederung, weshalb Vertreter dieser Ordnung auch als Leitfossilien herangezogen werden.

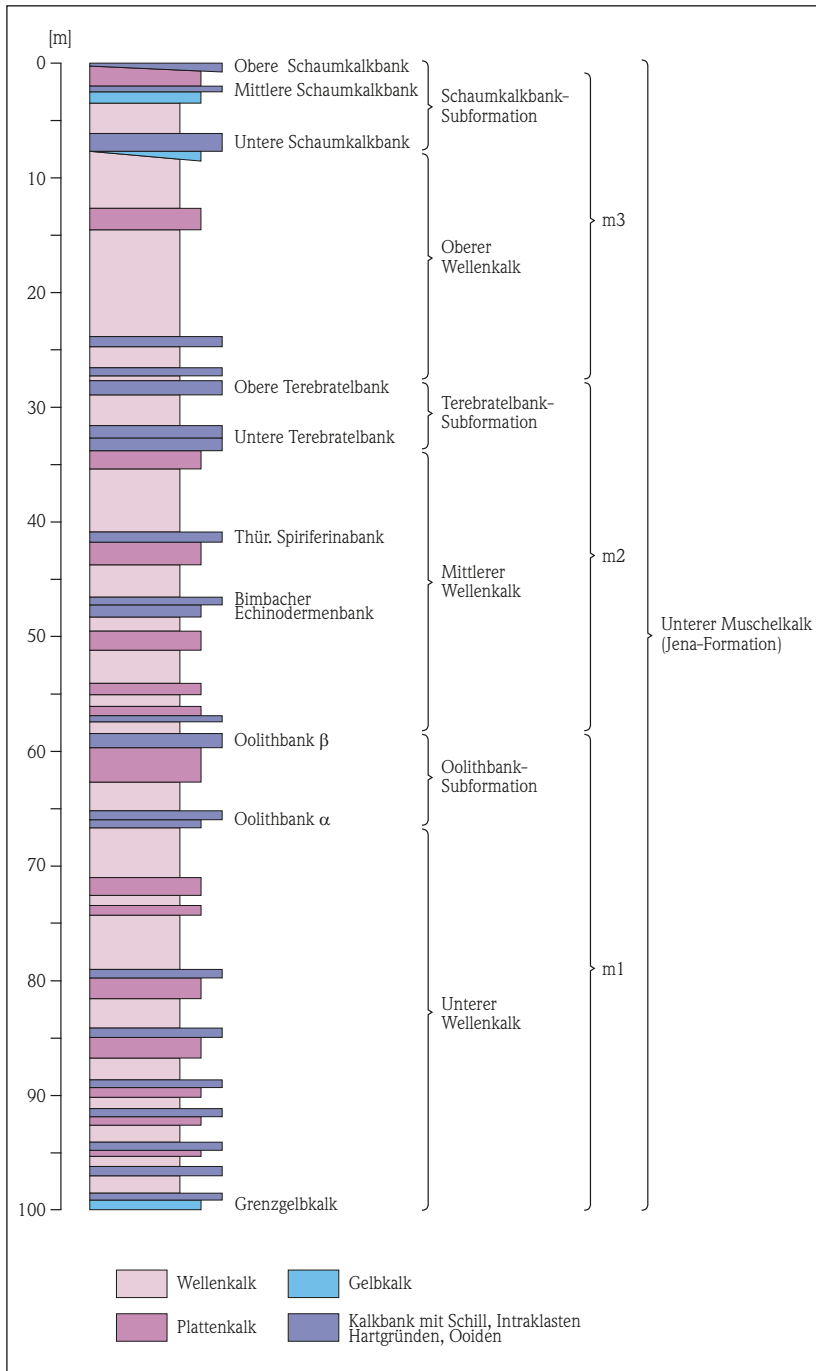


Abb. 9: Standardprofil des Unteren Muschelkalks in der Rhön (nach KRAMM & HAG-DORN 2013, verändert).

3.3 Keuper

Abnehmender mariner Einfluss führte zu Beginn des Keupers, trotz immer noch bestehender Verbindungen im Südwesten und Südosten zur Tethys, zu brackisch-fluviatilen Verhältnissen im Germanischen Becken. Dabei wird der Übergang zum Keuper durch eine Schichtlücke markiert (BEUTLER et al. 1999), also eine in ihrer Zeitdauer schwer zu bestimmende Phase der Abtragung.

Die Sedimente des Unteren Keupers wurden in einem weiten, flachen Becken mit Flussrinnen, Seen und Sümpfen abgelagert, in das das Meer über die Burgundische Pforte gelegentlich eindrang. Diese kurzzeitigen, zyklischen Meeresvorstöße sind durch marine Faunen dokumentiert. Auf amphibischen Landschaftsteilen zwischen den Flüssen und Seen wurden Tone abgelagert, die Hinweise auf kurzzeitige Überflutungen und Austrocknung (Sulfatkonkretionen) liefern. Die Flüsse kamen meist von Norden. Kohlige Pflanzenreste und Wurzelböden sind beschrieben (MOTZKA & LAEMMLEN 1976).

Der Mittlere Keuper steht für vielfältige terrestrische Ablagerungsbedingungen, einschließlich der sich durch das ganze Becken von Nordosten vorbauenden Stränge des Schilfsandsteins. Der Obere Keuper brachte im Verlauf einer weltweiten Transgression zunächst marine Delta-Bildungen, bevor eine Regression nochmals zu terrestrischen Ablagerungen führte. Von all diesen Ablagerungen ist in der Rhön lediglich der Untere Keuper (Lettenkeuper = Erfurt-Formation) erhalten geblieben.

4 Der Vulkanismus in der Rhön

4.1 Die petrographische Vielfalt

Die vulkanischen Aktivitäten in der Rhön, deren Relikte das heutige Landschaftsbild maßgeblich prägen, erstreckten sich nach den bisherigen Erkenntnissen über einen Gesamtzeitraum von knapp 15 Ma (Ober-Oligozän bis Mittel-Miozän). Sie umfassten dabei zwei Phasen. Die Hauptphase der vulkanischen Aktivitäten lag, nach dem Einsetzen vor etwa 25 Ma, zwischen 22 und 18 Ma vor heute. Nach einer längeren Pause begann die Nachphase bei etwa 14 Ma und dauerte bis 11 Ma vor heute (LIPPOLT 1978, 1983). Während mit ersterer eine große Vielfalt an Gesteinen unterschiedlicher Entstehungsbedingungen verbunden war, die von Basaniten bis hin zu Phonolithen reichte, beschränkte sich die Nachphase auf sog. primitive, d. h. nicht beim Aufstieg aus dem Mantel veränderte Schmelzen, wie dies auch aus anderen Regionen und Zeiten mit einem Intraplattenvulkanismus überliefert ist (z. B. rezent Kanaren und Hawaii, paläozoisch Rheinisches Schiefergebirge).

Im Rahmen der Neukartierung der GK 25, Bl. 5425 Kleinsassen (EHRENBURG et al. 1994a, b) erfolgte eine grundlegende Neubearbeitung der Vulkanite, in die z. T. das südliche Nachbarblatt GK 25, Bl. 5525 Gersfeld (Rhön) mit einbezogen wurde (EHRENBURG & HICKETHIER 1994b, 2002) und die im Wesentlichen auch für die übrige Rhön Gültigkeit beanspruchen kann. Die schon früher erfolgte Einteilung in eine basaltische und eine trachytische Gesteinsfamilie bleibt davon unberührt, aber die weitere Differenzierung ist umfangreicher geworden. Dazu reicht die auf den Verhältnissen der wichtigsten leukokraten (hellen) Minerale (Quarz, Alkalifeldspat, Plagioklas, Foide) beruhende Einteilung im sog. Streckeisen-Diagramm nicht, weil das feinkörnige bis dichte, teilweise glasige Gefüge der Vulkanite die notwendige Differenzierung selten in ausreichendem Maße zulässt. Deshalb werden vornehmlich geochemische Kriterien, d. h. Element-

verhältnisse herangezogen, vor allem das TAS-Diagramm (Abb. 10). Durch geeignete Diagrammwahl (z. B. Spurenelement-Diagramm nach WINCHESTER & FLOYD 1977) kann der Einfluss von nachträglichen Veränderungen (sog. Alteration, z. B. durch die Verwitterung), der zu Verfälschungen bei der Verwendung von leicht zu mobilisierenden Elementen führen kann, weitgehend minimiert werden (Abb. 11).

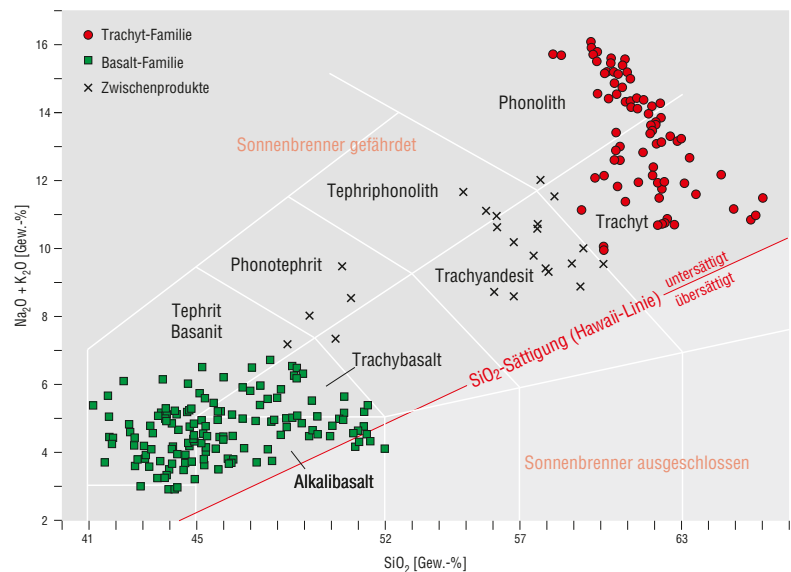


Abb. 10: TAS-Diagramm (Gesamtalkali zu Kieselsäure) der Vulkanite auf GK 25, Bl. 5425 Kleinsassen (nach EHRENBURG et al. 1994b, verändert).

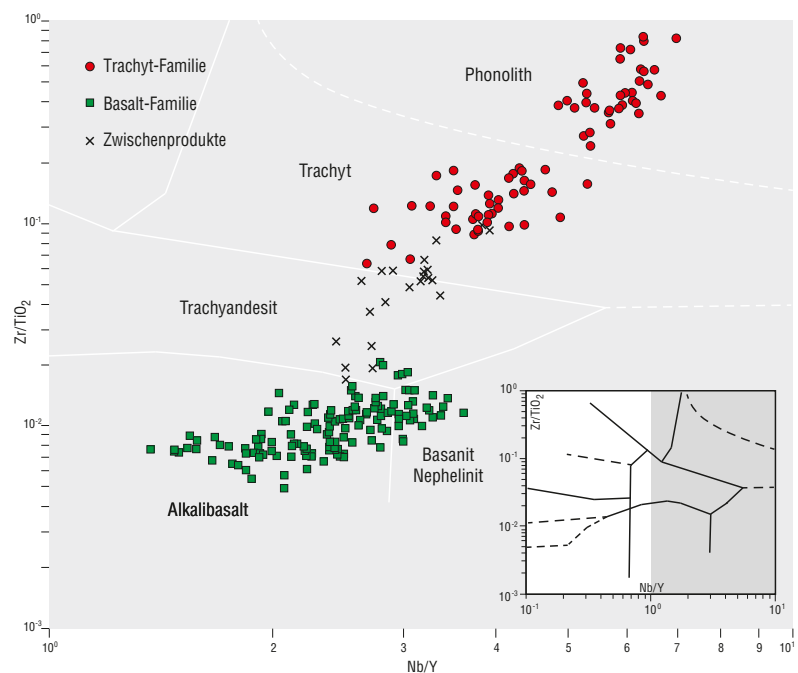


Abb. 11: Zr/TiO₂-Nb/Y-Diagramm (nach WINCHESTER & FLOYD 1977) der Vulkanite auf GK 25, Bl. 5425 Kleinsassen (nach EHRENBURG et al. 1994b, verändert).

Zur basaltischen, äußerlich durch dunkelgraue bis schwarze Farben gekennzeichneten Gesteinsfamilie gehören die Olivinnephelinite, primitive und differenzierte Basanite, Tephrite, Trachybasalte, Alkalibasalte und Phonotephrite. Zu den Basaniten zählen auch die auf den älteren Kartenblättern (z. B. GK 25, Bl. 5525 Gersfeld, BÜCKING 1909, 1910) als Hornblendebasalt bezeichneten Gesteine. Die Trachyt-Familie mit ihren im angewitterten Zustand mittel- bis hellgrauen Gesteinen ist kleiner und besteht aus Trachyandesiten, Trachyten und Nephelin-Phonolithen. Eine Diskussion zur Entstehung der Gesteinsvielfalt findet sich im Exkurs „Differentiation“.

Neben die kompakten vulkanischen Gesteine der Laven oder oberflächennahen Intrusionen treten die Vulkaniklastite aus beiden Gesteinsfamilien, d. h. vulkanische Lockergesteine unterschiedlicher Entstehung, die mehr als die landläufig als Tuffe bezeichneten Gesteine umfassen (siehe hierzu Exkurs „Fragmentierungsprozesse im vulkanischen Geschehen“). Wegen ihres leichteren Zerfalls meist schlechter aufgeschlossen, werden sie in ihrer Bedeutung eher unterschätzt. Das gilt insbesondere für die trachytischen Ignimbrite (Ablagerungen heißer Aschen- und Lapilliströme, siehe Geotop 47 am Stettenrain bei Schackau). Ihr wahres Ausmaß zeigte sich erst durch Bohrungen, wo lokal Mächtigkeiten von 300 m nachgewiesen wurden (EHRENBERG & HICKETHIER 1994b, 2002).

4.1.1 Olivinnephelinite

Die Olivinnephelinite (feldspatfreie Glieder der Basaltfamilie) sind die primitivsten Vulkanite in der Rhön. Sie führen meist Einsprenglinge von Olivin und untergeordnet Klinopyroxen. Korrosion an einem Teil der Olivine ist Anzeichen für eine Instabilität mit der Schmelze und belegt, dass es sich um aus dem Mantel mit hoch geschleppte Kristalle (Xenokristalle) handelt. Im Weiteren ist das Auftreten von Mantelxenolithen, vorzugsweise Spinell-Lherzoliten aus der Peridotitfamilie, typisch, die für einen schnellen Aufstieg der Schmelze innerhalb von Stunden bis wenigen Tagen sprechen.

Geochemisch sind die Olivinnephelinite durch niedrige SiO_2 -Gehalte (39–42,5 %) und hohe MgO-Gehalte (11,5–15 %, Mg-Zahl meist > 69) charakterisiert. Dazu kommen hohe Ni- (i. Allg. > 300 ppm) und Cr-Gehalte (i. Allg. > 500 ppm).

4.1.2 Basanite

Basanite sind olivinreiche (definitionsgemäß > 10 %) Gesteine aus der Verwandtschaft der Alkalibasalte. Die

Basanite sind in zwei Gruppen zu trennen. Die erste, die sog. primitiven Basanite, ist eng mit den Olivinnepheliniten verwandt und unterscheidet sich von diesen durch ihren ± deutlichen Feldspatanteil. Äußeres Kennzeichen ist gleichfalls die Führung von Mantelxenolithen. Geochemisch sind leicht höhere SiO_2 - (42–45 %) und Al_2O_3 - (10–14 %) Gehalte festzuhalten. Mg-Zahl (> 69) und Spurenelementgehalte (Ni > 300 ppm) sind bei beiden Gesteinen vergleichbar.

Die zweite Gruppe besteht aus den sog. differenzierten Basaniten, die wiederum in Abhängigkeit von der unterschiedlichen Führung an den Einsprenglingsphasen von Olivin, Klinopyroxen und Hornblende verschiedenen Typen zuzuordnen sind. Besonders auffällig sind dabei die für die ältere Bezeichnung Hornblendebasalt verantwortlichen Hornblendekristalle, die bis 15 mm groß werden. Häufige Korrosionserscheinungen zeigen wiederum deren Instabilität mit der Schmelze und damit eine Mitnahme aus größerer Tiefe an. Da sie leicht auswittern, werden sie oft fälschlicherweise Kristalltuffen zugeordnet. Die SiO_2 -Gehalte reichen von 42–45 %, die MgO-Gehalte von 5–11 % (Mg-Zahl 45–66), die Ni-Gehalte schwanken in weitem Rahmen < 210 ppm, die Cr-Gehalte < 375 ppm.

4.1.3 Tephrite

Die Tephrite sind vorwiegend einsprenglingsfreie Gesteine. In ihrem Olivinegehalt (definitionsgemäß < 10 %) sind sie das Gegenstück zu den Basaniten aus der Verwandtschaft der Alkalibasalte. Tephrite neigen zu glasiger Ausbildung und finden sich häufig als frühe Bildungen. Ihre SiO_2 -Gehalte reichen von 41,5–45,5 %, die MgO-Gehalte von 3,5–5,5 % (Mg-Zahl 38–49), die Ni-Gehalte schwanken von 15–45 ppm, die Cr-Gehalte von 15–55 ppm.

4.1.4 Trachybasalte

Trachybasalte sind vorwiegend einsprenglingsfreie, makroskopisch kaum von den Tephriten zu unterscheidende Gesteine aus der Verwandtschaft der Alkalibasalte, aus denen sie sich oft entwickeln. Die geochemischen Werte bei den Trachybasalten lauten SiO_2 : 44–48 %, MgO: 3,5–5 % (Mg-Zahl 40–48,5), Ni: 6–16 ppm und Cr: 8–22 ppm.

4.1.5 Alkalibasalte

Die Alkalibasalte (bisher meist als Alkaliolivinbasalte bezeichnet) sind feldspatreiche, meist mikroporphyrische Gesteine, die vor allem als Deckenbasalte in der Rhön auftreten. Entsprechend ihrer Einsprenglingsfüh-

rung lassen sie sich altersmäßig drei unterschiedlichen Deckensystemen zuordnen. Der Alkalibasalt der unteren Decken ist porphyrisch entwickelt, wobei die Klinopyroxene die Olivine meist übertreffen. Der Alkalibasalt der mittleren Decken ist mikroporphyrisch, wobei der Olivin die maßgebende Einsprenglingsphase ist und z. T. allein auftritt bzw. den Klinopyroxen erheblich bis nur knapp dominiert. Der Alkalibasalt der oberen Decken ist mehr oder weniger mikroporphyrisch mit meist mehr Olivin als Klinopyroxen. Die SiO_2 -Gehalte reichen von 44–47 %, die MgO-Gehalte von 4,5–7,5 % (Mg-Zahl 45–58), die Ni-Gehalte schwanken von 12–85 ppm, die Cr-Gehalte von 15–275 ppm.

4.1.6 Phonotephrite

Die Phonotephrite sind porphyrische basaltische Gesteine mit stark wechselnden Einsprenglingsphasen. Bei dem einen Vorkommen dominieren Klinopyroxene über Amphibole, bei anderen ist es umgekehrt. Dazu kommen Apatit und Erz, weiterhin eventuell Hauyn und Olivin sowie als Xenokristalle Alkalifeldspat und Titanit. Die geochemischen Kurzmerkmale sind SiO_2 : 47–51,5 %, MgO: 2–5 % (Mg-Zahl 36,5–52), Ni: 5–50 ppm, Cr: 7–20 ppm.

4.1.7 Trachyandesite

Von den zur Trachytfamilie zu rechnenden Trachyandesiten sind porphyrische und aphyrische bis untergeordnet mikroporphyrische Varietäten bekannt. Die Einsprenglingsphasen bestehen aus Amphibol und Feldspat (sowohl Plagioklas als auch Alkalifeldspat), dazu kommen örtlich Klinopyroxen, Apatit, Hauyn und gelegentlich Sodalith. Die beiden letzteren fehlen bei den Mikro-Einsprenglingen, dafür sind Erz und Titanit vertreten. Korrosionserscheinungen an den Plagioklasen sowohl der Makro- wie der Mikro-Einsprenglinge belegen deren fehlende Stabilität in der Schmelze. Die Gehalte für SiO_2 lauten 54,5–57,5 %, für MgO: 0,7–1,5 % (Mg-Zahl 30–37), Ni: 3–10 ppm, Cr: 5–15 ppm.

4.1.8 Trachyte

Die Trachyte teilen sich wiederum in porphyrische und aphyrische Varietäten auf, wobei die Einsprenglinge bis über ein Drittel des Volumens einnehmen können. Hierbei lassen sich i. Allg. zwei Generationen von Makro- bis Mikro-Einsprenglingen unterscheiden. Bei ersterer handelt es sich um verschiedene Typen von Alkalifeldspäten von mehreren Millimetern bis 1,5 cm, gelegentlich bis 3,5 cm Größe. Hieraus bestehen auch die alkalisyenitischen Magmakammer-Kumulate, die als Einschlüsse verschiedentlich auftreten. Zu den weiteren

Einsprenglingsphasen gehören Plagioklas, Ägirinaugit, Amphibol, Biotit, Titanit und Apatit. Diese Phasen als Mikro-Einsprenglinge in Alkalifeldspat-Makro-Einsprenglingen werden, ebenso wie Agglomerate von letzteren, von Magmakammer-Kumulaten abgeleitet. Als kennzeichnende geochemische Daten liegen die Gehalte für SiO_2 bei 58–64,5 %, für MgO bei 0,1–1,4 % (Mg-Zahl 7–36,5), für Ni bei 3–50 ppm und Cr bei 3–13 ppm.

4.1.9 Nephelin-Phonolithe

Die Nephelin-Phonolithe sind eher einsprenglingsarme bis -freie Gesteine, die sich von den Trachyten oft nicht makroskopisch, sondern nur geochemisch unterscheiden lassen. Ihr Auftreten konzentriert sich auf die GK 25, Bl. 5425 Kleinsassen, im Zentrum der Rhön. Als Einsprenglinge dominieren die Alkalifeldspäte erheblich über die Ägirinaugite, dazu kommen Titanit, Apatit, Erz und Biotit. Die geochemischen Daten schwanken auffallend weniger als bei den übrigen Gesteinstypen. So reichen die SiO_2 -Gehalte von 56,5–61,5 %, die MgO-Gehalte von 0,1–0,4 % (Mg-Zahl 9,5–27), die Ni-Gehalte von 3–5 ppm und die Cr-Gehalte von 5–16 ppm.

4.2 Die Entwicklung des Rhön-Vulkanismus

Auch wenn die vulkanischen Produkte flächenmäßig nur den kleineren Anteil der Rhön ausmachen, prägen sie das Bild der Landschaft. In größerer Verbreitung bilden sie die Höhen der Langen und der Wasserkuppenrhön (zusammen die Hohe Rhön), während sie in den übrigen Bereichen (Vorrhön, Kuppenrhön) lediglich als Erosionsrelikte vorliegen. Von einer ursprünglich flächendeckenden Verbreitung ist aber auszugehen. Das Zentrum des Vulkanfeldes dürfte im Bereich um die Milseburg gelegen haben und durch verstärkte Heraushebung auch einer verstärkten Abtragung anheim gefallen sein, so dass dort die Vulkanrumpfe das Bild beherrschen. Für diese Deutung spricht einerseits die Konzentration der Vorkommen von Trachyten/Phonolithen, was typisch für die Zentren von Vulkanfeldern ist (SECK 1983). Andererseits stellt die Milseburg ein Konzentrationsmaximum für eine Reihe von Spurenelementen dar, deren Gehalte im Gestein mit zunehmendem Abstand von der Milseburg geringer werden (JÄCKEL & BAUSCH 1982). Da die Basaltdecken außerhalb des Zentrums im Wasserkuppenmassiv bereits eine Mächtigkeit von 300 m (EHRENBERG & HICKE-THIER 1994b, 2002) aufweisen ist zu vermuten, dass sie im eigentlichen Zentrum noch mächtiger waren.

Nach den Erkenntnissen geologischer Aufnahmen auf den GK 25, Bl. 5425 Kleinsassen und Bl. 5525 Gersfeld (Rhön) setzt die vulkanische Abfolge mit Trachyten, Trachyandesiten und Phonotephriten in kleineren Intrusivkörpern ein. Diesen folgen mächtige Decken bildende Tephrite und Basanite (darunter nach alter Bezeichnung die Hornblendebasalte) sowie weiter Trachybasalte und Alkalibasalte und schließlich nochmals Trachyte. Unter Zuhilfenahme morphologischer Kriterien lassen sich dabei die basaltischen Decken in einzelne Lavaströme untergliedern (MARTINI et al. 1970).

Eine längere Eruptionspause führte zu intensiver Erosion, die sich in fluviatilen Sedimenten mit Geröllen vulkanischer Herkunft äußert, unterbrochen durch die Förderung von Trachybasalten und Alkalibasalten. Letztere überdauerten die Erosionsphase und wurden später von der Intrusion phonolithischer Schmelzen abgelöst. Den Abschluss der ersten Phase vulkanischer Aktivität bildeten die Olivinnephelinite, die sowohl intrusiv wie effusiv bekannt sind. Im Mittelmiozän kam es dann in geringem Umfang nochmals zur Förderung primitiver, häufig Mantelxenolithe führender Basanite.

5 Literatur

- BACHMANN, G.H., BEUTLER, G., HAGDORN, H. & HAUSCHKE, N. (1999): Stratigraphie der Germanischen Trias. – In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (Hrsg.): Trias, eine ganz andere Welt: 81–104, 17 Abb.; München (Pfeil).
- BEUTLER, G., HAUSCHKE, N. & NITSCH, E. (1999): Faziesentwicklung des Keupers im Germanischen Becken. – In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (Hrsg.): Trias, eine ganz andere Welt: 129–170, 30 Abb.; München (Pfeil).
- BEUTLER, G. & SZULC, J. (1999): Die paläogeographische Entwicklung des Germanischen Beckens in der Trias und die Verbindung zur Tethys. – In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (Hrsg.): Trias, eine ganz andere Welt: 71–80, 9 Abb.; München (Pfeil).
- BÜCKING, H. (1909): Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000, Lfg. 171 Bl. Gersfeld: 43 S.; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 5525 Gersfeld (Rhön); Wiesbaden 1994, Hlfb].
- BÜCKING, H. (1910): Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000, Lfg. 171 Bl. Gersfeld; Berlin. – [Faksim. Nachdruck Bl. 5525 Gersfeld (Rhön); Wiesbaden 1994, Hlfb].
- EHRENBERG, K.-H., HANSEN, R., HICKETHIER, H. & LAEMMLER, M. (1994a): Geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5425 Kleinsassen, 2. Aufl.; Wiesbaden (Hlfb).
- EHRENBERG, K.-H., HANSEN, R., HICKETHIER, H. & LAEMMLER, M. mit Beiträgen von ANDERLE, H.-J., BARTH, W., BLUM, R., MÜLLER, M., PRINZ, H., ROSENBERG, F., SABEL, K.-J. & STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1994b): Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5425 Kleinsassen, 2. Aufl.: 385 S., 55 Abb., 16 Tab., 1 Beibl.; Wiesbaden (Hlfb).
- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (1994a): Tertiärer Vulkanismus der Wasserkuppenrhön und Kuppenrhön (Exkursion D1 am 7. und Exkursion D2 am 8. April 1994). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **76**: 83–146, 16 Abb., 10 Tab.; Stuttgart.
- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (1994b): 2. Vulkanische Abfolge. – In: EHRENBERG, K.-H., HANSEN, R., HICKETHIER, H. & LAEMMLER, M. (1994b): Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5425 Kleinsassen, 2. Aufl.: 102–215, Abb. 13–33, Tab. 5–6.; Wiesbaden (Hlfb).
- EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H. (2002): Vulkanologische Karte der Wasserkuppenrhön 1 : 15 000 mit Erläuterungen. Mit Vergleichen zur Kuppenrhön. – 28 S., 21 Abb., 2 Taf., 1 Kt.; Wiesbaden (HLUG).
- EHRENBERG, K.-H., HICKETHIER, H., ROSENBERG, F., STRECKER, G., SUSIC, M. & WENZEL, G. (1992): Neue Ergebnisse zum tertiären Vulkanismus der Rhön (Wasserkuppenrhön und Kuppenrhön). – Beih. Eur. J. Mineral., **4**, 2: 47–102; Stuttgart.
- FICKE, B. (1958): Petrologische Untersuchungen an tertiären basaltischen bis phonolithischen Vulkaniten der Rhön, insbesondere im Gebiet der Wasserkuppe. – Tschermaks mineral. u. petrograph. Mitt., **7** (4): 337–436; Berlin (Springer) (auch als Diss. Bay. Julius-Maximilians-Universität Würzburg [unveröff.]).
- FICKE, B. (1961): Petrologische Untersuchungen an tertiären Vulkaniten der Rhön. – Z. Dt. Geol. Ges., **113**: 600–624; Stuttgart (Schweizerbart).
- FICKE, B. (1962): Petrologische Untersuchungen an tertiären Rhönvulkaniten. – Z. Dt. Geol. Ges., **114**: 698–721; Stuttgart (Schweizerbart).
- FISHER, R.V. (1961): Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks. – Geol. Soc. Amer. Bull., **72**: 1409–1414; New York.
- HLUG (Hrsg.) (2013): Geologie von Hessen. – In Bearbeitung; Stuttgart (Schweizerbart).
- JÄCKEL, M. & BAUSCH, W.M. (1982): Rb, Nb und Zr sowie der „Niob-Zirkon-Fächer“ in Phonolithen. – Fortschr. Mineral., **60**, BH 1: 105–107, 2 Abb.; Stuttgart.
- KRAMM, E. & HAGDORN, H. (2013): Muschelkalk. – In: HLUG (Hrsg.): Geologie von Hessen. – In Bearbeitung; Stuttgart (Schweizerbart).
- KRAUSE, D. & HAUBOLD, H. (2008): Die Fährtenfläche bei Eiterfeld (Osthessen, Landkreis Fulda) in den Chirotherium-Schichten der Solling-Folge des Buntsandsteins. – Geol. Jb. Hessen, **135**: 61–87, 25 Abb., 6 Tab., 1 Beilage; Wiesbaden (HLUG).
- LE MAITRE, R.W. (ed.) (1989): A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. – 193 pp., num. figs. a. tabs.; Oxford (Blackwell).
- LIPPOLT, H. J. (1978): K-Ar-Untersuchungen zum Alter des Rhön-Vulkanismus. – Fortschr. Mineral., **56**, Beih. 1: 85 S.; Stuttgart.

- LIPPOLT, H. J. (1982): K/Ar Age Determinations and the Correlation of Tertiary Volcanic Activity in Central Europe. – *Geol. Jb.*, **D 52**: 113–135, 3 Abb.; Hannover.
- LIPPOLT, H. J. (1983): 5.1 Distribution of Volcanic Activity in Space and Time. – In: FUCHS, K., VON GEHLEN, K., MÄLZER, H., MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (eds.): *Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A Case History*: 112–120, 3 figs.; Berlin (Springer).
- MÄLZER, H., HEIN, G. & ZIPPELT, K. (1983): Height Changes in the Rhenish Massif: Determination and Analysis. – In: FUCHS, K., VON GEHLEN, K., MÄLZER, H., MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (Hrsg.): *Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A Case Study*: 164–176, 6 Abb.; Berlin (Springer).
- MARTINI, E. & ROTHE, P. (1993a): Die unteroligozäne „Braunkohlen“-Lagerstätte Sieblos an der Wasserkuppe/Rhön (Geologie, Paläontologie, Palökologie, Paläogeographie). – *Beitr. Naturkde. Osthessen*, **24**: 7–25, 7 Abb., 1 Tab.; Fulda.
- MARTINI, E. & ROTHE, P. (1993b): Sieblos – A Lower Oligocene Messel-Type Deposit. – *Kaupia, Darmstädter Beitr. Naturgesch.*, **2**: 39–53, 14 Abb.; Darmstadt.
- MARTINI, H.J., PILGER, A. & SCHIEBEL, W. (1970): Die Verbreitung der Eruptiva in der Hohen Rhön. – *Geol. Jb.*, **88**: 127–136, 4 Abb.; Hannover.
- MARTINI, E., ROTHE, P., KELBER, K.-P. & SCHILLER, W. (1994): Sedimentäres Tertiär der Rhön (Exkursion I am 9. April 1994). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.* **76**: 219–244, 9 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- MOTZKA, R. & LAEMMLEN, M. (1967): *Erl. geol. Kt. Hessen 1*: 25 000, Bl. 5224 Eiterfeld, 2. Aufl.: 213 S., 20 Abb., 7 Tab., 5 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden (HLfB).
- PARRISH, J. T. (1999): I.3 Pangaea und das Klima der Trias. – In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (Hrsg.): *Trias, eine ganz andere Welt*: 37–42, 6 Abb.; München (Pfeil).
- SCHMID, R. (1981): Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments. – *Geol. Rdsch.*, **70**: 794–799, 1 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- SCHRAFT, A. & KÜTTNER-BAHR, S. (2011): *GeoMuseen in Hessen – Sehenswertes zu Geologie und Bergbau*. – 295 S., zahlr. Abb., 1 Beil.; Wiesbaden (HLUG).
- SECK, H. A. (1983): 5.9 Eocene to Recent Volcanism within the Rhenish Massif and the Northern Hessian Depression – Summary. – In: FUCHS, K., VON GEHLEN, K., MÄLZER, H., MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (eds.): *Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A Case History*: 153–162, 1 fig., 5 tabs.; Berlin (Springer).
- TIETZE, K.-W. (2013): Mittlerer Buntsandstein. – In: HLUG (Hrsg.): *Geologie von Hessen*. – In Bearbeitung; Stuttgart (Schweizerbart).
- WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A. (1977): Geochemical Discrimination of Different Magma Series and their Differentiation Products using Immobile Elements. – *Chem. Geol.*, **20**: 325–343, 10 figs., 3 tabs.; Amsterdam.