

**GIS-gestützte Rekonstruktion der neogenen Reliefentwicklung
tektonisch beeinflusster Mittelgebirgslandschaften
am Beispiel des Spessarts (NW-Bayern, SE-Hessen)**

Dissertation zur Erlangung des
naturwissenschaftlichen Doktorgrades
der Bayerischen Julius-Maximilians-Universität Würzburg

vorgelegt von

JÜRGEN JUNG

aus
Kleinwallstadt a. Main

Würzburg 2006

für Sabine, Ronja, Bastian und Laura

Vorwort und Danksagung

„Fürwahr ein schrecklicher Wald, und nicht nur wegen seiner Räuberbanden berüchtigt, sondern auch wegen der Unmenge gefräßiger Tiere“, so umschrieb Anfang des 17. Jahrhunderts der Würzburger Professor Athanasius KIRCHNER Sen. den Spessart. Glücklicherweise bewahrheitete sich davon nur, dass der Spessart tatsächlich eine dicht bewaldete Mittelgebirgsregion ist. Ansonsten hat sich der Spessart weniger als (klischeehaft) furchteinflößend als vielmehr interessante Landschaft herausgestellt, die vielfach Lücken naturwissenschaftlicher Bearbeitung aufweist.

Die vorliegende geomorphologische Arbeit entstand durch die Anregung und Ermunterung von Prof. Dr. D. BUSCHE, Geogr. Inst. Univ. Würzburg. Die Ergebnisse der von ihm betreuten Diplomarbeit (JUNG 1996, 2004) sollten auf den gesamten Spessart übertragen und morphogenetische Interpretationen im Abgleich mit den Befunden im erweiterten Untersuchungsgebiet überprüft werden. Die Arbeit war daher regional ausgerichtet und verfolgte die Absicht, die Reliefentwicklung des Spessart räumlich möglichst vollständig zu skizzieren. Es stellte sich schnell heraus, dass die Untersuchung in angrenzenden Gebieten wesentliche Informationen der Reliefentwicklung des eigentlichen Untersuchungsgebietes Spessart liefern und daher in die Untersuchungen, zumindest räumlich fokussiert, eingebunden werden müssen. Letztendlich führte die Abgrenzung des Untersuchungsgebietes zur vollständigen (länderübergreifenden!) Abdeckung des Spessarts. Diese Arbeit erhebt den Anspruch, die bisherigen, regional-geowissenschaftlichen Ergebnisse möglichst umfassend zusammenzutragen. Der enzyklopädische Charakter ist in einigen Abschnitten nicht verkennbar. Daneben verfolgt diese Studie das Ziel, die bisherigen geomorphologischen Untersuchungen des Geographischen Instituts der Univ. Würzburg in der Rhön, in den Haßbergen, im Steigerwald, in der Frankenhöhe und im Bereich der zentralen Mainfränkischen Platten räumlich zu ergänzen. Eine Betrachtung der westlichen Rahmenhöhen aus Sicht des Fränkischen Gäulandes (MÜLLER 1996) steht bislang noch aus.

An dieser Stelle möchte ich allen herzlich danken, die in irgendeiner Weise zum Gelingen der Arbeit beigetragen haben, sei es im finanziellen, fachlichen oder familiären Bereich. Der Geowissenschaftlichen Fakultät der Univ. Würzburg danke ich herzlich für die Unterstützung im Rahmen eines zweijährigen Fakultätsstipendiums von Sept. 1998 bis August 2000. Als Mitarbeiter des Archäologischen Spessartprojekts (ASP) und des Forschungsinstituts Senckenberg mit seiner Forschungsstation für Mittelgebirge in Biebergemünd/Bieber eröffneten sich im Anschluss an das Stipendium hervorragende Möglichkeiten, die begonnenen Untersuchungen neben der wissenschaftlichen Projektarbeit fortzuführen. Darum sei an dieser Stelle dem Vorsitzenden/Projektleiter/(ehem.) Institutsleiter Prof. Dr. D. MOLLENHAUER, Dr. G. ERMISCHER, Dr. P. HAASE

und Dr. G. HIMMELSBACH herzlich für die Unterstützung und die befruchtende Zusammenarbeit gedankt. Meinen Kollegen, von denen ich Hr. H. ROSMANITZ M.A. namentlich nennen möchte, danke ich für viele anregende Gespräche oder die zahlreichen Exkursionen in den Spessart. Weitere fachliche Unterstützung erhielt ich von den (ehem.) Doktoranden-Kollegen des Geogr. Instituts, insbesondere von Dr. K.-W. BOLDT, Dr. J. KEMPF und Dipl.-Geogr. U. SIEFKER. Für Gespräche und Analysen danke ich Prof. Dr. B. BÜDEL (Bot. Inst. Univ. Kaiserslautern), Prof. Dr. G. GEYER (Paläont. Inst. Univ. Würzburg), Prof. Dr. H. VOSSMERBÄUMER (Geol. Inst. Univ. Würzburg), Prof. Dr. J. GRUNERT (Geogr. Inst. Univ. Mainz), Dr. T. WESTPHAL (Inst. Vor- u. Frühgesch. Univ. Frankfurt a. Main), Dr. J. SCHWARZMEIER (Geol. L.-Amt München), Dr. K.-J. SABEL (Hess. L.-Amt Umwelt u. Geol. Wiesbaden), Dr. V. WILDE (Forschungsinst. Senckenberg Frankfurt a. Main), Dr. G. SEIDENSCHWANN (Erlensee) und weiteren Personen. Als regionale und fachlich kompetente Ansprechpartner unterstützten mich dankenswerter Weise Hr. G. JAHN (Wächtersbach), Hr. H. TRIPP (Steinau a.d. Straße), Hr. E. EARTH (Klingenberg) und insbesondere Hr. J. LORENZ (Karlstein a. Main/Dettingen). Dank schulde ich den Betreibern der Steinbrüche für die bereitwillige Erlaubnis zur Begehung der Steinbruchbetriebe, daneben den zahlreichen studentischen Hilfskräften und Praktikantinnen/Praktikanten, die hier nicht alle namentlich genannt werden können. Bei Hr. K. KÖHLER (Hausen), Hr. T. WUNDERLICH (Kleinwallstadt) und Hr. S. WYPCHOL (Kleinwallstadt) bedanke ich mich für die Durchsicht des Manuskripts. In besonderer Weise danke ich Prof. Dr. D. BUSCHE für die konstruktive und letztlich auch geduldige Betreuung der Arbeit. Als geeignetes Medium der Ergebnisvermittlung und Diskussionsmöglichkeit erwiesen sich die gemeinsam geleiteten Tagesexkursionen für Studenten, die seit dem Beginn der Arbeit regelmäßig in den Spessart durchgeführt wurden.

Nicht zuletzt danke ich meinen Eltern, die mir das Studium der Geographie ermöglicht haben. Schließlich möchte ich mich herzlich bei meiner Familie für die bereitwillige Unterstützung bedanken und gleichzeitig für das entgegengebrachte Verständnis, wenn der Ehemann und Vater wieder einmal den Familienkreis in Richtung Arbeitszimmer verlassen musste.

Kleinwallstadt, April 2006

Jürgen Jung

Kurzfassung

Klimatische wie auch strukturelle Einflüsse haben in einem sich wandelnden Wirkungsgefüge an der Reliefentwicklung des Spessarts mitgewirkt. Seit dem ausgehenden Jura wurde die mesozoische Gesteinsauflage zunächst unter tropoiden Bedingungen von undifferenzierten Verwitterungs- und Abtragungsprozessen sukzessive aufgearbeitet.

Eine zunehmend differenzierte Formung und Inwertsetzung des strukturellen Inventars ist mindestens seit dem Untermiozän feststellbar. Klimatische Veränderungen, unterstützt von tektonischen Aktivitäten haben sich früher als in anderen Mittelgebirgsregionen auf die Reliefgestaltung ausgewirkt.

Rheinische Elemente tektonischer Deformationen setzen sich bereits im Oligozän durch, wie Untersuchungen der Tonlagerstätte Klingenberg belegen. Die untermiozäne Reliefdifferenzierung wird anhand der Sedimente und Vulkanite des Schlüchterner Beckens deutlich. Sedimente der Hanau-Seligenstädter Senke liefern Hinweise über die Ausräumung der Sandsteinschichten im Vorderen Spessart und die Entwicklung der Sandsteinstufe. Durch restriktive Flächenbildung im Stufenvorland wurde die Sandsteinstufe lagekonstant herauspräpariert. Der im Bereich des Stufenhanges und der Auslieger-Inselberge verbreitete Sandstein-Saprolit belegt den morphogenetischen Zusammenhang mit der tropoiden Verwitterungsdynamik.

Die jungtertiäre und pleistozäne Formung hat zu einer Akzentuierung, die holozänen Prozesse zu einer lokalen Nivellierung des Reliefs beigetragen.

Mit Hilfe des Geographischen Informationssystems (GIS) wurden morphogenetisch relevante Parameter, z.B. das Formeninventar, tertiäre Verwitterungsbildungen oder die Tektonik erfasst und thematisch überlagert. Eine morphologische Landschaftsdifferenzierung des Spessarts wurde anhand Geomorphologischer Raumeinheiten erarbeitet.

Abstract

The continuously changing interplay of climatic and structural influences participated in the origin of the Spessart landscape. Since the Jurassic period the Mesozoic layers were deformed by undifferentiated alteration and denudation processes under tropoid conditions.

An increasing landform differentiation and accentuation of structural elements is detectable for the lower Miocene period. Much earlier than in other upland regions climatic change, supported by tectonic activities, affected the shaping of landforms.

Rhenish elements were already prominent in the Oligocene as demonstrated by analysis of the clay deposits of Klingenberg. The landform differentiation of the lower Miocene is indicated by deposits and volcanic rocks of the Schlüchtern basin. Deposits of the Hanau-Seligenstadt basin provide the information base for erosive processes in the western Spessart, which removed the sandstone layers and led to the development of an escarpment. By restrictive planation processes in the foreland the escarpment was modelled out stationary from the sandstone. Relicts of a deep reaching weathering mantle (Sandstone Saprolite) around inselbergs and on slopes demonstrate a morphological correlation with a tropoid climate.

Morphological processes in the younger Tertiary and in the Pleistocene period are characterized by accentuation, following by periodical levelling-of in the relief in the Holocene.

By using a geographical information system (GIS) important morphological parameters, e.g. landforms, relicts of weathering and tectonic were databased and analysed. A morphological classification of the geomorphologic landscape units in the Spessart has been created.

I Inhaltsverzeichnis

1 PROBLEMSTELLUNG UND METHODIK.....	1
1.1 Multifaktoriell gesteuerte Reliefentwicklung	1
1.2 Untersuchungsgebiet Spessart und angrenzende Mittelgebirgsräume.....	2
1.3 Fragestellungen für das Untersuchungsgebiet Spessart.....	4
1.4 Methodische Vorgehensweise.....	5
1.4.1 Rekonstruktion der Verwitterungs- und Abtragungsgeschichte.....	6
1.4.2 GIS als Werkzeug zur Reliefanalyse und Reliefrekonstruktion.....	7
2 GEOLOGISCH-MORPHOLOGISCHES INVENTAR.....	9
2.1 Geogene Ausstattung des Untersuchungsgebietes.....	9
2.1.1 Metamorphe Gesteinsserien des Grundgebirges.....	9
2.1.2 Permo-triadisches Deckgebirge.....	13
2.1.2.1 Ablagerungen des Rotliegenden.....	13
2.1.2.2 Unterpermischer Vulkanismus	14
2.1.2.3 Ablagerungsbedingungen und Stratigraphie des Zechsteins.....	16
2.1.2.4 Paläogeographie und Stratigraphie des Buntsandsteins	19
2.1.2.5 Muschelkalk und Keuper.....	22
2.1.3 Tektonik.....	25
2.1.3.1 Grundgebirgs- und Deckgebirgstektonik.....	25
2.1.3.2 Schichtlagerung des Buntsandsteins.....	27
2.1.4 Orographische Differenzierung.....	31
2.1.5 Hydrologie und Klima.....	34
2.1.6 Naturräumliche Gliederung des Untersuchungsgebietes.....	38
2.2 GIS-gestützte Erfassung von Geomorphologischen Raumeinheiten.....	43
2.2.1 Methodische Vorgehensweise.....	43
2.2.2 Überblick über die Geomorphologischen Raumeinheiten im Spessart.....	50
2.2.3 Dachflächen und Höhenrücken des nördlichen Spessarts.....	52
2.2.4 Rumpftreppen; fluviale Deformationsgebiete und ausgeprägte Zertalungsgebiete des nördlichen Spessarts.....	55
2.2.5 Intramontanes Becken Baßberg-Sailhöhe und Schlüchterner Becken.....	56
2.2.6 Dachflächen und Höhenrücken des südlichen Spessarts.....	59
2.2.7 Rumpftreppen, fluviale Deformationsgebiete und ausgeprägte Zertalungsgebiete des südlichen Spessarts.....	63
2.2.8 Sandsteinstufe.....	65
2.2.8.1 Walm-Höhenrücken.....	66
2.2.8.2 Stufenhang mit Stufentrauf.....	68
2.2.8.3 Stufenhang-Saumgebiete.....	69
2.2.8.4 Auslieger-Inselberge.....	69

2.2.8.4.1 Sailauf-Rottenberger Inselberg-Komplex.....	69
2.2.8.4.2 Gailbach-Dörmorsbacher Inselberg-Komplex.....	71
2.2.8.4.3 Meerholzer Inselberg-Komplex.....	72
2.2.8.4.4 Inselberge um die Steig-Koppe.....	73
2.2.8.4.5 Erbinselberg Hahnenkamm-Haidkopf.....	74
2.2.8.5 Stufenrandsenke.....	75
2.2.9 Rumpftreppen, fluviiale Deformationsgebiete und ausgeprägte Zertalungsgebiete der Aschaffsenke und des Kahlgrundes	76
2.2.10 Großwallstadt-Obernburger Graben.....	77
2.2.11 Abdachungsgebiete des südöstlichen und nördlichen Spessarts.....	78
2.2.12 Unteres Maintal und Untermainebene.....	80
2.2.13 Zusammenfassung.....	81
3 KRETAZO-TERTIÄRE RELIKTE.....	83
3.1 Relikte der kretazo-tertiären Verwitterung im Spessart.....	83
3.1.1 Variabler paläoklimatischer Einfluss	83
3.1.2 Chemische Intensivverwitterung als dominanter Vorzeitprozess.....	86
3.1.3 Kreidezeitliche und tertiäre festländische Intensivverwitterung im Untersuchungsgebiet.....	90
3.1.3.1 Präoberpermischer und jungtertiärer Zersatz in Gesteinen des Grundgebirges.....	92
3.1.3.2 Verwitterungsbildungen in permo-triadischen Sedimentgesteinen.....	99
3.1.3.3 Überlegungen zum Verwitterungsverhalten der Gesteine im Untersuchungsgebiet.....	105
3.1.3.3.1 Geochemische Variabilität am Beispiel des Zechstein-Dolomits.....	105
3.1.3.3.2 Verwitterungseigenschaften des Buntsandsteins aus hydrologischer Sicht.....	107
3.1.3.3.3 Tonsteine als Verwitterungsbasis.....	110
3.1.3.3.4 Morphologische Härte des Buntsandsteins.....	113
3.1.3.4 Karstprozesse in Karbonatgesteinen des Muschelkalks	117
3.1.3.5 Klüfte und Verwitterungshohlformen als Sedimentfallen für Paläosolrelikte.....	118
3.1.3.6 Zerrungs- und Lösungshöhlen.....	119
3.1.4 Zusammenfassung.....	121
3.2 Flächenbildung als dominanter kretazo-tertiärer Formungsprozess.....	122
3.2.1 Morphodynamische Prozesse der Flächenbildung.....	122
3.2.2 Verebnungen als Reliktflächen.....	124
3.2.2.1 GIS-gestützte Kartierung und morphogenetische Interpretation von Verebnungen.....	125
3.2.2.2 Methodische Vorgehensweise – GIS-gestützte Analyse.....	125
3.2.2.3 Orographische Differenzierung.....	129
3.2.2.4 Morphologische Betrachtung.....	138
3.2.2.5 Kappung von geologischen Strukturen.....	142
3.2.2.6 Verebnungen und mögliche Schichtadaption.....	148
3.2.3 Zusammenfassung.....	156

4 REGIONALE MORPHOGENESE.....	158
4.1 Jurassisch-kretazische bis eozäne undifferenzierte Morphodynamik.....	158
4.1.1 Übergang zur Festlandsphase im Oberjura.....	158
4.1.2 Tektonische Belebung und hydrothermale Marker des Oberjuras.....	159
4.1.3 Undifferenzierte Verwitterungs- und Abtragungsdynamik.....	164
4.1.4 Zusammenfassung.....	166
4.2 Eozäne bis oligozäne Flächenbildung und regionale Reliefmodifizierung.....	167
4.2.1 Eozäne Basalte des Spessarts und des Odenwaldes als Marker der Reliefentwicklung.....	168
4.2.2 Sedimente als Hinweis auf die alttertiäre Morphodynamik.....	169
4.2.2.1 Eozänes Paläoenvironment am Beispiel der Ölschiefer von Messel.....	169
4.2.2.2 Oligozäner Ton als Hinweis auf Verwitterung und tektonische Aktivität.....	171
4.2.2.2.1 Mariner Rupelton bei Eckardroth.....	172
4.2.2.2.2 Tonlagerstätte von Klingenberg.....	172
4.2.2.2.3 Tonlagerstätte von Schippach.....	176
4.2.2.2.4 Überlegungen zur Morphogenese der Tonlagerstätte.....	178
4.2.2.2.5 Mysterium „Schippacher Sande“.....	183
4.2.3 Regional modifizierte Morphodynamik durch tektonische Einflüsse am Beispiel des Obernburger Grabens.....	186
4.2.4 Persistente Strukturelemente des Eozäns bis Oligozäns	191
4.2.5 Zusammenfassung.....	195
4.3 Restriktive Flächenweiterbildung vom Untermiozän bis ins Unterpliozän.....	197
4.3.1 Untermiozäne Morphodynamik durch tektonische Aktivität im Schlüchterner Becken.....	197
4.3.1.1 Belebung der Verwerfungs- und Bruchschollentektonik.....	197
4.3.1.2 Aufarbeitung und Umlagerung saprolitisierter Gesteine der Umgebung.....	200
4.3.1.2.1 Sandig-kiesige Schichten der Sandgrube Hellstein (inkl. Inflaten-Schichten).....	202
4.3.1.2.2 Tonige Schichten der Tongrube Bellingser Kreuz und der Tongrube Gundhelm.....	206
4.3.1.2.3 Tertiärsedimente und ihr morphogenetischer Aussagewert.....	213
4.3.1.3 Untermiozäner Vulkanismus als Marker der neogenen Reliefgeschichte.....	215
4.3.1.3.1 Basaltische Gesteine des Vorderen Spessarts und des nördlichen Sandstein- spessarts	216
4.3.1.3.2 Basaltische Gesteine des Vogelsberges und des Landrückens.....	218
4.3.1.3.3 Konservierung des präbasaltischen Reliefs.....	221
4.3.1.4 Braunkohle als Hinweis für das Paläoenvironment.....	223
4.3.2 Restriktive Flächenbildung und Entwicklung der Landstufe des Buntsandsteins.....	225
4.3.2.1 Sedimentstratigraphie der Hanau-Seligenstädter Senke als Anhaltspunkt der regionalen Morphodynamik.....	227
4.3.2.2 Aufwölbung der Spessart-Rhön-Schwelle – Hebung des Spessarts.....	229
4.3.2.3 Restriktive Flächenbildung und Flächentieferschaltung im Vorderen Spessart.....	231
4.3.2.3.1 Strukturunabhängige Entstehung der Sandsteinstufe	231
4.3.2.3.2 Selektive Flächenbildung im Stufenvorland und Inselberg-Entstehung	233

4.3.2.3.3 Entstehung des Erbinselberges Hahnenkamm-Haidkopf.....	236
4.3.2.3.4 Entwicklung der P1- und P 2-Fläche im Vorderen Spessart	240
4.3.3 Ausgestaltung der Intramontanen Becken.....	241
4.3.4 Selektive Verwitterungsdynamik seit dem Obermiozän.....	243
4.3.4.1 Anhaltende Intensivverwitterung in basaltischen Gesteinen des Vogelsberges	243
4.3.4.1.1 Verwitterungsbildungen im Basaltbruch Rinderbügen.....	244
4.3.4.1.2 Verwitterungsbildungen im Basaltbruch Breitenborn.....	246
4.3.4.1.3 Verwitterungsbildungen im Basaltbruch Breite First.....	249
4.3.4.2 Lagekonstante Landoberfläche seit dem Jungtertiär am Beispiel des Zechstein- Bruchs auf der Feldkahler Höhe.....	251
4.3.4.3 Ausklingende Intensivverwitterung über Kristallingesteinen.....	255
4.3.4.4 Inwertsetzung der Lithovarianz von Sandsteinen.....	257
4.3.5 Zusammenfassung.....	258
4.4 Oberpliozäne bis ältestpleistozäne Reliefdifferenzierung.....	261
4.4.1 Formungsprozesse im semiariden (?) Klima.....	263
4.4.2 Hangversteilung und fortschreitende Stufenakzentuierung.....	266
4.4.3 Intensive fluviale Flächenauflösung.....	267
4.4.4 Ausgestaltung der Talsysteme	268
4.4.4.1 Pliozänterrassen in der Umgebung von Schlüchtern.....	270
4.4.4.2 Übergangsterrassen des Maintals	271
4.4.4.3 Ältestpleistozäne Maintaleintiefung.....	274
4.4.5 Zusammenfassung.....	276
4.5 Pleistozäne Reliefakzentuierung.....	277
4.5.1 Fluvialer Formenschatz.....	278
4.5.2 Solifluidale Prozesse und Deckschichtengliederung.....	279
4.5.3 Äolische Akkumulationen.....	283
4.5.4 Zusammenfassung.....	284
4.6 Holozäne Reliefnivellierung.....	285
 5 ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE	
– VOM SKULPTURRELIEF ZUM STRUKTURELIEF.....	290
 6 ANHANG.....	295
I. Literaturverzeichnis.....	295
II. Kartenverzeichnis.....	317
III.Ortsregister.....	319
IV.Geländeprofilsschnitte.....	335
V. Diagramme.....	345
VI. Tabellen.....	363
VII. Karten.....	370

II Abbildungsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis Textteil

Abb. 1:	Buntsandsteinstufen im Spessart.	3
Abb. 2:	Karte Geologische Übersichtskarte des Spessarts.	11
Abb. 3:	Geländeprofilsschnitt Hart-Koppe.	15
Abb. 4:	Normalprofil des Buntsandsteins.	20
Abb. 5:	Karte Streichlinien des Sandsteinspessarts	29
Abb. 6:	Karte Höschichten des Spessarts	32
Abb. 7:	Hypsographische Kurve des Spessarts.....	33
Abb. 8:	Gewässerlängsprofil der Elsava und tributärer Gewässer.	35
Abb. 9:	Karte Hydrologie des Untersuchungsgebietes.	37
Abb. 10:	Karte Naturräumliche Einheiten im Untersuchungsgebiet.	40
Abb. 11:	Karte Hangneigung im Spessart.	44
Abb. 12:	Karte Geomorphologische Raumeinheiten im Spessart.	51
Abb. 13:	Karte Übersicht der Geomorphologischen Raumeinheiten im nördlichen Sandsteinspessart und im Schlüchterner Becken.	52
Abb. 14:	Karte Übersicht der Geomorphologischen Raumeinheiten im nordöstlichen Sandsteinspessart.	53
Abb. 15:	Foto Spessarthochfläche bei Joßgrund Pfaffenhausen.	55
Abb. 16:	Foto Intramontanes Becken Baßberg-Sailhöhe.	57
Abb. 17:	Foto Oberes Kinzigtal bei Herholz/Schlüchtern.	58
Abb. 18:	Foto Abdachungsfläche des SE-Spessarts bei Bischbrunn.	60
Abb. 19:	Karte Übersicht der Geomorphologischen Raumeinheiten des südlichen Sandsteinspessart.	61
Abb. 20:	Karte: Übersicht der Geomorphologischen Raumeinheiten des südwestlichen Sandsteinspessarts.	62
Abb. 21:	Foto Zertalungsgebiet Hafenlohr - Abdachungsgebiet Bocksberg.	64
Abb. 22:	Karte Übersicht der Geomorphologischen Raumeinheiten der Sandsteinstufe und des Vorderen Spessarts.	66
Abb. 23:	Foto Nördliche Sandsteinstufe bei Sailauf/Eichenberg.	67
Abb. 24:	Foto Auslieger-Inselberg Bischlingsberg bei Sailauf.	70
Abb. 25:	Geländeprofil des Bischlingsberges und der Sandsteinstufe.	71
Abb. 26:	Foto Großwallstadt-Obernurger Graben bei Erlenbach a. Main/Streit.	78
Abb. 27:	Zeitskala und Temperaturkurven für die Geomorphologische Ära.	84
Abb. 28:	Verwitterungsdecken mit unterschiedlicher Bodenentwicklung	88
Abb. 29:	Karte Tertiäre Verwitterung und Sedimente.	91
Abb. 30:	Profil Mömbris - Profilaufnahme.	93
Abb. 31:	Profil Quarzitbruch Hemsbach – Profilaufnahme.	95
Abb. 32:	Profil Eichelberg – Profilaufnahme.	96
Abb. 33:	Foto: Felsburg aus Kernsteinen des Diorit/Quarzdiorit-Granodiorit-Komplex im Dioritbruch Dörmorsbach.	97
Abb. 34:	Foto Aufsicht auf das Kluftnetz und den chemisch selektiv veränderten Sandstein Aufschluss Baßberg, Heigenbrücken.	108
Abb. 35:	Selektive Intensivverwitterung im Sandstein und Grundwasserbeeinflussung durch das Kluftnetz.	109
Abb. 36:	Foto Bruchstücke eines verwürgten Tonsteins in der Tongrube Vierstöck.	113
Abb. 37:	Mechanisch harte Gesteinspartien im Buntsandstein.	115

Abb. 38:	Mechanisch weiche Gesteinspartien im Buntsandstein.	116
Abb. 39:	Foto Höhleninnenraum der Trümmerhöhle bei Steinau a.d. Straße.	121
Abb. 40:	Methodische Umsetzung der Kartierung von Verebnungen durch Interpretation Topographischer Karten.	127
Abb. 41:	Karte Verebnungen im Untersuchungsgebiet orographische Betrachtung.	131
Abb. 42:	Absolute Häufigkeit und mittlere Flächengrößen von Verebnungen im Sandsteinspessart.	133
Abb. 43:	Flächenanteile der Verebnungen und Anteile der Höhenbereich im Sandsteinspessart.	134
Abb. 44:	Karte Verebnungen im Untersuchungsgebiet – morphographische Betrachtung.	140
Abb. 45:	Karte Verebnung und Geologie – Blatt 6122 Bischbrunn.	144
Abb. 46:	Karte Verebnungen mit Kappungen im Untersuchungsgebiet – morphographische Betrachtung.	145
Abb. 47:	Schichtlagerung des Buntsandsteins auf Blatt 6122 Bischbrunn dargestellt durch die Schichtgrenze su-sm als 3d-Ansicht und räumlicher Bezug von Verebnungen.	151
Abb. 48:	Karte Verebnungen und Schichtadaption Blatt 6122 Bischbrunn.	152
Abb. 49:	Foto: Präoberpermischer Gesteinszersatz im Muskovit-Biotit-Gneis (ag1,gl), lateral- hydrothermale Zersatzzone und Abbaureste des Rhyolith/Quarzporphyr.....	161
Abb. 50:	Karte Räumliche Lage der Klingenberger Tone/Schippacher Tone.	173
Abb. 51:	Profil der Tonlagerstätte Klingenberg.	175
Abb. 52:	Foto: Paläotal mit Schippacher Sanden/Tonen bei Elsenfeld/Schippach.	177
Abb. 53:	Tektonische und morphologische Entwicklung des Obernburger Grabens und der Tonlagerstätte Klingenberg (und Schippach).	188
Abb. 54:	Karte: Lineare Reliefstrukturen der Hochlagen des Spessarts.	194
Abb. 55:	Schematisierte Darstellung der tektonischen Bewegungen, Abtragungs- und Sedimen- tationsvorgänge im Gebiet des Hau-Berges südwestlich Schlüchtern/Gundhelm.	199
Abb. 56:	Foto: Miozäne Sande mit starker redoxymorpher Dynamik und Bildung von Fe-Kon- kretionen in der ehem. Sandgrube Hellstein.	205
Abb. 57:	Foto: Morphologisch herauspräparierte Silkret-Bank in der ehemaligen Sandgrube Hellstein.	205
Abb. 58:	Profil Bellingser Kreuz – Profilaufnahmen.	209
Abb. 59:	Foto: Miozäne Sande und Lehme mit starker redoxymorpher Dynamik und Bildung von Fe-Konkretionen in der ehem. Tongrube Bellingser Kreuz.	210
Abb. 60:	Profil Tongrube Gundhelm – Profilaufnahme.	211
Abb. 61:	Foto: Miozäne Lehme und Tone in der Tongrube Gundhelm.	212
Abb. 62:	Geländeprofil Bellingser Kreuz bei Steinau a.d. Straße.	214
Abb. 63:	Deckengliederung und Mächtigkeitsprofile der vulkanischen Gesteine auf Blatt Nr. 5623 Schlüchtern /Vogelsberg und Landrücken ausgewählter Bohrprofile.	220
Abb. 64:	Foto Kontaktbereich Sandstein-Saprolit – Basalt im Basaltbruch Breitenborn.	222
Abb. 65:	Foto: Wächtersbacher Braunkohlehorizonte im Basaltbruch Breitenborn.	224
Abb. 66:	Foto Auslieger-Inselberg Klosterberg und Rottenberg bei Feldkahl.	234
Abb. 67:	Foto Saprolitisierter Glimmerschiefer/Quarzit im Quarzit-Bruch Hemsbach.	237
Abb. 68:	Entwicklung der Landstufe des Buntsandsteins, der Auslieger-Inselberge und des Erbinselberges Hahnenkamm-Haidkopf durch restriktive Flächenbildung.	238
Abb. 69:	Geländeprofil Plattenberg – Eichelsberg - Kappungsfläche im 300 m NN-Niveau bei Kleinwallstadt a. Main.	242
Abb. 70:	Foto: Paläoboden über basaltischer Verwitterungsrinde überdeckt von pleistozänem Löß im Basaltbruch Rinderbügen.	244
Abb. 71:	Foto: Eiskeilmorphose gefüllt mit pleistozänem Löß in basaltischer Verwitterungs- rinde im Basaltbruch Rinderbügen.	245
Abb. 72:	Profil Breitenborn - Profilaufnahme.	247
Abb. 73:	Foto: Tiefgründige Verwitterungsrinde im Basaltwerk Breitenborn.	248

Abb. 74:	Profil Breite First I – Profilaufnahme.	250
Abb. 75:	Foto: Selektiver Gesteinszersatz neben frischem, plattig absonderndem Alkali-Olivin Basalt im Basaltbruch Breite First.	251
Abb. 76:	Foto: Paläokarst mit Mn-reichem Verwitterungslehm in Zechstein-Dolomit (z1).....	254
Abb. 77:	Profil Feldkahler Höhe – Profilaufnahme.	255
Abb. 78:	Profil Harten-Berg I – Profilaufnahme.	265
Abb. 79:	Profil Harten-Berg II – Profilaufnahme.	265
Abb. 80:	Profil Reisingwäldchen – Profilaufnahme.	271
Abb. 81:	Flächenniveaus des SE-Spessarts.	273
Abb. 82:	Profil Bischlingsberg I – Profilaufnahme.	281
Abb. 83:	Profil Bischlingsberg II – Profilaufnahme.	281
Abb. 84:	Profil Bischlingsberg III – Profilaufnahme.	282
Abb. 85:	Profil Kimbach IV – Profilaufnahme.	287

Abbildungsverzeichnis Anhang

Abb. 86:	Zeichenerklärung der in den Profilaufnahmen und den Profilschnitten verwendeten Signaturen.	335
Abb. 87:	Gewässerlängsprofil der Kahl und tributärer Gewässer.	336
Abb. 88:	Gewässerlängsprofil der Aschaff und tributärer Gewässer.	336
Abb. 89:	Gewässerlängsprofil des Leidersbachs.	337
Abb. 90:	Gewässerlängsprofil des Röllbachs und tributärer Gewässer.	337
Abb. 91:	Gewässerlängsprofil der Hasloch.	338
Abb. 92:	Gewässerlängsprofil der Hafenlohr und tributärer Gewässer.	338
Abb. 93:	Gewässerlängsprofil des Rechtenbachs.	339
Abb. 94:	Gewässerlängsprofil der Lohr und tributärer Gewässer.	339
Abb. 95:	Gewässerlängsprofil der Sinn und tributärer Gewässer.	340
Abb. 96:	Gewässerlängsprofil der Kinzig und tributärer Gewässer.	340
Abb. 97:	Geländeprofilsschnitte des Bischlingsberges südlich Sailauf/Vorderer Spessart.	341
Abb. 98:	Geländeprofilsschnitte des Gräflingsberges südlich Feldkahl/Vorderer Spessart.	342
Abb. 99:	Geländeprofilsschnitte des Klosterberges östlich Rottenberg/Vorderer Spessart.	343
Abb. 100:	Geländeprofilsschnitte der Meerholzer Zeugenberge südlich Meerholz/Büdinger -Meerholzer Berfußland.	344
Abb. 101:	Richtung der Lineationen der Höhenbereiche im Spessart.	345
Abb. 102:	Richtung der Lineationen der Naturräumlichen Einheiten im Spessart.	346
Abb. 103:	Richtung der Verwerfungen der Naturräumlichen Einheiten im Spessart.	347
Abb. 104:	Richtung ausgewählter Fließgewässer im Spessart.	348
Abb. 105:	Richtung der Fließgewässer der Naturräumlichen Einheiten im Spessart.	351
Abb. 106:	Absolute Häufigkeit und mittlere Flächengrößen von Verebnungen differenziert nach Höhenlagen im Schlüchterner Becken.	352
Abb. 107:	Flächenanteile der Verebnungen und Anteile der Höhenbereiche im Schlüchterner Becken.	353
Abb. 108:	Absolute Häufigkeit und mittlere Flächengrößen von Verebnungen differenziert nach Höhenlagen im südwestlichen Sandsteinspessart.	354
Abb. 109:	Flächenanteile der Verebnungen und Anteile der Höhenbereiche im südwestlichen Sandsteinspessart.	355
Abb. 110:	Absolute Häufigkeit und mittlere Flächengrößen von Verebnungen differenziert nach Höhenlagen im Vorderen Spessart.	356

Abb. 111:	Flächenanteile der Verebnungen und Anteile der Höhenbereiche im Vorderen Spessart.	357
Abb. 112:	Anzahl der Verebnungen mit und ohne Überschneidung geologisch-tektonischer Strukturen im Sandsteinspessart (141) in Abhängigkeit der Höhenlage.	358
Abb. 113:	Anzahl der Verebnungen mit und ohne Überschneidung geologisch-tektonischer Strukturen im südwestlichen Sandsteinspessart (141,4) in Abhängigkeit der Höhenlage.	359
Abb. 114:	Anzahl der Verebnungen mit und ohne Überschneidung geologisch-tektonischer Strukturen im Schlüchterner Becken (141,6) in Abhängigkeit der Höhenlage.	360
Abb. 115:	Anzahl der Verebnungen mit und ohne Überschneidung geologisch-tektonischer Strukturen im Vorderen Spessart (142) in Abhängigkeit der Höhenlage.	361
Abb. 116:	Klimadiagramm Wetterstation Aschaffenburg.	362
Abb. 117:	Klimadiagramm Wetterstation Rohrbrunn.	362
Abb. 118:	Klimadiagramm Wetterstation Steinbach bei Lohr a. Main.	362
Abb. 119:	Karte: Topographische Karten 1:25 000 (TK25) und 1:50 000 (TK50) im Untersuchungsgebiet.	370
Abb. 120:	Karte: Geologische Karten 1:25 000 (GK25) im Untersuchungsgebiet.	371
Abb. 121:	Karte: Landnutzung im Untersuchungsgebiet.	372
Abb. 122:	Karte: Richtung der Verwerfungen der Naturräumlichen Einheiten.	373
Abb. 123:	Karte: Höhengschichten-Lineationen im Spessart.	374
Abb. 124:	Karte: Lage der Geländeprofile sowie der Bodenprofile und Aufschlüsse im Bereich des Sailauf-Rottenberger Inselbergkomplexes.	375
Abb. 125:	Karte: Lage der Geländeprofile sowie der Bodenprofile und Aufschlüsse im Bereich der Meerholzer Zeugenberge (Meerholzer Inselberggruppe).	375
Abb. 126:	Karte: Lage der Geländeprofile sowie der Bodenprofile und Aufschlüsse im Bereich des Flächenpasses Belingser Kreuz/Steinau a. d. Straße.	376
Abb. 127:	Karte: Lage der Geländeprofile sowie der Bodenprofile und Aufschlüsse im Bereich des Plattenberges bei Kleinwallstadt a. Main.	376
Abb. 128:	Karte: Talquerprofile im Einzugsgebiet des Rechtenbachs.	377
Abb. 129:	Karte: Talquerprofile im Einzugsgebiet des Aubachs.	378
Abb. 130:	Karte: Talquerprofile im Einzugsgebiet der Jossa	379
Abb. 131:	Legende zur Karte: Topographische Übersicht des Untersuchungsgebiets.	381
Abb. 132:	Legende zur Karte: Aufschlüsse im Untersuchungsgebiet.	381

Kartentasche:

Karte 1: Topographische Übersicht des Untersuchungsgebietes.

Karte 2: Aufschlüsse im Untersuchungsgebiet.

III Tabellenverzeichnis

Tabellenverzeichnis Textteil

Tab. 1:	Naturräumliche Einheiten im Untersuchungsgebiet.	41
Tab. 2:	Modifizierte Naturräumliche Einheiten für die GIS-gestützte, räumlich differenzierte Betrachtung des Spessarts.	42
Tab. 3:	Geomorphologische Raumeinheiten und ihre Erfassungskriterien.	47
Tab. 4:	Absolute Häufigkeit und mittlere Flächengröße von Verebnungen im Spessart in Abhängigkeit der Höhenlage differenziert nach Naturräumlichen Einheiten.	132
Tab. 5:	Morphoanalytik der Verebnungen differenziert nach Naturräumlichen Einheiten.	141
Tab. 6:	Morphoanalytik der Verebnungen differenziert nach Geomorphologischen Raumeinheiten.	142
Tab. 7:	Verebnungen mit Überschneidungen geologisch-tektonischer Strukturen differenziert nach Naturräumlichen Einheiten.	146
Tab. 8:	Verebnungen mit Überschneidungen geologisch-tektonischer Strukturen differenziert nach Geomorphologischen Raumeinheiten.	147
Tab. 9:	Relative Höhen mechanisch harter Gesteinspartien des Buntsandsteins im Untersuchungsgebiet.	150
Tab. 10:	Verebnungen und Schichtlagerung und ihr klima-struktureller Zusammenhang auf Blatt 6122 Bischbrunn.	155

Tabellenverzeichnis Anhang

Tab. 11:	Tertiäre Sedimente und Verwitterung in den Geologischen Karten 1:25 000 - Ergänzende Legende zur Karte Tertiäre Sedimente und Verwitterung	363
Tab. 12:	Verebnungen – Formenbetrachtung in Abhängigkeit der absoluten Höhenlage im Spessart – gesamt (141 und 142).	364
Tab. 13:	Verebnungen und Geologie in Abhängigkeit der absoluten Höhenlage im Spessart – gesamt (141 und 142).	365
Tab. 14:	Übersicht der Geomorphologischen Raumeinheiten im Spessart.	366

1 PROBLEMSTELLUNG UND METHODIK

1.1 Multifaktoriell gesteuerte Reliefentwicklung

Nach heutigen Erkenntnissen ist die Reliefentwicklung das Ergebnis eines „vielschichtigen morphologischen Wirkungsgefüges“ (BOLDT 2001: 2), dessen Komplexität lange Zeit nur unzulänglich Rechnung getragen wurde. Dies wird insbesondere deutlich, wenn man die reliefbildenden Einflussfaktoren nicht als statische, sondern als höchst variable und sich wechselseitig beeinflussende Größen betrachtet, die sich am jeweiligen Paläoenvironment i.S. BORGER's (2000) orientieren.

Eine dominante Einflussgröße stellt das **Paläoklima** dar, das wesentlich die Formungstendenz steuert (BÜDEL 1981). Durch die klimatischen Bedingungen werden z.B. die „Anteile von physikalischen und chemischen Prozessen“ (BORGER 2000: 167) festgelegt und damit Art und Richtung der Gesteinsverwitterung bestimmt. Je nach klimatischen Bedingungen werden somit unterschiedliche Verwitterungsprodukte bereitgestellt. Abhängig vom paläoklimatischen Umfeld kann dies eine tiefgründige Dekomposition unter feucht-warmem Klima oder eine geringmächtige Eisrinde eines kalt(-ariden) Klimas sein (BÜDEL 1981). Es wird deutlich, dass formungsrelevante Prozesse in hohem Maß an subaerische Bedingungen geknüpft sind.

Für die Mittelgebirgslandschaft bedeutet dies, dass die **exogen gesteuerte Formungsgeschichte** mit der vorherrschenden Festlandsphase (**Geomorphologische Ära** i.S. BÜDEL's 1981: 4) beginnt, die in Abhängigkeit von der paläogeographischen Situation in unterschiedliche Abschnitte der Erdgeschichte zu datieren ist. Im Rheinischen Schiefergebirge findet Reliefentwicklung seit dem Mesozoikum statt (FELIX-HENNINGSSEN 1990). Im Elbsandsteingebirge, das in der Kreide noch Ablagerungsgebiet war, begann die Morphogenese unter dem Einfluss der Atmosphären entsprechend erst postkretazisch im Tertiär (BERNHARDT et al. 1986). Allen Gebieten der Mittelgebirgslandschaft ist aber gleich, dass sie einen mehr oder minder langen tertiären Abschnitt feucht-warmer, tropenähnlicher Klimabedingungen erlebten, die vorherrschend die chemische Intensivverwitterung und die Bildung von Rumpfflächenlandschaften förderten (BÜDEL 1981).

Heute noch sind in der Mittelgebirgslandschaft vielfältige **Relikte der tertiären Verwitterungsdynamik** erhalten, auch wenn sie unter jüngerer Bedeckung selten erkannt werden und ihre flächenhafte Ausdehnung im Untergrund unterschätzt wird (MAHR 1998). Die Verwitterungsbildungen mit bestimmten Merkmalcharakteristika, z.B. der Erhaltung der Gesteinsstruktur, werden in Anlehnung an FELIX-HENNINGSSEN (1990) als **Saprolit** bezeichnet. Sie sind wichtige Anhaltspunkte der tertiären Landschaftsgeschichte, wie an verschiedenen Beispielgebieten gezeigt wurde (FELIX-HENNINGSSEN 1990, JUNG 1996, 2004).

Neben klimatischen Einflussgrößen der Reliefentwicklung müssen gesteinsbedingte Faktoren berücksichtigt werden. In einem sich wandelnden paläoklimatischen Umfeld ist die **Variabilität der Lithologie** des Gesteinsuntergrundes hinsichtlich ihrer morphologischen Relevanz größtenteils zu gering eingeschätzt worden (BOLDT 2001). Gerade in einer Mittelgebirgslandschaft mit sedimentärer Gesteinsgrundlage wird der morphogenetische Zusammenhang von Gesteinsstruktur und Oberflächenform diskutiert (AHNERT 1976).

Tektonik als endogener Prozess erhöht die Komplexität der möglichen Einflussgrößen der Reliefentwicklung. Dies betrifft zum einen epirogenetische Bewegungen, die entscheidenden Einfluss auf die vorherrschende Reliefenergie eines Gebietes haben CARLÉ (1955). Zum anderen führt die Bruch- und Verwerfungstektonik zu lokal bedeutenden Hebungs- und Senkungsprozessen und infolge dessen zur exponierten oder geschützten Positionen von Gesteinsschichten (DIEDERICH & HICKETHIER 1970). In einem tropoiden Klimaumfeld wird der Gesteinsuntergrund undifferenziert chemisch aufgearbeitet, so dass Bruch- und Verwerfungs-tektonische Aktivitäten sich nicht an der Oberfläche auswirkten (BUSCHE et al. 2005). Tektonische Bewegungen werden dadurch kompensiert und erlangen keine morphologische Wirksamkeit. Erst bei veränderten klimatischen Rahmenbedingungen konnten tektonische Strukturen herauspräpariert und morphologisch inwertgesetzt werden.

Die heutige Gestalt der Mittelgebirgslandschaft ist das Ergebnis unterschiedlicher Klima- und damit unterschiedlicher Formungseinflüsse. Die an der Reliefgestaltung mitwirkenden Einflussgrößen müssen unter Berücksichtigung des Paläoklimas in ihrer räumlichen und v.a. zeitlichen Variabilität betrachtet werden. Die **Mittelgebirgslandschaft Spessart** bietet hierfür günstige Voraussetzungen.

1.2 Untersuchungsgebiet Spessart und angrenzende Mittelgebirgsräume

In der deutschen Mittelgebirgslandschaft besitzt der Spessart exklusive Merkmale, was seine geogene Ausstattung und seine räumliche Lage betrifft. Aufgrund seiner Nähe zum **Oberrheingraben** und dessen östlichen Ausläufern, der **Hanau-Seligenstädter Senke**, hat er unmittelbar Anschluss an ein tertiäres **Ablagerungsgebiet**, das gleichzeitig die regionale Denudationsbasis darstellte. Der Spessart selbst ist ein **Abtragungsrelief**, das aus einer Serie permischer und insbesondere mesozoischer Sedimentgesteine herauspräpariert wurde. Die Verwitterung und Ausräumung der Gesteinsschichten erreichte im westlichen Spessart das Kristalline Grundgebirge, dessen präsedimentäre Flachformen freigelegt und überprägt wurden. Der Übergang vom Grundgebirge zum diskordant auflagernden Deckgebirge wird heute durch eine Landstufe markiert, die über die Gesteinsschichten des Unteren Buntsandsteins zum Hochspessart überleitet.

Die Landstufe wurde bisher als klassische Schichtstufe angesprochen, die Gesteinsschichten des Unteren Buntsandsteins wurden als Stufenbildner definiert (SIEBERT 1934). Die großräumige Schrägstellung der Deckgebirgsschichten nach SE und die Abfolge weiterer Landstufen leisteten der Einordnung als Schichtstufenlandschaft Vorschub. Der Spessart wird dementsprechend als westliches Glied der **schwäbisch-fränkischen Schichtstufenlandschaft** (BÜDEL 1957a) bzw. des **süddeutschen Stufenlandes** (SEMMELE 1980, 1995) geführt.

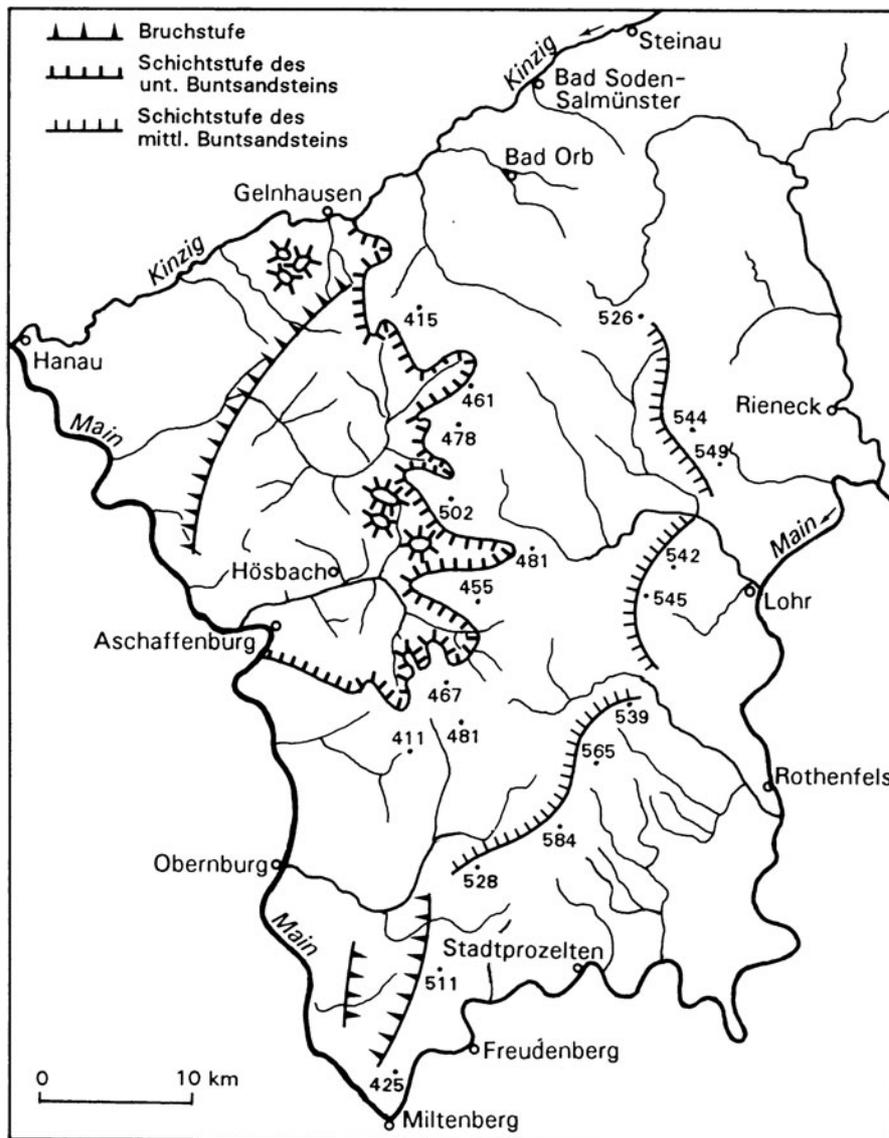


Abb. 1: Buntsandsteinstufen im Spessart. - aus SEMMELE (1995: 398, Abb. 102), nach NIEMZ (1963: 17, Abb. 1); SIEBERT (1934: [o. Seitenangabe], Karte 2: „Morphologische Übersicht, Waldverbreitung und Siedlungen“).

Die flachlagernden Sedimentgesteine des Buntsandsteins animieren nicht nur im Bereich der Landstufe dazu, rezente Flachformen durch **strukturelle Anpassung** zu erklären. Man kommt zu dem Schluss, dass der Spessart als **Strukturrelief** zu bezeichnen ist. Bei dieser Sichtweise wird aber die eigentlich komplexe Entstehungsgeschichte auf wenige morphologische Befunde reduziert und die langandauernde tropoide Phase völlig ausgeblendet. Gerade dieser Zeitabschnitt ist aber im Spessart eindrucksvoll belegt.

Tiefgründiger Gesteinszersatz (**Saprolit**) konnte in unterschiedlichem Gesteinsuntergrund nachgewiesen werden (ERB 1928, NIEMZ 1964, SCHWENZER 1967a, DIEDERICH & EHRENBURG 1977, JUNG 1996, 2004). Der faule Fels, wie er im Volksmund häufig bezeichnet wird (FELIX-HENNINGSSEN 1990), kann nur durch die intensive Einwirkung chemischer Verwitterungsprozesse erklärt werden, die unter tropoiden Bedingungen wirksam wurden. Dies gilt auch für gesteinsunabhängige Flachformen, die z.B. im südwestlichen Sandsteinspessart kartiert wurden (JUNG 1996, 2004). Relikte der tropoiden Morphodynamik in Gestalt von Verwitterungsbildung, aber auch von charakteristischen Flachformen sind also entsprechend häufig. Die Mittelgebirgslandschaft des Spessarts ist daher nur vordergründig eine strukturbetonte Landschaft. Sie besitzt einen erheblichen Anteil an **Skulpturformen**.

Verschiedene morphologische Studien, die übereinstimmend einen klimamorphologischen Ansatz verfolgen, liefern bereits wertvolle Hinweise. Für einzelne Teilräume des Spessarts wurden morphologische Arbeiten von KÖRBER (1962), SCHWENZER (1964a), NIEMZ (1964), SEIDENSCHWANN (1980, 1989a) und DIETZ (1981) erstellt. Eine komplementäre morphologische Bearbeitung des Sandstein-Spessarts und eine Korrelation der vorliegenden Studien stand bislang noch aus. Gesamtheitliche naturwissenschaftliche Betrachtungen des Spessarts liegen länger zurück und sind meist aus forstwirtschaftlicher Motivation entstanden (BEHLEN 1823, WOLFF 1905). Die landeskundliche Studie SIEBERT's enthält interessante Ausführungen zur Entstehung der Oberflächenformen und eine erste morphologische Übersichtskarte des Spessarts (SIEBERT 1934: o. Seitenangabe, Karte 2; **Abb. 1**). Im Regionalökologischen Gutachten Spessart (MOLLENHAUER et al. 1999) ist ein geomorphologischer Überblick enthalten, der klimamorphologische Ansätze berücksichtigt.

Als Studie der westlichen Rahmenhöhen des **fränkischen Gäulandes** (MÜLLER 1996) kann sie an bestehende Arbeiten zum **nördlichen Odenwald** (FLIEDNER 1957), zur **Rhön** (MENSCHING 1957, OEHM 1994) und an die Ausführungen von BÜDEL (1957, 1981) zum **Spessart** anknüpfen. Als westliche Rahmenhöhe der **Gäulandschaft** bzw. der **Mainfränkischen Platten** stellt der Spessart das räumliche Gegenstück zu den **Haßbergen** und dem **Steigerwald** dar. Für die östlichen Rahmenhöhen, insbesondere ihren nördlichen Teil liegen bereits geomorphologische Untersuchungen vor (SPÄTH 1973, BOLDT 1997, 1998, 2001).

1.3 Fragestellungen für das Untersuchungsgebiet Spessart

Die geogene Ausstattung und die räumliche Lage der Mittelgebirgslandschaft Spessart bieten günstige Voraussetzungen, die Einflussgrößen der Reliefentwicklung in einem sich wandelnden Wirkungsgefüge in Beziehung zu setzen. Folgende Fragestellungen sollen im Spessart und den angrenzenden Gebieten im Vordergrund stehen:

- Welche Relikte in Gestalt von Verwitterungsbildungen und charakteristischen Formen sind im rezenten Relief des Spessarts erhalten und welche Rückschlüsse lassen sie für die Rekonstruktion der kretazo-tertiären Morphodynamik zu?
- Welche morphogenetische Bedeutung haben Struktur und Klima in einem sich wechselseitig beeinflussenden Wirkungsgefüge unter dem Einfluss eines sich wandelnden Paläoklimas?
- In welcher Relation steht die großräumige und regional bedeutsame Tektonik zu diesen Einflussgrößen und welchen modifizierenden Einfluss hat sie auf die vorherrschend exogen gesteuerten Formungsprozesse?
- Wie lassen sich die morphologischen Befunde in ein chronologisches Gesamtkonzept der regionalen Morphogenese stellen?

Diese Fragestellungen ergeben sich zum einen aufgrund der naturräumlichen Ausstattung des Untersuchungsgebietes und der daraus resultierenden Möglichkeiten geowissenschaftlicher Bearbeitung. Daneben muss auch der geowissenschaftliche Forschungsrückstand im Spessart berücksichtigt werden. Diese Problematik wird deutlich, wenn man sich z.B. den Bearbeitungsstand geologischer Kartierungen im Untersuchungsgebiet vor Augen führt (**Abb. 119**, Kap. 6 Anhang). Die vorliegende Arbeit muss dementsprechend ausgerichtet sein, vorhandene Lücken geomorphologischer Betrachtung im regionalen und überregionalen Maßstab zu schließen.

1.4 Methodische Vorgehensweise

Grundsätzlich sind die Möglichkeiten geomorphologischer Untersuchungen im Spessart durch den hohen Waldanteil insbesondere im Sandsteinspessart eingeschränkt. Die teils ungünstige Einsehbarkeit und Begehbarkeit erschweren die geomorphologische Geländearbeit. Zudem verschleiert die geschlossene Streuauflage den pedologischen und geologischen Untergrund.

Untersuchungsmöglichkeiten bieten künstliche Aufschlüsse, die vielfach in der (älteren) Regionalliteratur aufgearbeitet und beschrieben wurden. Der Vergleich der dargestellten und der rezenten Aufschlussverhältnisse veranschaulicht allerdings die Problematik heutiger geowissenschaftlicher Arbeit in der Mittelgebirgslandschaft. Ehemalige Abbaubereiche können häufig nur noch als verschwommene, künstliche Aufschüttungs- oder Abtragungsform erkannt werden. Sie sind in den relevanten Messtischblättern (vgl. Kap. 6 Anhang, **Abb. 118**) meist durch die Eintragung einer Steilrandsignatur markiert und liegen heute in der Regel in bewaldeten Arealen. Die Untersuchung des Gesteinsuntergrundes muss sich auf aktuelle Steinbruchbetriebe und temporäre Aufschlüsse konzentrieren, die z.B. im Zuge von Bautätigkeiten entstanden sind. Die

Auswahl von Aufschlüssen, die in dieser Arbeit beschrieben werden (Kartenbeilage 2 [Folie]), kann daher nicht systematisch anhand morphologischer Fragestellungen erfolgen, sondern muss die vorhandenen Möglichkeiten berücksichtigen.

Entsprechend den Untersuchungsmöglichkeiten wird in dieser Arbeit, neben traditionellen Verfahren der Geländebegehung und der Untersuchung von Aufschlüssen, ein innovatives Verfahren angewendet. Mit Hilfe des **Geographischen Informationssystems (GIS)** werden bestehende digitale Geodaten bearbeitet, neue Datensätze entwickelt und für die morphologische Betrachtung umgesetzt werden. Das methodische Konzept dieser Arbeit stützt sich entsprechend auf die klassische Geländeuntersuchung (Kap. 1.4.1) sowie auf GIS-gestützte Verfahren (Kap. 1.4.2).

1.4.1 Rekonstruktion der Verwitterungs- und Abtragungsgeschichte

Die Bedeutung von Sedimenten und Verwitterungsprodukten als Indikatoren der Landschaftsgenese, gekoppelt mit der (regionalen und zonalen) paläoklimatischen Entwicklung, ist unumstritten (BORGER 2000, BOLDT 2001, BOLDT et al. 2002). Substrateigenschaften, Gefügemerkmale, Struktur, Farbe, Lagerungsverhältnisse etc. von (Locker-) Gesteinen beinhalten nicht nur paläoklimatische Informationen, sondern veranschaulichen gleichzeitig morphogenetische Prozesse im zeitlich-räumlichen Umfeld. Die detaillierte Kenntnis der geologischen Verhältnisse ist daher unabdingbar, um morphogenetische Aussagen in unterschiedlichen Skalenniveaus zu treffen.

Folgende Untersuchungen sollen durchgeführt werden:

- Eine detaillierte Analyse des geologischen Inventars im Untersuchungsgebiet, insbesondere der tertiärzeitlichen Sedimente und Vulkanite, anhand der vorliegenden Geologischen Karten 1: 25 000 und eigener Geländebegehungen, vorzugsweise unter landschaftsgenetischen Gesichtspunkten;
- Räumliche Erfassung und morphogenetische Bewertung von Verwitterungsbildungen, vorwiegend der tropoiden Phase;
- Sedimentologische und bodenkundliche Untersuchungen an Profilen in bereits bekannten oder neuen, z.T. temporären Aufschlüssen, insbesondere zur Erfassung des tropoiden Prozessgeschehens.

1.4.2 GIS als Werkzeug zur Reliefanalyse und Reliefrekonstruktion

Die Bewertung von klimatischen und strukturellen Faktoren der Morphogenese kann über den Abgleich von Oberflächenform und Geologie erfolgen. Voraussetzung ist, dass man möglichst umfangreiche Informationen zum Formeninventar und zum geologischen Untergrund erhält. Ein unmittelbarer Abgleich kann im Gelände nur im kleinräumigen Rahmen erfolgen, denn die Größe des Untersuchungsgebietes und auch die Begehbarkeit schränken diese Vorgehensweise ein.

Alternativ zur Geländearbeit sollen digitale Daten eingesetzt und computergestützt verarbeitet werden. Ein geeignetes Werkzeug ist das **Geographische Informationssystem (GIS)**¹, das vielerlei Möglichkeiten bietet, Geodaten einzulesen, zu archivieren, thematisch zu analysieren und kartographisch zu visualisieren (LIEBIG 2001). Größtenteils sind keine geeigneten Geodaten zum Untersuchungsgebiet vorhanden, so dass Primärdaten durch Digitalisieren erhoben werden mussten. Die im GIS eingelesenen Daten stehen schließlich für multithematische Analysen zur Verfügung.

Neben rein geometrischen Informationen, die als punkt-, linien- oder flächenhafte Vektorelemente dargestellt werden können, können im GIS auch beliebig viele Sachdaten eingepflegt werden. Die Sachdaten sind über eine Kennung (ID) mit den Geometriedaten verknüpft und enthalten individuelle Sachinformationen zu jedem geometrischen Objekt. Numerische Informationen, die im GIS z.B. aus Korrelationen, Anwendungen oder manuellen Eingaben erzeugt werden, können für Verfahren der deskriptiven Statistik herangezogen werden. Die Ergebnisse können in tabellarischer oder graphischer Form umgesetzt werden.

Der Einsatz eines Geographischen Informationssystems soll dazu beitragen, funktionale Zusammenhänge einzelner Parameter der Reliefentwicklung aufzuzeigen. Sie können in einem weiteren Schritt morphogenetisch interpretiert werden. Folgende Arbeitsschritte sollen im Rahmen dieser morphographisch-analytischen Betrachtung durchgeführt werden:

- Flächendeckende Kartierung des Formeninventars, insbesondere von charakteristischen Flachformen auf der Grundlage großmaßstäblicher topographischer Karten und exemplarische Verifizierung der Formenabgrenzung im Gelände (LESER et al. 1975);

1 Unter dem Projekttitel „Spessart-GIS“ wird seit 2000 ein regionales Geoinformationssystem aufgebaut. Geodaten zum Spessart werden seither akquiriert, eingegeben, archiviert und weiterverarbeitet. Das Spessart-GIS wurde vom Archäologischen Spessart-Projekt e.V. (ASP) und dem Forschungsinstitut Senckenberg mit seiner Außenstelle der Forschungsstation für Mittelgebirge initiiert und wird seither sukzessive weiterentwickelt.

-
- Digitalisierung und blattschnittfreie kartographische Darstellung als Grundlage thematischer Analysen mit Hilfe des Geographischen Informationssystems;
 - Einbindung weiterer Datensätze mit relevanten Informationen zur rezenten Reliefsituation, wie z.B. das DGM 25 (50) (Landesamt für Vermessung und Geoinformation München [Hrsg.], vgl. MONTGOMERY 2004);
 - Auswertung numerischer Daten sowie geometrische, visuelle Analyse zur Klärung funktionaler Zusammenhänge einzelner Parameter der Reliefentwicklung auf unterschiedlichen Maßstabsebenen.

2 GEOLOGISCH-MORPHOLOGISCHES INVENTAR

2.1 Geogene Ausstattung des Untersuchungsgebietes

Die geologischen Verhältnisse im Spessart sind geprägt von proterozoischem bis paläozoischem Grundgebirge und permotriadischem Deckgebirge (MATTHESS & OKRUSCH 1965; **Abb. 2**). Durch eine differenzierte Verwitterung und Abtragung wurden im Bereich des heutigen Vorderen Spessarts die Gesteine des Deckgebirges weitestgehend abgetragen und das Grundgebirge freigelegt (SCHWENZER 1967a). Den Übergang markiert die Landstufe des Buntsandsteins, die sich morphologisch mit einem etwa 150 m hohen Geländeanstieg verbindet. Die Abfolge von immer jüngeren Gesteinseinheiten von W nach E/SE ist anhand der Ausstrichbereiche des Unteren, Mittleren und Oberen Buntsandsteins sowie des Unteren Muschelkalks nachzuvollziehen. Zurückzuführen ist dies auf das allgemeine Schichteinfallen ausgehend vom Aufwölbungsbereich der **Spessart-Schwelle** mit durchschnittlich 3-5 Neigungsgraden nach E-SE (GEYER 2002). Die einfallenden Gesteinsschichten korrespondieren großräumig mit der Verkippung der **Süddeutschen Großscholle** (CARLÉ 1955), ausgehend vom Aufwölbungsbereich der oberrheinischen Achse.

Obertrias und Jura kamen im Bereich des Untersuchungsgebietes zwar zur Ablagerung, sind aber heute durch eine Schichtlücke dokumentiert. In der Kreide lag das Untersuchungsgebiet außerhalb der Ablagerungsräume. In diesem Zeitraum beginnt die regionale Verwitterungs- und Abtragungsgeschichte. Tertiäre und quartäre Dokumente in Form von Sedimenten werden als Ergebnis der Verwitterungs- und Abtragungsprozesse gesehen und im Zuge der morphogenetischen Betrachtung des Untersuchungsgebietes besprochen. Datierbare Vulkanite besitzen aufgrund ihrer Markerfunktion morphogenetische Aussagekraft und dienen ebenfalls zur Rekonstruktion der regionalen Morphogenese (Kap. 4).

2.1.1 Metamorphe Gesteinsserien des Grundgebirges

Metamorphe Gesteinsserien als Bestandteil der **Mitteldeutschen Kristallinzone** treten im Vorderen Spessart sowie im Kristallinen Odenwald zutage (BRINKMANN 1948, MURAWSKI 1965). Im Vorderen Spessart sind es vorwiegend Para- und Orthogneisserien aus Ausgangsgesteinen proterozoischen, im Wesentlichen paläozoischen Alters. Nach lithologischen Merkmalen werden sie in einzelne Einheiten zusammengefasst, die von BÜCKING (1892) als **Formationen** und von THÜRACH (1893) als **Stufen** definiert wurden. Seit der neuerlichen Überarbeitung hat sich wieder der Terminus **Formation** etabliert (HIRSCHMANN & OKRUSCH 1988). Die Formationen folgen dem variszischen Streichen und können dementsprechend in eine Abfolge von NW nach SE gestellt werden.

Die **Trages-Formation**, benannt nach dem Hof Trages bei Freigericht/Somborn, repräsentiert die nordwestlichste Formation im Verbreitungsgebiet kristalliner Gesteine des Spessarts. Vermutlich gingen die hellen, Feldspat-reichen und Biotit-führenden Gneise aus der Metamorphose eines granitischen bis granodioritischen Tiefengesteins hervor. Die südöstlich anschließende **Alzenau-Formation** ist aus unterschiedlichen Paragesteinen aufgebaut, deren Amphibolit-Einschaltungen als ursprünglich ozeanische, tholeiitische Basalte, etwa eines Inselbogen-Vulkanismus gedeutet werden (OKRUSCH et al. 1985).

Eine Serie von Metaquarziten und Glimmerschiefern folgt, abgesetzt an der **Spessartrandverwerfung**, mit der **Geiselbach-Formation**. Der mechanisch harte Gesteinsuntergrund wird gewöhnlich für den exponierten Komplex des *Hahnenkamm-Haidkopf*-Höhenzuges verantwortlich gemacht, der in diesem Kontext auch als **Härtlingszug** beschrieben wird (SIEBERT 1934: 50). Rezent bildet ein gangartiger Quarzit, z.T. als Felsbildung freigestellt, die höchste Erhebung des *Hahnenkamms* (435 m NN). Quarzitgänge treten insgesamt fünfmal als Einschaltungen in der Geiselbach- und der angrenzenden Mömbris-Formation auf (SCHWARZMEIER & WEINELT 1993) und werden rezent morphologisch betont. Nach biostratigraphischen Befunden wird die Entstehung der Gesteine der Geiselbach-Formation, zumindest der höheren lithostratigraphischen Einheiten, in das Silur gestellt (REITZ 1987).

Die **Mömbris-Formation** bildet vergleichbar der Geiselbach-Formation eine relativ monotone Einheit. Charakteristisch sind die dunklen, Staurolith-führenden, Glimmer-reichen Paragneise, dominierend ein Granat-Plagioklas-Gneis (MATTHESS & OKRUSCH 1977). Die Gesteine sind durch spezielle Faltungen stark deformiert und zeigen häufig eine flaserige Struktur. Aus dieser Formation wird ein ungewöhnliches Gestein eines lokalen Vorkommens bei Hösbach/Wenighösbach beschrieben, das nach dem locus typicus als **Hösbachit** in die Literatur eingeführt wurde (MATTHESS & OKRUSCH 1965). Charakteristisch sind die „narbig-knollige Verwitterung“ und stengelig absondernde, graugrüne „cumingtonitische [-n] Hornblende“ (OKRUSCH & WEINELT 1965: 83f). Es fand offensichtlich rege Verwendung bei der Herstellung von bronzezeitlichen Gussformen (OKRUSCH & SCHUBERT 1986) und wurde zu diesem Zwecke in andere bronzezeitliche Siedlungszentren exportiert (SCHUBERT et al. 1998).

Mit einer scharfen Grenze treten südöstlich angrenzend Orthogneise zu Tage, die in älterer Literatur als Hauptgneis und Körnelgneis (BÜCKING 1892) oder als **Stockstädter Stufe** und **Goldbacher Stufe** (THÜRACH 1893) bezeichnet wurden. Die Muskovit-Biotit-Gneise, z.T. mit geringeren Anteilen an Muskovit, werden heute im **Rotgneis-Komplex** zusammengefasst (SCHWARZMEIER & WEINELT 1993).

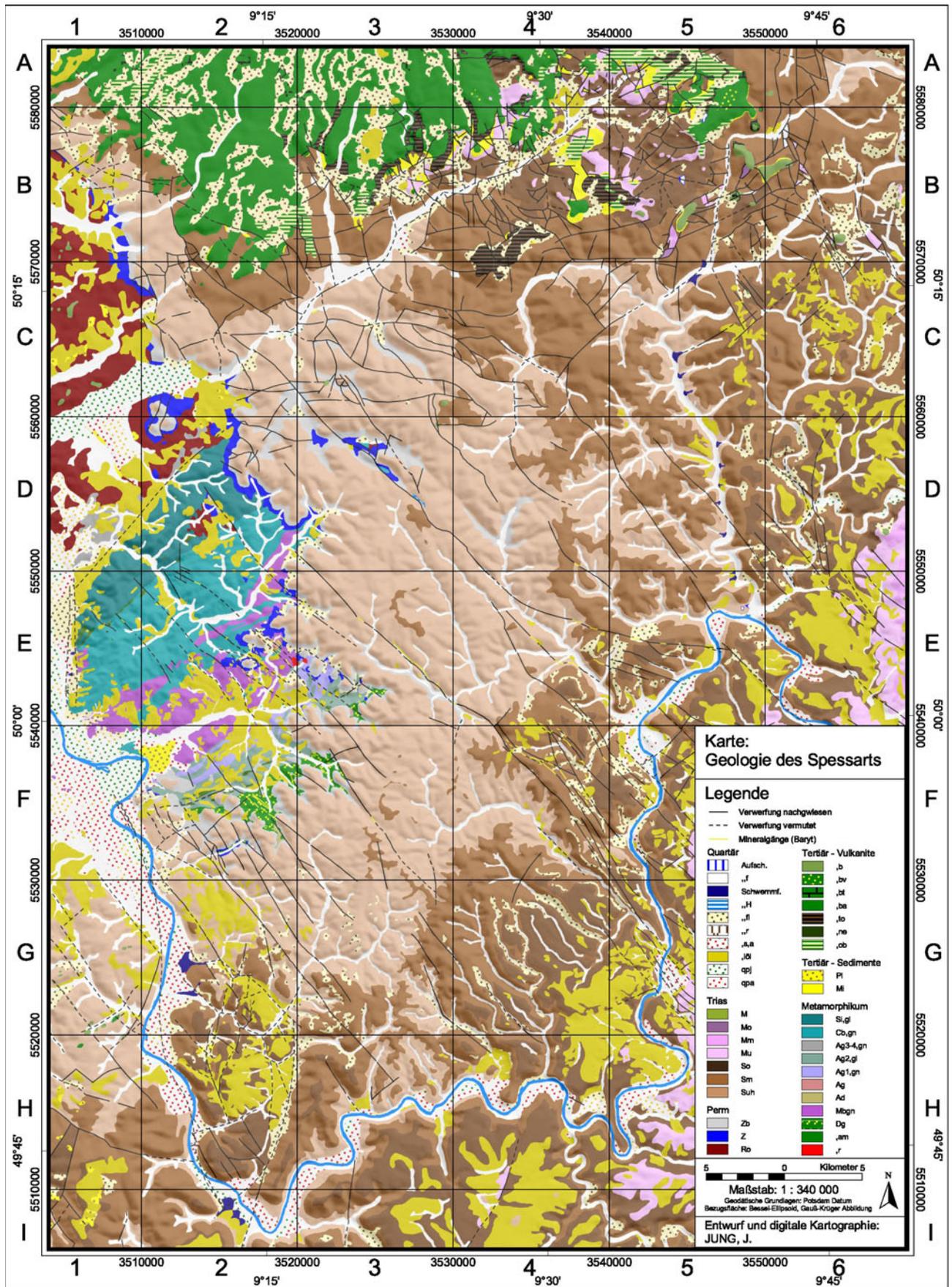


Abb. 2: Karte: Geologische Übersichtskarte des Spessarts und angrenzender Mittelgebirgsregionen. - vereinfacht nach SCHWARZMEIER & WEINELT (1993) und BGR [Hrsg.] (1985).

Verwendete Abkürzungen Abb. 2 (nach SCHWARZMEIER & WEINELT 1993):

,**R** = Rhyolith/Quarzporphyr (Rotliegendes), ,**am** = Metabasite (Amphibolite), **DG** = Quarzdiorit-Granodiorit-Komplex, **mbgn** = Rotgneis-Komplex, **AD** = Aplodiorit, **AG** = Aplitgranit, **ag1,gn** = Biotitgneis-Komplex (Haibach-Formation), **ag2,gl** = Glimmerschiefer-Paragneis-Gruppe (Schweinheim-Formation), **ag3-4,gn** = Biotitgneis-Gruppe (Hof-Trages-Formation) & amphibolitisch gebänd. Gneis-Gruppe (Alzenau-Formation) & körnig-streifige Paragneis-Gruppe (Elterhof-Formation), **cb,gn** = Staurolithgneis-Gruppe (Mömbris-Formation), **si,gl** = Quarzit-Glimmerschiefer-Gruppe (Geiselbach-Formation), **Ro** = Rotliegendes, **Z** = Zechstein (z1-z4), **Zb** = Bröckelschiefer-Folge, **Su** = Unterer Buntsandstein, **Sm** = Mittlerer Buntsandstein, **So** = Oberer Buntsandstein, **Mu** = Unterer Muschelkalk, **Mm** = Mittlerer Muschelkalk, **Mo** = Oberer Muschelkalk, **M** = Muschelkalk (ungegliedert), **Mi** = Miozän (Sedimente), **Pl** = Pliozän (Sedimente), ,**oB** = Olivinbasaltische Gesteine, ,**Ne** = Olivinnephelinit, ,**To** = Tholeiitische Basalte, ,**Ba** = Alkali-olivinbasaltische Gesteine, ,**Bt** = Pyroklastische Gesteine, ,**Bv** = Verwitterungsbildungen der basaltischen Gesteine, ,**B** = Basaltische Gesteine (ungegliedert), **qpa** = Mittel- und altpleistozäne Terrassen, **qpj** = Jungpleistozäne Terrassen, ,**Löl** = Löß/Lößlehm, ,**S,a** = Flugsand, ,**r** = Rutschmassen, ,**fl** = Fließerden, ,**H** = Niedermoor, Schwemm. = Schwemmfächer, ,**f** = Talfüllungen, Aufsch. = Aufschüttungen.

Im Südosten schließen steil stehende Lagen von Glimmerschiefer und Biotitgneisen an, die in **Schweinheim-** und **Haibach-Formation** differenziert und im **Glimmerschiefer-Biotit-Gneis-Komplex** zusammengefasst werden. Als Ausgangsgestein wurden Plutonite angenommen, wie es auch in den älteren Bezeichnungen **Jüngerer Granit** und **Älterer Granit** (KLEMM 1895, 1926) angedeutet wird. WEINELT (1962) räumt daneben die Abstammung von Sedimentfolgen ein. Die variskisch streichenden pegmatitischen Lagen des Biotitgneises, wie z.B. im sog. Wendelberg-Gneis am *Wendel-Berg* (260 m NN) westlich Haibach, führen häufig akzessorische Mineralien. Bereits 1796 wurde daraus ein braunrotes Mineral gesammelt (GALLITZIN 1796), für das später aufgrund des Erstfundes der Spessart namensgebend war. Als **Spessartine** [**Spessartin**] fand der Mangantongranat Eingang in die Literatur (BEUDANT 1832, KNAUER et al. 1967).

Eine körnig-streifige Paragneisserie mit Marmor- und Amphiboliteinschaltungen bildet die südlich angrenzende Einheit, auch als **Elterhof-Formation** bekannt. Hervorzuheben sind die Marmor-, meist Marmor-Silikat-Fels- Einlagerungen (OKRUSCH et al. 1985), die z.B. im *Heinrichschacht* westlich von Aschaffenburg/Gaibach obertägig, später untertägig als Zuschlagstoff für die Papierherstellung abgebaut wurden (MOSEBACH 1934a, 1934b).

Noch zur Elterhof-Formation gerechnet wird der südöstlich anschließende **Quarzdiortit-Granodiorit-Komplex**, der allerdings nicht als magmatisches Gestein im herkömmlichen Sinne gesehen werden darf. Das massige, dunkle Gestein mit meist körnigem, seltener schlierenartigem Gefüge erinnert an einen Pluton mit dioritischem Chemismus (BEDERKE 1957, BRAITSCH 1957). Andere Untersuchungen kommen zu dem Ergebnis, dass die Gesteine dieses Komplexes als Metablastite interpretiert werden müssen (OKRUSCH 1963, OKRUSCH, M. in HIRSCHMANN & OKRUSCH 1988).

Der Diorit-Komplex und in geringem Umfang die nördliche Paragneisserie wird mit lamprophyrischen Lagergängen durchschlagen, die insgesamt Nord-Süd ausgerichtet sind. Sie wurden in

zahlreichen Brüchen zur Gewinnung von Pflastersteinen abgebaut, die z.B. im Hof des Schlosses Johannsburg in Aschaffenburg verwendet wurden (MURAWSKI 1992). Die Abbautätigkeiten hinterließen vielfach schlauchartige Hohlformen mit steil aufragenden Wänden im Kontaktbereich zum Diorit. Beispiele hierfür sind westlich des *Heinrichs-Berges* bei Haibach/Dörmorsbach und östlich des *Meis-Berges* bei Bessenbach/Oberbessenbach gegeben. Die Überlagerung mit Tonsteinen der Bröckelschiefer-Folge ist in einem offengelassenen Bruch östlich des *Pfaffen-Berges* trotz Versturzmateriale zu erkennen. Damit lassen sich die Lamprophyre als präsedimentäre Gesteine einordnen. Lamprophyre, die häufig eingeregelt Einsprenglinge an nußgroßem Kalifeldspat führen, werden, angelehnt an die Vorkommen im Spessart, als **Spessartit** bezeichnet (ROSENBUSCH 1868, LORENZ 1995). Je nach Mineralbestand werden die Gesteine auch als Kersantit eingeordnet, den GÜMBEL (1894) ursprünglich als **Aschaffit** bezeichnet hat.

Metamorphe Gesteinsserien kommen auch im Odenwald im Bereich des **Bergsträßer Odenwaldes** und des **Böllsteiner Odenwaldes** zutage. Das variskische Grundgebirge, das im nördlichen Teil des Odenwaldes an das Untersuchungsgebiet heranreicht, ist hier von metamorphen Magmatiten und Migmatiten geprägt (NICKEL 1985). Ein Beispiel hierfür ist der grusig zersetzte Granodiorit vom Typ des **Weschnitz-Plutons**, der den Sockel der Buntsandsteinerhebungen im Raum Breuberg aufbaut und vom Tal der *Mümling* angeschnitten wird.

2.1.2 Permo-triadisches Deckgebirge

Die metamorphen Gesteinsserien der Mitteldeutschen Kristallinzone waren zu Beginn des Perms weitestgehend eingerumpft. Der Faltenbau des Grundgebirges mit z.T. steil einfallenden Schichten wurde durch die präpermische Intensivverwitterung gekappt. Als Ergebnis von großräumigen Senkungen haben sich seit dem Perm Ablagerungsräume unterschiedlicher räumlicher Dimension entwickelt. Das eingerumpfte Grundgebirge bildet nunmehr den Sockel für die diskordant auflagernden Sedimentgesteine des Deckgebirges.

2.1.2.1 Ablagerungen des Rotliegenden

Im unteren Perm (Rotliegendes, 290 – 260 Ma, DSK 2002) war die Landoberfläche durch erzgebirgisch streichende, lang gestreckte Tröge und Schwellen charakterisiert (FREUDENBERGER 1996). Im Bereich des Spessarts trat die **Spessart-Rhön-Schwelle**, etwa der Linie Aschaffenburg-Zeitlofs folgend, morphologisch in Erscheinung und fungierte als Abtragungsgebiet. Die südlich und nördlich vorgelagerten Senken, wie **Wetterau-Senke** als Bestandteil des **Saar-Selke-Troges** und **Oos-Saale-Troges** bzw. **Kraichgau-Saale-Troges** (GEYER 2002: 73, Abb. 24 nach TRUSHEIM 1964, Beilage 1) erhielten teils beachtliche Sedimentspenden durch fluviale Umlagerungsdynamik. Am Spessartrand kamen im wesentlichen grobklastische Sedimente in Form von Brekzienähnlichen oder konglomeratisch geprägten Substraten zur Ablagerung. Als **Rodenbach-Schich-**

ten vom Charakter einer Randfazies repräsentieren sie das zeitliche Äquivalent der **Bleichenbach-Schichten** als Sand- und Schluffstein-Serie (KOWALCZYK 1983). Gesteine der Rodenbach-Schichten, tektonisch als Scholle herausgestellt, bilden den Untergrund des **Oberrodenbacher Hügellandes**. Eine intensiv forstliche Nutzung mit überwiegendem Nadelholzbestand etablierte sich auf den sanddominierten Böden. Der Ausstrichbereich des Rotliegenden ist als flachwelliges Hügelland charakterisiert, das am *Altenmarkskopf* maximale Höhen von 268,9 m NN erreicht. Das Oberrodenbacher Hügelland wird von mächtigen, äolisch verlagerten Sanden umsäumt (Kap. 4.5.3).

Bei Linsengericht/Großenhausen und im Gebiet von Geiselbach liegen Gesteine des Rotliegenden über Quarzit/Glimmerschiefer der **Geiselbach-Formation**. Das Geiselbacher Vorkommen ist von besonderem Interesse, da es sich hier um einen isolierten Ablagerungsraum handelt. Die Einmuldung streicht parallel zum kristallinen Grundgebirge (WEIDMANN 1929). In der nordöstlichen Fortsetzung dieser Mulde liegt ein kleines Rotliegend-Vorkommen im oberen *Biebergrund* bei Biebergemünd/Röhrig.

Das nördlich der *Kinzig* dem **Büdingen Wald** vorgelagerte **Ronneburger Hügelland** wird aus z.T. mächtigen Ablagerungen, auch des Unterrotliegenden aufgebaut. Ausstriche des Unterrotliegenden gibt es in der Umgebung von Altstadt, das in der Umgebung des mutmaßlichen Beckenzentrums liegt. Hier wird das Rotliegende bis zu 800 m mächtig. In der Regel bildet das Oberrotliegende den Untergrund für tertiäre Sedimente, die wiederum von basaltischen Gesteinen des sog. **Untermain-Trapps** überlagert werden (NAGEL 1965).

2.1.2.2 Unterpermischer Vulkanismus

Als Ergebnis vulkanischer Aktivitäten zur Zeit des Rotliegenden stiegen im Bereich des Spessarts an Südost-Nordwest streichenden Spalten auch saure Gesteinsschmelzen auf. Sie hinterließen einen Rhyolith/Quarzporphyr, das als rötliches, manchmal graues Gestein mit porphyrischem Gefüge und zahlreichen Quarz- und Feldspat-Einsprenglingen charakterisiert werden kann (OKRUSCH & WEINELT 1965). Bisher gibt es zwei bekannte Vorkommen, die im Verebnungsbe- reich der *Hart-Koppe* (297 m NN) bei Sailauf und direkt südlich des *Querberg* es liegen (**Abb. 3**).

Die Zeitstellung des Rhyoliths konnte früh in der geowissenschaftlichen Forschungsgeschichte eingegrenzt werden, da einerseits xenolithische Bildungen mit postmetamorphem Muskovit-Biotit-Gneis enthalten sind (GÜMBEL 1894), andererseits Quarzporphyrgerölle aus Sailauf in den konglomeratischen Ablagerungen des Oberrotliegenden im Saar-Selke-Trog auftreten (BÜCKING 1892). Damit ist die Datierung in das Unterrotliegende vorzunehmen.

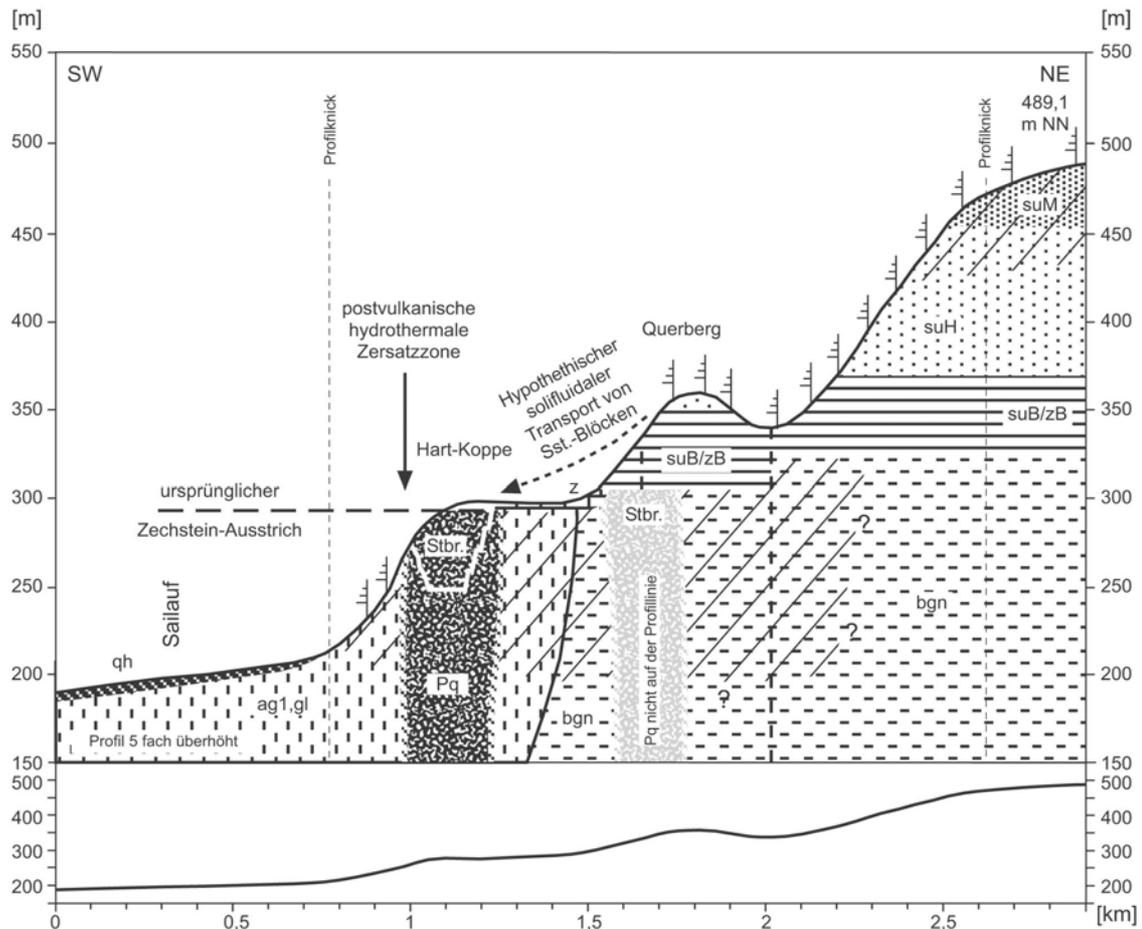


Abb. 3: Geländeprofilsschnitt der Hart-Koppe nordöstlich Sailauf/Vorderer Spessart.
 - Quelle: OKRUSCH & WEINELT (1965): GK 25 5921 Schöllkrippen, LORENZ (1991: 3, Abb.1), Eigene Kartierung.

Die topographische Position des Sailauer Rhyolith-Komplexes unmittelbar vor der Landstufe des Buntsandsteins ist besonders hervorzuheben (Abb. 3). Ursprünglich war die Schlotfüllung auch morphologisch geringfügig herauspräpariert, allerdings führt die Ausräumung des Vorkommens durch den Steinbruchbetrieb zu umgekehrten Verhältnissen. Im Kontaktbereich zum Rhyolith sind Verwitterungszonen aufgeschlossen, die zum einen auf chemischen Gesteinszerstörung durch Oberflächenverwitterung zurückzuführen sind, zum anderen auf hydrothermale Aktivitäten. Hydrothermale Veränderungen äußern sich in einem weißen, tonigen, etwa 1 m mächtigen Substrat, das den Rhyolith schlauchförmig umhüllt. Röntgenographisch konnte nahezu reiner Illit nachgewiesen werden (LORENZ & OKRUSCH [in prep.]), der in einigen Rhyolith-Partien auch linsenartig, vergleichbar den Tongallen sedimentärer Gesteine, vorkommt. Die hydrothermale Aktivität wird aktuell nicht mit einem postvulkanischen Stadium in Verbindung gebracht. Sie ist mit Absolutaltern von etwa 150 Ma (HAUTMANN 1999, HAUTMANN & LIPPOLT 2000) wesentlich jünger als der Paläovulkanit selbst (Kap. 4.1.2).

2.1.2.3 Ablagerungsbedingungen und Stratigraphie des Zechsteins

Während der Zechstein-Zeit (**Obere Dyas**; 251 - 257 Ma; DSK 2002) war der Spessart durch einen variskisch streichenden Aufwölbungsbereich innerhalb des Germanischen Beckens gekennzeichnet. Die als **Spessart-Rhön-Schwelle** definierte Aufwölbung (Kap. 2.1.3.1) wurde infolge der Ingression des Zechstein-Meeres von der **Hessischen Senke** her überflutet. Die unterschiedlichen Bedingungen innerhalb des marinen Ablagerungsmilieus führten zu faziell unterschiedlichen Gesteinsserien. Die Spessart-Rhön-Schwelle zeichnet sich für die Schwellen-Fazies im Bereich des Spessarts verantwortlich, die sich lithologisch und in der Mächtigkeit erheblich von der salinaren Fazies der Beckenzentren unterscheidet.

Die Schwellen-Fazies des Spessarts muss also abweichend von der Standardgliederung der salinaren Gesteinsabfolge betrachtet werden. Wie schematischen Profilen entnommen werden kann (GEYER 2002: 96, Abb. 36; HUCK & JUNG 2002: 66, Abb. 2; MURAWSKI 1992: 74, Abb. 26, 82, Abb.30, 84, Abb. 31), sind die Zechsteinablagerungen im Untersuchungsgebiet durch die sog. Schwellenkarbonate des z1, durch Verwitterungsbildungen und Residualtone des z2, sowie Zechsteintone mit mergeligen Dolomiten des z3 und z4 charakterisiert.

Die Sedimentation im z1 der Schwellen-Fazies beginnt mit einem Konglomerat bzw. der Grundgebirgsbrekzie von 0-2,50 m Mächtigkeit. In der Grobfraction sind neben lokalen Materialien wie Diorit und *Hahnenkamm*-Quarzit auch Komponenten des Taunus-Quarzits vertreten (MURAWSKI 1992). Die Grobfraction wird als fluvial umgelagertes oder im Brandungsbereich des nahenden Zechstein-Meeres beanspruchtes Grundgebirgsmaterial gesehen. Mit 0 – 0,5 m Mächtigkeit folgen die sog. Kupferletten oder Kupferschiefer als tonig-bituminöse, teils knollig-mergelige Gesteine. Durch den Gehalt an sulfidischen Erzen, silberhaltigen Fahlerzen, Kupferkies und Bleiglanz, daneben Eisen- und Mangananreicherungen sind sie die bedeutenste stratiforme Lagerstätte des Spessarts (BACKHAUS & WEINELT 1967).

Intensive Abbautätigkeiten erfolgten z.B. im oberen *Kahlgrund* bei Kleinkahl/Großkahl, im oberen *Westerngrund* bei Huckelheim und vor allem im *Lochborn* bei Biebergemünd/Bieber noch bis in die 1950er Jahre (FREYMANN 1991). Eine der ersten und gleichsam bedeutensten archivalischen Belege des Bergbaus im *Lochborn* ist die erste Geologische Karte aus dem Spessart, die stark vereinfacht die geologischen Verhältnisse in der Umgebung von Bieber zeigt (SCHMIDT 1808). Insbesondere durch die Person des Bergmeisters Franz Ludwig CANCRIN [1738-1816] und seine ausgefeilten Konstruktionen zur Erzförderung, die sog. „Kettenkünste“, CANCRIN 1787, erlangte der *Lochborn* überregionale Bedeutung als bergmännisches Innovationszentrum (FREYMANN 1991). In einer späteren Phase des Bergbaus wurden hier zusätzlich Eisen-, Baryt- und Kobalt-haltige Gangerze, z.B. der sog. Kopaltrücken, erschlossen (PREUSCHOFF 1991).

Chemische Lösung von Kupfer-haltigen Verbindungen aus den Kupferletten (z1) und Verlagerung bis in das Grundgebirge, können in einem Aufschluss an der ehem. **Grube Wilhelmine** bei Blankenbach/Sommerkahl beobachtet werden (MURAWSKI 1992). Nach oxidativer Beeinflussung überziehen Azurit und Malachit ästhetisch ansprechend die Oberflächen des anstehenden Gneises. Die Lokalität zählt aufgrund dessen zu den 100 schönsten Geotopen in Bayern (Geotop Nr. 23, Bayerisches Geologisches Landesamt: <http://www.geologie2.bayern.de/geotope/geotopeBayernsSchoenste/15.html>).

Überlagert wird der Kupferletten zunächst von 2 – 4 m dünnbankig-plattigem, z.T. bituminösem Dolomitstein. Eingeschaltet sind drusenreiche Lagen, die Calcit-Kristalle z.T. mit Manganlagerungen als sekundäre Bildungen tragen (LORENZ 1999). Sie gehen hangend in die 15 – 20 m mächtigen, dickbankig-massigen Dolomitsteine über. In einer über hundertjährigen Tradition wurden sie am Fuße des *Rottenbergs* bei der gleichnamigen Ortschaft zunächst zum Zweck des Kalkbrennens gebrochen (RÜCKERT 1994). Weitere Brüche existierten am westlichen Unterhang des *Gräfen-Bergs* und weiter westlich auf der *Feldkahler Höhe*. Dort wird fortwährend ein Dolomitstein-Bruch betrieben. Er wurde als Rohstoff in der Bauwirtschaft, im Umweltschutzbereich oder in der Industrie eingesetzt (PFAHLER 1995). Nunmehr wird der Dolomit zum Zweck der Herstellung eines hochwertigen Magnesium-Düngers gebrochen.

Die Frage der zeitlichen Stellung der Dolomitisierung ist noch nicht abschließend geklärt (SCHMITT 2001). Die in Zechstein-Ablagerungen bei Alzenau i. Ufr. gefundenen Mollusken mit stark aufgelösten Strukturen widersprechen offensichtlich einer synsedimentären Entstehung, Dann müssten die fossilisierten Lebewesen in einem guten Erhaltungszustand sein (FÜCHTBAUER 1988).

Der Abschnitt **z2** ist durch das Trockenfallen der Spessart-Rhön-Schwelle gekennzeichnet (OKRUSCH & WEINELT 1965), so dass die subaerische Verwitterung wirksam werden konnte. Durch chemische Lösung wurden in dem Gestein trichterartige Karstschlotten und Karstspalten erzeugt, die nachträglich mit einem schwarzen Verwitterungslehm gefüllt wurden. Sie sind in der Abbauwand des Dolomitstein-Bruchs auf der *Feldkahler Höhe* sehr eindrucksvoll dokumentiert (Kap. 4.3.4.2). Im Bereich der östlichen Abbauwand kann beobachtet werden, dass eine dünne Dolomitbank die mit Residuallehm gefüllten Karsthohlformen überlagert.

Ein ähnlicher Befund ergab sich im alten Bruch am Fuße des *Rottenbergs* (GEYER 2002: 92; Abb. 35). Aus der Überlagerung durch Zechstein-Dolomit kann auf ein permisches Alter der Verkarstungsprozesse geschlossen werden. Der Sedimentationszyklus wurde demnach durch eine Phase anhaltender chemischer Verwitterung unterbrochen.

Auf der *Feldkahler Höhe* ist daneben auch die unmittelbare Überlagerung der Residuallehme mit Randpeliten nachzuweisen, die vermutlich im Jungtertiär pedogen überprägt wurden. Die Verwitterungsprozesse in den Dolomitstein des z1 sind offenbar mehrphasig und müssen auch in Zusammenschau mit der tertiärzeitlichen Verwitterungsdynamik gesehen werden.

Über den durch Verkarstung veränderten Dolomit folgen im Spessarter Zechstein pelitische Ablagerungen von 4-8 m Mächtigkeit, in die immer wieder dünne, z.T. auskeilende Dolomitbänke eingeschaltet sind. Die als Randpelite klassifizierten Sedimente repräsentieren die Zechstein-Abschnitte **z3** und **z4**.

Die hangenden pelitischen Sedimente der **Bröckelschiefer-Folge** wurden ursprünglich als Buntsandstein-zeitlich eingestuft, derzeit aber analog zu den liegenden Peliten als Randfazies des Zechstein-Meeres interpretiert (Subkommission Perm-Trias 1993)². Die basalen Partien des Bröckelschiefers können analog zur Grundgebirgsbrekzie des z1 mit einer Brekzie beginnen (**Basalbrekzie** oder **Zwischenschicht** nach OKRUSCH & WEINELT 1965). Das ist in der Regel dort der Fall, wo Sedimente des Bröckelschiefers direkt über dem Grundgebirge zur Ablagerung kamen. Entsprechende Schichtlagerung ist in der Umgebung von Laufach und Bessenbach bekannt (WEINELT 1962). Das Fehlen der 'klassischen' Zechstein-Ablagerungen in diesem Bereich ist weniger auf die intensive Abtragung im z2 zurückzuführen als auf die Hochposition der Grundgebirgsschollen innerhalb der Spessart-Rhön-Schwelle zur Zeit des z1.

Die mehr oder minder einheitliche basale Tonstein-Serie ist als **Untere Bröckelschiefer-Folge** (zBu/suBu bzw. zB, t/suB, t) vom **Oberen Bröckelschiefer** (zBo/suBo bzw. zB, ts/suB, ts) abgesetzt. Dieser ist durch die vermehrte Einschaltung von Schluffstein- und Sandsteinlagen in die Tonstein-Folge charakterisiert. Den hangenden Abschluss der Bröckelschiefer-Folge bildet die **Rot- oder Brauneisensteinbank** (-flöz; zB, fe/suB, fe).

Die Verbreitungsgebiete des Zechsteins liegen vornehmlich im **Vorderen Spessart**, wo sie saumartig entlang der Sandsteinstufe austreichen (**Zechstein-Saum** nach SIEBERT 1934) und unter die jüngeren Einheiten des Deckgebirges abtauchen. Daneben lagern sie im Vorderen Spessart über den freigelegten Gesteinen des Grundgebirges als Erosionsrest im Bereich von ausgeprägten Verebnungen, z.B. an der *Feldkahler Höhe*, oder eher insulär in Schutzpositionen, z.B. bei Geiselbach.

2 In Geologischen Arbeiten mit Erscheinungsjahren vor 1993 wird in der Nomenklatur „suB“ für die Bröckelschiefer-Folge verwendet. In dieser Arbeit wird aus Gründen der besseren Vergleichbarkeit der neuen Schreibweise ergänzend die ältere Bezeichnung angefügt („zB/suB“).

2.1.2.4 Paläogeographie und Stratigraphie des Buntsandsteins

Der Buntsandstein nimmt 65,8 % (1486,4 km²; Bezugsfläche Spessart-GIS, JUNG 2002) des Spessarts ein. Die klassische Dreigliederung in **Unteren, Mittleren und Oberen Buntsandstein** (su, sm und so, **Abb. 4**) stellt sich im Gesteinsausstrich flächenmäßig sehr uneinheitlich dar. Der Untere Buntsandstein besitzt 32,6 % an der gesamten Spessart-Fläche (735,8 km² – 49,5 % der Buntsandstein-Fläche), der Mittlere Buntsandstein 25,5 % (576,2 km² – 38,8 % der Buntsandstein-Fläche) und der Obere Buntsandstein 7,7 % (174,4 km² – 11,7 % der Buntsandstein-Fläche; Bezugsfläche Spessart-GIS, JUNG 2002). Grundsätzlich korrespondiert die Abfolge von Unterem Buntsandstein im westlichen Spessart und Oberem Buntsandstein im südöstlichen Spessart mit dem allgemeinen Schichteinfallen der mesozoischen Gesteinsserien nach Südosten (**Abb.5**).

In der **Unteren Trias** (Buntsandstein; 243 – 251 Ma; DSK 2002) entstand im Bereich des Spessarts eine etwa 400-600 m mächtige, sedimentäre Gesteinsserie unter vorwiegend festländischen Ablagerungsbedingungen. Liefergebiete waren Hochländer wie das **Vindelizische Land**, die **Böhmische Masse** und das **Rheinische Massiv**, die einen südlichen Rahmen um den Ablagerungsraum des Germanischen Beckens bildeten (SCHEINPFLUG 1992: 43, Abb. 12; MURAWSKI 1992: 86, Abb. 32; GEYER 2002: 103, Abb. 39). Im Bereich der Hochgebiete konnte durch chemische Verwitterung kristalliner Gesteine unter Freisetzung von Eisenoxidhydraten klastisches, meist psammitisches Material bereitgestellt werden, das fluvial aufgearbeitet und beckenwärts verlagert wurde. Im Becken entstand ein vorwiegend fluvial-limnisches Ablagerungsgebiet, in dem äolische Materialverlagerung nach Trockenfallen der Substrate partiell möglich war. Sortierungsprozesse vom Beckenrand zum Beckeninneren bedingen eine laterale lithofazielle Differenzierung.

Die insgesamt sehr gut sortierten und feinkörnigen Gesteinsserien des **Unteren Buntsandsteins** stehen für ruhige Sedimentationsbedingungen und geringe Reliefunterschiede zwischen Abtragungs- und Ablagerungsgebiet. Gesteuert durch mehrmalige epirogenetische Beckenbewegungen im **Mittleren Buntsandstein** kommt es zur Überlagerung der Lithofazies in vertikaler Richtung. Mehrmals führte erhöhte Reliefenergie infolge von Hebungsprozessen zu Grobschüttungen, die heute als konglomeratische Bildungen oder Grobsandsteinlagen in Erscheinung treten. Sie werden von Wechselfolgen mit einem größeren Anteil an Tonsteinlagen im **Oberen Buntsandstein** abgelöst.

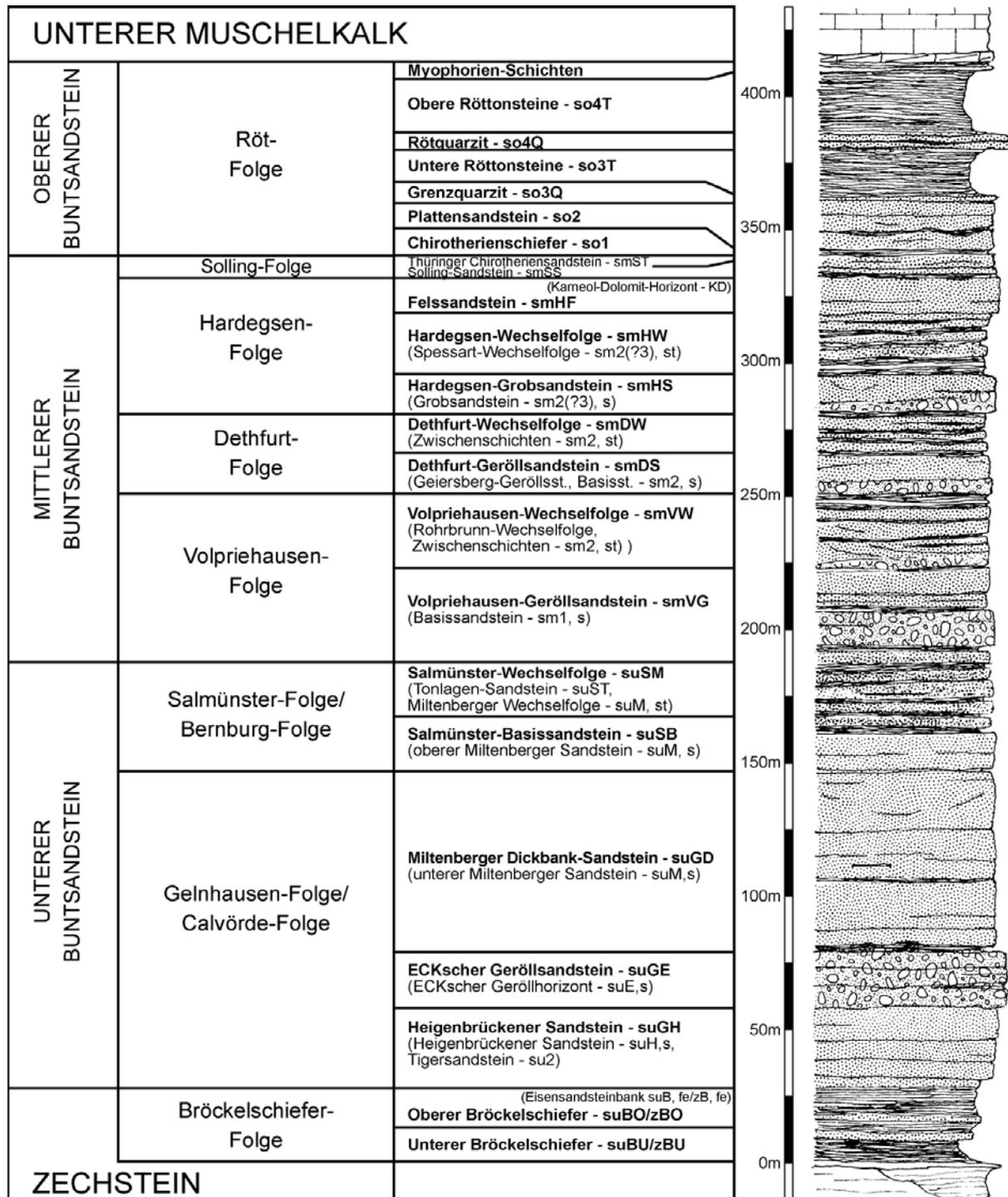


Abb. 4: Normalprofil des Buntsandsteins im Untersuchungsgebiet.
- veränd. nach GEYER (2002: 106, Abb. 41, nach verschiedenen Bearbeitern).

Diese sohlbankzyklische Gliederung³ ist Anhaltspunkt einer Differenzierung in einzelne Sedimentations-Folgen (RICHTER-BERNBURG 1977; **Abb. 4**). Basierend auf den Untersuchungen von REIS (1928) und SCHUSTER (1932-1936) wurden die Folgen des Unteren Buntsandsteins mit regionalen Namen aus dem Spessart belegt. Mittlerweile wurden terminologische Änderungen

³ Ursprüngliche Interpretationen der Abfolge Bröckelschiefer – Heigenbrücker Sandstein – ECK'scher Geröllsandstein führten zur Einstufung als Dachbanktyp (OKRUSCH & WEINELT 1965).

vorgenommen und die Gelnhausen- und Salmünster-Folge in Bernburg- und Calvörde-Folge umbenannt (Subkommission Perm-Trias 1993). Die Bezeichnung einzelner Gesteinsserien aus dem Unteren Buntsandstein bezieht sich nach wie vor auf die Typlokalitäten im Spessart, z.B. „Heigenbrücker Sandstein“ (GÜMBEL 1894: 643).

Der **Heigenbrücker Sandstein** (suGH) ist aus einem fluvialen, sandig-tonigen Mischsediment hervorgegangen, das durch feinkörnige Überflutungssedimente gegliedert wird (BÄHR 1985). Eine verstärkte Grobsedimentfracht zeigt der **ECKsche Geröllsandstein** (THÜRACH 1893; suE), der von den aushaltenden feinkörnigeren Substraten des **Miltenberger Sandsteins (Miltenberger Dickbank-Sandstein**⁴; suD) abgelöst wird. Besondere Bedeutung erlangten die Sandsteine dieser Einheit für den lokalen sowie den überregionalen Bedarf an hochwertigen Bausandsteinen. Der Miltenberger Sandstein wurde daher vor allem entlang des Maintals in zahlreichen Brüchen gewonnen und vor Ort weiterverarbeitet. Es gibt bereits Hinweise auf die Nutzung in der Römerzeit, besondere Bedeutung erlangten die Steinbruch- und Steinmetzbetriebe schließlich im 19. und im frühen 20. Jahrhundert (KELLER 1996). In der stratigraphischen Gliederung gehört der **Obere Miltenberger Sandstein** (suSB) bereits zur Salmünster- bzw. **Bernburg-Folge**. Er bildet die Basis des **Tonlagen-Sandsteins** (suST), der heute als **Salmünster-Wechselfolge** bezeichnet wird (suSW).

Die Gesteins-Folgen des Mittleren Buntsandsteins sind durch eine Erosionsdiskordanz an der Basis der **Volpriehausen-Folge**, der sog. **V-Diskordanz**, vom liegenden Unteren Buntsandstein getrennt. Auch an der Basis der **Dethfurt-Folge** gibt es eine Schichtlücke, die als **D-Diskordanz** beschrieben wird (GEYER 2002). Die unruhigeren Sedimentationsbedingungen dieses mittleren Buntsandstein-Abschnittes äußern sich in einer lebhaften Abfolge von Grobsandsteinlagen und Wechselfolgen (BACKHAUS 1967c). Die Geröllsandsteine bzw. die Grobsandsteine der **Volpriehausen-** (smVG), **Dethfurt-** (smDS) und **Hardeggen-Folge** (smHS) gehen jeweils auf relativ rasche Schüttungen in flachen Fließgewässern zurück, während die jeweiligen Wechselfolgen (smVW, smDW, smHW) in schmalen Flussrinnen im Wechsel mit Hochflutlehmen zur Ablagerung kamen (GEYER 2002).

Im Hangenden wurden in einem anastomisierenden Flusssystem vergleichsweise homogene Sandkörper abgelagert, die den **Felssandstein** (smHF) bilden. Der **Karneol-Dolomit-Horizont** repräsentiert als sog. Violettzone (DIEDERICH 1971) pedogen beeinflusste Substrate ehemals

4 Die ständig veränderte Nomenklatur des Buntsandsteins macht es notwendig, die Arbeiten zur Regionalgeologie unter Berücksichtigung der jeweils aktuellen Bezeichnungen zu studieren. Gegenüberstellungen jeweils gültiger Nomenklaturen sind für den Mittleren Buntsandstein bei SCHWARZMEIER (1980: 28, Tab. 2) und für den Oberen Buntsandstein bei SCHWARZMEIER (1984: 42, Tab. 3) zu finden. Gesamtheitliche stratigraphische Übersichten sind STEINBAUER (1995a: 58, Übersicht 4) und FREUDENBERGER (1996: 69, Tabelle 3.2-1) zu entnehmen.

triassischer Landoberflächen (ORTLAM 1974). Der anschließende **Solling-Sandstein** ist eine aushaltende sandige, insbesondere im nördlichen Untersuchungsgebiet eine kiesig-konglomeratische Schicht mit wechselndem, meist quarzitischem Bindemittel (DIEDERICH 1971, EHRENBURG & HICKETHIER 1971). Als hangender Abschluss bildet eine Violettzonen den Übergang zum geringmächtigen **Thüringer Chirotheriensandstein**.

Im allgemein fossilarmen Buntsandstein sind Spurenfossilien zu erwähnen, die in unterschiedlichen Gesteinsschichten z.B. in Form von Wühlgängen oder Pflanzenabdrücken auftreten. Fährten von *Chirotherium* im Grenzbereich Mittlerer/Oberer Buntsandstein waren ausschlaggebend für die Namensgebung des Thüringer Chirotheriensandsteins (smSW, obere **Solling-Folge**) sowie des hangenden **Chirotherienschiefers** (so1, untere **Röt-Folge**; SCHEINPFLUG 1977, 1992).

Das fluvial-limnische Ablagerungsmilieu wird z.B. durch die Schrägschichtung und durch die tafeligen bis trogförmigen Schrägschichtungskörper belegt. Sedimentstrukturen, wie Strömungsmarken, Strudellöcher, lineare Erosionsrinnen, Rippeln oder eingeschaltete Intraklasten (Tongallen) zeugen ebenfalls von der aquatischen Entstehung. Im fluvialen Ablagerungsmilieu können lokale Bindemittelvarietäten entstehen, die bei der Verwitterung z.B. kugelige Aggregate bilden. Die entsprechende Sandsteinschicht wurde daher als **Kugelsandstein** bezeichnet (DILDEI 1975).

Das Verbreitungsgebiet des Buntsandsteins wird im westlichen Bereich durch eine Landstufe mit einem Geländeanstieg von 130 bis 150 Höhenmetern begrenzt (OKRUSCH & WEINELT 1965: 17). Der Stufenhang leitet zur ausgedehnten und durch Täler gegliederten Spessart-Hochfläche über. Die Verbreitung des Buntsandsteins endet östlich der Linie Wertheim/Urphar-Marktheidenfeld-Wiesefeld-Karlstadt/Gambach-Karsbach mit den Ausstrichen des **Unteren Muschelkalks**.

2.1.2.5 Muschelkalk und Keuper

Die Muschelkalkfazies ist durch Kalksteine charakterisiert, die im flachgründigen Binnenmeer mit episodischer Frischwasserzufuhr über die **Hessische Senke** und später die **Ostkarpaten-Pforte** und die **Burgundische Pforte** zur Ablagerung kamen (GEYER 2002). Durch regressive Ereignisse wurde in einer mittleren Phase der Muschelkalk-Zeit eine brackisch-salinare Fazies abgeschieden, die letztlich Anhaltspunkt einer Differenzierung in **Unteren, Mittleren und Oberen Muschelkalk** bietet. Alle Einheiten, dominant der Wellenkalk, sind im Untersuchungsgebiet aufgeschlossen, treten aber flächenmäßig weit hinter den Buntsandstein zurück (**Abb. 2**). Hinweise auf einen ursprünglich flächenhaften Muschelkalk-Ausstrich gibt es in Form von Einschaltungen in basaltischen Gesteinen, tektonisch abgesenkten Schollen und eines Muschelkalk-Aufsitzers (*Bocks-Berges*, Kap. 3.1.3.5).

Der *Bocks-Berg* als einziger rechtsmainischer **Muschelkalkzeuge** des südlichen Mainvierecks (SCHREPFER 1924) liegt im südöstlichen Spessart, zwischen Kreuzwertheim/Unterwittbach und Tiefenstein/Rettersheim. Morphologisch tritt er mit 288,7 m NN gegenüber der sanft nach SE abdachenden Hochfläche des südöstlichen Sandstein-Spessarts im Niveau von etwa 260 m NN nur wenig in Erscheinung. An seiner Ostflanke ist der Muschelkalk-Aufsitzer stärker gegenüber dem 200 m NN-Niveau akzentuiert, das auch die Autobahn A 3 kurzzeitig benutzt, um die Siedlung Tiefenstein/Rettersheim in einem weiten Linksbogen zu umgehen.

Im nördlichen Untersuchungsgebiet tritt der Muschelkalk an der tektonischen Mulde des Schlüchterner Beckens verbreitet auf. Über den abgeflachten Sockeln in Tonsteinen der Röt-Folge ist der Gesteinsausstrich des Wellenkalks morphologisch an der markanten Hangversteilung erkennbar. Die bekanntesten Muschelkalk-Kuppen sind der *Giebel* mit 328,2 m NN unmittelbar westlich von Schlüchtern oder die *Stephanskuppe* östlich Sinnatal/Sterbfritz mit 471,0 m NN. Der *Bellinger Berg* mit 344,8 m NN ESE von Steinau a.d. Straße ist ebenfalls eine Muschelkalk-Erhebung, die südlich an das obere Kinzigtal angrenzt.

Nördlich der *Kinzig* finden sich Ausbissbereiche des Muschelkalks, allerdings liegen sie hier im Hangbereich über Oberem Buntsandstein und bilden die Basis geringmächtiger, tertiärer Sedimente (Kap. 4.3.1.2) und schließlich deckelnder Basalte (Kap. 4.3.1.3). Die Muschelkalk-Vorkommen durchragen häufig als kleinere Inseln die ansonsten mächtige und saumartig die Hänge verkleidende Lößdecke. An Verwerfungen abgesetzt kommt der Muschelkalk niveaugleich neben miozänen, quarzitführenden Sedimenten am *Sandkopf* (297,6 m NN) östlich von Bad Soden-Salmünster/Romsthal vor (EHRENBERG & HICKETHIER 1982). Flächige Ausbissbereiche befinden sich am *Steinaubach* im flacheren Unterhangbereich.

Besonders bemerkenswert sind kleinere Muschelkalk-Schollen im nördlichen Spessart mit Übergang in das südliche Rhönvorland, die in die Buntsandstein-Fläche eingesenkt sind. Sie können als Äquivalent der sog. **Ortsfremden Muschelkalkschollen** (REIS 1914, SCHUSTER 1932-1936, RUTTE 1974) der Rhön und ihres östlichen Vorlandes gesehen werden. Zwei Vorkommen liegen östlich von Sinnatal/Weichersbach (SEYFRIED et al. 1913), daneben gibt es eine Scholle nördlich von Sinnatal/Neuengronau (SEYFRIED 1914), eine weitere westlich von Sinnatal/Mottgers (SEYFRIED 1914, EHRENBERG & HICKETHIER 1982). Die genannten Vorkommen umfassen laut Bearbeiter jeweils den gesamten Schichtenkomplex des Muschelkalks vom mu bis mo. Zwischen Sinnatal/Oberzell und Sinnatal/Züntersbach liegen insgesamt fünf kleinere Vorkommen des Unteren Muschelkalks (SEYFRIED et al. 1913), daneben gibt es zwei kleine Wellenkalk-Bereiche bei Sinnatal/Neuengronau (SEYFRIED 1914). Wiederum geringfügig größere Schollen ausschließlich des mo liegen in den *Bornwiesen* südlich von Kalbach/Heubach (SEYFRIED et al. 1913). Alle Vor-

kommen sind an Störungslinien abgesetzt und selbst durch umfassende Tektonik gegliedert. Bisweilen sind die Schichten stark gekippt und fallen z.T. um 30°-45° ein (SEYFRIED 1914).

Einen wichtigen Anhaltspunkt der ursprünglichen Muschelkalk-Verbreitung im Spessart gibt das Basalt-Vorkommen am *Beilstein* bei Joßgrund/Lettgenbrunn. Im Basalt konnten frische Muschelkalk-Bruchstücke gefunden werden, die von höherer stratigraphischer Position in den Vulkanschlot stürzten (BÜCKING 1891).

Wo der Mainverlauf im südöstlichen Mainviereck entlang der Linie Triefenstein/Lengfurt und Wertheim/Bettingen und Wertheim/Urphar nahe an den Muschelkalkausbiss herantritt, wird der Wellenkalk als Talrand-Stufe herauspräpariert (KÖRBER 1962, ZIENERT 1992). In der südlichen Fortsetzung kommt der Untere Muschelkalk im Kembach- und Taubertal vor und zieht dann über die **Wertheimer Hochfläche** in südwestliche Richtung über Hardheim hinaus (FREUDENBERGER 1990). Nördlich von Triefenstein/Lengfurt setzt sich der Muschelkalkausbiss entlang der Linie Marktheidenfeld/Karbach-Roden fort und tangiert Bereiche des Untersuchungsgebietes.

Weit westlich des bekannten Verbreitungsgebietes des **Keupers**, gibt es vier kleine isolierte Vorkommen im nördlichen Bereich des Untersuchungsgebietes in der Umgebung von Schlüchtern. Stark verwitterte Partien des Unteren Keupers liegen über den bereits erwähnten Muschelkalk-Vorkommen von Sinntal/Weichersbach. Widersprüchliche Darstellungen gibt es im Bereich Sinntal/Oberzell. Während die Geologische Karte von Preußen nur mu1 und mu2 angibt (SEYFRIED 1914), verzeichnet die Geologische Übersichtskarte 1: 100 000 Unteren und Mittleren Keuper (SCHWARZMEIER & WEINELT 1993). Die Keuper-Vorkommen von Sinntal/Neuengronau am ESE-Rand des **Naturschutzgebietes Weinberg** und bei Sinntal/Mottgers nordöstlich der *Steinfirst* (SEYFRIED 1914) sind wiederum nicht bei SCHWARZMEIER & WEINELT (1993) verzeichnet.

Die Keuper-Vorkommen korrespondieren mit der Grabenbruchtektonik, die den triadischen Gesteinskomplex erfasste und in erosionsgeschützte Positionen absenkte. Mitunter blieben vollständige, wenn auch durch Verwitterungsprozesse stark veränderte Gesteinsserien der Mittleren und Unteren Trias erhalten. Die Vorkommen gehören zur **Grabenzone Schwarzenfels-Weichersbach** (LAEMMLEN & PRINZ 1967, 1968), die als Doppelgraben von Bad Brückenau bis Sinntal/Mottgers zieht.

Auffällig ist die räumliche Vergesellschaftung der Muschelkalk-/Keuper-Vorkommen mit tertiären Basalten. Dies betrifft weniger die Vorkommen bei Sinntal/Oberzell, besonders deutlich aber die Lokalitäten bei Sinntal/Weichersbach und Sinntal/Mottgers. Beide Vorkommen im **Neu-**

engronauer Graben und dem **Graben von Mottgers** (SEYFRIED 1914) stehen vermutlich in Verbindung. Das Auftreten von Basalten belegt, dass Gesteine des Muschelkalks und des Keupers im Bereich tektonischer Schwächezonen erhalten sind.

2.1.3 Tektonik

Das tektonische Inventar im Untersuchungsgebiet wird u.a durch geometrische Muster verdeutlicht, die in der Geologischen Karte (**Abb. 2**) aber auch in der Darstellung der Höhenschichten (**Abb. 6**, Kap. 2.1.4) erkennbar sind. Es sticht der erzgebirgisch (SW-NE) ausgerichtete, variskische Strukturbau des Grundgebirges und die größtenteils herzynisch (NW-SE) ausgerichtete Bruchtektonik im Grund- und Deckgebirge hervor (RICHTER-BERNBURG 1977). Diese zwei unterschiedlichen strukturellen Prägestockwerke können als „beherrschende, tektonische Strukturelemente“ des Gebietes gelten (OKRUSCH et al. 1967: 203).

2.1.3.1 Grundgebirgs- und Deckgebirgstektonik

Die proterozoische bis paläozoische **Grundgebirgstektonik** hat zu einem komplexen Gebirgsbau geführt (Kap. 2.1.1), dessen strukturelles Inventar einen mäßigen Einfluss auf die jüngere Deckgebirgstektonik hat. Als Folge von Setzungserscheinungen über dem präoberpermischen, schwach reliefierten Grundgebirgsrumpf treten z.B. reliefabhängige Deformationen plastischer Gesteine auf (MURAWSKI 1967b). Das Ergebnis sind Flexuren als regional bedeutsame Strukturen, die u.a. durch eine schichtparallele Verschiebung, häufig verbunden mit einer Harnischstreifung, kompensiert wird (SCHWARZMEIER 1979).

Wesentlich bedeutender sind die kleinräumigen, epirogenen Strukturen, etwa die erzgebirgische Aufwölbung der **Spessart-Rhön-Schwelle**⁵. Diese markante Aufwölbung des Grundgebirges zieht mit erzgebirgischem Streichen vom Vorderen Spessart über den nördlichen Sandsteinspessart zur Rhön und ist darüber hinaus noch in Thüringen nachweisbar (GEYER 2002). Die Schwellenstruktur macht sich insbesondere durch regional bedeutende Verbiegungen oder durch bruchtektonische Verstellungen des Deckgebirges bemerkbar.

Südöstlich der Scheitelzone, im Bereich des südöstlichen Sandsteinspessarts, bedingt die Spessartschwelle das relativ gleichförmige Schichteinfallen von 1,0-3,4° nach SE bis SSE (SCHWARZMEIER 1984: 56). Räumlich korreliert das Gebiet mit der **Südostabdachung** des Spessarts (SIEBERT 1934) aufgrund der tendenziell geneigten Landoberfläche vom Spessarthauptkamm bis zum Main im südlichen Mainviereck. Mit der **Zellinger Mulde**, dem **Thüngerheimer Sattel**, der **Zeller Mulde/Bauland-Mulde** usw. setzt sich eine parallel verlaufende Sattel- und Mulden-

5 Für die Schwellenzone hat sich zeitweise der Terminus „Spessartachse“ (BRANDES 1913) etabliert, später wurde der Begriff „Spessartschwelle“ (SCHOLTZ 1930) eingeführt. MURAWSKI (1967a) schlägt aufgrund einer Querdepression eine Differenzierung in „Spessartschwelle“ und „Rhönschwelle“ vor.

struktur südöstlich der Spessart-Rhön-Schwelle fort (MÜLLER 1996: 27, Abb. 6; 65, Abb. 11).

Nordwestlich der Schwellenzone schließt das **Wetteraubecken** als nordöstliche Fortsetzung der **Hanau-Seligenstädter Senke** an (GOLWER 1968). Im Bereich des heutigen Kinzigtales liegt eine Art Scharnierzone, die gleichsam eine Faziesscheide der südlich angrenzenden Schwellenfazies und der nördlichen Beckenfazies zur Zeit des Rotliegenden und des Zechsteins darstellt (MURAWSKI 1967a, b).

Der variskischen Grundgebirgstektonik steht im Betrachtungsraum die **saxonische Bruch- und Verwerfungstektonik** gegenüber, die Grund- und Deckgebirge gleichermaßen erfasste (MURAWSKI 1967b). Die herzynische Richtung bildet das Hauptelement der saxonischen Tektonik in Form von überwiegend herzynischen Verwerfungen (OKRUSCH & WEINELT 1965). Im Buntsandsteingebiet ist allgemein eine Verteilung der Strukturelemente zu beobachten, so dass hier die fränkische Richtung dominiert (VOSSMERBÄUMER 1985). Die Verwerfungen können allgemein als streichende Fortsetzung des **Würzburg-Karlstädter Störungsbündels** gesehen werden, das sich im Untersuchungsgebiet in einzelne Störungen oder Störungszonen auffächert. Störungszonen werden häufig von Barytvorkommen begleitet und in diesem Zusammenhang als **Gangscharen** bezeichnet (TEUSCHER & WEINELT 1972: 54, Abb. 7). Es lassen sich nach TEUSCHER & WEINELT (1972: 55) insgesamt 11 dieser Gangscharen in einer Abfolge von SW nach NE unterscheiden:

- 1) Oberbessenbach-Goldbacher Gangschar
- 2) Waldaschaff-Feldkahler Gangschar
- 3) Hain-Eichenberger Gangschar
- 4) Neuhütten-Heigenbrücker Gangschar (Geiselbach-Wilhelminen-Spalte)
- 5) Lochschlag-Neustadter Gangschar
- 6) Rechtenbacher Gangschar
- 7) Huckelheim-Großkahl-Rodenbacher Gangschar
- 8) Sauerberg-Gangschar
- 9) Partensteiner Gangschar
- 10) Bieber-Neuendorfer Gangschar
- 11) Ruppertshüttener Gangschar

Im Rahmen der geologischen Aufnahmen werden für die adäquaten Störungssysteme häufig abweichende Bezeichnungen eingeführt. Beispielhaft sei hier die „Heigenbrücker-Laudenbacher-Verwerfungszone“ (OKRUSCH & WEINELT 1965: 223) genannt, die gleichsam Bestandteil der Neuhütten-Heigenbrücker Gangschar ist. Diese Verwerfungszone mündet im Streichen südöstlich in die Störungszone (Rechtenbach-) Rothenfels/Windheim – Marktheidenfeld/Karbach,

als eine der „markantesten bruchtektonischen Elemente Unterfrankens“ (SCHWARZMEIER 1979: 94). Die Störungszone beinhaltet den etwa 60 m abgesunkenen Marktheidenfelder Graben. Insgesamt werden die einzelnen Schollen mit Sprunghöhen von wenigen Metern bis zu 120 m verstellt (OKRUSCH & WEINELT 1965: 223). In der Umgebung von Schlüchtern können, bezogen auf die Basaltbasis, sogar Verstellungen bis 240 m registriert werden (EHRENBERG & HICKETHIER 1971: 145).

Das kleingliedrige Schollenmosaik des **Schlüchterner Beckens** wurde frühzeitig erkannt und mit der tektonischen Einmuldung in einen genetischen Zusammenhang gebracht. Die grundlegende Struktur einer Muldenzone, die sich über das gesamte Kinzigtal mit WSW-ENE-streichenden Richtungen zieht, wurde zunächst als **Kinzigthalmulde** bezeichnet (THÜRACH 1893). Die morphologisch wie geologische Einmuldung im Bereich Schlüchtern ist als Bestandteil dieser Einmuldungszone zu sehen. Erste genetische Interpretationen bezogen sich auf die jungkimmerische Faltungsphase (HUMMEL 1929).

Salztektonische Verstellungen im Zusammenhang mit subrosiven Prozessen werden ebenfalls diskutiert (LAEMMLEN 1970). Anhaltspunkt dieser Überlegung ist die randliche Lage zum Verbreitungsgebiet der salinaren Fazies des liegenden Zechsteins (LOTZ [ohne Erscheinungsjahr]). Man geht allerdings davon aus, dass die Salzmächtigkeiten im Untergrund des Schlüchterner Beckens nur gering sind und selbst bei vollständiger Auslaugung nicht ausreichen, um die Versatzbeträge von z.T. 240 m zu erklären (DIEDERICH & HICKETHIER 1970).

Einer salztektonischen Entstehung des Schlüchterner Beckens steht nunmehr die Interpretation als muldenförmige Vorlandstruktur gegenüber. Sie entstand im Zusammenhang mit der Spessarthebung nach Aktivierung der **Spessart-Rhön-Schwelle** (DIEDERICH & HICKETHIER 1970). Die räumliche Position im Schnittpunkt der WSW-ENE-streichenden **Kinzig-Mulde** und der herzynisch streichenden **Schlüchterner Mulde** als vorgelagerte Struktur des **Kellerwald-Sattels** (LOTZ [ohne Erscheinungsjahr], DIEDERICH & HICKETHIER 1970, 1971: 136, Abb.33) legt die Vermutung nahe, dass die Einmuldung eher mit regional- bzw. großtektonischen Ereignissen in Verbindung zu bringen ist.

2.1.3.2 Schichtlagerung des Buntsandsteins

Die Lagerungsverhältnisse des Deckgebirges im Spessart können anhand der Streichlinien bezogen auf die Schichtgrenze Unterer/Mittlerer Buntsandstein (su-sm) veranschaulicht werden (**Abb. 5**). Grundlage dieser GIS-gestützten Darstellung bildet die Streichlinienkarte des Spessarts von MATTHESS & MURAWSKI (1978). Sie beruht auf den Untersuchungen von KEIWANLUNELAD (1973) und SCHUBUTH (1973), die mit hydrogeologischem Schwerpunkt zum Spessart angefertigt wurden.

Zu dieser Streichlinienkarte muss kritisch angemerkt werden, dass bereits publizierte Streichlinienkarten nicht konsequent umgesetzt wurden. Verschiedene Streichlinienkarten entstanden im Zuge der geologischen Landesaufnahme (EHRENBERG & HICKETHIER 1971, WEINELT 1962, WITTMANN 1972), allerdings sind genau in diesen Kartenausschnitten die Darstellung der Spessartkarte unvollständig. Vergleicht man die Streichlinienkarte des Spessarts mit jüngeren Darstellungen zur Schichtlagerung (DIEDERICH & EHRENBERG 1977, EHRENBERG & HICKETHIER 1982, FREUDENBERGER 1990, SCHWARZMEIER 1979, 1980, 1984), erkennt man z.T. konträre Schichtlagerungsverhältnisse. Besonders im Bereich dieser Kartenschnitte ist eine kritische Interpretation der Spessartkarte angebracht. In Folge dessen wurden in **Abb. 5** die Kartenschnitte der relevanten Geologischen Karten GK 25 dargestellt, die später als die Übersichtskarte zur Schichtlagerung im Sandsteinspessart (MATTHESS & MURAWSKI 1978) erschienen sind.

Darüber hinaus muss berücksichtigt werden, dass ein großer Teil der Schichtlagerungsinformation durch Interpolation auf die Schichtgrenze su-sm beruhen. Im Ausbissbereich des Unteren Buntsandsteins wurde mit mittleren Mächtigkeiten auf die erwähnte Grenze su-sm hochgerechnet. Außerdem haben die Bereiche, die mit söhlicher Schichtlagerung kartiert wurden, nur lückenhaft Angaben zur absoluten Höhenlage der Schichtgrenze, so dass auf die Höhenangabe in **Abb. 5** verzichtet werden muss.

Unter Berücksichtigung der geschilderten Vorbehalte ist die Streichlinienkarte des Spessarts, dargestellt in **Abb. 5**, dennoch von regionaler geowissenschaftlicher Bedeutung. Die gesamtheitliche Darstellung der Schichtlagerung eröffnet die Möglichkeiten einer großräumigen Interpretation der Schichtlagerung, die mit dem rezenten Relief abgeglichen werden kann. Die visuelle Analyse wird durch das GIS erleichtert, indem z.B. dreidimensionale Modelle der Schichtlagerung entworfen werden. Detaillierte GIS-analytische Vergleiche wurden exemplarisch für das Blatt-Nr. 6122 Bischbrunn unter Verwendung einer aktuellen Streichlinienkarte (SCHWARZMEIER 1984) durchgeführt (Kap. 3.1.3.3.5).

Aus dem Bild der Streichlinien des Sandstein-Spessarts (**Abb. 5**) können grundlegende Informationen zur Lagerung der Buntsandsteinschichten gewonnen werden. Die höchsten Ausbissbereiche der su-sm-Grenze mit absoluten Lagen höher 500 m NN, liegen im mittleren und nördlichen Abschnitt der Stufenfront, dem Horst der *Eselshöhe* (WEINELT et al. 1985). Im südlichen Abschnitt der Stufe, die bei Bessenbach in einen südwestlichen Verlauf abknickt, erreicht die su-sm-Grenze noch Höhen von über 450 m NN. Das Niveau 400 m NN und höher wird im zentralen Spessart erreicht und beschreibt einen sichelförmigen Bereich um die Landstufe des unteren Buntsandsteins. Die oberen Fließabschnitte der Gewässer *Jossa*, *Lohr*, *Aubach*, *Lohrbach* und *Hafenlohr* sind hier lokalisiert.

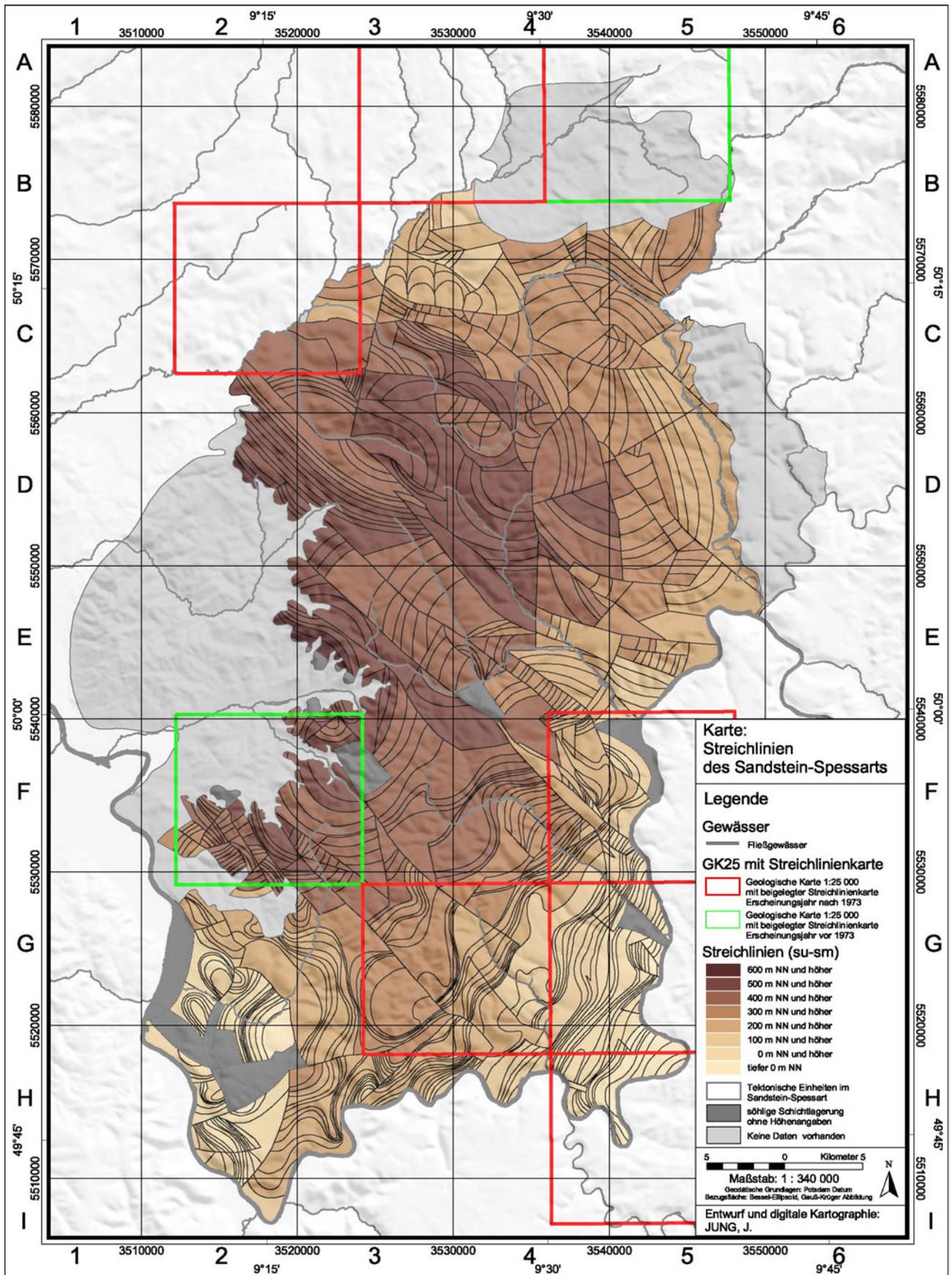


Abb. 5: Karte: Streichlinien (-Bereiche) des Sandstein-Spessarts bezogen auf die Schichtgrenze su-sm.
- Quelle: MATTHESS & MURAWSKI 1978 nach KEIWANLUNEJAD 1973 und SCHUBUTH 1973.

Besonderes Augenmerk ist auf den Bereich des mittleren und unteren *Aubachs* zu richten. Hier liegen die Buntsandstein-Schollen um einige 10er Meter tiefer als die nordöstlichen, nordwestlichen und südwestlichen Rahmenschollen. Auch im Isohypsenbild ist eine beckenartige Vertiefung erkennbar (Kap. 2.2.5, **Abb. 6**).

Die Lage der *Hermannskoppe* als zweithöchste Spessarterhebung korrespondiert mit der Schichtlagerung und geht auf eine Hochschollenposition zurück (480 m NN-Niveau der su-sm-Grenze). Der südöstliche Rahmen mit den exponierten Höhen der *Sohlhöhe* und der *Steckenlaubshöhe* westlich von Lohr a. Main zeigt keinen Zusammenhang mit der Schichtlagerung. Gleiches gilt für den *Geiersberg* als höchste Spessarterhebung (Kap. 2.2.5). Er liegt in der Streichlinienkurve bereits im Übergangsbereich zur SE-Abdachung der triadischen Schichtenfolge bei 390 m NN der su-sm-Grenze. Hier ergibt sich die orographische Hochposition, vergleichbar der *Sohlhöhe* und der *Steckenlaubshöhe*, nicht unmittelbar aus einem Aufwölbungs- bzw. Hochschollenbereich, sondern aus der morphologischen Betonung höherer stratigraphischer Einheiten des Buntsandsteins.

Weitere Hochpositionen der su-sm-Grenze liegen in zentralen Bereichen des nördlichen Sandstein-Spessarts im Oberlauf der *Bieber* und des *Flörsbachs* im Streichen des Aufwölbungsbereiches der **Spessart-Rhön-Schwelle**. Sie äußern sich in der Geologischen Karte durch die Ausbissbereiche des Bröckelschiefers im Flörsbachtal (BÜCKING 1891d) oder des Grundgebirges bei Biebergemünd/Bieber (DIEDERICH & LAEMMLEN 1964). Der **Bieberer Hauptsprung** und die **Frammersbacher Grabenzone** (CRAMER & WEINELT 1978) als entgegengesetzte, herzynische Strukturen zur Spessartschwelle sind nachzuvollziehen, treten aber nicht sehr deutlich hervor.

Das Einfallen des Deckgebirges ausgehend vom zentralen Aufwölbungsbereich nach SE ist im Bild der Streichlinienkarte insbesondere südöstlich der Linie Lohr a. Main - Miltenberg zu verfolgen. Die Schichtenfolge neigt sich stetig, z.T. in einigen Verbiegungen. Die Grenze su-sm liegt schließlich an der Mainlinie bei Wertheim/Urphar 70 m unter NN.

Im **Großwallstadt-Obernburger Graben** (BACKHAUS 1967a) sind die Sandstein-Schollen zwischen Großwallstadt und Mönchberg an einer herzynischen, im weiteren Verlauf an einer rheinischen Verwerfungslinie teils um 300 m abgesetzt (MATTHESS & MURAWSKI 1978). Der Versatz ist morphologisch durch eine markante Landstufe zwischen Mönchberg und Großheubach dokumentiert, die als **Bruchstufe** beschrieben wird (SIEBERT 1934). Auf das Schollenmosaik des Obernburger Grabens, das im Scherbereich herzynisch und rheinisch streichender Verwerfungen entstand, haben u.a. GREILING (1953) und DIETZ (1981) hingewiesen und mutmaßliche Verwerfungslinien kartographisch umgesetzt (DIETZ 1981, Beilage: Karte1, Karte2). Die teils auf morphologischen Kriterien beruhende Schollengliederung ist wesentlich differenzierter,

als es die Streichlinienkarte des Spessarts zeigt.

Die Grabensituation setzt sich im unteren Maintal bis Aschaffenburg und die **Hanau-Seligenstädter Senke** fort. Letztlich beginnt die Grabenstruktur bereits im Odenwald, wo östlich des Böllsteiner Odenwalds die Sandstein-Schollen gegen das Metamorphikum des Kristallinen Odenwalds um deutliche Beträge abgesetzt sind (ZIENERT 1992).

Im Bereich des **Kristallinen Vorspessarts** können nur die Sandstein-Auslieger Hinweise zur Schichtlagerung des Buntsandsteins liefern. Lokale Vorkommen von Gesteinen des Rotliegenden und des Zechsteins, z.B. bei Geiselbach und Geiselbach/Omersbach, ermöglichen Rückschlüsse zur potenziellen Höhenposition triassischer Gesteinsserien, die vermutlich in geringer relativer Höhe über der rezenten Landoberfläche ausstrichen.

2.1.4 Orographische Differenzierung

Das **hypsographische Profil** der Mittelgebirgsregion Spessart reicht von etwa 100 m NN (z.B. 101,7 m NN an der Staustufe Kleinostheim) bis 586 m NN am *Geiersberg*, östlich der A3/Anschlussstelle Rohrbrunn. Innerhalb eines ausgedehnten Höhenrückens tritt der *Geiersberg* neben der Höhe 585,7 m NN, dem *Geierskopf* (549 m NN) und der *Lärchhöhe* (573 m NN) morphologisch nur wenig in Erscheinung. MOLLENHAUER (1985: 10) umschrieb diesen Sachverhalt treffend: „Im Hochspessart sind die Berge eigentlich nur breite Höhenrücken. Den Geiersberg muß man suchen“.

Durch die Passfläche *Rohrbrunn* getrennt, welche die Basis der gleichnamigen Rastanlage an der A3 bildet, liegt südwestlich mit der *Sonnhöhe* (571,8 m NN), *Hockenhöh* (568 m NN) und dem *Querberg* (566,1 m NN) ein weiterer Komplex über 550 m NN. Weitere Hochbereiche liegen in der Umgebung von Lohr a. Main, mit dem *Klosterküppel* (552,1 m NN), dem *Dreßlingkopf* (516 m NN) und der *Steckenlaubshöhe* (542 m NN) südlich und der *Sohlhöhe* (536 m NN) nördlich der *Lohr*. Ein Höhenrücken leitet zur zweithöchsten Erhebung des Spessarts, der *Hermannskoppe* (567 m NN), über. Die höchsten Erhebungen des gesamten Untersuchungsgebietes mit Höhen über 600 m NN liegen außerhalb des Spessart in der **Brückenaue Kuppenrhön**.

Die orographische Situation kann durch die Höhenschichten-Karte am Beispiel der 100 m NN-Isohypsen dargestellt werden (**Abb. 7**). Am Beispiel der 400 m-Isolinie wird deutlich, dass der Spessart durch ein zusammenhängendes System von Höhenrücken definiert wird. Ausgehend vom Mainknie bei Miltenberg im südwestlichen Spessart verbreitert sich das Höhenrückensystem in nordnordöstlicher Richtung dreiecksförmig, orientiert sich als breites System weiter in nördlicher Richtung und schließt im NE an das Hochgebiet der Rhön an.

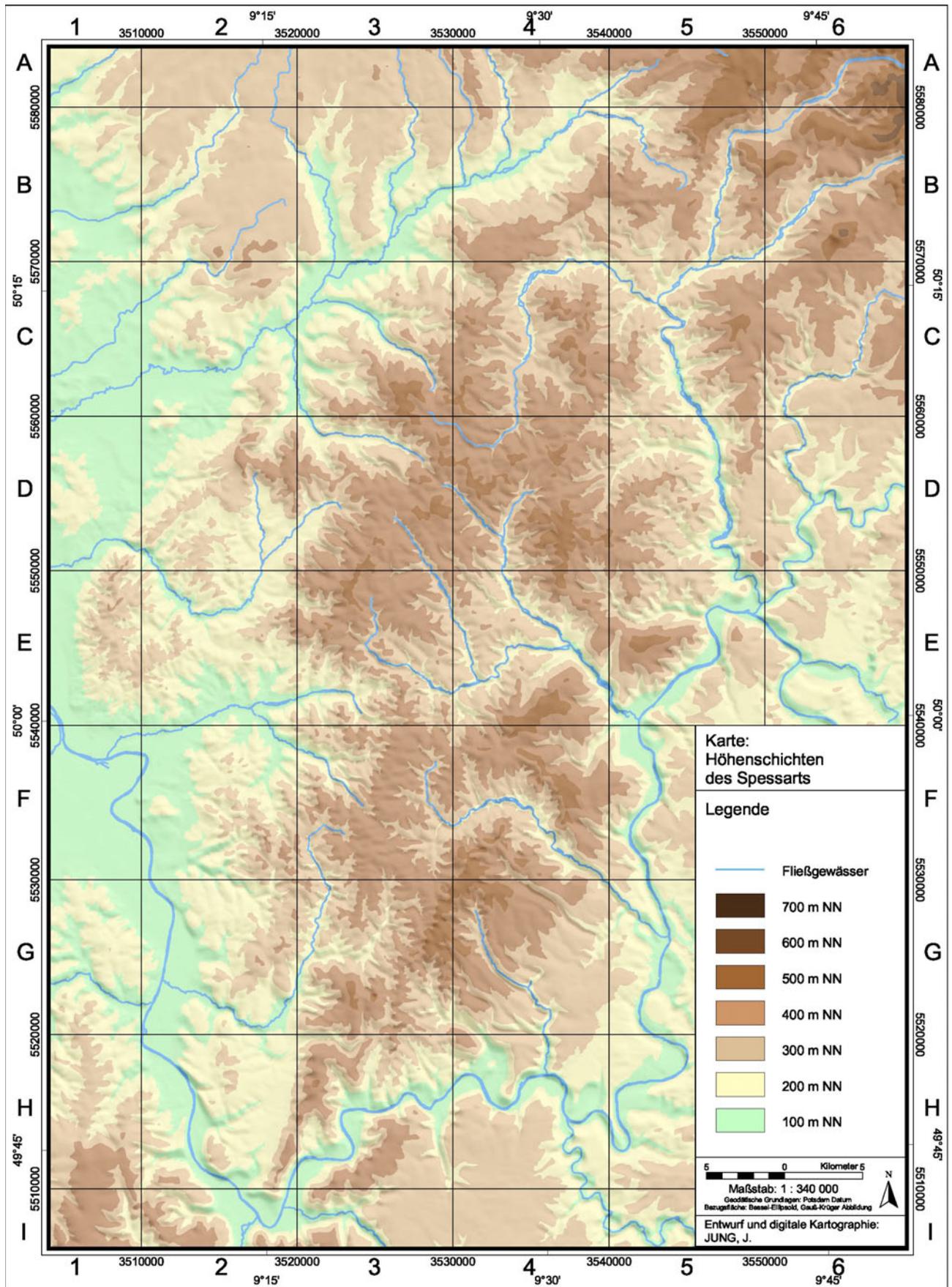


Abb. 6: Karte: Höhengschichten des Spessarts. - Grundlage: Topographische Karten 1:50 000, Landesvermessungsämter Baden-Württemberg, Bayern und Hessen.

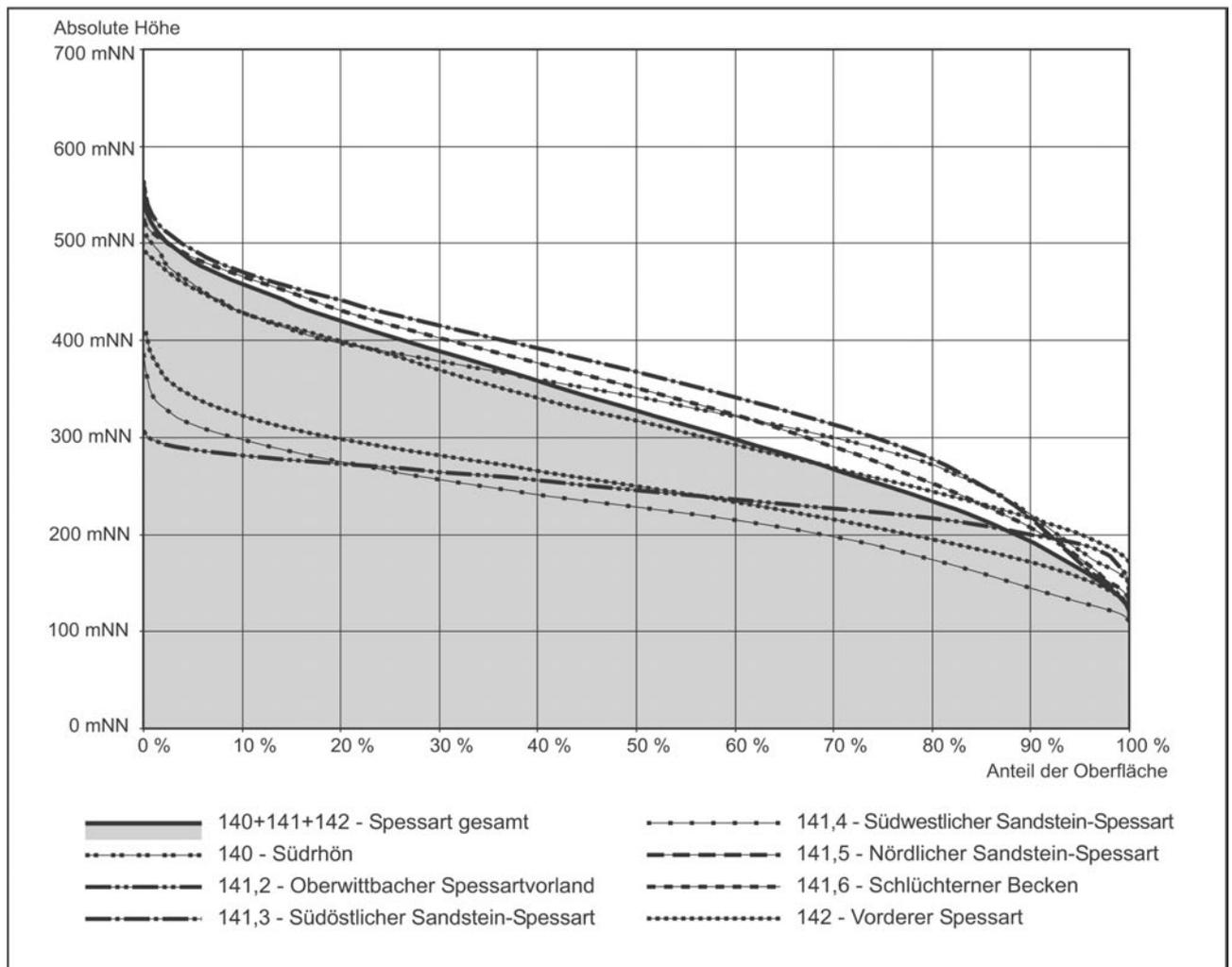


Abb. 7: Hypsographische Kurve des Spessarts gesamt und differenziert nach Naturräumlichen Einheiten.
- Quelle: Digitales Geländemodell DGM 25 © Landesamt für Vermessung und Geoinformation.

Die orographischen Gegebenheiten hatten wesentlichen Einfluss auf die verkehrsgeographische Erschließung des Spessarts. Sämtliche historische Handelsrouten nutzten das zusammenhängende Höhenrückensystem, um den Spessart in unterschiedliche Richtungen zu queren (KAMPFMANN in KAMPFMANN & KRIMM 1988). Die Trassen liegen fast ausnahmslos im Bereich der morphologischen Wasserscheiden (Abb. 9, Kap. 2.1.5), sie lassen sich aber auch ohne Vorkenntnisse aus der Höhenschichtenkarte ermitteln.

Die **hypsographische (hypsometrische) Kurve** des Spessarts (Abb. 7) auf Basis des digitalen Geländemodells 25 (DTK 25 © Landesamt für Vermessung und Geoinformation) veranschaulicht, dass nur ein geringer Flächenanteil höher als 500 m NN liegt. Die GIS-gestützte flächenstatistische Auswertung der 100 m-Höhenschichten ergab einen Flächenanteil von 100,0 % höher 100 m NN, 86,3 % höher 200 m NN, 55,1 % höher 300 m NN, 24,3 % höher 400 m NN und 1,25 % höher 500 m NN (Bezugsfläche Spessart-GIS, JUNG 2002: 17). Der Verbreitungsschwerpunkt der Landoberfläche liegt nach diesen Angaben mit 30,9 % zwischen 300 und 400 m absoluter Höhe.

Für einzelne Teilräume (Kap. 2.1.6) können separate Kennlinien der Höhenverteilung gezeichnet werden.

Durch scharf eingeschnittene Täler wird das Höhenrücken-System gegliedert, besonders deutlich durch die *Hafenlohr*, mit einem breiten, in die 400 m NN-Fläche eingesenkten, geschwungenen Talverlauf. Bemerkenswert ist auch das *Lohr*-system, das in den mittleren und unteren Fließabschnitten des *Lohrbachs*, *Aubachs* und der *Lohr* eine beckenartige Vertiefung definiert, die unter die 400 m NN-Höhenschicht reicht (Kap. 2.2.5). *Jossa*, *Schmale Sinn* und *Sinn* zeigen ein besonderes Fließverhalten, da sie über weite Fließabschnitte parallel zum SW-NE orientierten Höhenrückensystem verlaufen und nicht den kürzesten Abflussweg suchen. Die *Kinzig* am nördlichen Spessarttrand strebt auf wesentlich tieferem Niveau in entgegengesetzter Fließrichtung der Untermainebene zu.

2.1.5 Hydrologie und Klima

Repräsentativ für die hydrologischen Bedingungen im Untersuchungsgebiet sollen die Themen Grundwasserbildung und Oberflächenabfluss angesprochen werden. Der Spessart ist im wesentlichen durch **Festgesteinsgrundwasserleiter** charakterisiert, die hydrogeologisch in die Verbreitungsgebiete des Buntsandsteins, des Metamorphikums und in die heterogen aufgebauten permischen Sedimentgesteine differenziert werden können (FRITSCH 1996). Als **Porenwasserleiter** sind die randlichen Aufschüttungsbereiche zu sehen, die mit tertiären und insbesondere quartären Lockersedimenten gefüllt sind.

Für die Trinkwassergewinnung ist der Buntsandstein von übergeordneter Bedeutung. Die Grundwasserneubildungsrate ist mit 3,9 l/s*km² zwar nur unwesentlich höher als in Kristallin- und Rotliegendengesteinen (FRITSCH 1996: 43, Abb. 1), allerdings ist der Buntsandstein aus Sicht der Wasserwirtschaft aufgrund der flächenmäßigen Dominanz und der Erschließungsmöglichkeiten herausragend. Der Sandsteinspessart besitzt eine mittlere jährliche Grundwasserneubildung von 211 Mio m³/a. Davon sind etwa 50 % technisch und wirtschaftlich nutzbar (FRITSCH 1996: 43, Abb. 1)⁶.

Bedeutsam für die Grundwasserleitung sind im Bereich des Buntsandsteins die Trennfugen in Form von Klüften und Schichtgrenzen als stratiforme Elemente des Sandsteinkörpers (THEWS 1967). Wichtigster Grundwasserstauer sind die Tonstein-Serien der Bröckelschiefer-Folge, die je nach Mächtigkeit und Komplexität der hangenden Gesteinsabfolge z.T. von mehreren, lokal bedeutenden Grundwasserstockwerken überlagert werden. Da über das Kluft- und Störungsnetz meist eine hydraulische Verbindung besteht, bilden die Gesteine des Bröckelschiefers die regionale Grundwassersohle (VIERNSTEIN 1984).

⁶ Der direkte Grundwasserzustrom zum Main ist nicht berücksichtigt.

Im Bereich des **kristallinen Grundgebirges** existieren hydrogeologisch unterschiedliche Grundwasserleiter, die zum einen auf dem präexistennten Trennfugensystem basieren, zum anderen in porösen Verwitterungshorizonten ausgebildet sind (WEINELT 1962, ANDRES & MATTHESS 1971, SINREICH 2002). Letztere Grundwasserleiter sind durch Porengrundwasser charakterisiert und entwässern meist an Quellen geringer, stark schwankender Schüttung (ANDRES & MATTHESS 1971). Da sie im Bereich von kleineren Kuppen oder Flächen nur kleine Einzugsgebiete erschließen, reagieren sie entsprechend sensibel auf die wechselnde Zufuhr von Niederschlägen im Jahresgang (SINREICH 2002).

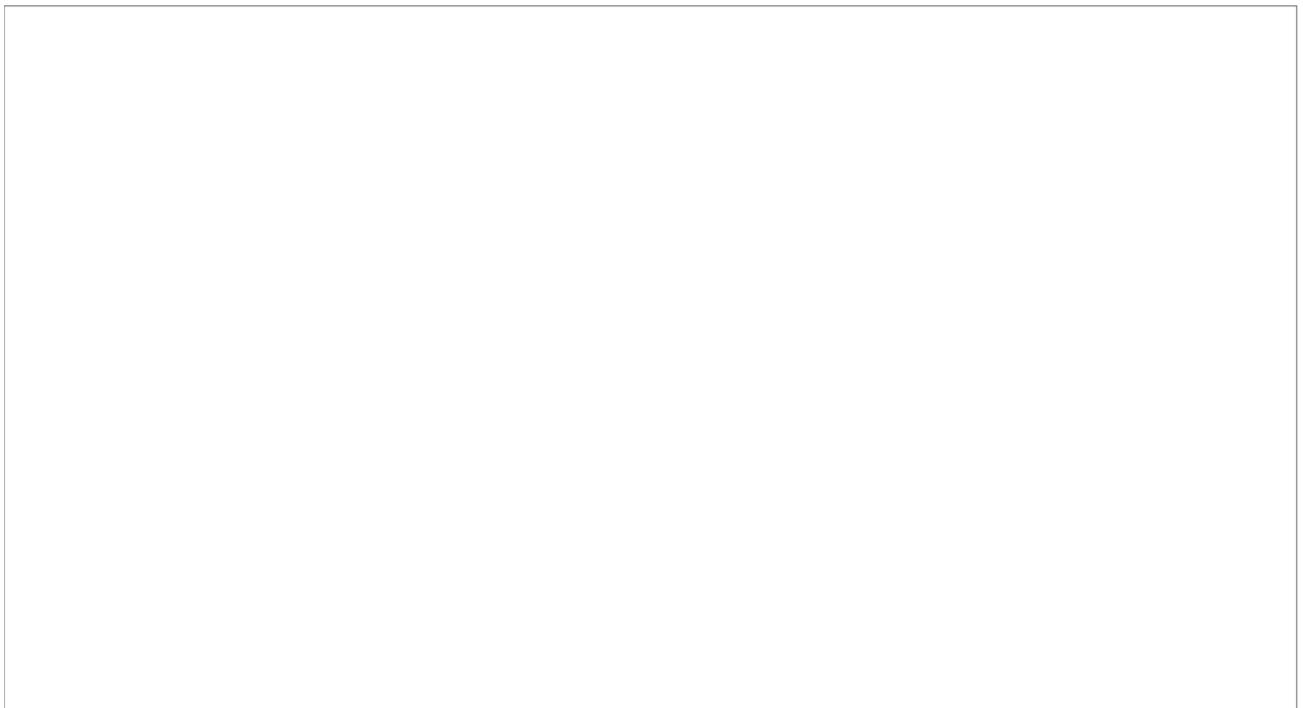


Abb. 8: Tallängsprofil der *Elsava* und tributärer Gewässer. - Grundlage: Topographische Karten 1:50 000 Landesvermessungsämter Baden-Württemberg, Bayern und Hessen.

Intermittierende Quellen sind auch im Gebiet des **Buntsandsteins** verbreitet, insbesondere dort, wo sie hoch über der rezenten Talsohle auftreten und von lokalen Grundwasserstockwerken über geringmächtigen Tonhorizonten gespeist werden. Die meisten Quellen, in der Regel mit perennierender Schüttung, liegen im Schnittpunkt des Talgefäßes mit der Grundwasseroberfläche im Bereich angeschnittener wasserführender Kluftsysteme (APEL 1972). Dieser Sachverhalt geht u.a. aus dem Tallängsprofil der *Elsava* (**Abb. 8**) und weiterer Gewässer hervor (**Abb. 86 - Abb. 96**, Kap. 6 Anhang). Die Gewässerslängsprofile sind durch schwach konkave Linien charakterisiert, die erst durch das anschließende, gewässerlose Hangprofil deutlich ausfallen.

Der unterirdische Grundwasserabfluss, z.B. näherungsweise bestimmbar durch den Trockenwetterabfluss, ist neben dem geringen oberflächigen Abfluss wesentlicher Bestandteil des Ge-

samtabflusses eines Gebietes (MATTHESS & MURAWSKI 1978). Dieser wird im langjährigen Mittel durch die Zufuhr von Niederschlägen abzüglich der Verdunstung definiert (MÜLLER 1996). Die Betrachtung des Abflussverhaltens aller Spessartgewässer muss entsprechend die klimatische Differenzierung dieser Mittelgebirgsregion berücksichtigen.

Ein Klimaprofil von W nach E soll durch die Klimadiagramme der Messstationen Aschaffenburg, Rohrbrunn und Lohr a. Main/Steinbach gezeichnet werden (KNOCH 1952, **Abb. 115 - Abb. 117**, Kap. 6 Anhang). Alle Jahresganglinien der mittleren Niederschlagsmengen lassen jeweils ein Sommer- und Wintermaximum erkennen. Die Niederschlagskurven entsprechen dem Mittelgebirgstyp, wobei die geringe Jahresamplitude ein Anzeichen für die allgemein ozeanische Tönung des Klimas darstellt (MÜLLER 1996, WEINELT in OKRUSCH & WEINELT 1965). Der Hochspessart erhält dabei im direkten Vergleich mit den randlichen Niederungen eine wesentlich höhere jährliche Niederschlagspende, während die mittleren Jahrestemperaturen fast 2 °C niedriger liegen als z.B. in der klimabegünstigten Untermainebene bei Aschaffenburg.

Die hohen Abflussraten des Hochspessarts und des östlichen Spessarts ergeben sich dementsprechend aus den geringeren Verdunstungsraten bei hohen mittleren Jahresniederschlägen (GIESSNER 1982). Als Gewässer mit besonders hohen Abflusspenden bei relativ kleinen Einzugsgebieten sind im südlichen Spessart die *Elsava*, die *Hafenlohr* und der *Hasslochbach* zu nennen (SCHUBUTH 1973, MATTHESS & MURAWSKI 1978: 114, Abb. 78). Allgemein erschließen die wenigen Fließgewässer des Sandstein-Spessarts relativ große Einzugsgebiete. Die geringe Gewässernetzdichte von 0,51 km/km² (JUNG 2002: 25f) liegt noch unter den in anderen Buntsandsteinlandschaften Südwestdeutschlands ermittelten Werten von 0,64 km/km² (GERMAN 1963, KERN 1994). Vergleichswerte aus Kristallingebieten von 1,8 km/km² werden im Vorderen Spessart mit 1,12 km/km² ebenfalls nicht erreicht.

Der hydrologische Überblick des Untersuchungsgebietes (**Abb. 9**) veranschaulicht gesteinsbedingte Unterschiede im Gewässernetz, wie auch orohydrographische Merkmale. Der Betrachtungsraum gehört nahezu vollständig zum *Main*-System, nur im NE markieren verschiedene Gewässer des *Fliede*-Systems das Einzugsgebiet der *Fulda*. Der **Spessart-Hauptkamm** als morphologische Wasserscheide differenziert in verschiedene Einzugsgebiete, deren Vorfluter sich nach W zur Untermainebene oder nach E zum Unteren Maintal orientieren.

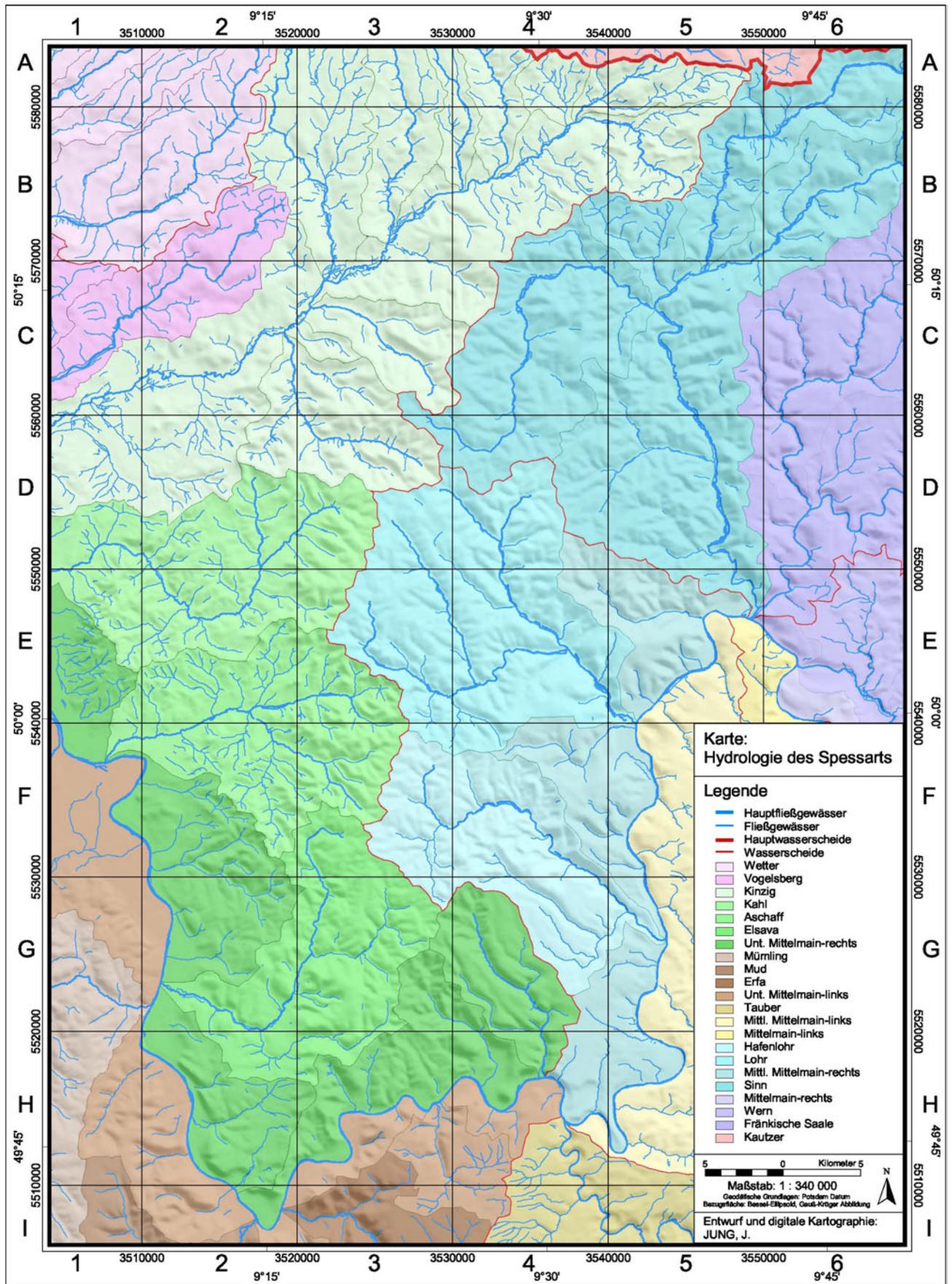


Abb. 9: Karte: Hydrologie des Untersuchungsgebietes. - Grundlage: Topographische Karten 1:50 000, Landesvermessungsämter Baden-Württemberg, Bayern und Hessen.

Der *Hasslochbach* entspringt am Fuß des *Geiersberg*-Komplexes und strebt dem südlichen Mainviereck zu. Das *Lohr*-System erschließt zentrale Bereiche zwischen den höchsten Spessarterhebungen und durchbricht schließlich einen exponierten Höhenzug, um in Lohr a. Main zu münden. Im Nordspessart ist das Gewässernetz durch die wechselseitige Orientierung zum *Sinn*- oder zum *Kinzig*-System geprägt. Die unterschiedliche orographische Höhe der Vorfluter muss im Hinblick der differenzierten Gewässerentwicklung weiter berücksichtigt werden.

Die mehrfache Umorientierung der Gewässer im Umfeld der Wasserscheide birgt Hinweise für die geomorphologische Entwicklung dieses Raumes. Daneben geben Durchbruchstäler Anlass für eine geomorphologische Interpretation. Der **Hahnenkamm-Durchbruch** der *Kahl* (OKRUSCH et al. 1967) ist einer der auffälligsten Erscheinungen im Gewässernetz des Untersuchungsgebietes. Daneben gibt es weitere, geomorphologisch zu bewertende 'Durchbrüche' (z.B. Hafenlohr). Besondere Aufmerksamkeit hinsichtlich morphogenetischer Aussagen ist den jeweiligen Wasserscheiden, z.B. zwischen *Aschaff*- und *Kahl*-System zu widmen.

2.1.6 Naturräumliche Gliederung des Untersuchungsgebietes

Aus der Beschreibung der geologischen, orographischen, hydrologischen und klimatischen Gegebenheiten im Untersuchungsgebiet geht hervor, dass der Spessart und angrenzende Gebiete in verschiedene **Naturräumliche Raumeinheiten (NRE)** unterteilt werden können (MEY-NEN & SCHMITHÜSEN 1955). Im Bereich des Untersuchungsgebietes liegt die geographische Landesaufnahme als Grundlage der Naturräumlichen Differenzierung im Maßstab 1:200 000 vor. Auf vier Kartenblättern mit Erläuterungen wird eine detaillierte naturräumliche Gliederung dargestellt (MENSCHING & WAGNER 1963, KLAUSING 1967 und SCHWENZER 1967b, 1968). Eine aktuellere bundesweite Überarbeitung für naturschutzrechtliche oder raumplanerische Belange (SSYMANK 1994) beschränkt sich auf terminologische oder geographische Veränderungen ausschließlich der Haupteinheiten und kann deshalb in dieser Arbeit nicht berücksichtigt werden.

Den weitaus größten Anteil am Untersuchungsgebiet besitzen die Einheiten der Ordnung **14 - Odenwald, Spessart, Südrhön**, die neben dem Spessart das **Untere Maintal**, nordöstlich angrenzende Gebiete der **Südrhön**, sowie Bereiche des **Odenwaldes** im Süden und Südwesten einschließen. Den nördlichen Bereich des Untersuchungsgebietes nehmen die Einheiten **35 - Osthessisches Bergland** mit dem **Vogelsberg** und kleinen Abschnitten der **Hochrhön** ein. Im Südosten grenzen die Bereiche **13 - Mainfränkische Platten** an, schließlich werden Bereiche von **23 - Rhein-Main-Tiefland** mit der **Untermainebene** und den westlich des Spessarts und des Vogelsberges vorgelagerten Hügelländern berührt (**Tab. 1, Tab. 2, Abb. 10**).

Angelehnt an die naturräumliche Differenzierung wird in dieser Arbeit zunächst der engere Un-

tersuchungsraum **Spessart** definiert. Veränderungen ergeben sich im wesentlichen durch Anpassung der Naturraumgrenzen an die größeren Fließgewässer. Damit werden zum Teil die klassischen bzw. traditionellen Spessartabgrenzungen berücksichtigt, die den Spessart als Mittelgebirgsregion, eingerahmt durch die Gewässer *Main*, *Kinzig* und *Sinn* verstehen (SIEBERT 1934). Die Sinnhaftigkeit linienscharfer Abgrenzungen wurde bereits an anderer Stelle kritisch diskutiert (SIEBERT 1934, 1982). Für GIS-gestützte Analysen müssen aber klar definierte Bezugsflächen vorliegen. Eine linienscharfe Abgrenzung des Spessarts ist aus diesem Grund unumgänglich.

Die vollständige Einbeziehung von **141.0 Unteres Maintal** als schlauchartiger, den Spessart und Odenwald trennender Grenzsaum, ist vor diesem Hintergrund nicht möglich, so dass abschnittsweise auf die traditionelle Grenze ausgewichen werden muss. Eine weitere Veränderung ergibt sich für den Bereich Gemünden-Gräfendorf-Zeitlofs, der naturräumlich als **140.0 Gemünden-Zeitlofer Wald** zur **Südrhön** gestellt wird. Der Landschaftscharakter des **Nordöstlichen Sandsteinspessarts**, der durch eine dichte Waldbestockung geprägt ist, setzt sich in diesem Bereich fort. Daher ist eher ein Landschaftsbezug zum Spessart gegeben als zur allgemein landwirtschaftlich geprägten Südrhön. Die Abgrenzung des **Naturparks Spessart** berücksichtigt dies ebenfalls und schließt die Einheit 140.0 fast vollständig ein. Auch eine umfassende regionalökologische Studie für den Spessart (MOLLENHAUER et al. 1999) sieht den Gemünden-Zeitlofer-Wald dem Spessart nahestehend, so dass dieser Landschaftsausschnitt als Spessart-verwandte naturräumliche Einheit zusammen mit dem Spessart betrachtet wird. In diesem Kontext wird die traditionelle Ostgrenze *Sinn* vernachlässigt und als Abgrenzung die Ostgrenze von 140.0 verwendet.

Vom Standpunkt des regionalen Betrachters ist die Grenze des **Nördlichen- und Südöstlichen Sandsteinspessarts** auffällig weit nach Norden verschoben. Natürliche Grundlage dieser Grenzdefinition ist die Wasserscheide zwischen dem *Lohr*-System im Süden und dem *Jossa*-, *Orb*- und *Bieber*-System im Norden (MENSCHING & WAGNER 1963, SCHWENZER 1968). Wesentlich deutlichere Abgrenzungskriterien sind allerdings in Gestalt der realen Landnutzung gegeben (**Abb. 120**, Kap. 6 Anhang). Der Landschaftscharakter im zentralen Spessart wird von der vorherrschenden Waldbestockung bestimmt, die nördlich der Gewässerlinie *Aschaff* - *Lohr* durch eine Dominanz an Nadelhölzern gegenüber dem Laub- und Mischwald-bestimmten Süden charakterisiert ist. Dieses Nutzungsmuster ist auf die Aktivität von Glashütten zurückzuführen, die sich an territorialherrschaftlichen Zwängen orientierte. Die Glasproduktion fand im nördlichen Spessart („**Glashüttenspessart**“ KAMPFMANN 1984b) bis in die zweite Hälfte des 18. Jhd. statt und führte zur intensiven Nutzung des Waldes als Rohstoffquelle.

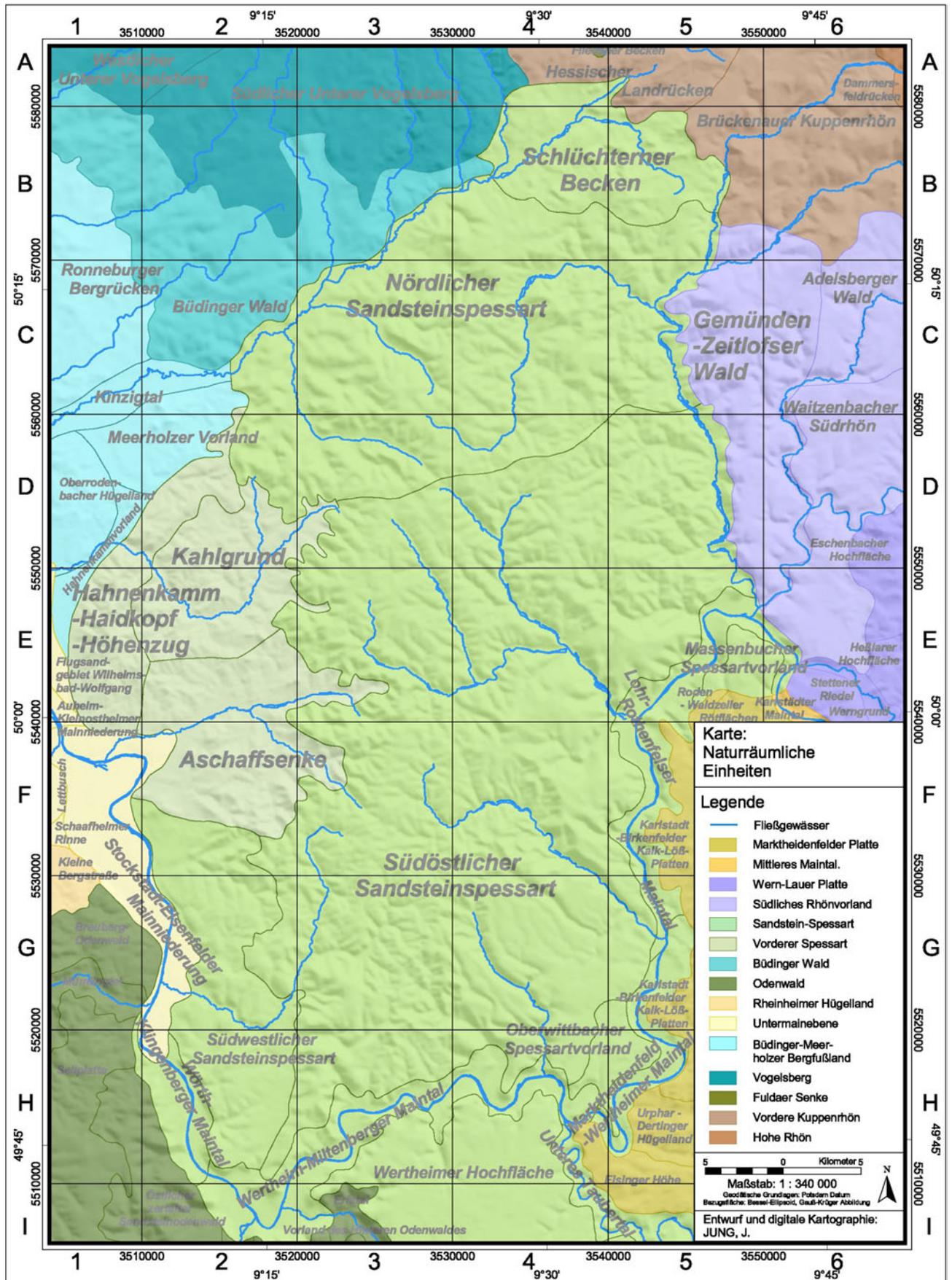


Abb. 10: Karte: Naturräumliche Einheiten im Untersuchungsgebiet. - Quelle: MEYEN & SCHMITT-HÜSEN (1955), MENSCHING & WAGNER (1963), KLAUSING (1967), SCHWENZER (1967, 1968).

Tab. 1: Naturräumliche Einheiten im Untersuchungsgebiet - nach MENSCHING & WAGNER (1963), KLAUSING (1967) und SCHWENZER (1967b, 1968), o.A. = Ohne Angaben, Fettdruck = die im Untersuchungsgebiet (teilweise) enthaltenen Naturräumlichen Einheiten.

Naturräumliche Einheiten (nach Ordnungen)								
13	Mainfränkische Platten	132	Marktheidenfelder Platte	132.0	o.A.	132.00 Karlstadt-Birkenfelder Kalk-Löß-Platten 132.01 Eisinger Höhe 132.02 Roden - Waldzeller Rötflächen 132.03 Urphar - Dertinger Hügelland 133.00 Karlstädter Maintal		
		133	Mittleres Maintal	133.0	o.A.			
		135	Wern-Lauer-Platte	135.2	Werngrund			
				135.3	Heßlarer Hochfläche 135.4 Stettener Riedel 135.5 Eschenbacher Hochfläche			
14	Odenwald, Spessart und Südrhön	140	Südrhön	140.0	Gemünden - Zeitlofer Wald 140.1 Hammelburger Südrhön	140.10 Schondra-Thulba Südrhön 140.100 Waitzenbacher Südrhön 140.101 Adelsberger Wald		
		141	Sandstein-Spessart	141.0	Unteres Maintal	141.00 Wörth-Klingenberger Maintal 141.01 Wertheim-Miltenberger Maintal 141.02 Marktheidenfeld-Wertheimer Maintal 141.03 Lohr-Rothenfelder Maintal 141.04 Unteres Taubertal		
				141.1	Wertheimer Hochfläche 141.2 Oberwittbacher Spessartvorland 141.3 Südöstlicher Sandsteinspessart 141.4 Südwestlicher Sandsteinspessart 141.5 Nördlicher Sandsteinspessart 141.6 Schlüchterner Becken 141.7 Massenbacher Spessartvorland			
		142	Vorderer Spessart	142.0	Hahnenkamm-Haidkopf-Höhenzug 141.1 Innerer Vorspessart	142.10 Kahlgrund 142.11 Aschaffsenke		
		143	Büdingen Wald					
		144	Odenwald	144.6	Zertalter Hinterer Odenwald	144.61 Östlicher zertalter Sandsteinodenwald 144.64 Sellplatte 144.68 Breuberg-Odenwald 144.69 Mümlingtal 144.71 Unteres Mudtal		
				144.7	Mudtal			
				144.8	Vorland des Hinteren Odenwaldes			
				144.9	Erfatal			
		231	Rheinheimer Hügelland	231.3	Kleine Bergstraße			
		232	Untermainebene	232.2	Östliche Untermainebene/Hanau-Seligenstädter Senke 232.20 Östliche Mainniederung 232.201 Auheim-Kleinostheimer Mainniederung 232.202 Stockstadt-Eisenfelder Mainniederung 232.21 Flugsandgebiet Wilhelmsbad-Wolfgang 232.23 Dieburger Bucht 232.231 Lettbusch 232.232 Schaafheimer Rinne			
		233	Büdingen- Meerholzer Bergfußland	233.0	Ronneburger Hügelland 233.1 Kinzigtal 233.2 Nordwestliches Spessartvorland 233.20 Meerholzer Vorland 233.22 Hahnenkammvorland 233.21 Oberrodenbacher Hügelland	233.00 Ronneburger Bergrücken		
		35	Osthessisches Bergland	350	Vogelsberg	350.4 Westlicher Unterer Vogelsberg 350.5 Südlicher Unterer Vogelsberg		
				352	Fuldaer Senke	352.0	Fliedetal	352.00 Fliedener Becken
353	Vordere Kuppenrhön			353.0	Hessischer Landrücken 353.2 Westliche und östliche Kuppenrhön 353.20 Brückenaauer Kuppenrhön			
354	Hohe Rhön			354.0	Südliche Hochrhön	354.00 Dammersfeldrücken		

Zwischen Glasproduktion und Nadelholzanteil gibt es nur einen mittelbaren Zusammenhang. Nicht die Glasherstellung selbst, sondern die landwirtschaftlich orientierte Nachkommenschaft der Glasproduzenten war es, die den Wald in nicht verträglichem Maße beanspruchte. Die Deva-

station großer Waldflächen war die Folge (KAMPFMANN in KAMPFMANN & KRIMM 1988). Als forstwirtschaftliche Maßnahme wurden im 18. Jahrhundert in großem Stil Nadelhölzer eingebracht (KAMPFMANN 1984a). Vordergründiges Argument dieser Maßnahme war die Bodenverbesserung für eine nachträgliche natürliche Laubholzverjüngung. Bisher waren Koniferen auf einige Enklaven beschränkt, sie waren aber in einem frühen Stadium der postglazialen Grund Sukzession flächig verbreitet (LAGIES 2005). Nadelhölzer gehören rezent nicht zum Inventar standortangepasster Baumarten in der Mittelgebirgsregion Spessart. Potenziell-natürlich ist der bodensaure Hainsimsen-Buchenwald (*Luzulo-Fagetum*) im zentralen Spessart, der von artenarmen Labkraut-Eichen-Hainbuchenwald (*Galio-Carpinetum luzuletosum*) in den Randbereichen umsäumt wird (SEIBERT 1968). In Abhängigkeit der stark variierenden Standortfaktoren ist die potenziell natürliche Vegetation eher kleinräumig wechselnd (HUCK 2000).

Tab. 2: Modifizierte Naturräumliche Einheiten für die GIS-gestützte, räumlich differenzierte Betrachtung des Spessarts - verändert. nach MENSCHING & WAGNER (1963), KLAUSING (1967) und SCHWENZER (1967b, 1968).

Naturräumliche Einheiten	Modifizierung
140 Südrhön	verkleinert auf Naturpark-Grenzen
141 Sandstein-Spessart	
141.3 Südöstlicher Sandsteinspessart	141.3, mit Teilbereichen 141.01, 141.02, 141.03
141.4 Südwestlicher Sandsteinspessart	141.4, mit Teilbereichen 141.00, 141.01
141.5 Nördlicher Sandsteinspessart	ohne Veränderung
141.6 Schlüchterner Becken	ohne Veränderung
142 Vorderer Spessart	142.0, 142.10, 142.11
	[Naturräumliche Einheiten 141.00, 141.01, 141.02, 141.03, 141.04 (Maintal) wurden auf die Mainlinie reduziert]

Die rezenten Waldverteilungsmuster, die durch die unterschiedlichen Nutzungsmuster entstanden, beeinflussen nachhaltig den Landschaftscharakter im Spessart. Im Folgenden soll dies bei der naturräumlichen Differenzierung des Spessarts berücksichtigt werden. Die Modifizierung der Teilgebiete ist in **Tab. 2** aufgeführt.

Neben der Problematik der geographischen Abgrenzung homogener Naturräume ergeben sich Schwierigkeiten der Terminologie. NAGEL (1965) weist am Beispiel des **Ronneburger Hügellandes** darauf hin, dass einzelne Einheiten mit Kunstbegriffen belegt sind, die in der ortsansässigen Bevölkerung keine Rückkopplung besitzen. Das **Oberwittbacher Spessartvorland** oder das **Massenbacher Spessartvorland** sind weitere Beispiele aus dem Untersuchungsgebiet.

Umgangssprachlich werden **Zentraler Spessart**, **Hochspessart** oder **Hinterer Spessart** (SIEBERT 1934) synonym für den Südöstlichen und Nördlichen Sandsteinspessart (141.3 und 141.5)

verwendet. Bezug nehmend auf die geologischen Gegebenheiten wird der Vordere Spessart (142) häufig als **Metamorphikum** oder als **Kristalliner Vorspessart** oder vereinfachend als **Vorspessart** bezeichnet. Der Südwestliche Sandsteinspessart korreliert räumlich weitestgehend mit dem **Großwallstadt-Obernburger Graben**. Das Schlüchterner Becken (141.6) wird im Volksmund, räumlich etwa übereinstimmend, als **Bergwinkel** angesprochen.

2.2 GIS-gestützte Erfassung von Geomorphologischen Raumeinheiten

Die vorangestellte Gliederung des Untersuchungsgebietes in **Naturräumliche Einheiten (NRE)** unterstützt lediglich die grobe morphologische Betrachtung des Gebietes, sie genügt aber nicht den Ansprüchen einer möglichst detaillierten formenbezogenen Differenzierung. Die naturräumliche Gliederung des Untersuchungsgebietes ist für die umfassende Beschreibung und genetische Interpretation des Formeninventars daher nicht ausreichend. Aus Sicht der Geomorphologie muss die bestehende Naturräumliche Gliederung entsprechend überarbeitet bzw. spezifiziert werden.

Alternativ bzw. ergänzend werden in dieser Arbeit einheitliche Landschaftsausschnitte bestimmt, die sich durch charakteristische morphologische Merkmalskomplexe auszeichnen. Von besonderer Bedeutung sind hierfür die Parameter Hangneigung (**Abb. 11**) und Höhenlage (**Abb. 6; Abb. 123**, Kap. 6 Anhang), die in ihrer Kombination in besonderer Weise die Reliefsituation beschreiben. Aufgrund ihrer räumlichen Konstanz oder ihrer räumlich charakteristischen Variabilität können sie hervorragend für die Kartierung morphologisch einheitlicher Landschaftsausschnitte herangezogen werden.

Entsprechend den morphologischen Erfassungskriterien und der morphologischen Ausrichtung dieser Arbeit werden sie hier als **Geomorphologische Raumeinheiten (GeoRE)** definiert. Sie bilden die Basis einer zunächst deskriptiv-morphologischen Betrachtung der Mittelgebirgsregion Spessart (Kap. 2.2.2 ff). In weiteren Arbeitsschritten können die Raumeinheiten morphogenetisch interpretiert (Kap. 3) und in einen morphochronologischen Zusammenhang gestellt werden (Kap. 4).

2.2.1 Methodische Vorgehensweise

Die Kartierung von **Geomorphologischen Raumeinheiten (GeoRE)** beruht auf digitalen Daten, die GIS-gestützt visualisiert und ausgewertet werden können. Ein geeigneter Datensatz liegt in Form des **Digitalen Geländemodells DGM 25** (50 m) als DGM-Gitter-Datensatz vor, das von den Landesvermessungsämtern vertrieben wird (<http://www.geodaten.bayern.de/>). Die Höheninformationen basieren auf Luftbildern mit dem Bildmaßstab 1:23 000. Durch photogrammetrische Profilmessungen unter Verwendung Rechner-gestützter Analoggeräte wurde ein Großteil der Höheninformationen gewonnen (REISS 1988).

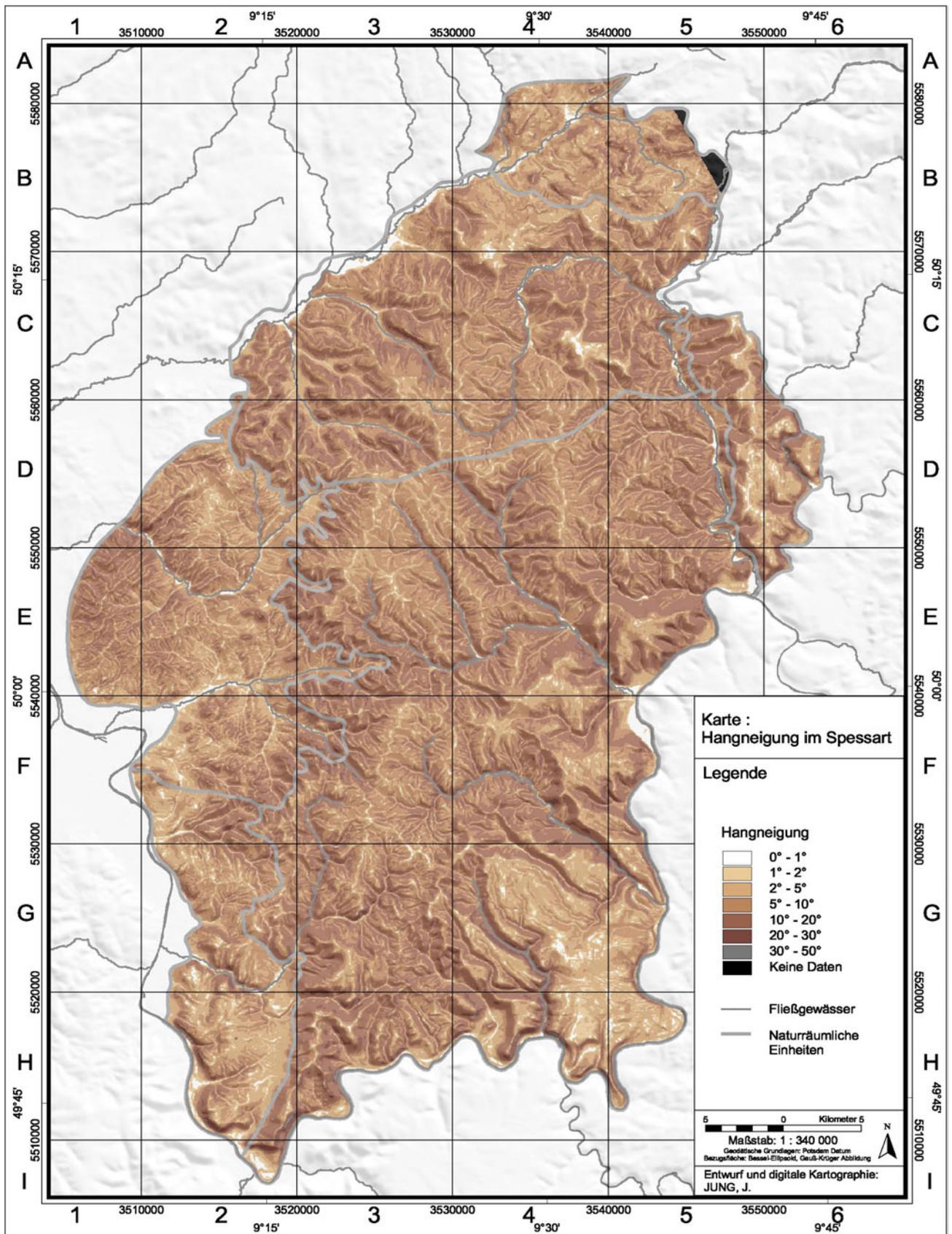


Abb. 11: Karte Hangneigungen im Spessart. - Quelle: Digitales Geländemodell DGM 25 © Landesamt für Vermessung und Geoinformation, München [Hrsg.].

Durch Computeranwendungen wurden Höhenpunkte herausgefiltert, die das Reflexionsniveau von Gebäuden oder Bäumen wiedergeben. Daher liegen über Siedlungs- und Waldflächen z.T. reduzierte Höheninformationen vor. Daneben werden auch Höheninformationen dieser Flächen neu berechnet, indem die Höhenangaben an die mittlere Höhe der entsprechenden Nutzungsarten angepasst werden. Bei diesem Verfahren können fehlerhafte Höhenangaben entstehen, so dass insgesamt eine kritische Interpretation der Höhendaten angebracht erscheint. Über den walddreichen Gebieten, also auch im Untersuchungsgebiet, wird die übliche Höhengenaugigkeit von 2-3 m unterschritten. Sie beträgt etwa 4-6 m und liegt damit etwa doppelt so hoch wie über Offenlandbereichen⁷.

Neben der Höhentoleranz ist der Gitterabstand von lediglich 50 m zu berücksichtigen, der Einschränkungen bei der morphologischen Interpretation mit sich führt. Maßstabsbedingt können daher keine mesoskalischen Informationen wiedergegeben und einzelne Formenelemente beschrieben werden. Es müssen daher charakteristische Formenkomplexe als funktionelle Einheit zusammenfassend kartiert werden. Höhendaten mit höherer Dichte und/oder Genauigkeit (z.B. DGM 5, ASTERSAT, SRTM) sind für das Untersuchungsgebiet nicht oder nur lückenhaft vorhanden.

Im GIS (ArcView/ArcGIS) wurde aus den Höhenangaben in Form von attributisierten Punktinformationen eine Oberfläche berechnet. Das Ergebnis ist ein sog. TIN-Objekt, aus dem GIS-gestützt die Hangneigung und die Höhenlagen als GRID-Datensatz ermittelt werden kann. Die Auflösung dieser Spatial-Daten wurde analog zum eingesetzten Punktdatensatz des Digitalen Geländemodells DGM 25 mit 50 m festgelegt. Durch Formatierung der Legenden und Abfrage verschiedener Attribute können die GRID-Themen unterschiedlich dargestellt, Klassen gebildet und zunächst visuell ausgewertet werden.

In Abhängigkeit der zusammengefassten Hangneigungswerte in Hangneigungsklassen bekommt man ein räumlich differenziertes Bild vorherrschend flacher oder geneigter bzw. großzügig oder kleinräumig differenzierter Oberflächenformen. Auf Basis dieser Daten können mit Hilfe der graphischen GIS-Oberfläche die Geomorphologischen Raumeinheiten visuell abgegrenzt werden. Automatisierte Analyseverfahren auf Basis des vorgestellten Rasterdatensatzes führten nur andeutungsweise zu einem verwertbaren Ergebnis und wurden daher nicht angewendet.

Gab es anhand der Hangneigung und der Höhenlage keine visuellen Argumente der Abgrenzung, wurden in zweiter Instanz die Faktoren Geologie (Kap. 2.1.1 f), Verwitterungsbildungen (Kap. 3.1), Verebnungen (Kap. 3.2) oder Höhenschichten-Lineationen (**Abb. 121**, Kap. 6 Anhang) herangezogen. Grundsätzlich wurden die Haupteinheiten der **Naturräumlichen Gli-**

⁷ Mündliche Mitteilung Fr. B. FUCHS, Landesamt für Vermessung und Geoinformation, München.

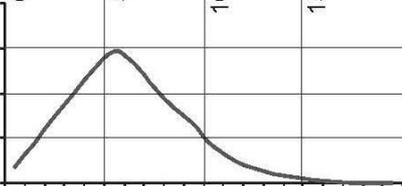
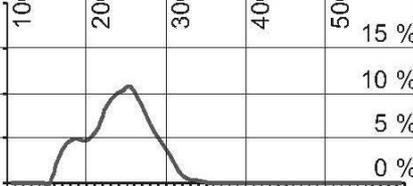
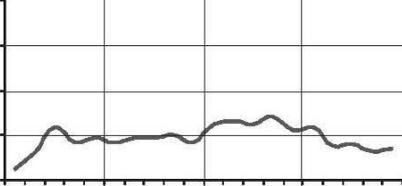
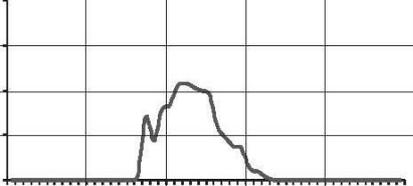
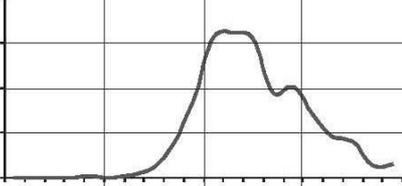
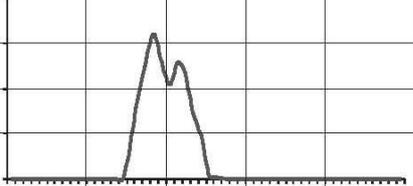
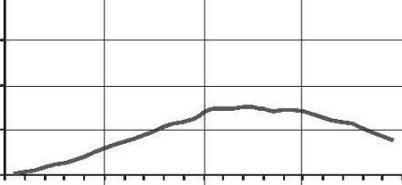
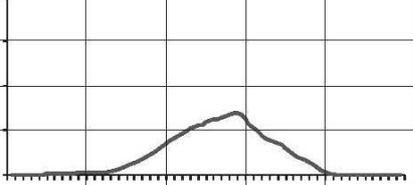
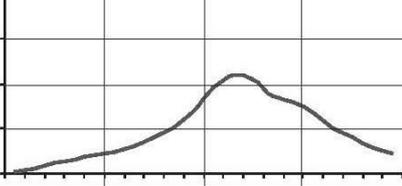
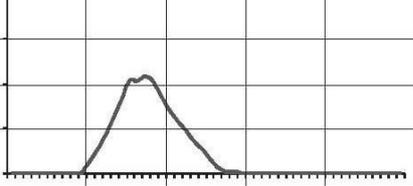
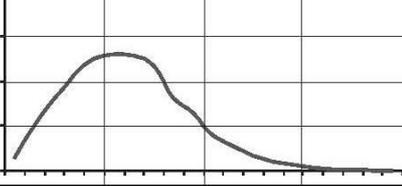
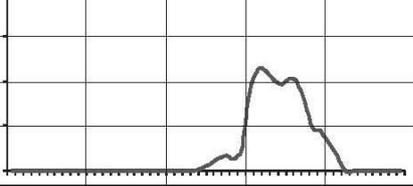
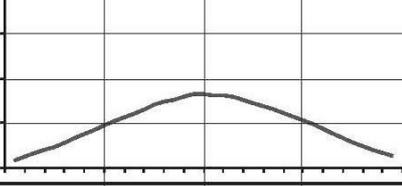
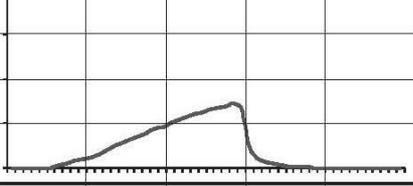
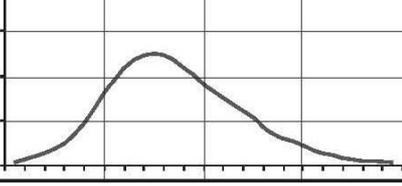
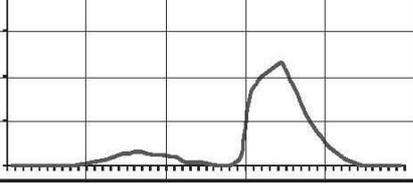
derung (NRE) berücksichtigt und zumindest bei der Codierung der Flächen übernommen.

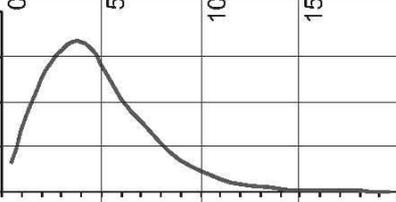
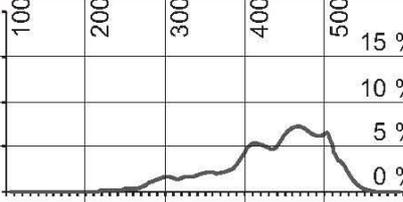
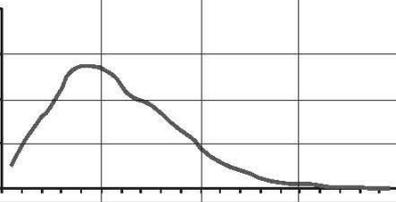
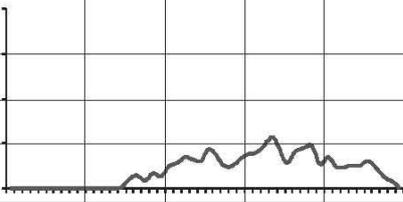
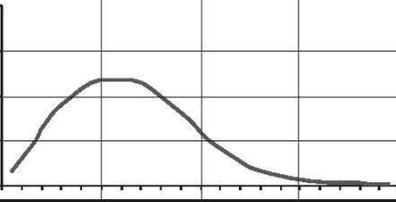
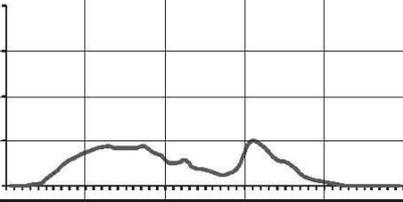
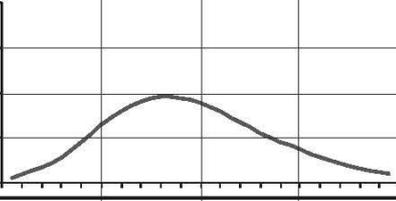
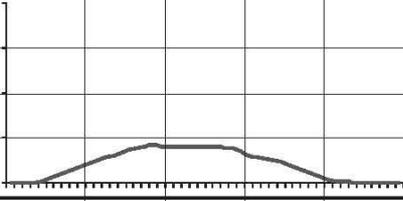
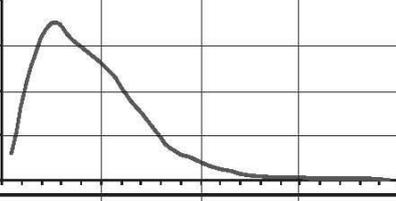
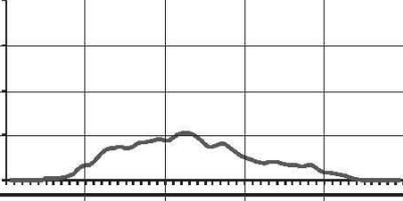
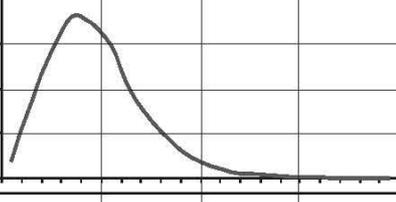
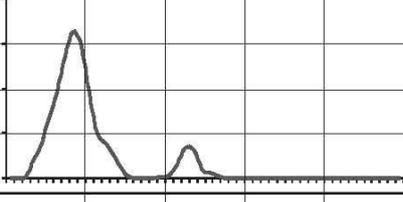
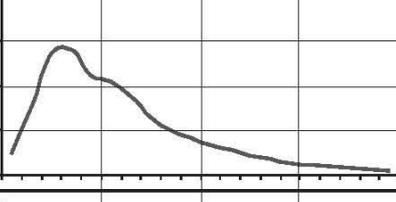
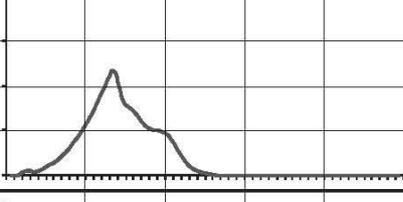
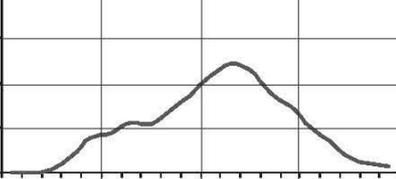
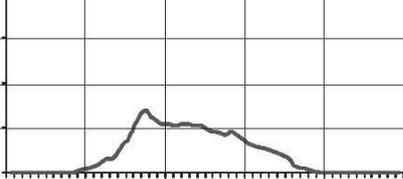
Am Beispiel des Einzugsgebietes der *Bieber (Nördlicher Sandsteinspessart)* sollen noch einmal die Kriterien der Kartierung dargestellt werden. Der kleingliedrige Wechsel von Talsohle (Hangneigung $<2^\circ$ als Aufschüttungsbereich) – Talhang (Hangneigung durchschnittlich $10-20^\circ$) und schmalen Höhenrücken (Hangneigung $0-5^\circ$ als Abtragungsform) ist in der Darstellung der Hangneigung des Einzugsgebietes, darüber hinaus in den Einzugsgebieten der *Orb* und des *Klingbachs* deutlich erkennbar (**GeoRE SH-ZT-2**, Kap. 2.2.4). Das Gebiet setzt sich jeweils von der südöstlich angrenzenden Dachfläche am *Horst (GeoRE SH-DF-15*, Kap. 2.2.3) oder des südlich und westlich angrenzenden Walm-Höhenrückens (**GeoRE SS-WH-1**, **GeoRE SS-WH-2**, Kap. 2.2.8.1) deutlich ab. Diese Einheiten sind durch vornehmlich flächenhaft oder streifenförmig auftretende Hangneigungen von $0-6^\circ$ geprägt.

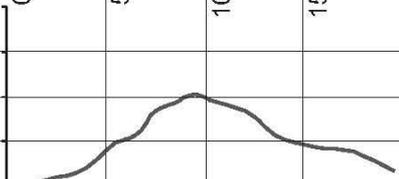
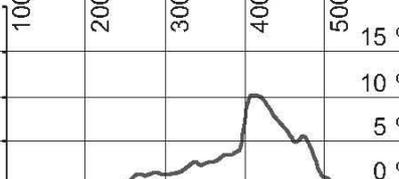
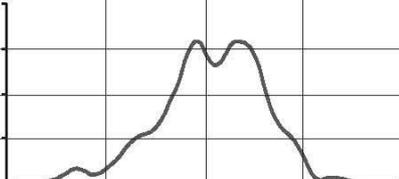
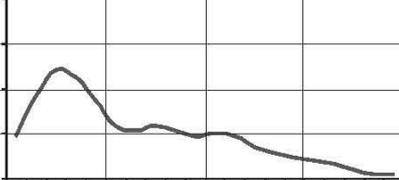
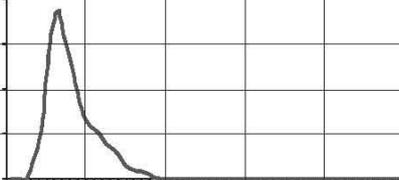
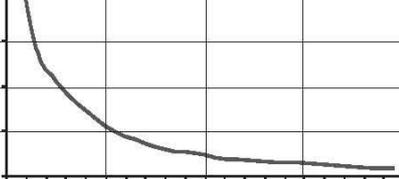
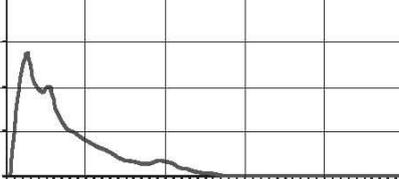
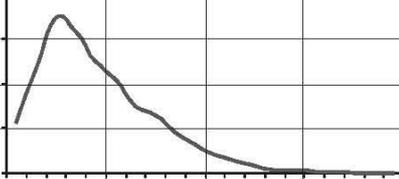
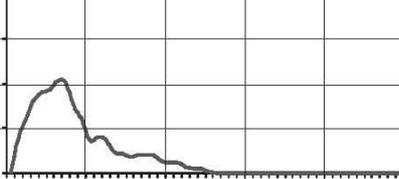
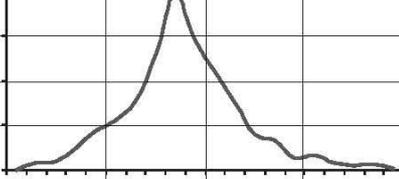
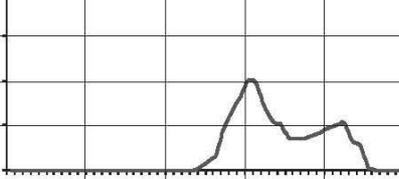
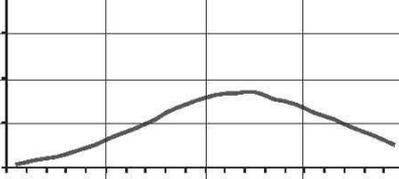
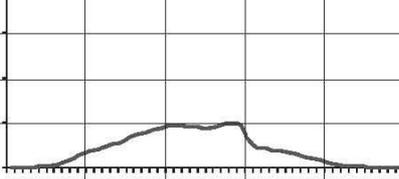
Die **Geomorphologische Raumeinheiten (GeoRE)** bilden also eine aus geomorphologischer Sicht sinnvolle Alternative zur **Naturräumlichen Gliederung (NRE)** (Kap. 2.1.6). Im Wesentlichen wird der Parameter Höhenlage (vgl. Orographie, Kap. 2.1.4) für diese Differenzierung herangezogen, so dass zur Naturräumlichen Gliederung vergleichbare Großeinheiten entstehen. Argumentative Grundlage bilden die tendenziell niedrigeren Höhenlagen des Vorderen Spessarts (142) oder des Südwestlichen Sandsteinspessarts (141,4) gegenüber dem Hochspessart (141,3; 141,5). Die Geomorphologischen Raumeinheiten der Sandsteinstufe wurden über die reine Interpretation der Hangneigungen und der Höhenlagen hinaus morphologisch begründet. Morphogenetisch neutral hätte der Stufenbereich ansonsten als Hangbereich definiert werden können.

Auch weitere Kategorien beziehen sich auf eine erste morphogenetische Interpretation oder auf die Lage im Relief. Beispielsweise wurde der Maintalbereich (**GeoRE MT-AG**) als flache Aufschüttungsform inklusive der angrenzenden Talhänge definiert (**GeoRE MT-HB**). Auch Umlaufberge (**GeoRE MT-UB**) oder Fluvialreliefs (**GeoRE SH-FT**) sind im morphogenetischen Zusammenhang mit der Maintalentwicklung zu sehen. Sie wurden daher von anderen Raumeinheiten unterschieden, die ebenfalls kuppige Formen oder stark zertalte Reliefausschnitte beinhalten. Auf diese Weise entstanden zahlreiche Kategorien an Geomorphologischen Raumeinheiten, die sich übergeordnet durch charakteristische Kennlinien der Hangneigung und der Höhenlage auszeichnen und untergeordnet auf unterschiedliche Formungsprozesse zurückgeführt werden können.

Tab. 3: Geomorphologische Raumeinheiten und ihre Erfassungskriterien – Merkmalscharakteristika insbesondere der Hangneigung und der Höhenlage. [folgende Seiten].

<p>Geomorphologische Raumeinheiten (GeoRE) GIS-gestützte Kartierung anhand der Hangneigung und Höhenlage</p>	<p>Hangneigung Histogramm der Hangneigung [°] der GeoRE im Spessart gesamt</p>	<p>Höhenlage Histogramm der Höhenlage [m NN] der GeoRE im Spessart gesamt</p>
<p>Stufenrandsenken (SRS) verschied. Hangneigungen geringe Höhenlagen lineare Muldenform räuml. an Sst.-Stufe gebunden</p>		
<p>Auslieger-Inselberge (IB) verschied. Hangneigungen verschied. Höhenlagen räuml. an Sst.-Stufe gebunden hohe Anpassung an Unt. Buntsst.</p>		
<p>Inselberg-Saumgebiete (IBS) verschied. Hangneigungen verschied. Höhenlagen räuml. an Inselberge gebunden hohe Anpassung an Grundgebirge</p>		
<p>Stufenhang (SH) große Hangneigungen hohe Deformationstentenz hohe Differenzierungstendenz hohe Anpassung an Unt. Buntsst.</p>		
<p>Stufenhang-Saumgeb. (SHS) große Hangneigungen hohe Differenzierungstendenz räuml. an Sst.-Stufe gebunden hohe Anpassung an Grundgeb.</p>		
<p>Walm-Höhenrücken (WR) kleine Hangneigungen isoliertes Hochgebiet mäßige Deformationstendenz räuml. an Sst.-Stufe gebunden</p>		
<p>Intramontane Becken (IMB) verschied. Hangneigungen mittlere Höhenlagen geschlossene Rahmenhöhen hohe Reliefdifferenzierung</p>		
<p>Int. Becken-Saumgeb. (IMBS) verschied. Hangneigungen überleitend zu Hochgebieten räuml. an Int. Becken gebunden hohe Deformationstendenz</p>		

Geomorphologische Raumeinheiten (GeoRE) GIS-gestützte Kartierung anhand der Hangneigung und Höhenlage	Hangneigung Histogramm der Hangneigung [°] der GeoRE im Spessart gesamt	Höhenlage Histogramm der Höhenlage [m NN] der GeoRE im Spessart gesamt
Dachflächen (DF) kleine Hangneigungen große Flächenausdehnung isoliertes Hochgebiet geringe Deformationstendenz		
Höhenrücken (HR) kleine Hangneigungen lineare Flächenausdehnung isoliertes Hochgebiet hohe Deformationstendenz		
Rumpftreppengebiete (RT) kleine Hangneigungen große Flächenausdehnung Hochgebieten vorgelagert hohe Deformationstendenz		
Deformationsgebiete (DG) verschied. Hangneigungen kleingliedr. Neigungsvariabilität hohe Deformationstendenz hohe Differenzierungstendenz		
Abdachungsgebiete (AD) kleine Hangneigungen kontinuierlich geneigte Oberfläche geringe Reliefdifferenzierung hohe Anpassung an Ob. Buntsst.		
Fußflächen (FF) kleine Hangneigungen kontinuierlich geneigte Oberfläche Hangbereich vorgelagert Auflösungstendenz (Riedel)		
Tekt. Grabensysteme (TG) kleine Hangneigungen geringe Höhenlagen mäßige Differenzierungstendenz komplexe geologische Struktur		
Grabenflanken (GF) große Hangneigungen geringe Deformationstendenz geringe Hangdifferenzierung räuml. an tekt. Graben gebunden		

Geomorphologische Raumeinheiten (GeoRE) GIS-gestützte Kartierung anhand der Hangneigung und Höhenlage	Hangneigung Histogramm der Hangneigung [°] der GeoRE im Spessart gesamt	Höhenlage Histogramm der Höhenlage [m NN] der GeoRE im Spessart gesamt
Kuppenrelief (KR) verschied. Hangneigungen kleinglied. Neigungsvariabilität komplexe geologische Struktur hohe Strukturangepasstendenz		
Hangbereiche (HB) große Hangneigungen verschied. Deformationstendenz verschied. Höhenlagen geringe Hangdifferenzierung		
Maintalhänge (HB) große Hangneigungen hohe Differenzierungstendenz lineare Ausdehnung räuml. an Maintal gebunden		
Umlaufberge (UB) verschied. Hangneigungen verschied. Höhenlagen großzügig fluviale Prägung räuml. an Maintal gebunden		
Aufschüttungsgebiete (AG) geringe Hangneigungen geringe Höhenlagen lineare Flächenausdehnung räuml. an Flussniederung geb.		
Fluvialrelief (FR) geringe Hangneigungen geringe Höhenlagen Auflösungstendenz (Riedel) räuml. an Fließgewässer geb.		
Quellmulden (QM) verschied. Hangneigungen mittlere bis hohe Höhenlagen räuml. an Quellgebiet gebunden muldenförmige Morphologie		
Zertalungsgebiete (ZT) große Hangneigungen verschied. Höhenlagen geringe Differenzierungstendenz räuml. an Fließgewässer geb.		

Im Anschluss an die graphische Ermittlung der Raumeinheiten können die Ergebnisse durch deskriptiv statistische Verfahren überprüft werden. Grundlage bilden die numerischen Daten der attributisierten GIS-Grafik. Für jede Geomorphologische Raumeinheit wurden Histogramme der Hangneigung und der Höhenlage gezeichnet und graphisch gegenübergestellt (**Tab. 3**). Es bleibt festzuhalten, dass die einzelnen Raumeinheiten jeweils charakteristische Verteilungen der Hangneigung und der Höhenlagen aufweisen, welche die durchgeführte Abgrenzung rechtfertigen. Das hier vorgestellte Konzept der Geomorphologischen Raumeinheiten wird dadurch nachträglich begründet.

2.2.2 Überblick über die Geomorphologischen Raumeinheiten im Spessart

Die Kartierung von **Geomorphologischen Raumeinheiten (GeoRE)** liefert eine wichtige morphographische Übersicht des engeren Untersuchungsgebietes Spessart. Dieses Konzept wurde hier alternativ zu gängigen Methoden der geomorphologischen Kartierung (LESER et al. 1975) angewendet. Es beruht auf der GIS-gestützten Umsetzung und Auswertung von digitalen Höhendaten und der Erstellung eines Geländemodells für das engere Untersuchungsgebiet. Gerade in einer walddreichen Mittelgebirgsregion wie dem Spessart ist die ergänzende computergestützte Betrachtung des Formeninventars unablässlich. Es können dadurch solche morphologischen Zusammenhänge visualisiert werden, die im Gelände insbesondere im kleinmaßstäblichen Bereich nicht erkennbar sind. Das vorgestellte Konzept der Geomorphologischen Raumeinheiten ist daher geeignet, um ein aussagekräftiges und ein räumlich differenziertes Bild der morphographischen Situation im Spessart zu zeichnen.

Die kartographische Darstellung der Geomorphologischen Raumeinheiten im Spessart (**Abb. 12**) wird im zentralen Bereich durch die Einheiten der Sandsteinstufe (**GeoRE SS**) und des Intramontanen Beckens (**GeoRE SH-IMB**) geprägt. Diese Einheiten dienen der großzügigen Gliederung des gesamten Raumes. Es kann in einen **nördlichen Sandsteinspessart** und einen **südlichen Sandsteinspessart** sowie in den **Vorderen Spessart** differenziert werden. Diese Gebiete sind jeweils durch vergleichbare Kategorien an Geomorphologischen Raumeinheiten geprägt.

In der Regel treten flächige (**Dachflächen**) sowie streifenförmige Hochbereiche (**Höhenrücken**) auf, die von abgesetzten Niveaus (**Rumpftreppengebiete**) umrahmt werden. Bei starker fluvialer Zerschneidung der Flächen wird von **fluvialen Deformationsgebieten** oder von **Zertalungsgebieten** gesprochen. Der **Großwallstadt-Obernburger Graben** wird gesondert betrachtet und gesamtheitlich als GeoRE **Tektonischer Graben** definiert. Großzügige flache, insgesamt leicht geneigte Flächen werden unter dem Terminus **Abdachungsgebiete** geführt. Kleingliedrige Anordnungen von Kuppen müssen ebenfalls gesondert als **Kuppenrelief** betrachtet werden. Auch großzügig gestreckte **Hangbereiche** sind als eigene Raumeinheit kartiert.

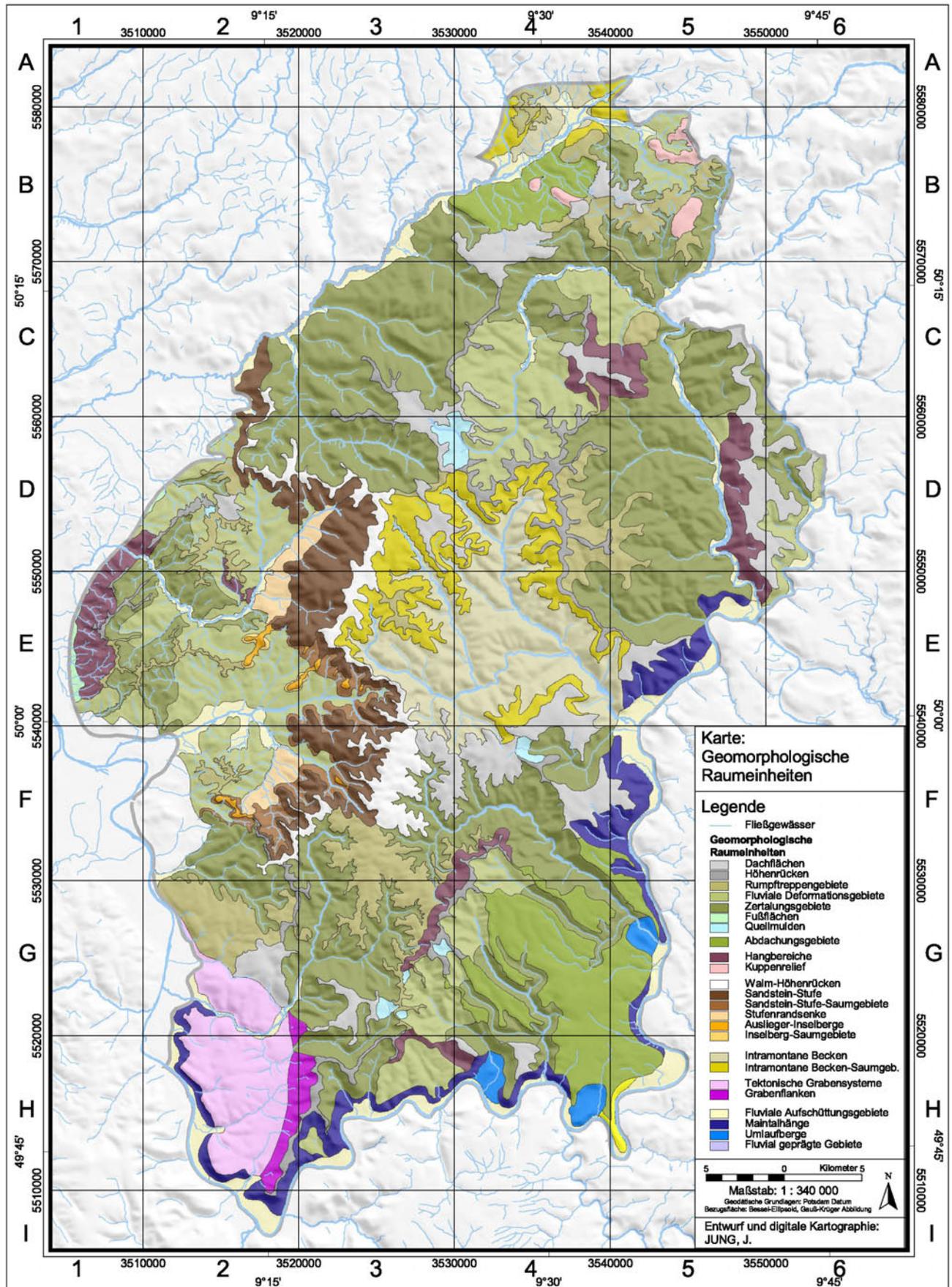


Abb. 12: Karte: Geomorphologische Raumeinheiten im Spessart. - Grundlage: Digitales Geländemodell DGM 25 © Landesamt für Vermessung und Geoinformation – Karte: Hangneigungen im Spessart.

2.2.3 Dachflächen und Höhenrücken des nördlichen Spessarts

Eine herausragende Dachfläche des nördlichen Spessart ist die **Alsberger Platte (GeoRE SH-DF-7)**, die durch eine flächige Anpassung an eine untermiozäne Basaltdecke geprägt ist (**Abb. 13**). Ausgehend vom Alsberger Plateau zieht der **Höhenrücken Mark-Berg (GeoRE SH-HR-2)** durchschnittlich im 480 m NN-Niveau zur **Dachfläche Horst (GeoRE SH-DF-15)** hinüber (**Abb. 14**). Diese Hochfläche ist durch die flächige Erhebung *Horst* (539,6 m NN) und *Bieberhöhe* (532,8 m NN) gekennzeichnet, die durch geringfügig abgesetzte Flächen und durch das Quellgebiet der *Jossa* (**GeoRE SH-QM-1**) bei Joßgrund/Villbach erweitert werden. Zwischen den Basaltschlotten *Beilstein* und *Hoher Berg* (Kap. 4.3.1.4.1) wechselt, an einer Störung abgesetzt, aber morphologisch unmerklich, der Gesteinsuntergrund dieser Dachfläche von der Salmünster-Wechselfolge (suSM) zum Volpriehausener Geröllsandstein (smV). Partielle Gesteinsbleichungen konnten im Lesesteinbefund besonders im westlichen Bereich des *Horstes* nachgewiesen werden. Die Dachfläche löst sich im Bereich *Biebergrund* in die Höhenrücken **Queren-Berg (GeoRE SH-HR-6)** und **Pfarrküppel (GeoRE SH-HR-4)** auf, die etwas niedriger ansetzen.

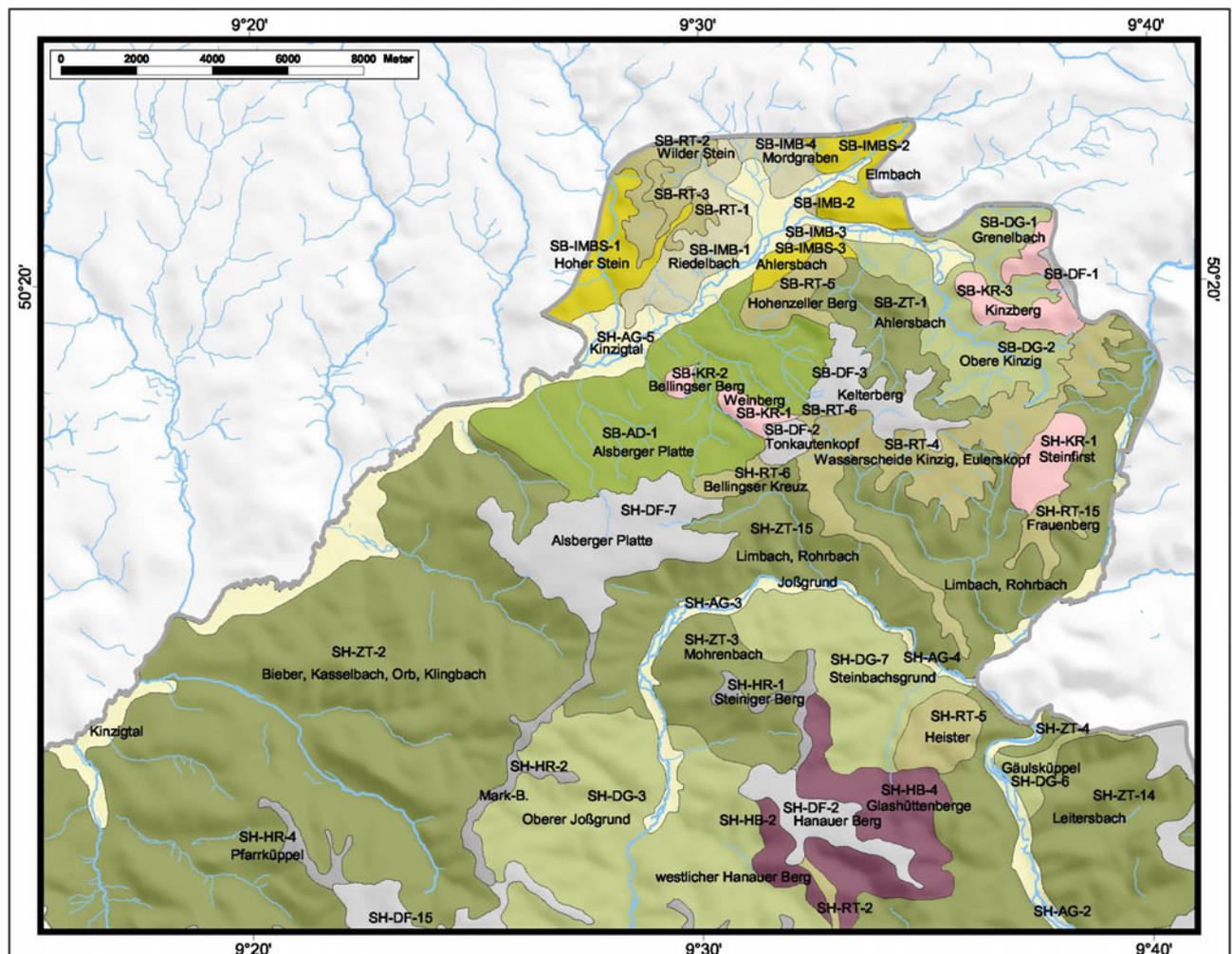


Abb. 13: Karte: Übersicht der Geomorphologischen Raumeinheiten (GeoRE) im nördlichen Sandsteinspessart und im Schlüchterner Becken. - Legende siehe S. 51, Abb. 12.

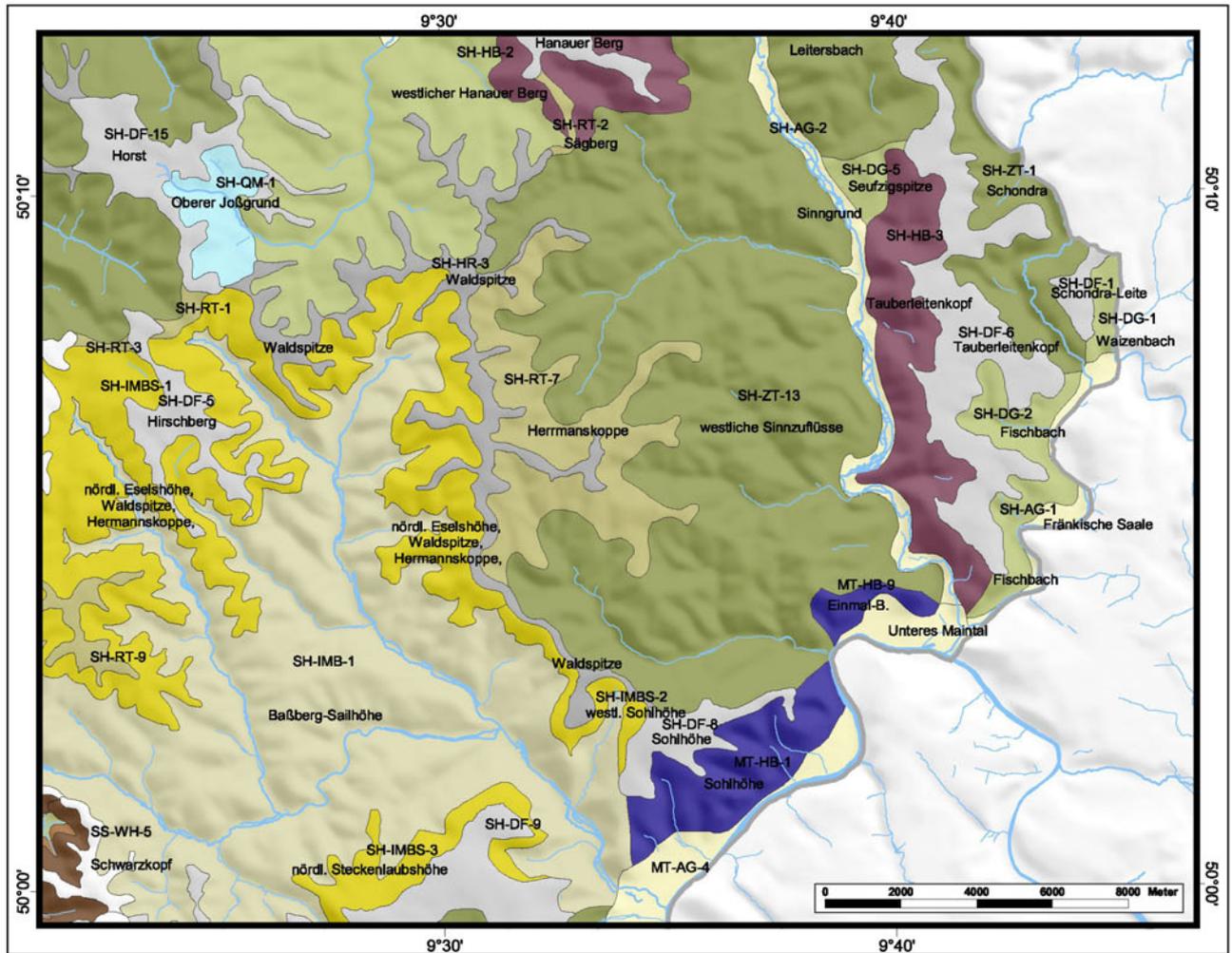


Abb. 14: Karte: Übersicht der Geomorphologischen Raumeinheiten (GeoRE) im nordöstlichen Sandsteinspessart. - Legende siehe S. 51, Abb. 12.

Mit dem **Höhenrücken Waldspitze (GeoRE SH-HR-3)** schließt südlich der Dachfläche Horst ein insgesamt geschwungenes, teils verästeltes Höhenrückensystem an, das die Wasserscheide zwischen *Lohrbach* und *Jossa* darstellt. Der Höhenrücken teilt sich an der *Waldspitze* (522 m NN) in einen nördlich und einen südlich verlaufenden Ast. Die nördliche Fortsetzung leitet mit wechselnden Richtungen zur **Dachfläche Hanauer Berg (GeoRE SH-DF-2)** über, die sich durch besonders ausgedehnte Flachbereiche von den umgebenden Hängen (**GeoRE SH-HB-2**, **GeoRE SH-HB-4**), Zertalungsgebieten (**GeoRE SH-ZT-3**), fluvialen Deformationsgebieten (**GeoRE SH-DG-3**) und dem Höhenrücken **Steiniger Berg (GeoRE SH-HR-1)** absetzt. Die Verflachung ist in weiten Bereichen in der Hardeggen-Folge (smH) angelegt (SCHWARZMEIER & WEINELT 1993), allerdings schneidet eine Störung die Dachfläche. Im Bereich der nördlichen Hochscholle steht in den höchsten Lagen bereits die Solling-Folge (smS) an. Allgemein wird diese bedeutende Verebnung durch aushaltende mechanisch feste Sandsteine der benannten Buntsandstein-Einheiten unterlagert. In einigen flachen Aufwölbungsbereichen konnte aber auch Saprolit in fester Varietät nachgewiesen werden (Kap. 4.1.3).

Verfolgt man den **Höhenrücken Waldspitze (GeoRE SH-HR-3)** von der *Waldspitze* in südliche Richtung, stellt man die zunächst eggische, ab dem *Eichenberg* (544 m NN) nordöstlich Frammersbach die herzynische Orientierung fest. Mit der *Hermannskoppe* (567 m NN) ist die zweithöchste Erhebung des Spessarts in den Höhenrücken integriert. Im Bereich der *Hermannskoppe* ist der Höhenrücken verästelt und bildet einen herzynisch streichenden Auslieger in das **Intramontane Becken Baßberg-Sailhöhe (GeoRE SH-IMB-1)** bei Flörsbachtal/Lohrhaupten, sowie in die gegenläufige Richtung. Die höchste Erhebung liegt im Kreuzungspunkt der Höhenrücken. Die Erhebung liegt im Bereich einer Buntsandstein-Scholle, die eine geringfügig erhöhte Position der su-sm-Grenze aufweist (Kap. 2.1.3.2, **Abb. 11**). Nach MATTHESS & MURAWSKI (1978) liegt im Bereich des höchsten Punktes der *Hermannskoppe* die Schichtgrenze bei 480 m NN, dementsprechend um 30 m höher als bei den benachbarten Schollen. Südlich der *Hermannskoppe* liegt ein lockerer, Block- und Stein-freier Grobsand im oberflächennahen Untergrund, wie in offengelassenen Bodenprofilen beobachtet werden konnte, die für Lehrzwecke vom Forstbetrieb angelegt wurden.

Der Höhenrücken besitzt mit dem *Müssel-Berg* (478 m NN) noch einmal eine flächige Ausbuchtung östlich Partenstein, bevor er an die **Dachfläche Sohlhöhe (GeoRE SH-DF-8)** anschließt. Der *Müssel-Berg*, wie auch die *Sohlhöhe* werden vom oberem Buntsandstein (Plattensandsteins, so2) unterlagert.

Mit dem **Gemünden-Zeitlofer Wald** schließt sich östlich der Sinn ein Höhenzug an, der naturräumlich bereits der Südrhön zugeschrieben wird (NRE 140.0; Kap. 2.1.6). Die **Dachfläche Tauberleitenkopf (GeoRE SH-DF-6)** stellt die größte zusammenhängende Fläche im Untersuchungsgebiet dar, die insgesamt mit geringen Neigungen nach N ansteigt (SCHWENZER 1968). Die Geologie der Hochfläche wird durch die obersten Gesteinsschichten des Mittleren und die unteren Straten des Oberen Buntsandsteins bestimmt.

Eine vergleichbare Geologie besitzen die Hochflächen in der Umgebung von Lohr a. Main (**Dachfläche Sohlhöhe, GeoRE SH-DF-8 und Dachfläche Steckenlaubshöhe, GeoRE SH-DF-9**). Diese Dachflächen liegen in Maintalnähe z.B. am *Harres* (430 m NN) bei Gemünden a. Main in niedrigerer Höhenlage, im Vergleich zur Dachfläche Tauberleitenkopf. Ausgedehnte Verebnungen im räumlichen Umfeld des Plattensandsteins (so2) wurden auch im Bereich der **Wertheimer Hochfläche** (141.1, Kap. 2.1.6) kartiert, die bereits außerhalb des Betrachtungsgebietes Spessart liegt.

2.2.4 Rumpftreppen; fluviale Deformationsgebiete und ausgeprägte Zertalungsgebiete des nördlichen Spessarts

Das System an Hochflächen und Höhenrücken wird durch niedrigere Flächenniveaus eingerahmt, die hier als **Rumpftreppengebiete** kartiert wurden. Diese Raumeinheiten sind zwar durch einzelne Talbereiche gegliedert, haben aber insgesamt einen hohen Anteil an flachen Landschaftsausschnitten. Sie unterscheiden sich hierbei von **fluvialen Deformationsgebieten**, die eine höhere Zertalungstendenz und damit einen höheren Anteil an steileren Hangneigungen besitzen. Diese Gebiete gehen sind durch Flächen geprägt, die randlich stark aufgelöst und zerlappt sind. In beiden Fällen ist die ursprüngliche Flachlandschaft mehr oder minder in einzelne Höhenzüge aufgelöst. Die Höhenzüge bleiben orographisch stets unter den kartierten Hochflächen und Höhenrücken zurück, an denen sie ansetzen.

Das **Zertalungsgebiet Bieber, Kasselbach, Orb, Klingbach (GeoRE SH-ZT-2)** steht für einen stark durch fluviale Deformationen geprägten Landschaftsausschnitt, der insbesondere in den jeweiligen oberen Talabschnitten eine Hochposition der su-sm-Grenze besitzt.



Abb. 15: Foto: Spessart-Hochfläche mit Höhenrücken Waldspitze (l.) und Hochfläche Horst (r.), sowie Flächenniveaus (Standort), weit gespanntes Kerbtal des oberen Joßgrunds. - Standort: Königsberg bei Joßgrund/Pfaffenhausen, N-Spessart, Blickrichtung: SW.

Getrennt durch die Dachfläche des Horstes schließt sich südlich das fluviale Deformationsgebiet **Oberer Joßgrund (GeoRE SH-DG-3)** an. Im Oberen Joßgrund, der häufig bis in die Höhenlagen durch landwirtschaftliche Nutzflächen geprägt ist, kann der Flächencharakter dieser Raumeinheit nachempfunden werden. Der Blick, z.B. von der Verebnung des Königs-Berges (456 m NN) in den nördlichen Joßgrund veranschaulicht die räumlich eingeschränkten Flächen, die, von Rahmenhöhen umgeben, am unteren Rand aber von Taleinschnitten deformiert sind (**Abb. 15**). Bei Bad Soden-Salmünster/Mernes verengt sich der Joßgrund und wird in der ge-

schwungenen Biegung nach E hin fortan von steileren und wenig gegliederten Hangabschnitten (**GeoRE SH-ZT-3, GeoRE SH-ZT-15**) begleitet. Die Gewässer sind kaum mehr verästelt, sondern streben relativ geradlinig der *Jossa* zu. Die Ausnahme bildet der *Rohrbach*, der erst erzgebirgisch, nach einem scharfen Knick fränkisch orientiert von N her der *Jossa* zufließt.

Das **Deformationsgebiet Steinbachsgrund (GeoRE SH-ZT-7)** liegt südlich der *Jossa* und großräumig, nicht sedimentologisch gesehen, im Gleithangbereich der *Jossa*-Schleife. Die Sonderstellung der zentralen Dachfläche des **Hanauer Berges (GeoRE SH-DF-2)** wird durch die saumartigen Hangbereiche (**GeoRE SH-HB-2; GeoRE SH-HB-4**) mit Winkeln über 10° unterstrichen. Sie setzen die Hochfläche gegen das südlich angrenzende Zertalungsgebiet der **Westlichen Sinnzuflüsse (GeoRE SH-ZT-13)** z.T. über 100 m ab. Die einzelnen Verebnungen erreichen im nördlichen Bereich nur noch Höhen um 370 m NN. Das Talsystem der *Fella* und *Aura*, des *Fliesenbaches* und des *Sindersbaches* greift in die Flächen stark verästelt, aber meist mit moderat geneigten Talhängen hinein.

Ausgehend vom **Höhenrücken Waldspitze (GeoRE SH-HR-3)** und dem **Rumpftreppengebiet Hermannskoppe (GeoRE SH-RT-7)** fällt die Landoberfläche kontinuierlich zum Sinntal ab, wird aber durch einzelne Flächen treppenartig gegliedert. Die Abdachung wird nur in Sinntal-nahen Bereichen durch die Schichtlagerung unterstützt, die gleichen Neigungstendenzen folgt. Der getreppte Aufbau der Hänge und die starke Zertalung führten dazu, dieses Gebiet nicht als Abdachungsfläche, sondern als Zertalungsgebiet anzusprechen, obwohl die übergeordnete Abdachung der Landoberfläche erkennbar ist.

Das Zertalungsgebiet ist im Gegensatz zu Gebieten vergleichbarer Morphologie nicht durch den Ausstrich des Unteren Buntsandsteins, sondern durch die Gesteinsschichten des sm geprägt. Im Bereich der Mittelhänge liegt morphologisch unmerklich die Schichtgrenze su-sm. Die verästelten Talsysteme sind daher auch im Kartenbild der Geologischen Karte durch die stark aufgelösten Ausstrichbereiche des Mittleren Buntsandsteins nachzuvollziehen (Kap. 2.1, Abb. 2).

Östlich der *Sinn* wird die Talflanke in ihrer gesamten Mächtigkeit von den Schichten des sm aufgebaut. Der Talabschnitt, der explizit als **Hangbereich Tauberleitenkopf (GeoRE SH-HB-3)** ausgewiesen wurde, ist in weiten Bereichen auffällig gestreckt. Nördlich Burgsinn besitzt das Sinntal fränkische Richtungen, im südlichen Talbereich sind eggische Elemente erkennbar.

2.2.5 Intramontanes Becken Baßberg-Sailhöhe und Schlüchterner Becken

Als zentrales Bindeglied zwischen nördlicher und südlicher Spessart-Hochfläche fungiert das **Intramontane Becken Baßberg-Sailhöhe (GeoRE SH-IMB-1)**, das räumlich nahezu mit dem Einzugsgebiet der *Lohr*, inklusive der Tributäre *Lohrbach* und *Aubach* korreliert. Die Beckensi-

tuation mit den rahmenden Dachflächen und Höhenrücken sowie Walm-Höhenrücken wurde zunächst in der Karte der Höhengschichten (Kap. 2.1.4, **Abb. 6**) auffällig. Auch an wenigen Aussichtspunkten im Gelände ist der Beckencharakter nachzuvollziehen, z.B. an der waldfreien Verebnung (470 m NN) am *Lärchenberg* bei Heinrichsthal (**Abb. 16**).



Abb. 16: Foto: Intramontanes Becken Baßberg-Sailhöhe mit restriktiven Flächen, südliche Rahmenhöhen der Hochfläche Stecktenlaubshöhe und Hengstkopf. - Standort: Lärchenberg bei Heigenbrücken/Heinrichsthal, zentraler Spessart, Blickrichtung: SSE.

Die Rahmenhöhen erreichen am **Walm-Höhenrücken Hirschhörner (GeoRE SS-WH-4)** und am **Walm-Höhenrücken Schwarzkopf (GeoRE SH-WH-5)** ihren niedrigsten Bereich. Hier liegen die Rahmenhöhen an den *Hirschhörnern* selbst und an einem nördlich gelegenen Pass nur noch bei 390 bzw. 380 m NN. Die herausragenden Rahmen bilden im NW der **Walm-Höhenrücken Eselshöhe (GeoRE SH-WH-3)** mit 519,7 m NN und im Süden die Dachflächen **Sohlhöhe (GeoRE SH-DF-8)** und **Steckenlaubshöhe (GeoRE SH-DF-9)** mit 536 und 542 m NN. Insbesondere der südliche Rahmen ist von Interesse, da er einen zusammenhängenden Ausbiss des Mittleren Buntsandsteins darstellt, der partiell von Gesteinsschichten des Oberen Buntsandsteins im Hochflächenbereich überlagert wird. Nach SIEBERT (1934: 55; [o. Seitenangabe], Karte 2) sind die Hochflächen im sm in der Umgebung von Lohr a. Main Bestandteil der „Stufe des Mittleren Buntsandsteins“. Beachtlich ist, dass der Unterlauf der *Lohr* die Landstufe quert und das Stufenvorland in Richtung Hochfläche entwässert⁸.

In den höheren Stockwerken des Intramontanen Beckens, z.B. der *Ludwigshöhe* (482,6 m NN), sind verschiedene Flächenniveaus konserviert, die das ehemalige Beckenniveau vor der fluvialen Deformation durch die Gewässer des *Lohr*-Systems repräsentieren. Die *Ludwigshöhe* wurde auf-

⁸ Einen vergleichbaren Befund erhält man auch im Gebiet der südlichen Spessart-Hochfläche. Hier entwässert die Hafenlohr durch den Höhenzug hindurch Richtung östliches Mainviereck (Kap. 2.2.6).

grund des deutlichen Flächencharakters als **Rumpftreppengebiet (SH-RT-9)** kartiert. Alle weiteren gestaffelten Hangbereiche werden als **Saumgebiete des Intramontanen Beckens (GeoRE SH-IMBS-1, GeoRE SH-IMBS-2, GeoRE SH-IMBS-3)** angesprochen. Sie leiten in unterschiedlichen Niveaus von den umliegenden Dachflächen zum zertalten Intramontanen Becken über.

Das **Schlüchterner Becken** nimmt tektonisch, geologisch und geomorphologisch eine besondere Stellung innerhalb des Spessarts ein. Die tektonische Einmuldung des Gebietes ist auf die Lage im Kreuzungspunkt der **Kinzigal-Mulde** und der **Schlüchterner Mulde** zurückzuführen (DIEDERICH & HICKETHIER 1970). Die Einmuldung äußert sich auch in einer lebhaften und kleingliedrigen Bruch- und Verwerfungstektonik (Kap. 2.1.3). Eng mit der tektonischen Entwicklung ist die besondere geologische Situation verbunden. Die Geologie dieses Gebietes ist durch die Ausstrichbereiche des Mittleren und des Oberen Buntsandsteins geprägt, daneben bildet der Untere Muschelkalk kleinere Kuppenbereiche. Tertiärsedimente streichen flächig oder in hängiger Lage saumartig aus. Hier deckeln Vulkanite die Sedimente ab und bilden darüber z.T. flächige Plateaus (**Abb. 17**).



Abb. 17: Foto Oberes Kinzigal, Rahmenhöhen bewaldet im Muschelkalk/Basalt (Hintergrund (l.), Sockel in Tonsteinen der Röt-Folge mit Muschelkalksteinen als Solifluktionmaterial. - Standort: Gerlings-Berg bei Schlüchtern/Herholz, Schlüchterner Becken, Blickrichtung: SSE.

Die besondere geogene Konstellation äußert sich in einer lebhaften Reliefformierung dieses Gebietes, die von den großzügigen Formen des Sandstein-Spessarts deutlich abweicht. Insgesamt wird das Schlüchterner Becken als Intramontanes Becken gesehen, das zunächst tektonisch angelegt wurde, aufgrund dessen aber auch eine besondere Verwitterungs- und Abtragungsgeschichte erlebte. Die verbreiteten Basaltdecken haben als endogener Impuls zusätzlich die Reliefentwicklung beeinflusst.

Das zentrale Schlüchterner Becken wird vom Aufschüttungsbereich der Kinzig (**SH-AG-5**) geprägt, der sich im Stadtgebiet von Schlüchtern verästelt. Der bedeutendste Talbereich folgt dem abknickenden Kinzigverlauf bis in die Nähe der Kinzigquelle. Im Bereich der Talweitung bei Steinau a.d. Straße wird der südliche Rahmen durch ein ausgeprägtes Abdachungsgebiet (**SB-AD-1**) gebildet, das mit gleichbleibender Tendenz im oberen Buntsandstein vom Basaltplateau der Alsberger Platte (**SH-DF-7**) zur Kinzig abdacht. Die kuppenartigen Bereiche des Weinberges (**SB-KR-1**) und des Bellinger Berges (**SB-KR-2**) sind als Aufsitzer dieser Fläche zu interpretieren.

Weitere zentrale Gebiete des **Intramontanen Beckens (SB-IMB-1 bis SB-IMB-4)** sind orographisch gering von der Talsohle abgesetzt und eher dellenartig gegliedert. Tendenziell höhere Anteile an steilen Hangneigungen zeigen die Saumgebiete des Intramontanen Beckens (**SB-IMBS-1 bis SB-IMBS-3**). Die hohe Zertalungstendenz ist insbesondere im Gebiet des *Elmbaches* und des *Steinaubaches* erkennbar. In gleicher Weise ist das Einzugsgebiet des *Ahlersbaches* durch starke Zertalung geprägt und wird als Zertalungsgebiet (**SB-ZT-1**) angesprochen. Der südliche Rahmen bildet die **Dachfläche Kelterberg (SB-DF-3)**, die von niedrigeren Niveaus umrahmt wird (**SB-RT-4, SB-RT-5**). Die Wasserscheide zwischen *Kinzig*- und *Sinn*-System ist als Flächenpass ausgebildet und als solcher in die Rumpftreppengebiete integriert.

Kuppige Reliefausschnitte sind an das Verbreitungsgebiet des Muschelkalkes geknüpft (**SB-KR-3**). Mit der **Steinfirrst (SH-KR-1)** bildet eine exponierte Erhöhung den Übergang zum südlich angrenzenden Sandsteinspessart.

2.2.6 Dachflächen und Höhenrücken des südlichen Spessarts

Die Hochgebiete des südlichen Spessarts schließen südlich des **Intramontanen Beckens (GeoRE SH-IBM-1)** an (**Abb. 19, 20**). Die **Steckenlaubshöhe (GeoRE SH-DF-9)** bildet eine Hochfläche vergleichbar der beschriebenen **Dachfläche Sohlhöhe (GeoRE SH-DF-8)**. Sie wird durch den markanten Taleinschnitt des **Rechtenbachs (GeoRE SH-ZT-5)** von der südlich angrenzenden **Dachfläche Klosterküppel (GeoRE SH-DF-10)** abgeteilt. Das **Quellgebiet Rechtenbach (GeoRE SH-QM-2)** liegt unmittelbar im Bereich des Flächenpasses (450 m NN) bei Neuhütten/Bischborner Hof, der die Hochflächen über den **Höhenrücken Hirschberg (GeoRE SH-HR-8)** verbindet.

Mit wechselnder Richtung von herzynisch nach rheinisch entwässert der *Rechtenbach* ohne nennenswerte Zuflüsse mit außergewöhnlich gestrecktem Längsprofil (**Abb. 129**, Kap. 6 Anhang) in Richtung *Main* bei Lohr a. Main. Die auffällig flache Quellmulde geht im Mittel- und Unterlauf allmählich in ein gegliedertes Tal mit V-förmigem Querschnitt über.

Die Hochflächen in der Umgebung des Rechtenbaches haben über den **Höhenrücken Hirschberg (GeoRE SH-HR-8)** Anschluss zu der westlich angrenzenden **Dachfläche Hengstkopf (Geo-**

RE SH-DF-11). Die Dachfläche erreicht am namensgebenden *Hengstkopf* 506,1 m NN und ist zu den Rändern in einzelne, leicht abgesetzte Verebnungen gegliedert. Ein Pass leitet zur zentral gelegenen **Dachfläche Geisberg-Königsberg (GeoRE SH-DF-12)** über, der mit etwas niedrigerem Höhengniveau von maximal 466 m NN direkten Anschluss an den **Walm-Höhenrücken Hirschkopf (GeoRE SS-WH-6)** hat. Dieser Höhenkomplex umsäumt von N her das **Zertalungsgebiet Hafenlohr (GeoRE SH-ZT-6)**.

Das Gebiet südlich der *Hafenlohr* ist von dem zentralen, rheinisch streichenden **Höhenrücken Geiersberg (GeoRE SH-HR-6; Abb. 18)** geprägt, der die höchste Spessarterhebung an seinem nördlichen, *Hafenlohr*-nahen Ende integriert. Im Untergrund des Höhenrückens Geiersberg lagern über dem Sockel aus Unterem Buntsandstein die Schichten des Mittleren Buntsandsteins. SIEBERT (1934: 55) bringt den Höhenrücken morphologisch mit dem sm in Verbindung und kartiert die „Stufe des Mittleren Buntsandsteins“ vom südlichen Spessart über die *Steckenlaubshöhe* bis an die *Jossa* heran.



Abb. 18: Foto: Abdachungsfläche des SE-Spessarts mit eingeschalteten Verebnungen und obsequenten, schwach eingesenkten Entwässerungsbahnen (Abdachung vom Geiersberg zur Aufnahmestandortes). - Standort: Verebnung bei Bischbrunn/Esselbach, SE-Spessart, Blickrichtung: NW.

Westlich des **Höhenrückens Geiersberg (GeoRE SH-HR-6)** setzt sich orographisch abgesetzt das Höhensystem über das **Rumpftreppengebiet Echterspfaahl (GeoRE SH-RT-14)** und den **Walm-Höhenrücken Bildkopf (GeoRE SS-WH-7)** fort. Südlich dieses Walmabschnitts schließt der **Höhenrücken Hohe Warte (GeoRE SH-HR-11)** und der **Höhenrücken Eichenberg (GeoRE SH-HR-7)** an. Begleitet von kleineren Rumpftreppengebieten (**GeoRE SH-RT-4, GeoRE SH-RT-10**) zieht er zur **Dachfläche Eichelsberg (GeoRE SH-DF-13)** hinüber.

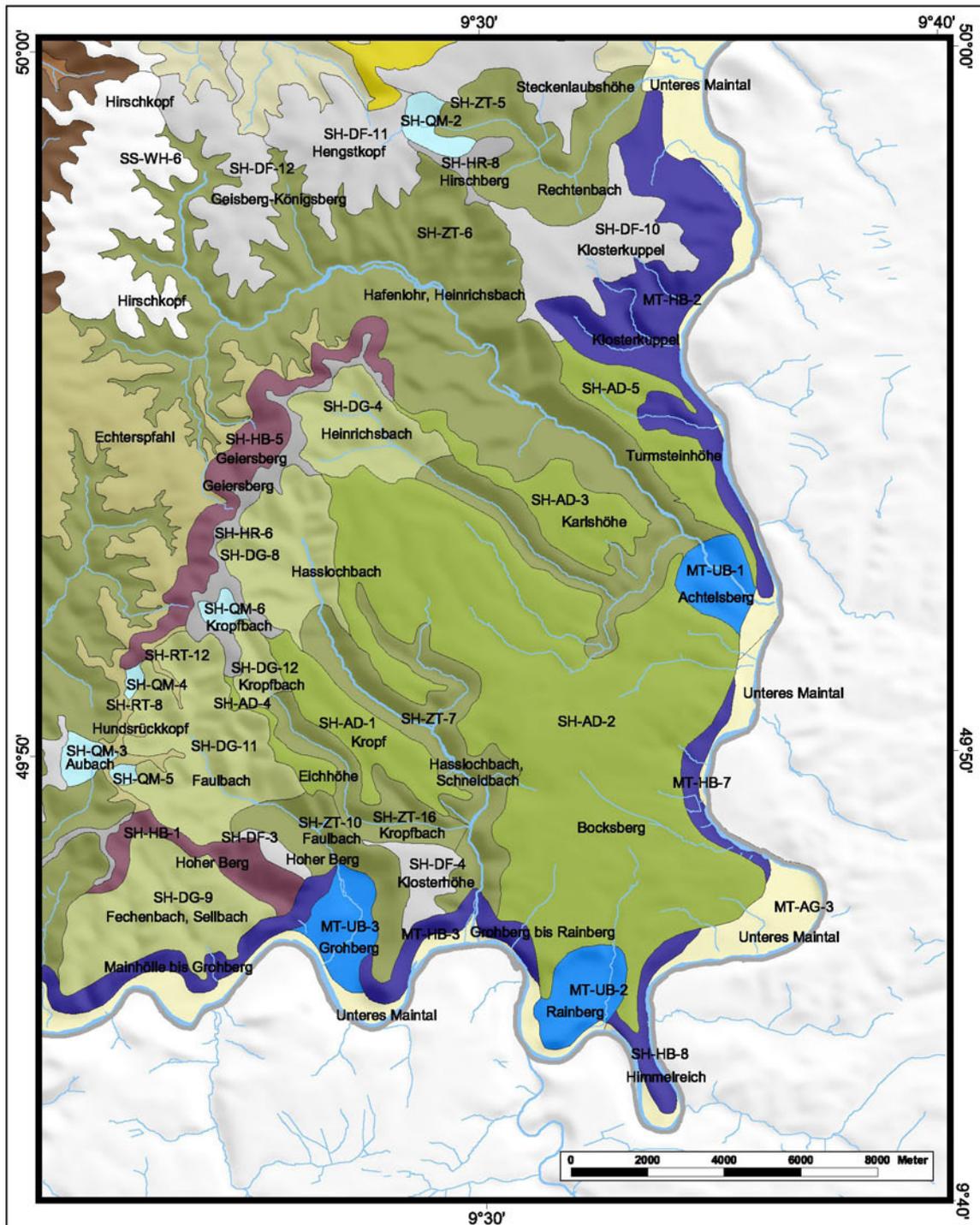


Abb. 19: Karte: Übersicht über die Geomorphologischen Raumeinheiten (GeoRE) des südöstlichen Sandsteinspessarts. - Legende siehe S. 51, Abb. 12.

Die zuletzt genannten Hochgebiete, inklusive der **Fläche Echterspfahl (GeoRE SH-RT-14)**, entsprechen einem dominant auftretenden Niveau im SW-Spessart. In einigen Bereichen, z.B. am *Eichelsberg* (407 m NN), wurden flächenhafte Verwitterungsbildungen in den Sandsteinen des su nachgewiesen (JUNG 1996, 2004). Vergleichbare ausgedehnte Verwitterungsbildungen gibt es im Untergrund des vorgelagerten **Rumpftreppengebietes Weißer Leimen (GeoRE SH-RT-13)**. Diese

Fläche leitet im Niveau von 300 m NN zum Maintal bzw. zur Untermainebene über. Der Anstieg vom Niveau der E-Terrasse *Walters-Berg* (150,1 m NN) zum *Hoher Berg* (216 m NN) südlich Sulzbach a. Main ist im Stile eines Rampenhanges ausgebildet.

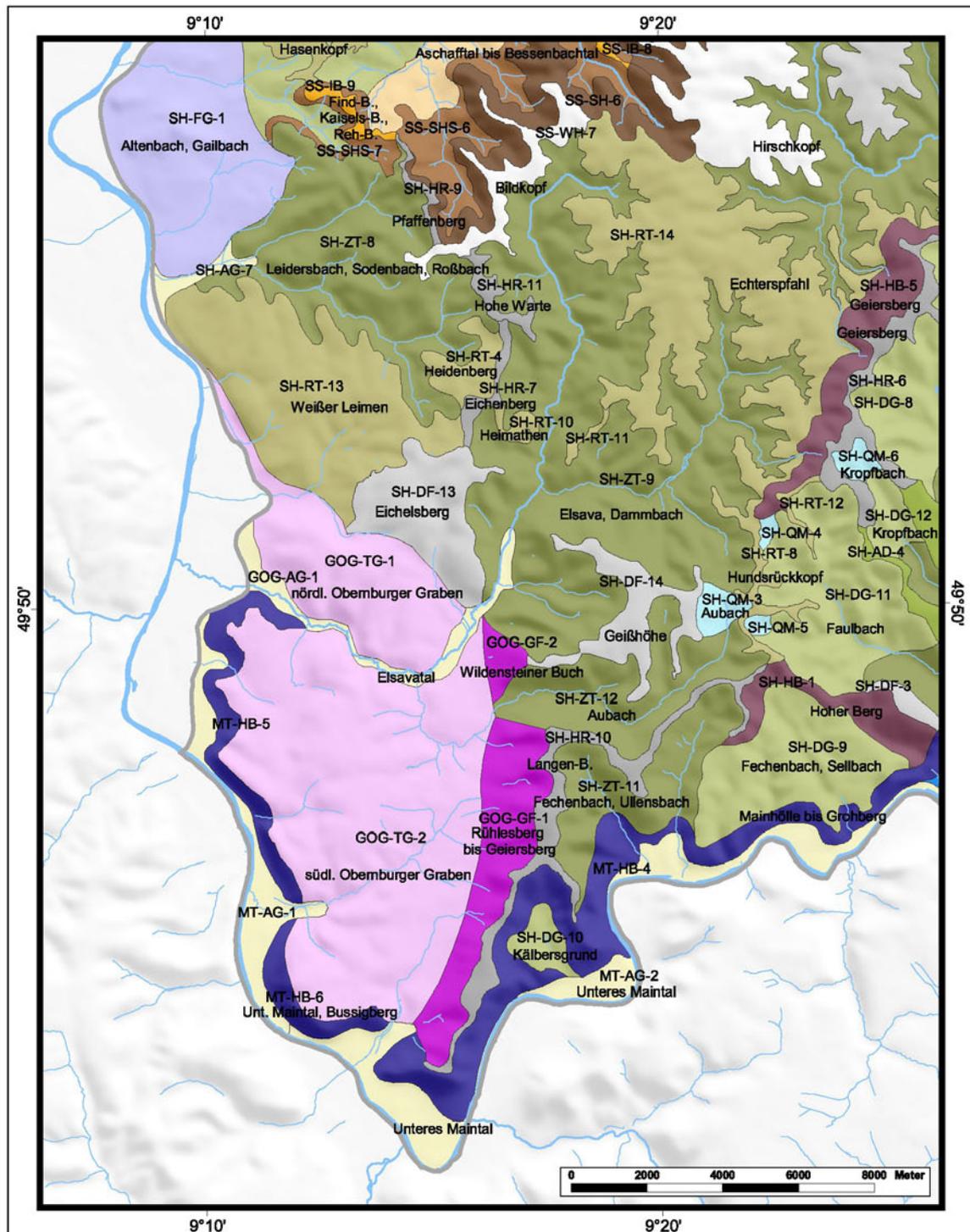


Abb. 20: Karte: Übersicht über die Geomorphologischen Raumeinheiten (GeoRE) des südwestlichen Sandsteinspessarts. - Legende siehe S. 51, Abb. 12.

Eine vergleichbare flächenhafte Verbreitung saprolitisierter Sandsteine wurde in den Hochlagen des zentralen Spessarts nicht mehr nachgewiesen. Viele Dachflächen und Höhenrücken werden von mechanisch festen Gesteinsschichten unterlagert. Dies betrifft z.B. den **Höhenrücken Langer Berg (GeoRE SH-HR-10)**, der von Gesteinen der Solling-Folge (smS) aufgebaut wird. Im Bereich von Flächenpässen sind die Schichten der Hardeggen-Folge (smH) verbreitet. Der Höhenrücken schließt die rheinisch streichende **Grabenflanke Langer-Berg, (GeoRE GOG-GF-1)** des **Großwallstadt-Obernburger Grabens (GeoRE GOG-TG-1, GeoRE GOG-TG-2)** nach E/SE ab. Der Lange Berg bildet an seinen südlichen Flanken den markanten Talhang des *Mains* (**GeoRE MT-HB-4**), der auch als **Mainhöhle** bezeichnet wird. Östlich von Collenberg/Kirschfurt liegt der Höhenrücken nicht mehr unmittelbar am *Main*, sondern wird vom Zertalungsgebiet des *Fechenbachs* und des *Uhlenbachs* (**GeoRE SH-ZT-11**) getrennt. Die nördliche Grenze des Höhenrückens bildet das Aubachtal (**GeoRE SH-ZT-12**), das durch wechselnd herzynisch bis steil erzgebirgische Richtungen geprägt ist.

Der **Höhenrücken Langer Berg (GeoRE SH-HR-10)** geht weiter östlich, orographisch unmerklich, in das langgestreckte **Rumpftreppengebiet Hundsrückkopf (GeoRE SH-RT-8)** über. Das Gebiet schließt weiter nördlich niveaugleich an die **Fläche Eichterspahl (GeoRE SH-RT-14)** an und leitet mit einem Anstieg (**GeoRE SH-HB-5**) über verschiedene Niveaus (**GeoRE SH-RT-12**) zum **Höhenrücken Geiersberg (GeoRE SH-HR-6)** über.

Die ausgedehnte **Dachfläche Geißhöhe (GeoRE SH-DF-14)** bildet ein geologisches wie morphologisches Bindeglied in rheinischer Fortsetzung zum **Höhenrücken Langer Berg (GeoRE SH-HR-10)** und zum östlich gelegenen **Höhenrücken Geiersberg (GeoRE SH-HR-6)**. Überleitend wirkt der Quellmuldenbereich *Aubach* (**GeoRE SH-QM-3**), der vergleichbar den Quellmulden *Kleiner Grund* (**GeoRE SH-QM-5**), *Faulbach* (**GeoRE SH-QM-4**) und *Kropfbach* (**GeoRE SH-QM-6**) unmittelbar an flächenhafte Hochgebiete anschließt. Mit der **Dachfläche Hoher Berg (GeoRE SH-DF-3)** liegt noch einmal ein isolierter, langgestreckter Höhenbereich im südlichen Mainviereck, nordwestlich von Faulbach. Für diese, letztendlich Tafelberg-ähnlichen Höhen des SE-Spessarts wurde assoziativ der Begriff „Sargdeckelberge“ geprägt (SPERBER 1983: 88 ff).

2.2.7 Rumpftreppen, fluviale Deformationsgebiete und ausgeprägte Zertalungsgebiete des südlichen Spessarts

Ein herausragendes Rumpftreppengebiet des südlichen Spessarts ist das **Rumpftreppengebiet Eichterspahl (GeoRE SH-RT-14)**, das größtenteils im 400-460 m NN-Niveau dem **Höhenrücken Geiersberg (GeoRE SH-HR-6)** westlich vorgelagert ist. Die Fläche bildet im fränkischen Streichen den Übergang zur Sandsteinstufe und übernimmt im Bereich der Kleinaschaff zwischen den **Walm-Höhenrücken Hirschkopf (GeoRE SS-WH-6)** und **Bildkopf (GeoRE SS-WH-7)** selbst

die Funktion des Walms. Die obersten Lagen werden von den groben Sandsteinen der Volpriehausen-Folge unterlagert (SCHWARZMEIER & WEINELT 1981), wobei ausgedehnte Flachformen den Gesteinsuntergrund nur in seltenen Fällen unmittelbar nachzeichnen.

Mit 33,5 km² ist die Fläche **Echterspfahl (GeoRE SH-RT-14)** sehr ausgedehnt und umrahmt nördlich die Gewässer *Elsava* und den tributären *Dammbach*. Beachtlich ist, dass nicht der Geiersberg-Komplex, sondern das Rumpftreppengebiet Echterspfahl die zentrale Wasserscheide des Spessarts zwischen der östlich orientierten *Hafenlohr* und dem westlich ausgerichteten *Elsava*-System ausbildet.

Die Talsysteme *Elsava* und *Dammbach (GeoRE SH-ZT-9)*, die hier als Zertalungsgebiete kartiert wurden, sind in die **Rumpftreppenlandschaft Echterspfahl (GeoRE SH-RT-14)** eingelassen. Auch das Einzugsgebiet des **Aubachs (GeoRE SH-ZT-12)**, der eindrucksvoll die Flanke des **Großwallstadt-Obernburger Grabens (GeoRE GOG-GF-1)** durchbricht, ist als fluviales Zertalungsgebiet anzusprechen.

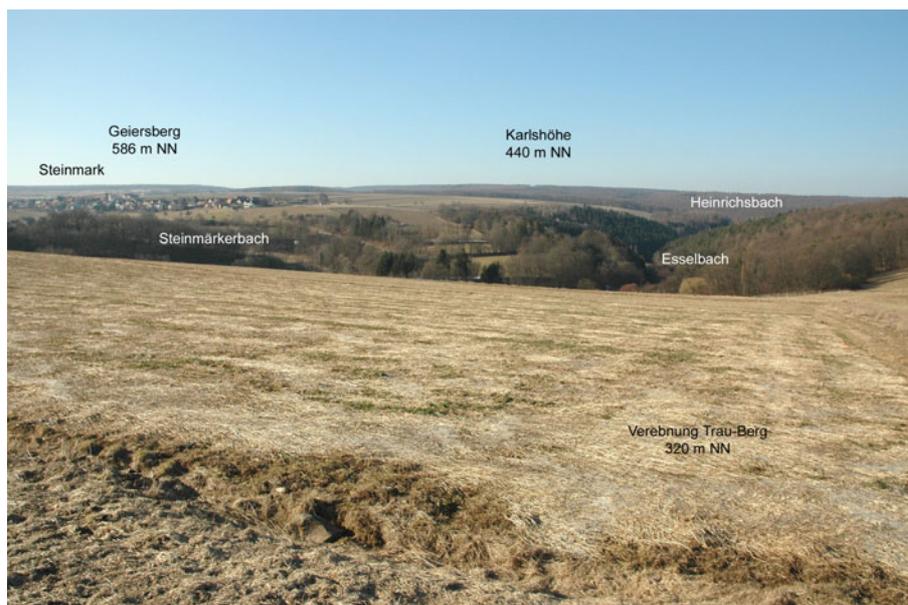


Abb. 21: Foto: Abdachungsgebiete Bocks-Berg und Karlshöhe sowie Zertalungsgebiet Hafenlohr, Heinrichsbach. - Standort Verebnung Trau-Berg (320 m NN), Blickrichtung: NNW.

Im zentralen und östlichen Spessart tritt als markantes Zertalungsgebiet das Einzugsgebiet **Hafenlohr, Heinrichsbach (GeoRE SH-ZT-6, Abb. 21)** in Erscheinung. Die *Hafenlohr* erschließt Bereiche östlich und westlich des **Höhenrückens Geiersberg (GeoRE SH-HR-6)**. Der *Geiersberg*-Komplex ist gleichsam ein markanter Wendepunkt im *Hafenlohr*-System. Der Oberlauf mit wechselnd fränkisch bis variskischen Richtungen orientiert sich im Bereich dieses Höhenzuges konsequent fränkisch zum Main. In Höhe von Rothenbuch/Lichtenau durchbricht die *Hafenlohr* den Höhenzug des *Geiersbergs*. Im Vergleich zum tributären *Heinrichsbach*, der unmittelbar am östlichen Abhang des Höhenrückens entspringt, macht sich das erweiterte Einzugsgebiet in den Gewässer-Längsprofilen durch unterschiedlich steile Gefällslinien bemerkbar (**Abb. 21, Abb. 91, Kap. 6 Anhang**).

2.2.8 Sandsteinstufe

Die gebräuchliche Bezeichnung „Schichtstufe des unteren Buntsandsteins“ (SIEBERT 1934: [o. Seitenangabe], Karte 2; **Abb. 1**) ist terminologisch mit überholten Anschauungen zur Stufengenese verknüpft. Auch die alternative Bezeichnung "Stufe des feinkörnigen Sandsteins" (SIEBERT 1934: 52) betont in starkem Maße den sedimentären Gesteinsuntergrund und damit den morphologischen Zusammenhang mit der Stufengenese. Es wird vorgeschlagen, die zunächst morphogenetisch neutrale Bezeichnung **Landstufe des Buntsandsteins** bzw. **Sandsteinstufe** zu verwenden.

Die Stufe wechselt in ihrem gesamten Verlauf mehrfach die Orientierung, ist aber abschnittsweise tendenziell geradlinig ausgerichtet. Vorherrschende tektonische Richtungen (rheinisch, variskisch, herzynisch) kommen im Stufenverlauf immer wieder zur Geltung (**Abb. 22**). Im **Büdingen Wald**, im nördlichen Untersuchungsgebiet, ist dies besonders auffällig. Das Buntsandstein-Gebiet beginnt hier mit einer steil herzynisch orientierten Landstufe. Der Talaustritt der Kinzig ist im Knickbereich zwischen dem flachen herzynischen Verlauf nördlich und der rheinisch streichenden Stufenfront südlich angelegt. Dieser markante Richtungswechsel ist im weiteren Verlauf mit dem herzynischen bis fränkischen Abschnitt *Franzosenkopf* - oberer *Kahlgrund* und dem Stufenabschnitt oberer *Kahlgrund* – *Kuppe* am deutlichsten ausgeprägt.

Die mehrfache Umorientierung ist im Stufenverlauf südlich der *Laufach* nicht mehr eindeutig erkennbar. Der Sandsteinrücken orientiert sich in diesem Gebiet partiell am Talverlauf der *Laufach*, der hier flach erzgebirgisch verläuft. Weiter südlich wird die Stufenfront immer deutlicher durch die Orientierung der jeweiligen *Aschaff*-Tributäre bestimmt und erlangt sukzessive den Charakter einer Talrandstufe. Der Stufenverlauf, insbesondere in der Umgebung von Aschaffenburg/Gailbach ist stark in einzelne Inselberge aufgelöst und nicht mehr eindeutig als geschlossene Landterrasse erkennbar.

Gegenüber bisherigen Anschauungen und kartographischen Darstellungen (SIEBERT 1934, NIEMZ 1964, SEMMEL 1995) soll die Sandsteinstufe nicht als linienhaftes, den Kristallinen Spessart vom Sandsteinspessart trennendes Landschaftselement verstanden werden, sondern als saumartiger Übergang hoher geologischer wie morphologischer Diversität. Innerhalb der Geomorphologischen Raumeinheit der **Sandsteinstufe (GeoRE SS)** wird durch die verschiedenen Raumeinheiten eine Sequenz an Formenelementen beschrieben, welche die Komplexität dieses Landschaftsausschnittes verdeutlicht.

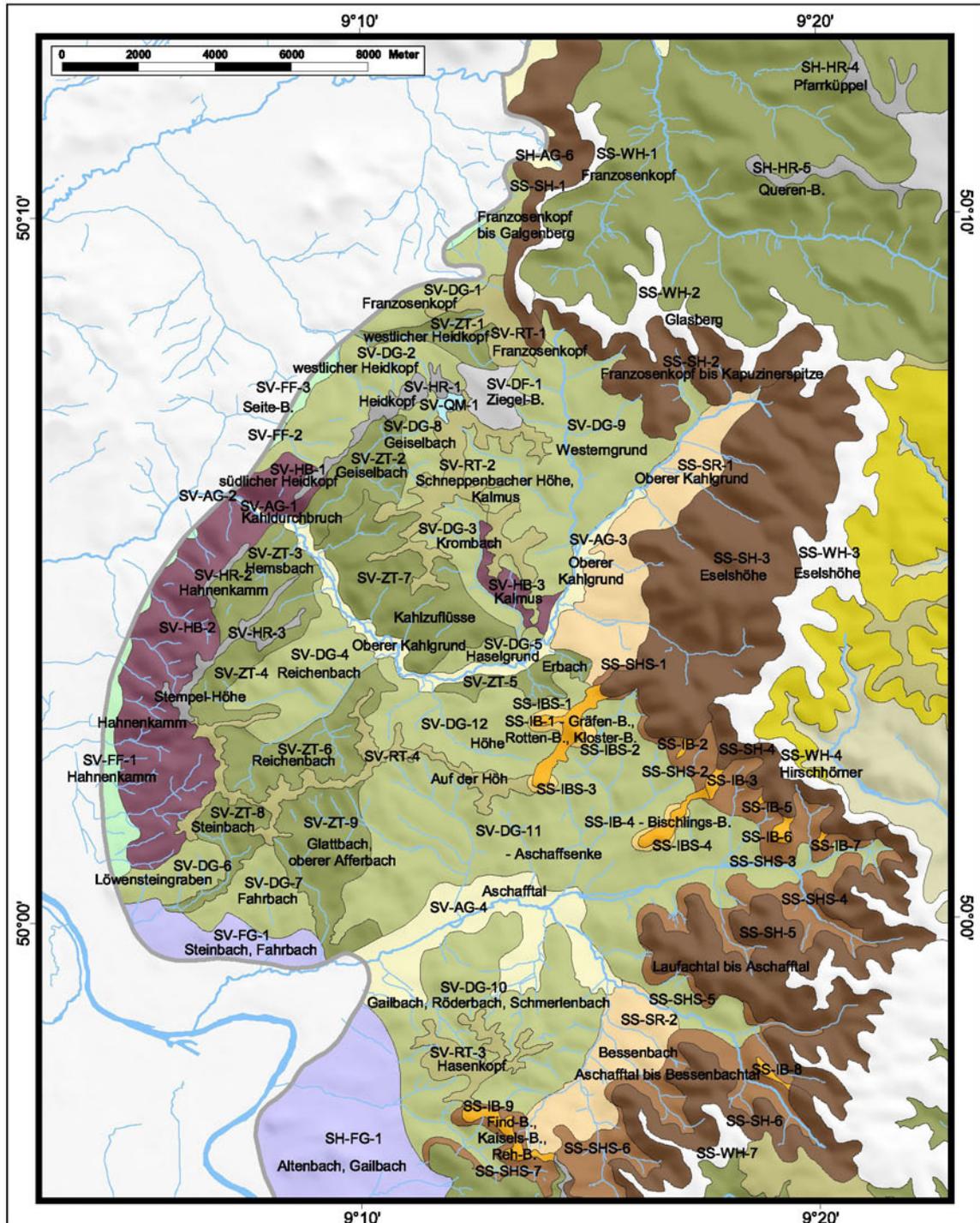


Abb. 22: Karte: Übersicht über die Geomorphologischen Raumeinheiten (GeORE) der Sandstein-Stufe und des Vorderen Spessarts. - Legende siehe S. 51, Abb. 12.

2.2.8.1 Walm-Höhenrücken

Der höhere Abschluss der Stufen-bezogenen Reliefeinheiten wird hier als **Walm-Höhenrücken** definiert. In dieser Terminologie kommt zum Ausdruck, dass der Höhenrücken morphogenetisch mit der Sandsteinstufe in Verbindung steht und gleichzeitig als langgestreckte Flachform in hoher orographischer Position ausgebildet ist. Von N nach S können verschiedene Walm-Höhenrücken-Abschnitte entsprechend der vorherrschenden Orientierung der Stufe benannt werden.

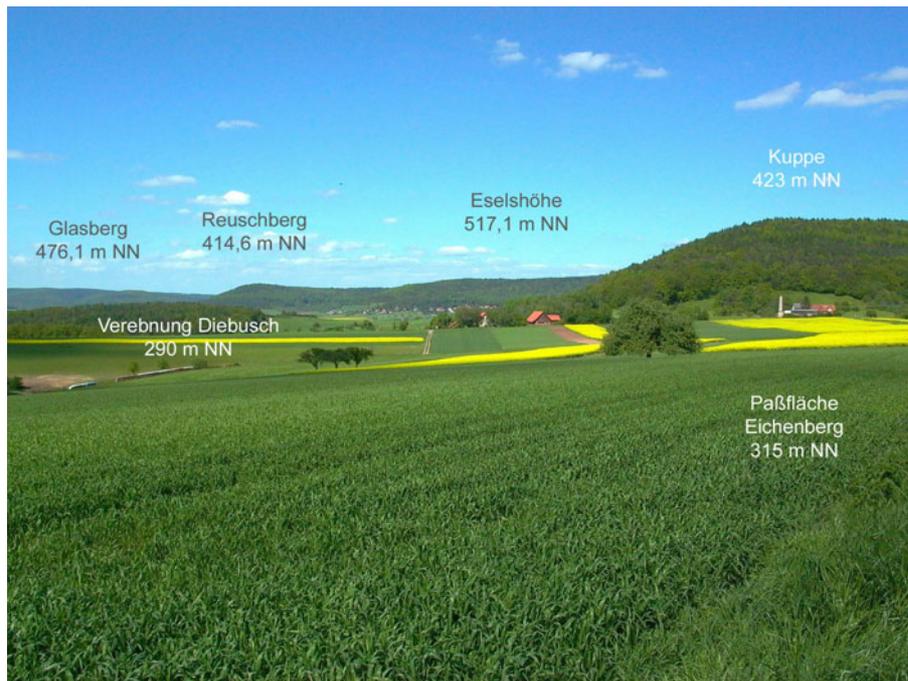


Abb. 23: Foto: Nördliche Sandsteinstufe mit den Walm-Höhenrücken Eselshöhe (r.) und Glasberg (l.) und restriktiven Flächen am Stufenhang (Reuschberg), restriktive Flächen im Stufenvorland. - Standort: *Klosterberg* bei Sailauf/Eichenberg, W-Spessart, Blickrichtung: NE.

Der Abschnitt **Franzosenkopf (GeoRE SS-WH-1)** reicht vom *Galgen-Berg* (393,1 m NN) über die *Rauhe Heil* (435,4 m NN) mit aufsteigender Tendenz zum *Franzosenkopf* (481,0 m NN). Mit herzynischer Orientierung folgt der Abschnitt **Glasberg (GeoRE SS-WH-2, Abb. 23)** den Höhen *Glas-B.* (476,1 m NN), *Hoher Querberg* (471,4 m NN) und *Tanzplatz* (465,8 m NN). Nahe der *Kapuzinerspitze* (420,8 m NN) beginnt der rheinisch orientierte Höhenzug der **Eselshöhe (GeoRE SS-WH-3)** der sich mit dem *Lärchenberg* (517,1 m NN), *Bei den sieben Buchen* (507 m NN) und der *Steig-Koppe* (501,6 m NN) etwa im 500 m NN-Niveau bewegt.

Mit herzynischen bis fränkischen Richtungen zieht der schmale und relativ niedrig gelegene **Walm-Höhenrücken Hirschhörner (GeoRE SS-WH-4)** gelegentlich unterhalb der 400 m NN-Fläche zum etwas verästelten **Höhenrücken Schwarzkopf (GeoRE SS-WH-5)**. Aufgrund der orographischen Depression, die mit der Lage des östlich angrenzenden Intramontanen Beckens korreliert, kann dieser Walm-Abschnitt für eine Gliederung der Sandsteinstufe herangezogen werden. Er trennt die nördliche Sandsteinstufe vom südlichen Stufenabschnitt, der im Folgenden beschrieben werden soll.

Der rheinisch streichende Abschnitt **Hirschkopf (GeoRE SS-WH-6)** wurde aufgrund der ausgedehnten flachen Hangneigungen sehr großzügig kartiert und ist dementsprechend eher als Walm-Dachfläche, denn als Walm-Höhenrücken einzuordnen. Die Höhen *Mies-Berg* (484 m NN), der *Hirschkopf* (475 m NN) und die *Weißensteiner Höhe* (482 m NN) sind in diesen Höhenrücken integriert. Das **Rumpftreppengebiet Eichterspfahl (GeoRE SH-RT-14)**, die flächig in den zentralen Spessart hineinreicht und nicht weiter differenziert werden kann, übernimmt parallel zur *Kleinaschaff* die Funktion des Walms. Der **Höhenrücken Bildkopf (GeoRE SS-WH-7)** leitet

flach rheinisch zu den südlich gelegenen Stufenabschnitten über, die hier uneinheitlicher im 400 m NN-Niveau ausgebildet sind. Als nördlich ausgerichteter Auslieger um 420 m NN überbrückt der schmale **Höhenrücken Pfaffen-Berg (GeoRE SH-HR-9)** zum **Inselberg-Komplex Find-Berg (GeoRE SS-IB-9)**.

2.2.8.2 Stufenhang mit Stufentrauf

Der **Stufenhang (GeoRE SS-SH)** leitet mit insgesamt großen Hangneigungen bis zu 25 ° von den Walm-Höhenrücken und der Stufentrauf zum Stufenhang-Saum, zur Stufenrandsenke oder direkt zum Stufenvorland über. Der Stufenhang folgt nicht konsequent den Richtungen des **Walm-Höhenrückens**. Der Stufenhangverlauf wird teilweise von subsequenten Vorlandgewässern begleitet und durch obsequente Fließgewässer in einzelne Talbuchten gegliedert.

In die Geomorphologische Raumeinheit des Stufenhangs sind einzelne Verebnungen integriert, welche etwas niedriger am Walm-Höhenrücken ansetzen und einzelnen Ausliegern der gebuchteten Stufenabschnitte folgen. Besonders ausgeprägte vorgelagerte Verebnungen finden sich westlich der **Eselshöhe (GeoRE SS-WH-3)** im 400 m NN-Niveau (**Stufenhang Eselshöhe, GeoRE SS-SH-3**). Der Walm-Bereich ist hier zweigliedrig angelegt, dadurch dass zwei signifikante Verebnungsniveaus zwischen Höhenrücken und versteiltem Stufenhang auftreten. Das höhere und ältere Niveau setzt sich mit 460-480 m NN nur geringfügig vom Höhenrücken ab. Ein tieferes Verebnungsniveau bewegt sich zwischen 400 und 430 m NN und ist z.B. an der *Kuppe* bei Sailauf/Eichenberg vorgelagert.

Beide Niveaus können die Funktion der Stufentrauf als markanter Übergang zum versteilten Stufenhang übernehmen. Der nördlich anschließende Stufenhang zwischen **Kapuzinerspitze und Franzosenkopf (GeoRE SS-SH-2)** beinhaltet nur das untere Zwischenniveau um 400 m NN, wobei der Walm-Bereich hier nur unwesentlich höher liegt.

Der Stufenhang-Abschnitt **Steigkoppe bis Schwarzkopf (GeoRE SS-SH-4)** südlich der *Eselshöhe* ist nahezu ohne Zwischenniveaus gestaltet. Erst der südlich angrenzende Stufenbereich im Winkel zwischen **Laufach und Aschaff (GeoRE SS-SH-5)** ist durch zahlreiche Verebnungen um das 400 m NN-Niveau charakterisiert. Auch der Stufenhang zwischen **Aschaff und Bessenbach (GeoRE SS-SH-6)** zeigt diese Tendenz vorgelagerter Verebnungen, hier knapp unter dem 400 m NN-Niveau.

Besonders erwähnenswert sind die flächigen und tiefgründigen Verwitterungsbildungen entlang des Stufenhanges südlich und insbesondere nördlich der *Kuppe* bei Sailauf/Eichenberg. Insbesondere der Heigenbrücker-Sandstein (suGH), aber auch der hangende Miltenberger Sandstein (suGD) sind tiefgründig gebleicht und müssen als Sandstein-Saprolit angesprochen

werden. Die Verwitterungsbildungen sind am Sandstein-Bruch an der *Kuppe*, daneben im Lesesteinbefund entlang dieses Stufenhangabschnittes nachweisbar.

2.2.8.3 Stufenhang-Saumgebiete

Im nördlichen Bereich der Stufe korreliert der Steilanstieg des Stufenhanges gut mit der unteren Grenze des Heigenbrücker Sandsteins (suGH). Die flacheren Stufensockel sind hier in den Tonsteinserien des Bröckelschiefers, im dolomitischen Zechstein oder in metamorphen Gesteinen ausgebildet. Im südlichen Stufenverlauf fällt auf, dass der Stufenhang unabhängig von den triassischen Sedimentgesteinen auch die liegenden Kristallingesteine erfasst. In der Regel zeugt ein mäßiger Hangknick vom Gesteinswechsel, eine ausgeprägte Verflachung in den Sockelgesteinen ist nur lokal feststellbar. Die auffällig aushaltende steile Hangneigung entlang der Stufe animierte dazu, **Stufenhang-Saumgebiete** auszuweisen. Die Saumgebiete sind geologisch an die Gesteine des Grundgebirges geknüpft.

Ein entsprechender Grundgebirgs-Saum befindet sich am Stufenhang zwischen der *Kuppe* und der oberen *Laufach* (**GeoRE SS-SHS-1, GeoRE SS-SHS-2, GeoRE SS-SHS-3**). Zwischen Laufach und Bessenbach sind Saumgebiete ausgewiesen, welche die Talbuchten mit z.T. großen Anteilen der oberen Einzugsgebiete erfassten (**GeoRE SS-SHS-4, GeoRE SS-SHS-5, GeoRE SS-SHS-6, GeoRE SS-SHS-7**).

2.2.8.4 Auslieger-Inselberge

Begleitet wird die Landstufe von mehreren **Sandstein-Auslieger-Inselbergen** in mehreren räumlich voneinander getrennten Gruppen. Bei SIEBERT (1934: [o. Seitenangabe], Karte 2; Abb. 1) sind zwei inselartige Hügelgruppen aufgeführt, die hier als **Zeugenberge** benannt werden. Eine dieser Hügelgruppen mit drei isolierten Inselbergen tritt in der Umgebung von Sailauf und Hösbach/Rottenberg in Erscheinung (Kap. 2.2.8.4.1), eine weitere Gruppe ist als **Meerholzer Zeugenberge** im Volksmund bekannt (Kap. 2.2.8.4.3). Bisher wenig Beachtung fanden Auslieger-Inselberge im südlichen Abschnitt der Sandsteinstufe bei Aschaffenburg/Gailbach. Der **Hahnenkamm** als Glimmerschiefer/Quarzit-Zug steht mit der Stufenentwicklung im Zusammenhang und muss als Erbinselberg i.S. BÜDEL's (1981) gesehen werden.

2.2.8.4.1 Sailauf-Rottenberger Inselberg-Komplex

Im Scharnierbereich der Sandsteinstufe, die zwischen Blankenbach/Sommerkahl und Sailauf/Eichenberg von einem konsequent NNE-SSW in einen WNW-ESE orientierten Verlauf in das Laufachtal einlenkt, liegt die **Sailauf-Rottenberger Inselberg-Gruppe (GeoRE SS-IB-1, GeoRE SS-IB-4)**. Der *Bischlings-Berg* und *Gräfen-Berg* sind deutlich vom Taleinschnitt der *Sailauf* getrennt. Mit dem *Rottenberg* und *Klosterberg* liegt ein zweigliedriger Inselberg-Komplex zwischen *Gräfen-Berg* und Sandsteinstufe.

Die Inselberge sind Bestandteil der Kahl-Aschaff-Wasserscheide, die ausgehend von der Sandsteinstufe bei Sailauf/Eichenberg über den **Höhenrücken Auf der Höh (GeoRE SV-RT-4)** im Niveau von 260 bis 300 m NN zum *Hahnenkamm* hinüberzieht. Am Flächenpass bei 260 m NN, den die Verbindungsstraße St. 2307 zwischen Hösbach und Mömbris/Schimborn nutzt, erreicht das Rückensystem relative Höhen von etwa 80 m zum *Kahl*- und 120 m zum *Aschaff*-system. Ein Sockel aus Schwellenkarbonaten und Randpeliten des Zechsteins (z, suB/zB) bildet den Untergrund der Sandstein-Serien des *Gräfen-Bergs* und des *Klosterberg-Rottenberg-Komplexes* (OKRUSCH & WEINELT 1965).

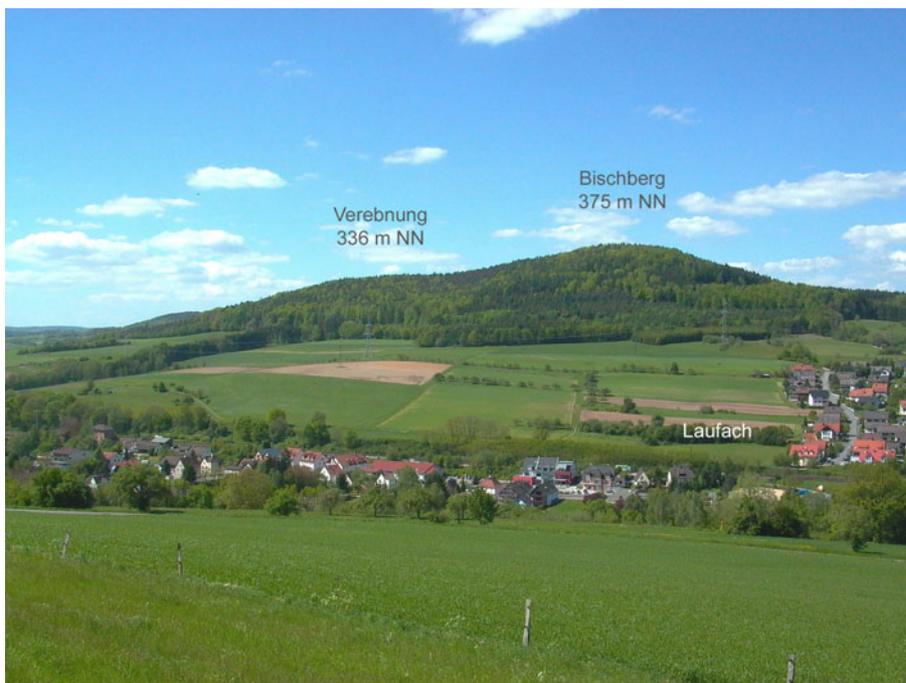


Abb. 24: Foto: Auslieger-Inselberg Bischlingsberg mit vorgelagerter Verebnung. Die Wald-Feld-Grenze entspricht der geol. Grenze Grundgebirge-Deckgebirge. - Standort: Brandenburg bei Laufach, W-Spessart, Blickrichtung: N.

Die orographische Situation einzelner Inselberge der Sailauf-Rottenberger-Inselberggruppe ist sehr unterschiedlich. Der *Rottenberg* liegt mit 406 m NN nur wenige Höhenmeter unter dem Niveau der Stufentrauf im Bereich der *Kuppe* (423 m NN) nördlich von Sailauf/Eichenberg. Alle weiteren Inselberge erreichen nicht mehr dieses Niveau. Vom höchsten Punkt des *Rottenbergs* mit einem Zwischenniveau bei 391 m NN leitet ein Pass bei 352 m NN zum *Klosterberg* mit 375 m NN über. Im gleichen Höhenbereich bewegt sich die Kuppe des *Gräfen-Berges* mit 363,6 m NN. Der *Bischlings-Berg* erreicht eine vergleichbare Höhe von 375 m NN, wobei eine Verebnung im Höhenbereich von 336 m NN WSW vorgelagert ist (**Abb. 24**).

Die Hangneigung bewegt sich in Mittelhangbereichen bei etwa 20 - 25° und korreliert demnach mit den im Bereich der Stufenfront ermittelten Werten. Eine Veränderung der Hangmorphologie, angelehnt an den Gesteinswechsel von Tonstein-Serien des Bröckelschiefers zum Heigenbrückener-Sandstein, lässt sich nur gelegentlich feststellen. Die Verbreitung von saumartig angeordneten Pinggen, die den Bergbau auf die Rot- oder Brauneisensteinbank an der stratigraphischen Grenze zwischen Bröckelschiefer-Folge und Calvörde-Folge andeuten, liegen im west-

lichen Bereich des *Bischlings-Berges* an einem konkaven Hangknick. Andeutungsweise treten Hangverflachungen über den Tonstein-Serien des Bröckelschiefers am *Klosterberg-Rottenberg* auf. Im Bereich einiger Hangabschnitte dieser Inselberge und insbesondere am *Gräfen-Berg* sind gesteinsbedingte Veränderungen der Hangmorphologie nicht zu beobachten (**Abb. 25**; **Abb. 96**, **Abb. 97**, **Abb. 98**, Kap. 6 Anhang). Der Gesteinswechsel ist nur in Schürfen, im Bohrstock oder in aufgestellten Wurzeltellern zu erfassen.

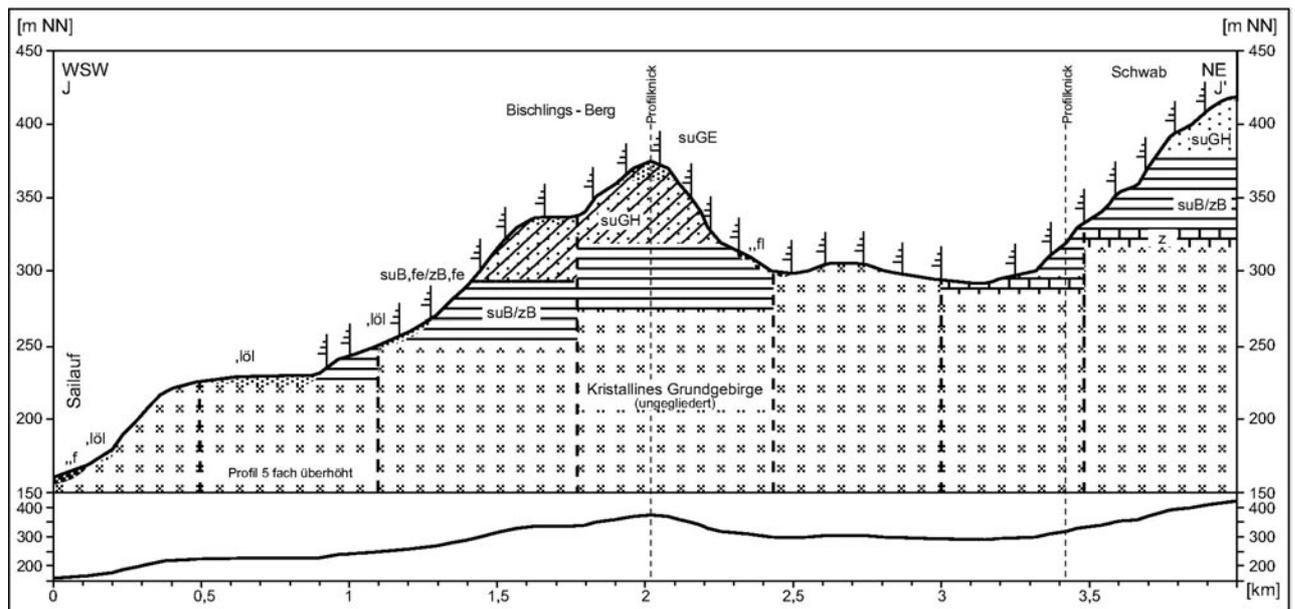


Abb. 25: Geländeprofil des Bischlings-Berges und der Sandsteinstufe.
- Grundlage: OKRUSCH & WEINELT (1965).

Sämtliche Inselberge dieses Komplexes sind durch intensive Gesteinsbleichung geprägt, die jeweils den gesamten Sandstein-Aufbau erfasst (Kap. 3.1.3.3.3). Verwitterungsbasis ist die Bröckelschiefer-Folge, deren Rot- oder Brauneisensteinbank (suB,fe, zB,fe) morphogenetisch mit den hangenden Bleichungen in Verbindung steht. Insgesamt werden mächtige Verwitterungstiefen von z.T. über 50 m erreicht. Dies lässt sich z.B. anhand der Höhenlage des Aufschlusses am Parkplatz *Klosterberg* (352 m NN) und der Höhe des *Rottenberges* (406 m NN) errechnen.

2.2.8.4.2 Gailbach-Dörmorsbacher Inselberg-Komplex

Im südlichen Verlauf der Landstufe sind mit dem *Find-Berg* (360 m NN), dem *Kaisels-Berg* (365 m NN) und dem *Reh-Berg* (353 m NN) ebenfalls isolierte Höhen vorgelagert, die vergleichsweise eine Einsattelung in den Tonsteinen des Bröckelschiefers (suB/zB) besitzen. Sie sind nicht zonal angeordnet, sondern umschließen bogenförmig das obere Gailbachtal mit der Ortschaft Aschaffenburg/Gailbach.

Der Pass im Niveau von 310 m NN bei Haibach/Dörmorsbach, der in Dioriten des Grundgebirges ausgebildet ist, leitet vom *Meis-Berg* (404 m NN) als Ausläufer der Sandstein-Hochfläche (**GeoRE SH-HR-9**) zur Inselberg-Gruppe (**GeoRE SS-IB-9**) über. Auch die Inselberge dieses

Komplexes sind intensiv chemisch verwittert, allerdings sind die Verwitterungsbildungen eher selektiv. Besonders deutlich wird dies im Steinbruch am *Find-Berg*, dessen südlicher Teil völlig zersetzte Sandsteine erschließt, während der nördliche Teil eher bergfrische Sandsteine freilegt. Sie wurden für Bauzwecke, teilweise für den Bau des Schlosses Johannisburg in Aschaffenburg genutzt. Hier sind lediglich rote Sandsteine auch anderer Sandstein-Brüche verbaut. Daneben gibt es im gründerzeitlichen Baubestand Aschaffenburgs auch weißfarbene Sandsteine (Sandstein-Saprolit), der vorwiegend als Baustein für die Fassade Verwendung fand.

Die Auslieger-Inselberge des Dörmorsbacher Komplexes werden von der **Fläche Hasenkopf (Geo RE SV-RT-3)** nördlich abgeschlossen. Westlich angrenzende, ebenfalls gebleichte Sandstein-Höhen (*Stengerts* 343,8 m NN und *Erbig* 285 m NN) besitzen nicht mehr eindeutigen Auslieger-Charakter. Sie sind morphogenetisch entsprechend der Inselberg-Komplexe zu erklären. Rezent liegen sie in unmittelbarer Maintalnähe und sind durch fluviale Prozesse überprägt (**GeoRE SH-FT-1**).

2.2.8.4.3 Meerholzer Inselberg-Komplex

Die markante Inselberggruppe der sog. **Meerholzer Zeugenberge** dokumentiert den Übergang vom reliefierten Mittelgebirge über das **Rodenbacher Hügelland** zum Aufschüttungsgebiet der **Untermainebene**. Mit dem *Meerholzer Heiligenkopf*, dem *Niedermittlauer Heiligenkopf* und dem *Rauenberg* bilden sie eine zusammenhängende Hügelgruppe, die weitestgehend isoliert vor der Sandsteinstufe liegt. Sie werden von den Ortschaften Gelnhausen/Meerholz, Hasselroth/Niedermittlau und Linsengericht/Lützelhausen umsäumt und von der *Kinzig* nördlich umflossen. Die Hügelgruppe bei Meerholz liegt nicht mehr im naturräumlich definierten engeren Untersuchungsgebiet, soll aber bei der Betrachtung der **Sandsteinstufe** berücksichtigt werden.

Die **Meerholzer Zeugenberge** werden von Gesteinen des Rotliegenden, Zechstein-Dolomit und Tonsteinen des Bröckelschiefers unterlagert. Der prätriassische Sockel liegt mit der Verebnung am *Grauen-Berg* im Zechstein-Dolomit im Niveau von maximal 217 m NN, in der ehemaligen Tongrube und heutigem Naturschutzgebiet „Meerholzer Tongrube“ bei Gelnhausen/Meerholz werden 200 m NN erreicht (**Abb. 99**, Kap. 6 Anhang).

Die höchste Erhebung des Inselberg-Komplexes ist der *Rauenberg* mit 279,5 m NN. Die Erhebung bildet gleichzeitig das Bindeglied zwischen *Meerholzer Heiligenkopf* und *Niedermittlauer Heiligenkopf*, die verbindenden Passhöhen liegen im Niveau von 200 bis 220 m NN. Der Komplex ist winkelförmig angeordnet, wobei die Achse *Niedermittlauer Heiligenkopf* - *Rauen-Berg* dem WSW-ENE orientierten Verlauf des benachbarten Kinzigtales folgt. Die Verbindung *Meerholzer Heiligenkopf* und *Rauen-Berg* ist parallel zur Sandsteinstufe ausgerichtet. Der Inselberg-Komplex liegt in etwa 4 km Entfernung zur Stufenfront am *Galgen-Berg* (393,1 m NN) bei Linsengericht/

Eidengesäß oder dem *Franzosenkopf* (481 m NN) bei Linsengericht/Waldrode.

Sämtliche Inselberge des Meerholzer Komplexes zeichnen sich durch bergfrische, rot bis violett gefärbte Sandsteine im Kuppenbereich aus. Dies kann in Steinbrüchen, z.B. am *Meerholzer Heiligenkopf* beobachtet werden, äußert sich aber auch im Lesesteinbefund. Die Tonstein-Serien des Bröckelschiefers zeigen in den angelegten Schürfen ebenfalls keine Anzeichen einer markanten chemischen Beeinflussung. Allerdings ist der liegende Zechstein-Dolomit auch im Vererbungsgebiet am *Grauen-Berg* tiefgründig, nachweisbar für etwa 20 m, intensiv verwittert. Das als „Dolomitasche“ bezeichnete Verwitterungsprodukt (SCHWENZER 1967a:77ff) ist blütenweiß und pulvrig, z.T. knollig durch dolomitische Verwitterungskerne. Verwitterungsbildungen im Dolomit mit erhaltenen Gesteinsstrukturen können in der ehem. **Tongrube Meerholz** oder im **Kalkbruch Niedermittlau** am *Niedermittlauer Heiligenkopfe* eingesehen werden.

Daneben sind rotbraune Verwitterungslehme typisch, die in der ehemaligen **Tongrube Meerholz** eigentliches Ziel bergmännischer Aktivität waren. Sie erreichten offensichtlich bergbaulich interessante Mächtigkeiten, u.a. weil sie in Karstschloten angereichert sind. (SCHWENZER 1967a). Weiterhin sind Eisen- und Mangananreicherungen charakteristisch, die z.T. zu ziegelroter oder grauschwarzer Ausprägung in Dolomit-Gesteinen führen. Ausfällungen an Eisen- und Mangan entlang von Klufflächen sind ebenfalls verbreitet.

Die **Meerholzer Inselberge** sind im Vergleich zu den bisher beschriebenen Inselberg-Komplexen durch eine gegensätzliche Verwitterungstendenz gekennzeichnet. Hier liegt eine intensive Verwitterung der permischen Sockelgesteine vor, die hangend von bergfrischen triassischen Gesteinen im Kuppenbereich abgelöst werden. Ergänzend zu den Meerholzer Inselbergen ist noch der *Herz-Berg* (251,7 m NN) bei Gelnhausen/Roth zu nennen, der entstehungsgeschichtlich ebenfalls als Inselberg anzusprechen ist. Er gehört bereits zur nördlichen Fortsetzung der Sandsteinstufe im Bereich des **Büdingen Waldes**.

2.2.8.4.4 Inselberge um die Steig-Koppe

Ergänzend zu den Darstellungen SIEBERT's (1934) müssen weitere Höhen als Inselberge (vgl. THOMAS 1978) angesprochen werden. Sie sind zonal angeordnet unmittelbar der herzynisch streichenden Stufenfront zwischen Sailauf und Laufach vorgelagert. Es sind dies in der Abfolge von NW nach SE der *Querberg* (371 m NN; **GeoRE SS-IB-2**), der *Schwab* (425 m NN; **GeoRE SS-IB-3**), die *Heilighöhe* (349 m NN; **GeoRE SS-IB-5**) und der *Linden-Berg* (402 m NN; **GeoRE SS-IB-6**).

Im Gegensatz zu den bereits beschriebenen Inselbergen liegen die Einsattelungen zur unmittelbar angrenzenden Landstufe nicht in Gesteinen des Grundgebirges oder des dolomitischen

Zechsteins, sondern in den Tonstein-Serien des Bröckelschiefers. Isolierte Sandstein-Erhebungen, die durch die Lagerungsverhältnisse mit basalen Tonsteinen und hangenden Sandsteinen charakterisiert sind, wurden in der regionalen Literatur auch als "Halbzeugenberge" beschrieben (SIEBERT 1934: 54; OKRUSCH & WEINELT 1965: 16; WEINELT 1962: 12). Der *Kauppen* (361 m NN: **GeoRE SS-IB-8**) südöstlich Waldaschaff besitzt vergleichbaren Schichtaufbau, wurde bisher aber in keiner Auflistung berücksichtigt.

Bei den Inselbergen der *Steig-Koppe* wird im Bereich der Einsattelung, welche von den Inselbergen zum **Stufenhang (GeoRE SS-SH-4)** und zum **Höhenrücken Hirschhörner (GeoRE SS-WH-4)** überleitet, eine herzynische Störung vermutet (OKRUSCH & WEINELT 1965). Die Gesteine dieser Inselberg-Gruppe zeigen keine signifikanten Verwitterungsbildungen. Die Inselberge besitzen jeweils ein kegelförmiges Erscheinungsbild und sind durch steile, gestreckte Hänge geprägt.

2.2.8.4.5 Erbinselberg Hahnenkamm-Haidkopf

Von der Untermainebene betrachtet, ragt der **Hahnenkamm-Haidkopf** über 300 m als markanter Höhenzug empor (SCHWENZER 1967a). Die Aufragung wird durch tektonische Aktivitäten an der **Spessartrandverwerfung** erklärt. Im Betrag korreliert die Erhöhung in etwa mit den ermittelten Versatzbeträgen von z.T. über 500 m (WEINELT, W. In OKRUSCH et al. 1967: 215), wenn man die abgesenkten Schollen der **Hanau-Seligenstädter Senke** mit z.T. 290 m mächtigen Tertiärsedimenten berücksichtigt (GOLWER 1968: 172). Diese Sprunghöhen werden an der stufenbruchartig angelegten, N-S verlaufenden Spessartrandverwerfung eher nördlich, im Bereich Alzenau i. Ufr., erreicht. Etwas südlich wurden Versatzbeträge von 200-250 m ermittelt (WEINELT, W. in OKRUSCH et al. 1967: 215). Dort steigt die Landoberfläche im Übergang zur Mömbris-Formation etwas flacher und auf geringere absolute Höhen an.

Als westliche Fortsetzung des **Höhenrückens Auf der Höh (GeoRE SV-RT-4)**, der gleichzeitig die Wasserscheide zwischen *Aschaff-* und *Kahl-*System darstellt, leitet der **Höhenrücken Stempel-Höhe (GeoRE SV-HR-3)** vom **Inneren Vorspessart** zum *Hahnenkamm* über. Er lenkt am *Rabengrundkopf* (395 m NN) in variszische Richtungen ein und setzt sich linear nach NE fort. Südlich Mömbris/Hemsbach zweigt sich der Rücken auf, wobei konsequent die vorherrschenden tektonischen Richtungen des Grundgebirges berücksichtigt werden. Über einen Flächenpass südwestlich Großhemsbach wird über eine Verebnung am *Kriegelberg* die höchste Erhebung des *Hahnenkamms* mit 435,4 m NN erreicht. Ausgehend von diesem Höhenpunkt zieht der **Höhenrücken Hahnenkamm (GeoRE SV-HR-2)** in erzgebirgische Richtung bis zur *Hohe Mark* (411 m NN). Das Höhenrückensystem umschließt das Tal des *Hemsbaches (GeoRE SV-ZT-3)*, das ebenfalls geradlinig südwest-nordöstlichen Richtungen folgt.

Nordöstlich des Kahldurchbruchs ergibt sich eine spiegelbildliche Situation, z.B. im Bereich des tief eingeschnittenen, variszisch ausgerichteten Tal des *Geiselbaches* (**GeoRE SV-ZT-2**). Der **Höhenrücken Haidkopf** (**GeoRE SV-HR-1**) erreicht mit dem *Heidkopf* [*Haidkopf*] (371,8 m NN) geringere Höhen als sein südwestliches Pendant. In der streichenden Fortsetzung nach NE unterbricht das steil flankierte Tal des *Birkigsbaches* (**GeoRE SV-ZT-1**) den Höhenrücken.

Das Quellgebiet des *Birkigsbaches* reicht bis an die **Dachfläche Ziegel-Berg** (**GeoRE SV-DF-1**) heran, die einen flach gewölbten Aufsitzer zwischen der **Fläche Schneppenbacher Höhe** (**GeoRE SV-RT-2**) und der **Fläche Franzosenkopf** (**GeoRE SV-RT-1**) im Niveau von 379,8 m NN bildet. Besonders auffällig ist die großzügige, flachwellige Morphologie, die von den üblichen kleingliedrigen Formen des Quarzit-Glimmerschiefer-Bereichs abhebt. Nördlich und südlich des *Birkigsbaches* grenzen die **Fluvialen Deformationsgebiete Franzosenkopf** (**GeoRE SV-DG-1**) und **Westlicher Haidkopf** (**GeoRE SV-DG-2**) an, die mäßig zertalt und durch Flächenreste in unterschiedliche Niveaus gegliedert sind. Wo die Wasserscheide im Niveau von 200 m NN an den Haidkopf-Anstieg herantritt, sind besonders häufig flache Geländeabschnitte eingeschaltet.

Die nach SW anschließenden, gestreckten **Hangbereiche** (**GeoRE SV-HB-1** und **GeoRE SV-HB-2**) des Hahnenkamm-Haidkopf-Höhenzuges sind durch zahlreiche *Kahl*-tributäre Fließgewässer differenziert. Es handelt sich in diesem Bereich hauptsächlich um gestreckte Fließgewässer in klingenartigen Talgefäßen. Südlich von Alzenau i. Ufr./Wasserlos erschließen die Fließgewässer größere Einzugsgebiete und bilden verzweigte Gewässersysteme, wie z.B. der *Rückersbach* mit der **Rückersbacher Schlucht**. Alle Gewässer dieses Hangabschnittes streben dem alten Mainlauf unmittelbar am Spessartrand bei Kleinostheim zu, der heute vom *Haupt-Graben* zur *Kahl* entwässert wird. Die Ausrichtung tributärer Gewässer ist tendenziell variszisch, z.T. wesentlich flacher variskisch als die steil SW-NE-orientierten Grundgebirgseinheiten.

2.2.8.5 Stufenrandsenke

Als Übergang vom Stufenhang bzw. den Stufenhang-Saumgebieten zum Stufenvorland sind abschnittsweise muldenförmige, langgestreckte Formen nachzuweisen, die hier als Stufenrandsenke klassifiziert wurden. Randsenken sind ein typisches Formenelement von Schichtstufenlandschaften (BLUME 1971, BÜDEL 1981, ZIENERT 1992, THOMAS 1994). Auffällig ist jeweils die variszische Ausrichtung dieser Formenelemente, die jeweils mit der Orientierung des Stufenhang-Abschnittes sowie mit dem Strukturbauelement des Metamorphikums zusammenfällt. Die Stufenrandsenken werden von den Oberläufen der Fließgewässer *Kahl* (**GeoRE SS-SR-1**) und *Bessenbach* (**GeoRE SS-SR-2**) eingenommen, wobei die *Kahl* in südwestliche Richtung den Stufenrand entwässert und der *Bessenbach* in nordöstliche Richtung.

2.2.9 Rumpftreppen, fluviale Deformationsgebiete und ausgeprägte Zertalungsgebiete der Aschaffsenke und des Kahlgrundes

Der *Hahnenkamm-Haidkopf-Höhenzug* und die Sandsteinstufe umschließen im **Inneren Vorspessart** ein morphologisches Becken (SCHWENZER 1967a), das nach den Hauptvorflutern in den nördlich gelegenen **Kahlgrund** und die südliche **Aschaffsenke** differenziert werden kann. Bereits CREDNER (1922) erkannte die Beckensituation und beschreibt den Vorspessart nach Vergleichen mit südostasiatischen Gebieten als **Intramontanes Becken**. NIEMZ (1964) greift diese Einordnung auf und definiert die großräumige Einmuldung vor der Sandsteinstufe als **Randmontanes Becken**.

Der nördliche Teil des **Kahlgrundes** wird durch die Höhen des Hahnenkamm-Haidkopf-Höhenzuges im NW und die Sandsteinstufe im NE und SE vollständig eingerahmt. Die ausgeprägte Fläche der **Schneppenbacher Höhe (GeoRE SV-RT-2)**, die unterhalb des **Ziegel-Berges (GeoRE SV-DF-1)** ansetzt, wird durch den *Krombach* in einen westlichen und einen östlichen Streifen gegliedert. Die Flächeneinheiten bewegen sich jeweils orographisch um das 300 m NN-Niveau, maximal werden an der *Lichte Platte* bei Mömbris/Dörnsteinbach 345 m NN erreicht.

Insgesamt ist die **Schneppenbacher Höhe** als leicht gegliederte, an den Rändern durch Quellmulden aufgelöste Fläche zu charakterisieren. Sie korreliert in weiten Bereichen mit der bei SCHWENZER (1967a) dargestellten P1- und der P2-Fläche. Östlich anschließend, im unmittelbaren Stufenvorland sind NW exponierten Bereiche, inklusive der Stufenrandsenke (**GeoRE SS-SR-1**), dem Einzugsgebiet der *Feldkahl (Deformationsgebiet Höhe, GeoRE SV-DG-12)* und dem **Westerngrund (GeoRE SV-DG-13)**, durch ein Relief vorherrschend flacher Hangneigung charakterisiert. Diese Raumeinheiten werden bei Blankenbach durch ein Gebiet stärkerer Hangneigungen abgelöst, dadurch dass die *Kahl* nahe an die Stufe herantritt (**GeoRE SV-ZT-5**). Die gegenüberliegende Talseite bei Blankenbach/Königshofen ist wiederum durch flachgeneigte Hangbereiche gekennzeichnet. NIEMZ (1964) erkannte, dass sämtliche Einzugsgebiete größerer Fließgewässer dieses Gebietes durch eine ausgeprägte Talasymmetrie geprägt sind. Dieser Sachverhalt wird im Einzugsgebiet des *Schneppenbaches (GeoRE SV-DG-13)*, des *Krombaches (GeoRE SV-DG-3, GeoRE SV-HB-3)* und des *Reichenbaches (GeoRE SV-DG-4, GeoRE SV-ZT-6)* deutlich. Im Vergleich zum Stufenvorland ist allerdings eine gegenläufige Ausrichtung feststellbar.

Weitere Flächenreste der P1-Fläche sind im Flächenpass **Auf der Höh (GeoRE SV-RT-4)** integriert, der gleichzeitig die Wasserscheide zwischen *Aschaff-* und *Kahl-*System darstellt. Isolierte Bereiche bestehen bei Johannesberg/Daxberg, flächige und etwas höher ansteigende Bereiche liegen in der Umgebung von Johannesberg und Johannesberg/Oberafferbach mit bis zu 372,4 m NN. Der gleiche Höhenzug erreicht am *Königsstein* südlich Johannesberg/Rückersbach sogar

380,9 m NN. Im wesentlichen liegt der gesamte Höhenzug im Staurolithgneis (cb,gn), wird aber nahe der *Feldkahler Höhe* auch von Muskovit-Biotit-Gneis (mbgn) und schließlich von Zechstein-Dolomit unterlagert. In diesem Bereich wurden zahlreiche Relikte an tertiären Paläoböden in Form von Rotlehmen erbracht (NIEMZ 1964).

Im **Aschaff-Einzugsgebiet** gibt es mit der Fläche **Hasenkopf (GeoRE SV-RT-3)** ebenfalls eine ausgedehnte Verebnung im P2-Niveau, die im *Keller-Berg* (330 m NN) und *Buch-Berg* (330 m NN) das P1-Niveau erreicht. Dieser Höhenzug setzt am Inselberg-Komplex des *Find-Berges (GeoRE SS-IB-9)* an und riegelt letztlich das obere Einzugsgebiet der *Aschaff* und des *Bessenbaches* nach Westen ab.

Nördlich der *Aschaff* bestimmt ein ausgeprägtes Zertalungsgebiet (**GeoRE SV-DG-11**) das Landschaftsbild. Es umfasst die Einzugsgebiete aller nördlicher *Aschaff*-Tributäre, die allesamt mit treppenartig angeordneten Verebnungen zur *Aschaff* abdachen. Die breite Talniederung der *Aschaff* im Unterlauf (**GeoRE SV-AG-4**) mit der holozänen Talfüllung gibt Hinweis auf die intensive fluviale Umlagerungsdynamik, die phasenweise bis in die geschichtliche Zeit anhielt (Kap. 4.6).

2.2.10 Großwallstadt-Obernburger Graben

Das Gebiet des Großwallstadt-Obernburger Grabens wird lediglich durch die Talniederung der **Elsava (GeoRE GOG-AG-1)** in einen **nördlichen Grabenbereich (GeoRE GOG-TG-1)** und einen **südlichen Grabenbereich (GeoRE GOG-TG-2)** gegliedert. Der Grabenbereich ist allgemein sehr einheitlich gestaltet und im Erscheinungsbild durch die ausgeprägten Verebnungen bestimmt. Die großzügigen Flachformen werden durch einzelne Fließgewässer gegliedert, die mit ausgedehnten Quellmulden und muldenförmigen Talgefäßen im Oberlauf ausgestattet sind. In ihrem weiteren Verlauf schneiden sie sich tiefer in den Untergrund ein und durchfließen, eingestellt auf die Erosionsbasis des Mainvorfluters, Kerb- bis Kerbsohlentäler.

Das Gewässernetz zeigt in seiner Ausrichtung eine hohe Anpassung an das tektonische Muster, das in diesem Gebiet neben herzynischen, insbesondere von rheinischen Elementen geprägt ist (BACKHAUS & STOLBA 1967). In Randlage zum Main sind die Flächen in höherer Position herauspräpariert, was primär auf die tektonisch beeinflusste, höhere Position des Solling-Sandsteins (smSS) und des Plattensandsteins (so2) zurückgeführt wird (BACKHAUS 1967a).

Mit den Klingenberg und Schippacher Tonen gibt es im Großwallstadt-Obernburger Graben tertiärzeitliche Sedimente mit besonderer morphogenetischer Aussagekraft (Kap. 4.2.2.2.2, 4.2.2.2.3).

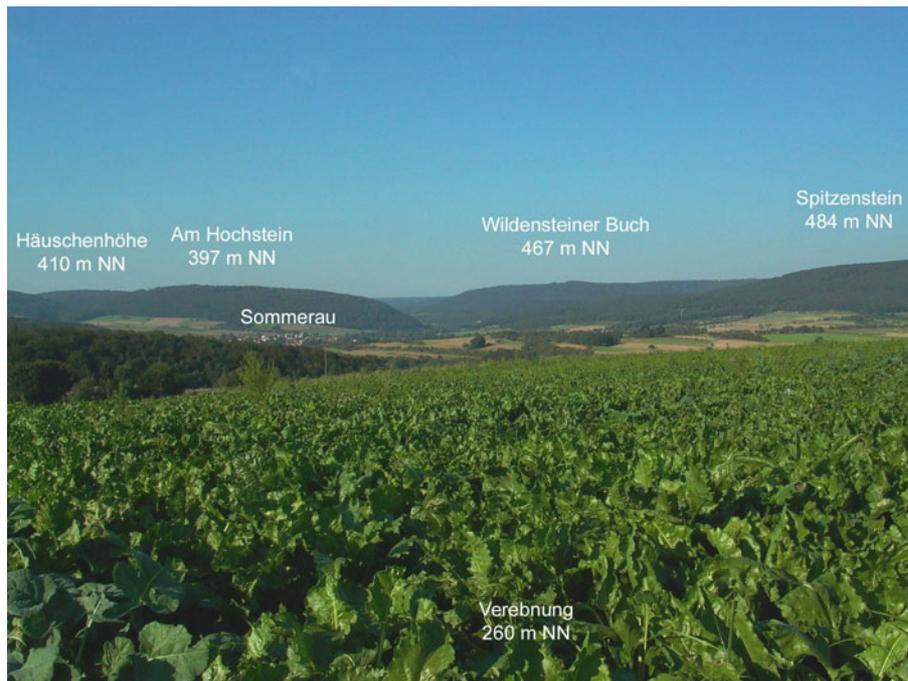


Abb. 26: Foto: Verebnung im Großwallstadt-Obernburger Graben, Talaustritt der *Elsava* bei Sommerau, Sandstein-Hochfläche mit der Hochfläche Eichelsberg (l.) und der Hochfläche Geißhöhe (r.). - Standort: Verebnung bei Erlenbach a. Main/Streit, SW-Spessart, Blickrichtung ESE.

Die Randhöhen, die am *Bussig-Berg* nördlich Großheubach 341 m NN erreichen, fallen schließlich steil zur Mainniederung ab. Sie bilden auffällig gestreckte bzw. linear ausgerichtete Hangbereiche (**GeoRE MT-HB-5**), wiederum mit starker Adaption an das tektonische Inventar. Durch die betonten Randhöhen entsteht bis zur „Bruchstufe“ (SIEBERT 1934: [o. Seitenangabe] Karte 2; Abb. 1) ein asymmetrisch gestaltetes, morphologisches Becken. Insbesondere der *Heubach* zeichnet den Steilanstieg zum **Höhenrücken Langer Berg (GeoRE SH-HR-10)** nach und betont die langgestreckte subsequente Mulde vor der Landstufe.

2.2.11 Abdachungsgebiete des südöstlichen und nördlichen Spessarts

Die Abdachungsgebiete besitzen im Vergleich zu anderen Geomorphologischen Raumeinheiten eine besonders charakteristische Kombination von Hangneigung und Höhenlage. Mit durchgängig geringen Hangneigungen beinhalten sie nahezu das gesamte Spektrum an orographischen Positionen (**Tab. 3**), z.B. im Bereich der SE-Abdachung des Spessarts. Ausgehend vom **Höhenrücken Geiersberg (GeoRE SH-HR-6)** mit 540 m NN sinkt die Landoberfläche in diesem Gebiet kontinuierlich bis zum *Main* bei Wertheim auf etwa 140 m NN ab. Diese Abdachungsfläche (**GeoRE SH-AD-2**), die nach dem Muschelkalk-Aufsitzer des *Bocks-Berges* benannt wurde, bestimmt aufgrund ihrer Ausdehnung das gesamte Abdachungsgebiet, das aber noch durch Fließgewässer gegliedert werden kann.

Es ist beachtlich, dass einige Fließgewässer, z.B. der *Steinmärker-Bach* und der *Esselbach*, flachmuldig in die Abdachungsfläche eingelassen sind, um nach einem markanten Richtungswechsel, nahe der gleichnamigen Ortschaften, in einer steilen Klinge dem Vorfluter des *Heinrichsbaches* zuzustreben. Der *Heinrichsbach* und schließlich die *Hafenlohr* sind im Bild der Hangnei-

gungsklassen wieder markant von der **Abdachungsfläche Bocks-Berg (GeoRE SH-AD-2)** abgesetzt, da sie mit sehr steilen Tälern in die Fläche eingreifen.

Insgesamt können die größeren Fließgewässer herangezogen werden, das Abdachungsgebiet weiter zu gliedern. Sie fallen meist durch langgestreckte, zuflussfreie untere Fließabschnitte mit steilwandigen Talgefäßen auf, die hier als Zertalungsgebiete (**GeoRE SH-ZT-6, GeoRE SH-ZT-7, GeoRE SH-ZT-10 und GeoRE SH-ZT-16**) erfasst wurden. In den oberen Fließabschnitten, die jeweils an den zentralen Höhenrücken (**GeoRE SH-HR-6**) grenzen, sind sie auffällig aufgefächert. Diese Bereiche wurden als Deformationsgebiete herausgestellt (**GeoRE SH-DG-4, GeoRE SH-DG-8, GeoRE SH-DG-11, GeoRE SH-DG-12**). Ein Beispiel hierfür ist die *Hafenlohr* und der *Heinrichsbach*, welche die **Abdachungsfläche Karlshöhe (GeoRE SH-AD-3)** umschließen. Diese Fläche besitzt am *Bayers-Berg* (517 m NN) Anschluss an den **Höhenrücken Geiersberg (GeoRE SH-HR-6)**.

Der scharfe Wechsel von scharf eingeschnittenen Tälern und ausgedehnten, flach geneigten Abdachungen setzt sich auch westlich, im Bereich der **Fläche Kropf (GeoRE SH-AD-1)** fort. Es schließt die **Abdachung Eichhöhe (GeoRE SH-AD-4)** an, die vom *Kropfbach (GeoRE SH-ZT-16)* abgesetzt wird. Die **Klosterhöhe (GeoRE SH-DF-4)** liegt etwas isoliert und zum Maintal hin orientiert und wurde daraufhin als Dachfläche eingeordnet. Sie bildet den Übergang zum westlich angrenzenden **Zertalungsgebiet Faulbach (GeoRE SH-ZT-10)**. Die Talgefäße des *Kropfbaches* und des *Faulbaches* liegen hier sehr eng beieinander und werden nur durch einen schmalen, langgestreckten Pass getrennt.

Eine weitere markante Abdachung liegt im Nordspessart an der Grenze zum **Schlüchterner Becken**. Diese Fläche (**GeoRE SB-AD-1**) dacht von der **Alsberger Platte (GeoRE SH-DF-7)**, dem Flächenpass **Bellingser Kreuz (GeoRE SH-RT-6)** und der **Dachfläche Tonkautenkopf (GeoRE SB-DF-2)** in Richtung **Kinzigtal (GeoRE SH-AG-5)** ab. Insgesamt ist diese Abdachung steiler und wesentlich kürzer als das Abdachungsgebiet des südöstlichen Spessarts. In den Abdachungsbe- reich ist der Aufsitzer des **Bellinger Berges (GeoRE SB-KR-2)** mit kuppenartigem Charakter oder der kuppige Höhenzug des **Weinberges (GeoRE SB-KR-1)** eingeschaltet. Beide Einheiten werden von Unterem Muschelkalk aufgebaut, der offensichtlich die kuppige Ausprägung veranlasst.

Die Geologie aller ausgewiesenen Abdachungsflächen ist übereinstimmend durch die Gesteine der Röt-Folge, insbesondere des Plattensandsteins (so₂) geprägt (EHRENBERG et al. 1971, EHRENBERG & HICKETHIER 1982, SCHWARZMEIER & WEINELT 1993). Das Abdachungsgebiet des Nordspessarts zeigt zudem eine starke tektonische Gliederung, die z.T. zur Grabenbildung mit erhaltenen Tertiärsedimenten führt. Die Störungen verlaufen häufig im Streichen der Abda-

chung. Das Schichteinfallen nach NNW, bedingt durch die Einmündung des Schlüchterner Beckens, wirkt sich hier dominant auf die Oberflächengestaltung aus und überlagert die Verwerfungstektonik.

Im SE-Spessart verlaufen Verwerfungslinien ebenfalls parallel zum Schichteinfallen und haben gleichfalls keine morphologischen Konsequenzen. Ein Zusammenhang von Abdachungsfläche und Schichteinfallen ist allenfalls abschnittsweise gegeben. Eine Schichtfläche, die unmittelbar auf eine harte Gesteinsschicht zurückgeführt werden kann, ist nur lokal erkennbar. Beispielsweise kann entlang der BAB 3 zwischen der *Probsthöhe* (385 m NN) bei Esselbach und der Anschlussstelle Marktheidenfeld in der Straßenböschung der Rötquarzit auf einer Länge von etwa 1 km verfolgt werden (SCHWARZMEIER 1979). In diesem Abschnitt erniedrigt sich die Landoberfläche um etwa 60 m und in gleicher Weise die Schichten des Oberen Buntsandsteins im Untergrund.

Insgesamt dacht die Oberfläche in unterschiedlichen Gesteinen des oberen Buntsandsteins ab. Am **Höhenrücken Geiersberg (GeoRE SH-HR-6)** steht vornehmlich der Mittlere Buntsandstein mit den Gesteinen der Hardeggen-Folge (smH) an. Ausgehend von diesem stratigraphischen Niveau werden nach SE immer höhere Schichten des Oberen Buntsandsteins inwertgesetzt. Diese Tendenz wird durch die Position des Muschelkalk-Aufsitzers *Bocks-Berg* noch unterstrichen. Die Abdachung ist demzufolge großräumig als Kappungsfläche anzusprechen. Sobald die unteren Röttonsteine (so3T) und der Rötquarzit (so4Q) erhalten sind, werden sie zusätzlich flächig von Lössen überlagert. Der tonig-lehmige Untergrund in Form von Verwitterungslehmen oder Tonsteinen wirkte offensichtlich begünstigend für die pleistozäne Lösssedimentation.

2.2.12 Unteres Maintal und Untermainebene

Zunächst sind die breiten Auffüllungsbereiche entlang des Mainlaufes auffällig, die analog zur Naturräumlichen Gliederung in die Abschnitte Lohr a. Main-Rothenfels (**GeoRE MT-AG-4**), Marktheidenfeld-Wertheim (**GeoRE MT-AG-3**), Wertheim-Miltenberg (**GeoRE MT-AG-2**), Würth a. Main-Klingenberg (**GeoRE MT-AG-1**) und die Untermainebene (**GeoRE MT-AG-5**) gegliedert wurden. Sie entsprechen im Wesentlichen den fluvialen Ablagerungen der mittel- bis jungpleistozänen Terrassen und der holozänen Talfüllung. Aufschüttungskomplexe sind in verschiedenen Talbuchten erhalten und darüber hinaus in den Talböden der Umlaufberge (KÖRBER 1962). Umlaufberge wurden aufgrund ihrer bedeutenden Stellung innerhalb der Maintalentwicklung gesondert auskartiert. Es sind dies der *Achtelsberg* (**GeoRE MT-UB-1**) bei Hafenlohr, der *Rainberg* (**GeoRE MT-UB-2**) bei Kreuzwertheim und der *Grohberg* (**GeoRE MT-TG-1**) bei Faulbach.

Die zahlreichen altpleistozänen und älteren Terrassen des Untersuchungsgebietes sind in den

Geomorphologischen Raumeinheiten der **Talhänge (GeoRE MT-HB-1 bis GeoRE MT-HB-7)** integriert. Teilweise liegen sie mit größerer räumlicher Distanz zum Maintal bereits in den angrenzenden Zertalungsgebieten oder im Bereich von deformierten Altflächen, z.B. in **GeoRE SH-DG-12**. Dies betrifft insbesondere die Hochterrassen in Gestalt der Unteren und der Oberen Übergangsterrasse, die im unteren Maintal höher als 200 m NN auftreten.

Der *Erbig* (**GeoRE SH-FT-1**) südlich Aschaffenburg/Schweinheim besitzt eine besondere fluviale Entwicklungsgeschichte. Die fluviale Prägung dieses Gebietes ist bereits durch die maintalnahe Position erklärbar. Die Einordnung als Umlaufberg des ursprünglichen Mainlaufes wurde in früheren Untersuchungen erwogen, konnte aber aufgrund mangelnder Geröllfunde nicht bewiesen werden (STREIT & WEINELT 1971).

2.2.13 Zusammenfassung

Durch die Erfassung der **Geomorphologischen Raumeinheiten (GeoRE)** wurde ein differenziertes Bild der morphologischen Gegebenheiten des Spessarts gezeichnet. Vorherrschende Hangneigungen bzw. Hangneigungsklassen kombiniert mit der Höhenlage haben sich als geeignet erwiesen, Räume mit vergleichbarem morphologischen Inventar zu definieren. Beide Parameter wurden GIS-gestützt aus dem Digitalen Geländemodell DGM 25 (DTK 25 © Landesamt für Vermessung und Geoinformation) ermittelt und graphisch umgesetzt.

Die Kartierung der Geomorphologischen Raumeinheiten (**Abb. 12**) hat gezeigt, dass der Spessart, insbesondere der **Sandsteinspessart (Sandsteinhochfläche GeoRE SH)** als System von **Dachflächen** und **Höhenrücken** anzusprechen ist. Niedrigere und unterschiedlich abgesetzte Flächenniveaus umsäumen die jeweiligen Höhenzüge. Die Flächenniveaus sind mehr oder minder intensiv durch Talsysteme gegliedert und können demzufolge als **Rumpftreppengebiete**, als fluviale **Deformationsgebiete** oder bei starker fluvialer Flächenauflösung als **Zertalungsgebiete** definiert werden. Gebiete mit diesen Charakteristika werden übereinstimmend im **Sandsteinspessart** wie auch im **Vorderen Spessart** mit kristallinem Gesteinsuntergrund nachgewiesen.

Die **Sandsteinstufe (GeoRE SH-SS)** wird im Konzept der Geomorphologischen Raumeinheiten nicht als linienhaftes sondern saumartiges bzw. schlauchförmiges Element angesprochen, das zwischen Vorderem Spessart und Spessarthochfläche vermittelt. Mit einer Fläche von 172,9 km² haben Raumeinheiten, die zum Formenkomplex der Sandsteinstufe gehören, einen nicht unwesentlichen Anteil an der gesamten Spessartfläche (2112,5 km², JUNG 2002). Der gesamte Stufenbereich der Sandsteinstufe ist durch unterschiedliche Hangneigungen charakterisiert, dadurch dass der Bereich zwischen Walm und Trauf, wie auch die Stufenfront in dieser Raumeinheit berücksichtigt wurden.

Auf Grundlage der Höheninformationen wurde das Gebiet *Baßberg-Sailhöhe* als **Intramontanes Becken (GeoRE SH-IMB)** definiert und als eigenständige Geomorphologische Raumeinheit erfasst. In diesem Gebiet werden insgesamt geringere Höhen als in der Umgebung erreicht. Das **Schlüchterner Becken (GeoRE SB-IBM)** dagegen ist morphologisch (und orographisch) nur andeutungsweise als Becken erkennbar. Es geht auf eine tektonische Einmuldung sowie auf eine Bruch- und Verwerfungs-tektonische Beanspruchung zurück. Durch die Einmuldung sind höhere triassische Gesteinsserien als im Umland erhalten und in gleicher Höhe angeschnitten.

Abdachungsgebiete (GeoRE SH-AG) mit tendenziell absinkender, wenn auch gegliederter Oberfläche sind im SE-Spessart oder am Südrand des Schlüchterner Beckens gegeben. Der **Großwallstadt-Obernburger Graben** wird als klar definierte Raumeinheit „**Tektonisches Grabensystem**“ (GeoRE GOG-TG) übernommen. Eine dominant fluviale Prägung wird im Bereich des **Maintals und der Untermainebene (GeoRE MT)** angenommen, so dass hier z.B. **Aufschüttungsgebiete (GeoRE MT-AG)** oder **Maintalhänge (GeoRE MT-HB)** definiert werden können.

Die auf dieser methodischen Grundlage definierten Raumeinheiten bieten die Möglichkeit einer räumlich differenzierten Betrachtung des Untersuchungsgebietes. Dies betrifft insbesondere morphologische Aspekte, beispielsweise die Erfassung vorherrschender Formenelemente oder Formensequenzen. Daneben können weitere morphogenetisch relevante Parameter in diese Raumanalyse eingebunden werden. Gesteinsstruktur, Schichtlagerung oder die im Gelände nachgewiesenen Verwitterungsbildungen werden nunmehr unterschiedlichen Reliefauschnitten zugeordnet. Dadurch werden diese Parameter in einen genetischen Zusammenhang mit dem Formeninventar der entsprechenden Raumeinheit gestellt. Bei dieser Zusammenschau können charakteristische Konstellationen entsprechend herausgearbeitet werden.

Es bleibt festzuhalten, dass **Geomorphologische Raumeinheiten (GeoRE)** eine geeignete Grundlage bilden, Formenkomplexe zunächst unter deskriptiven Gesichtspunkten zu erfassen. Besonders deutlich wird z.B. der hohe Anteil an Flachformen am Formeninventar der Mittelgebirgslandschaft. Verebnete Bereiche wurden in diesem Konzept als zusammenhängende Systeme in Form von Dachflächen (**GeoRE SH-DF, GeoRE SV-DF, GeoRE SB-DF**) und Höhenrücken (**GeoRE SH-HR, GeoRE SV-HR**) explizit erfasst. In weiteren Einheiten sind Verebnungen am Formenspektrum wesentlich beteiligt, wechseln sich aber mit anderen Formenelementen ab, z.B. bei Rumpftreppengebieten (**GeoRE SH-RT, GeoRE SV-RT, GeoRE SB-RT**). Es ist naheliegend, die am Beispiel der Geomorphologischen Raumeinheiten gewonnenen Erkenntnisse zum räumlichen Verteilungsmuster von Formenkomplexen für weitere Untersuchungen zu nutzen.

3 KRETAZO-TERTIÄRE RELIKTE

Nutzt man die **Geomorphologischen Raumeinheiten (GeoRE)** für eine erste morphogenetische Bewertung der Mittelgebirgsregion Spessart, erkennt man am Beispiel der verbreiteten Flachformen und Verwitterungsbildungen den hohen Anteil an Reliktformen und Paläoklimaeinflüssen. Das gesamte Dachflächen- und Höhenrückensystem lässt sich als Rest einer Ausgangsrumpffläche interpretieren, die unter tropoiden Bedingungen entwickelt wurde. Verschiedene und unterschiedlich abgesetzte Flächenniveaus gehen auf eine räumlich eingeschränkte Flächenbildung zurück, die eine Reliefdifferenzierung mit sich führte.

Die entsprechenden klimatischen Voraussetzungen, die eine zunächst undifferenzierte Oberflächengestaltung und darüber hinaus einen tiefgründigen Gesteinszersatz begünstigten, waren im Untersuchungsgebiet in der Festlandsphase der Kreide und des Tertiärs gegeben. Die **geomorphologische Ära** i.S. BÜDEL's (1981) des Spessarts ist dementsprechend durch einen langen Zeitraum der (präquartären) **tropoiden Alterde** gekennzeichnet, die im Untersuchungsgebiet ihre 'Visitenkarte' hinterließ.

Es ist unablässlich, sich die morphodynamischen Prozesse der kretazo-tertiären Epoche detailliert vor Augen zu führen. Erst die Kenntnis der paläoklimatischen Entwicklung sowie der korrespondierenden Verwitterungsdynamik und Oberflächenprozesse ermöglicht eine morphogenetische Bewertung des rezenten Reliefs. Es ist wichtig, Formenkomplexe ihrem jeweiligen paläoklimatischen Umfeld zuzuordnen und ihre Bedeutung für das rezente Mittelgebirgsrelief abzuschätzen.

3.1 Relikte der kretazo-tertiären Verwitterung im Spessart

3.1.1 Variabler paläoklimatischer Einfluss

Im Oberen Jura beginnt mit großräumigen Aufwölbungs- bzw. Hebungsprozessen die vorherrschende Festlandsphase und damit die Verwitterungs- und Abtragungsgeschichte im Untersuchungsgebiet. Seitdem beeinflusst das Klima morphodynamische Prozesse im Betrachtungsraum. Lokale paläontologische Befunde (z.B. TROPP 1936, MARTINI & ROTHE 1998) liefern zeitlich und räumlich eingeschränkte Hinweise auf die paläoklimatischen Verhältnisse in der näheren Umgebung. Die überregionale Auswertung zahlreicher Paläoklimazeugen (MAI 1995) ermöglicht Aussagen über den Temperatur- und Feuchte-Trend und die zeitliche Variabilität des Paläoklimas seit dem Oberjura (**Abb. 27**).

Für das Jura werden insgesamt hohe Durchschnitts-Temperaturen angenommen, die sich im O^{18} -Isotopenverhältnis nachweisen lassen. Die Meerestemperaturen waren im Vergleich zu heutigen Bedingungen bis zu $10^{\circ} C$ höher (SCHWARZBACH 1993: 185). Auch für die Kreidezeit gibt

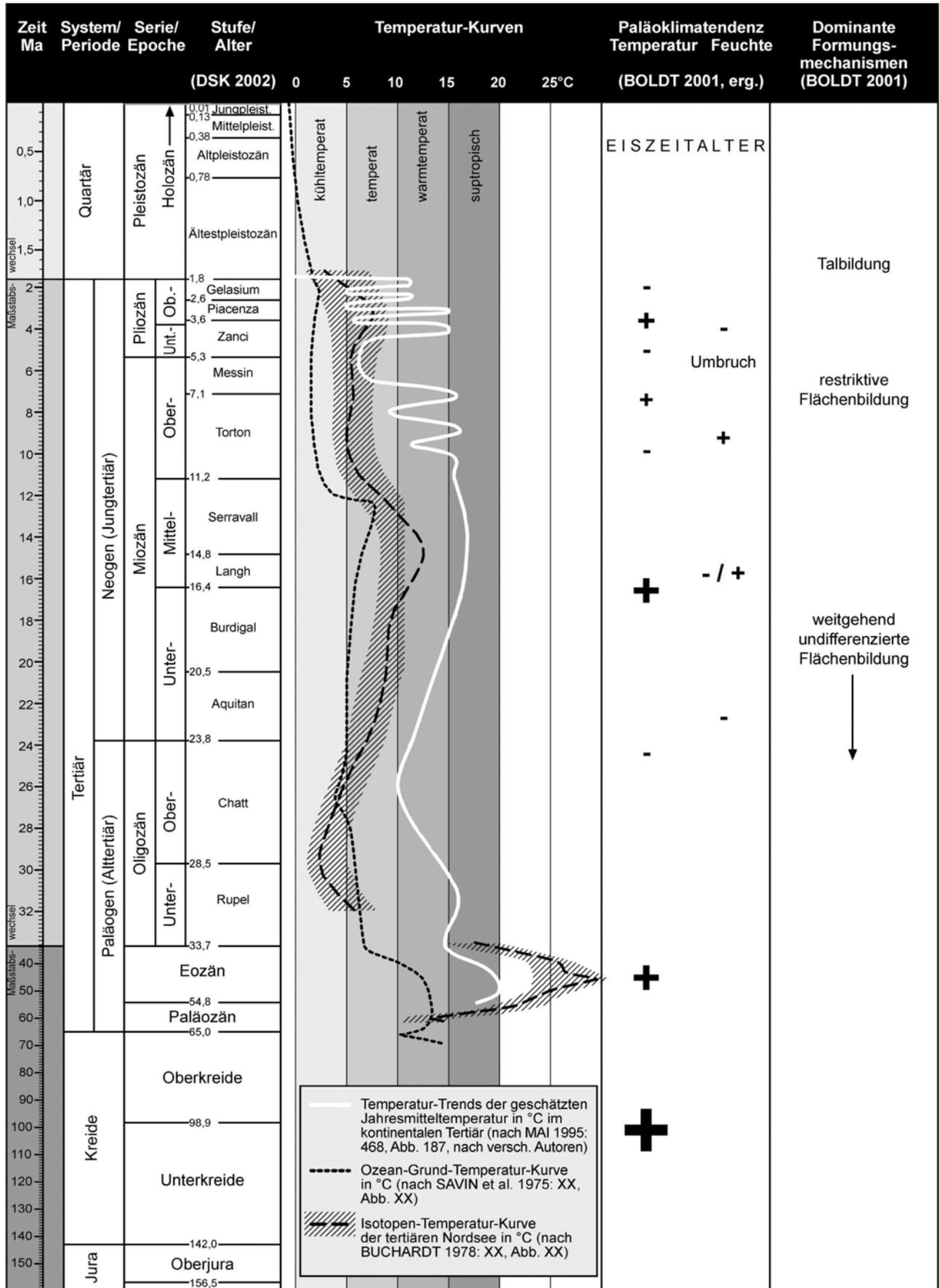


Abb. 27: Zeitskala und Temperatur-Kurven für die geomorphologische Ära [Fortsetzung S. 86]

(mesozoisch-tertiäre Festlandsphase) im Untersuchungsgebiet. - Quellen: SAVIN et al. (1975), BUCHARDT (1978), MAI (1995), ROTHE (2000), BOLDT (2001; Signaturen: + = Zunahme der Temperatur/Feuchte; - = Abnahme der Temperatur/Feuchte; -/+ = deutliche Wechsel der Feuchte; Größe der Temperatur- signatur steigt mit der Temperaturzunahme – Temperatur optima), DSK [Hrsg.] (2002), GEYER (2002).

es zahlreiche Indikatoren für ein wärmeres Klima als heute, u.a. die Verbreitung von Korallenriffen oder die enorme Bindung organischen Kohlenstoffs in Tiefseesedimenten, die heute als bedeutende Erdölvorkommen dienen. Eine geringfügige Temperaturdepression markiert die späte Kreidezeit. Die **K-T-Grenze** als katastrophaler klimatischer Einschnitt kann im Untersuchungsgebiet nicht gefasst werden.

Die Klimaverhältnisse des Alttertiärs sind durch die weit nach Norden ausgedehnte „**Warme Zone**“ SCHWARZBACH's (1946, 1993: 211, Abb. 145) charakterisiert. Im Eozän werden noch einmal außergewöhnlich warme Bedingungen vergleichbar der mittleren Kreide erreicht, so dass hier die wärmste Phase des Känozoikums anzunehmen ist (CROWLEY & NORTH 1981). Die ausgesprochene Warmphase korreliert mit intensiven Verwitterungsprozessen, die als **Bauxit-Event** angesprochen wurde (PRASAD 1985, OBERHÄNSLI 1996). Ein „**terminaler eozäner Event**“ (34 Ma bp., MAI 1995: 460) beschreibt den deutlichsten Klimaumschwung im Tertiär, der eine graduelle Abkühlung bis ins ausgehende Tertiär einleitet. Bereits das Oligozän ist durch eine Temperaturabnahme gekennzeichnet, die von einem Massensterben in Fauna und Flora begleitet wird. Im späten Unter- und frühen Mittelmiozän kam es neuerlich zur Erwärmung, die ein thermisches Maximum innerhalb des Neogens darstellte („**Mittelmiozäne Erwärmung**“, MAI 1995: 462).

Im Obermiozän und speziell im Pliozän sind Klimafluktuationen bekannt, die mit tendenziellem Absinken und zyklischen Schwankungen des Meeresspiegels korrelieren. Insgesamt wird eine Abnahme der Feuchtigkeit festgestellt, die sich z.B. im paläontologisch belegbaren Wechsel der Pflanzengemeinschaften von tropischen Wäldern zu Gräsern niederschlägt (SCHWARZBACH 1993). Als mögliche Gründe für die Abkühlung im Jungtertiär wird die deutliche Abnahme der CO₂-Konzentration diskutiert (SEUFFERT 1993). Die rhythmisch-zyklischen Klimawechsel mindestens seit dem Pliozän setzen sich im Quartär fort, allerdings mit veränderter Frequenz und mit kühleren Temperaturen. Der tendenzielle Temperaturrückgang zum Eiszeitalter und die zyklische Abfolge von Eis- bzw. Kalt- sowie Warmzeiten im Pleistozän selbst, ist vielfach sedimentologisch und morphologisch belegt (SEMMELE 1974 [Hrsg.], LIEDTKE 1990 [Hrsg.], JERZ 1993). Eine aktuelle Zusammenstellung der Morpho- und Paläochronologie des Oberpliozäns und Pleistozäns wird bei BOLDT (2001: 46, Abb. 9) vorgestellt.

Mit den Betrachtungen von JESSEN (1938), BÜDEL (1957a) oder WILHELMY (1958) wird der

klimatische Einfluss auf die Formungsprozesse, u.a. auch der Forschungsansatz der **genetischen Klimamorphologie** etabliert. Das räumlich variierende Klima kommt z.B. im Konzept der **Klimamorphologischen Zonen der Gegenwart** (BÜDEL 1981: 36ff) oder der **Verwitterungszonen** (STRAKOV 1962) zum Tragen. Das zeitlich variierende Klima wird z.B. im Konzept der **Reliefgenerationen** (BÜDEL 1979) berücksichtigt.

3.1.2 Chemische Intensivverwitterung als dominanter Vorzeitprozess

Die Betrachtung kreide- und tertiärzeitlicher Verwitterungsprozesse geschieht auf der grundlegenden Annahme eines geringfügig variablen, insgesamt aber kontinuierlichen **tropoiden Klimas** i.S. BÜDEL's (1981). Im Jungtertiär klingt schließlich die tropoide Phase in den Mittelbreiten aus und es kommt allenfalls gesteinsbedingt oder aufgrund der morphologischen Position zur kleinräumigen, traditionellen Weiterbildung.

Das tropoide Klima bedingt aufgrund hoher (Boden-) Temperaturen und eines hohen (Boden-) Wasserangebotes ausschließlich chemische Verwitterungsprozesse. Korrespondierend mit dem (Grund-) Wasserangebot konnte die chemische Verwitterung auch in tieferen Gesteinsstockwerken arbeiten und das Gestein tiefgründig zersetzen. Diese Verwitterungszone, in der das Ausgangsgestein tiefgründig chemisch aufbereitet wird, hat BÜDEL (1981: 94ff) als „**Dekompositionssphäre**“ bezeichnet.

Man muss berücksichtigen, dass in der Mittelgebirgslandschaft in der Regel gekappte Profile vorliegen, die den Erosionsrest einer ursprünglich mächtigen Dekompositionssphäre darstellen. Die aus der Mittelgebirgsregion beschriebenen Verwitterungsdecken beinhalten häufig nur noch die basalen Verwitterungshorizonte mit gebleichten Gesteinspartien oder mit initialen Gesteinsveränderungen. In Gesteinen des kristallinen Grundgebirges des Spessarts sind erhaltene Verwitterungstiefen von maximal 20 m (WEINELT 1962: 130), 17 m (OKRUSCH & WEINELT 1965: 181), 10 m (OKRUSCH et al. 1967: 144) und 30 m (STREIT & WEINELT 1971: 133) beobachtet worden. Im Buntsandstein am *Plattenberg* bei Kleinwallstadt a. Main sind Gesteinsbleichungen bis zu 100 m Tiefe erkennbar (JUNG 1996: 74). Die Verwitterungsrinde des Buntsandsteins im **Büdingen Wald** wird mit rund 15 m (DIEDEICH & EHRENBURG 1977), an anderer Stelle mit 18 m angegeben (DIEDERICH et al. 1988). Im subtropischen Afrika, im Ost-Niger, wurden beispielsweise Verwitterungsmächtigkeiten einer tropoiden Verwitterung von über 400 m beobachtet (BUSCHE & SPONHOLZ 1988).

In der **Dekompositionssphäre** wirkt insbesondere die Lösungsverwitterung und setzt elementare Gesteinskomponenten frei, die entweder mit der Verwitterungslösung bewegt werden können oder aber für synthetische Prozesse, z.B. der Tonmineralneubildung, bereitstehen. Dennoch bleibt im chemisch veränderten Ausgangsgestein das ursprüngliche Gesteinsgefüge als Reliktge-

füge erhalten (VALETON 1983). Aufgrund der Konstanz des Gesteinsvolumens bei gleichzeitiger Erhöhung des Porenvolumens durch hydrolytische Verwitterung hat OLLIER (1969) den Begriff „**isovolumetrische Verwitterung**“ geprägt.

Die Erhaltung des ursprünglichen Gefüges, die Um- und Neubildung von Mineralen und die Auswaschung und Umverteilung nur löslicher Stoffe wird definitorisch gefordert, um das Verwitterungsprofil als „**Saprolit**“ anzusprechen (SMIRNOV 1970). Mit der Beschreibung der **Mesozoisch-Tertiären Verwitterungsdecke** des Rheinischen Schiefergebirges (MTV; FELIX-HENNINGSEN 1990) rückt der Terminus „Saprolit“ wieder verstärkt in den Sprachgebrauch geomorphologischer Literatur. Die allgemein geringe mechanische Härte bis hin zu grabbaren Varietäten äußert sich im volkstümlichen Sprachgebrauch mit der Bezeichnung „**fauler Fels**“ (z.B. STREIT & WEINELT 1971: 133).

Vor dem Hintergrund einer vorzeitlichen Verwitterungsdynamik, die im rezenten Klima der gemäßigten Zone zweifellos nicht mehr fortgesetzt wird (BÜDEL 1981), muss die (paläo-) pedogene Zonierung neu interpretiert werden. Sie wird nunmehr in ein **rezentes Solum** und einen fossilen **Saprolit** im Untergrund gegliedert (FELIX-HENNINGSEN 1990). Das rezente Solum ist durch die holozäne Pedogenese beeinflusst, die in der Mittelgebirgsregion meist durch die periglaziale Deckschichtengliederung vorgezeichnet ist. Das pedogene Ausgangssubstrat bildet der Saprolit als chemisch verändertes anstehendes Gestein. Er beeinflusst das Substrat im rezenten Solum unter anderem durch hohe Tonanteile kaolinitischer Minerale, die häufig hydromorphe Bodendifferenzierungsprozesse begünstigen. In diesem Fall ist der saprolitisierte Untergrund nur in geringem Maße erosiv beeinflusst und noch nicht von höheren Tonanreicherungshorizonten entblößt.

Beispiele eines tonreichen, solifluidal aufgearbeiteten Saprolits wurden im **Südwest-Spessart**, am *Plattenberg* (275 m NN) bei Kleinwallstadt a. Main anhand verschiedener Bodenprofile erschlossen (JUNG 1996, 2004). Der solifluidal aufgearbeitete Sandstein-Saprolit wird u.a. aufgrund seiner primär hellen Farbe als **Graulehm** bezeichnet (FELIX-HENNINGSEN 1990). Er bildet aufgrund seiner hohen Tonanteile die Grundlage für Staunässe mit redoximorpher Dynamik. Dadurch wird die Entwicklung hydromorpher Bodentypen, hier des Pseudogleys in Plateaulage begünstigt (JUNG 1996, 2004).

Den ursprünglichen, heute erodierten hangenden Abschluss des kretazo-tertiären Verwitterungsprofils bilden plinthitische Horizonte (s.u.), die meist zusammenfassend als **Rotlehm** bezeichnet werden. Aus dem nördlichen Untersuchungsgebiet sind Rotlehme bekannt, die als Äquivalente des tertiärzeitlichen Bodens über den jungtertiären vulkanischen Gesteinen des **Vogelsberges** erhalten sind (STREMME 1910, WIRTZ 1972; Kap. 4.3.3.1). Rotlehme bilden in diesem

Fall das Ausgangssubstrat des rezenten Bodens, allerdings kann aufgrund unterschiedlicher Überprägung und Überlagerung von Bodenfarben nur schwerlich die Art, Richtung und Intensität der Bodenentwicklung rekonstruiert werden.

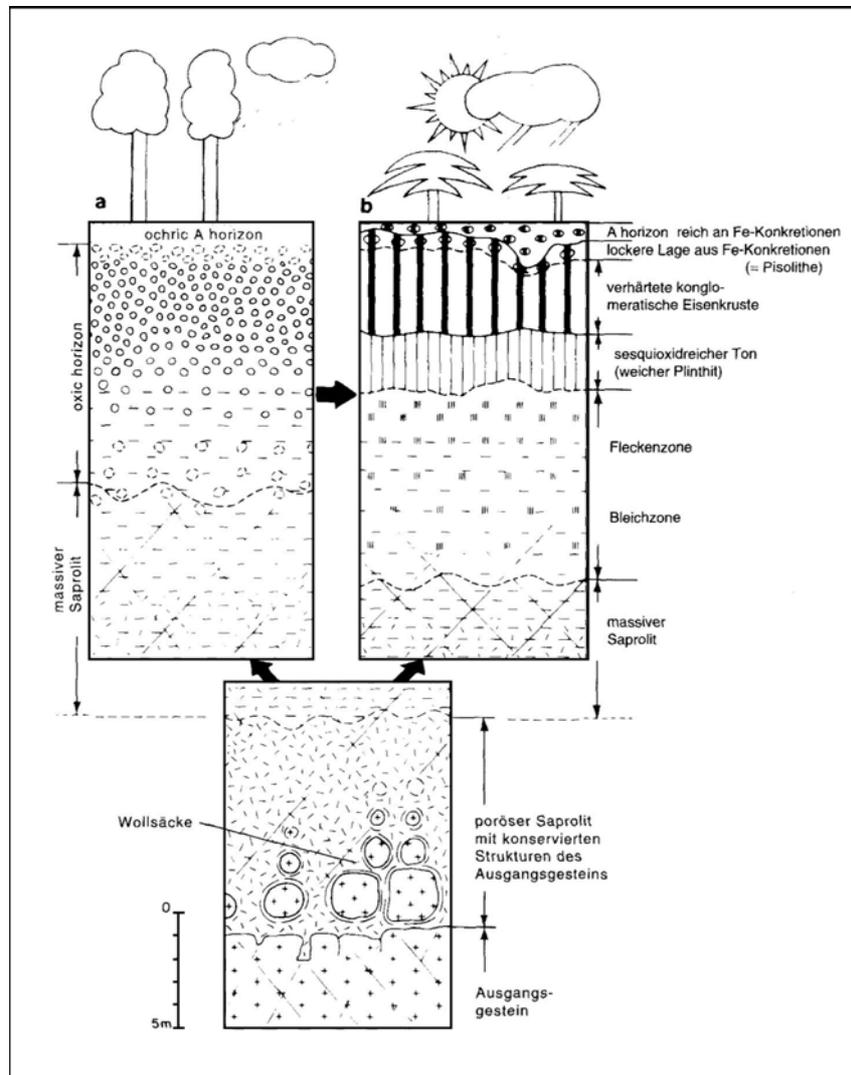


Abb. 28: Verwitterungsdecken mit unterschiedlicher Bodenentwicklung in den a) semiariden und b) in den wechselfeuchten Tropen. - nach NAHON (1991).

Zur Klassifizierung des Verwitterungsprofils wird häufig das Siliziumoxid-Sesquioxid-Verhältnis herangezogen (MAC FARLANE 1976, NAHON 1991, **Abb. 28**). Die vorwiegende Freisetzung von Fe- und Al-Oxidhydraten ist mit dem Prozess der Desilifizierung verknüpft und zeigt dementsprechend eine allitische, ferritische oder ferralitische Verwitterungsdynamik an. Die Mobilisierung und aszendente oder durch laterale Zufuhr bedingte Anreicherung von Sesquioxiden, kaolinitischem Ton und Quarz in einer Verlehmungszone wurde ursprünglich als **Laterit** angesprochen, der heute als (weicher) **Plinthit** bezeichnet wird. Die oberflächige Austrocknung führt häufig zu einer irreversiblen Krustenbildung, die je nach vorherrschendem Sesquioxidbestand als Ferricret (e) oder Aluminocret (e), bei Kalkausfällung als Calcret(e) und bei intensiver Kieselsäurefreisetzung als Silcret(e) bezeichnet wird (HINTERMAIER-ERHARD & ZECH 1997).

Die aszendenten Prozesse, die zu verschiedenen Ausfällungen an der Oberfläche führen können,

werden durch ein Konzentrationsgefälle zur Oberfläche hin erzeugt. Der Motor sind **exogene Kräfte**, etwa Verdunstungsprozesse an der Oberfläche, die eine zyklische Austrocknung bewirken können. An diesem Beispiel wird deutlich, dass das Verwitterungsgeschehen maßgeblich von **subaerischen Bedingungen** abhängt. Die Abnahme der Verwitterungsintensität innerhalb des Verwitterungsprofils von der Oberfläche zum bergfrischen Gestein stützt diese These. Bei endogenen Prozessen, etwa hydrothermalen Aktivität, ist eine entgegengesetzte Ausrichtung erkennbar.

Hydrothermale Bleichungen durch ascendente heiße Lösungen sind aus anderen vulkanisch geprägten Mittelgebirgslandschaften bekannt (ZERSCHWITZ 1969, HEINE 1970) und werden auch im Untersuchungsgebiet vereinzelt beschrieben. Eine tiefgründige, offensichtlich linienhafte Kaolinisierung wurde aus dem *Waschbach*-Tal zwischen *Sandkopf* und *Geiskopf* nördlich Wächtersbach/Breitenborn bekannt (DIEDERICH & EHRENBERG 1977). Die in verschiedenen Bohrungen erschlossene Bleichung wird aufgrund der steil herzynischen Ausrichtung als hydrothermale Bildung interpretiert. Allerdings wird die unsichere morphologische Deutung der Sandsteinbleichung am Beispiel des **Büdingen Waldes** eingeräumt (EHRENBERG & HICKETHIER 1978). Gerade durch die Nähe zum Vulkangebiet des **Vogelsberges** ist eine Entstehung durch postvulkanische, ascendente Hydrothermalien naheliegend.

Die hydrothermale Entstehung ist aber nicht zwangsläufig und kann in gleicher Weise durch descendente flächenhafte Verwitterung erklärt werden. Man muss sich vor Augen führen, dass die bevorzugten Verwitterungsbahnen wasserwegsame Strukturen wie Spalten und Klüfte sind. Bei Kappung des Profils werden diese Verwitterungswurzeln als linear angeordnete Bleichungen sichtbar (PETROV 1976), die unter Umständen physiognomisch mit hydrothermalen Bleichungen verwechselt werden können (FELIX-HENNINGSEN 1990). Auch im Südwest-Spessart konnten vergleichbare Befunde erbracht werden (JUNG 1996, 2004).

Über tonmineralogische Untersuchungen kann der Nachweis hydrothermalen Aktivitäten geführt werden. In diesem Fall wäre der Dikit als weitestgehend hitzebeständige, polytype Strukturvariante des Kaolinit dominant im Tonmineralspektrum vertreten (SPIES 1986).

Meist werden tertiäre Verwitterungsprofile mit einem eher kontinuierlichen Übergang zum bergfrischen Gestein beschrieben (BORGER 2000). Auch die im Südwest-Spessart untersuchten Verwitterungsprofile im Buntsandstein belegen dies (JUNG 1996, 2004). Im **Basaltbruch Breitenborn** (Kap. 4.3.1.3.2) ist im nordwestlichen Bruch eine scharf gegen den bergfrischen Basalt abgegrenzte Verwitterungsbasis unter etwa 5 m mächtigem Basaltzersatz erschlossen. Dies ist der einzige Nachweis einer Verwitterungsbasisfläche im definitorischen Sinn (BÜDEL 1981).

3.1.3 Kreidezeitliche und tertiäre festländische Intensivverwitterung im Untersuchungsgebiet

Die kretazo-tertiäre Intensivverwitterung hat Verwitterungsbildungen in den Sedimentgesteinen des Deckgebirges, wie auch in Gesteinen des Grundgebirges hinterlassen. Für die Kristallinegesteine muss neben der tertiärzeitlichen Gesteinsveränderung auch eine präoberpermische Phase der Gesteinszersetzung in Betracht gezogen werden (VALETON 1983, Kap. 3.1.3.1). Im permotriadischen Deckgebirge ist entsprechend nur die kretazo-tertiäre Verwitterungsdynamik dokumentiert (Kap. 3.1.3.2). In diesen Gesteinen lässt sich nur über relative Bezüge oder durch die morphologische Stellung ermitteln, wie alt die Verwitterungsbildungen innerhalb der geomorphologischen Ära sind.

Die höheren bzw. älteren Verwitterungsprofile, die in Gesteinen des Juras, des Keupers und des Muschelkalks ausgebildet waren, sind größtenteils abgetragen. Ihre Verwitterung und Abtragung geht mutmaßlich bis in die Kreidezeit zurück (Kap. 4.1). Verwitterungsbildungen aus dem Alttertiär werden verschiedentlich in xenolithische Gesteine dokumentiert, die in saprolitisiertem Zustand in die Magmen eingebunden wurden (Kap. 4.2.1). Darüber hinaus belegen einige alttertiäre Sedimente, die als Umlagerungs- oder Syntheseprodukte der paläogenen Verwitterung gesehen werden, die Morphodynamik des Alttertiärs (Kap. 4.2.3).

Das prä-untermiozäne Verwitterungsgeschehen ist im Gebiet des **südlichen Vogelsberges** und des **Schlüchterner Beckens** dokumentiert. Die untermiozäne Basaltüberdeckung hat hier die präbasaltische Verwitterungs- und Umlagerungsdynamik konserviert. Diese Konstellation beinhaltet, dass der präbasaltische Gesteinsuntergrund, hauptsächlich in Form des Buntsandsteins, bis ins Untermiozän saprolitisiert wurde. Wann die Gesteinsserien in den Einfluss chemischer Verwitterung kamen, ist nicht eindeutig, vermutlich war dies aber bereits im Alttertiär der Fall.

Daneben gibt es Anschauungen, nach denen die Saprolitisierung des Buntsandsteins zeitlich zwischen Aquitan und Burdigal eingeschränkt werden kann. Die aquitanen Tertiärsedimente liegen in der Regel unverwittertem Deckgebirge auf und werden schließlich von Basalt überdeckt. Fehlen die Tertiärsedimente und lagern Vulkanite unmittelbar über den Gesteinen des Deckgebirges, sind diese regelhaft saprolitisiert. Somit wird die Bildung der Verwitterungsrinde des Buntsandsteins synchron zur Ablagerung der Tertiärsedimente gesehen (DIEDERICH & EHRENBERG 1971). Die Kaolinisierung der Sandsteine und der Tertiärsedimente als unmittelbare Umlagerungsprodukte des Sandstein-Saprolits wird ergänzend als Argument aufgeführt.

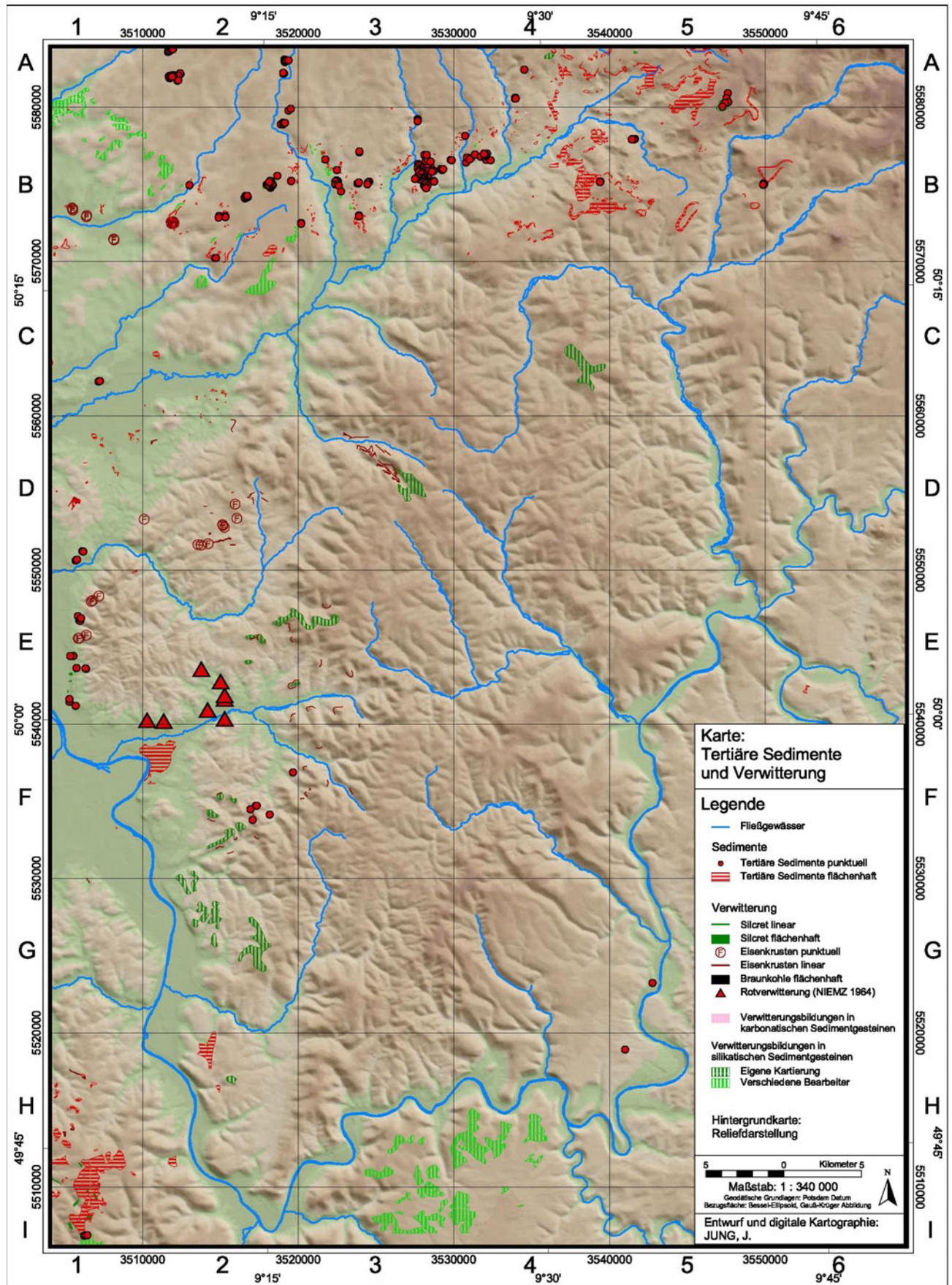


Abb. 29: Karte: Tertiäre Verwitterung und Sedimente im Untersuchungsgebiet.
- Quelle: Eigene Kartierung, verschied. Autoren, siehe **Tab. 11**, Kap. 6 Anhang.

Vielfach kann die chronostratigraphische Stellung von saprolitisierten Sandsteinen im Tertiärprofil nicht eindeutig festgelegt werden. Hier muss der kretazo-tertiäre Verwitterungsverlauf im Zusammenhang mit den Formungsprozessen und dem daraus resultierenden Formeninventar rekonstruiert werden. In diesem Zusammenhang ist es von Bedeutung, die Verbreitung von Verwitterungsbildungen und korrelaten Sedimenten in ihrer Gesamtheit zu erfassen und darzustellen (**Abb. 29**). Sie sollen als Zeugnis der kretazo-tertiären Verwitterungsdynamik gesehen und in der morphogenetischen Interpretation (Kap. 4) berücksichtigt werden.

3.1.3.1 Präoberpermischer und jungtertiärer Zersatz in Gesteinen des Grundgebirges

Verwitterungsbedingte chemische Veränderung in Gesteinen des Kristallinen Grundgebirges äußern sich physiognomisch in unterschiedlicher Weise. Die chemische Veränderung der Gneis-Serien des zentralen Vorspessarts, etwa der Muskovit-Biotit-Gneise der Haibach-Formation, zeichnet sich durch eine intensive Rotfärbung, zudem durch eine deutlich erhöhte Tonkomponente nach Tonmineralneubildung aus. Bereits WEIDMANN (1929) wies auf die z.T. weit verbreiteten roten Verwitterungslehme im Vorderen Spessart hin, die schließlich bei NIEMZ (1964: 29, Abb. 3) in einer Karte der **Rotverwitterung im Aschaffgebiet** zusammengestellt werden.

Die tatsächliche Verbreitung von Verwitterungslehmen aus kristallinen Gesteinen dürfte insgesamt weit größere Ausmaße annehmen, als dies kartierbar ist. Unter pleistozänen Lössen wird hier ein weitestgehend aushaltender Zersatzhorizont vermutet, der mutmaßlich eine positive Beeinflussung der frühpostglazialen Vegetationsentwicklung und eine forcierte Lößakkumulation bedingte. Dies hat zur Folge, dass Grundgebirgszersatz in Gestalt von roten, gelben oder bunt gefleckten Lehmen rezent hauptsächlich unter quartärer Überdeckung in tieferen Schichten angeschnitten wird, etwa in Hohlwegen und Baugruben, oder er wird in Bohrungen erschlossen (OKRUSCH et al. 1967).

Eigene Untersuchungen erbrachten den Nachweis oberflächennaher, gelber bis roter, etwa 3 m mächtiger Lehme im Zweiglimmerschiefer der Geiselbach-Formation in einer Baugrube in Alzenau i. Ufr./Hörstein. Auch bei der Erschließung des Neubaugebietes zwischen Hörstein und Alzenau i. Ufr./Wasserlos wurden im Zuge von Planiertätigkeiten immer wieder rote Verwitterungslehme an die Oberfläche befördert. Die Beobachtungen korrelieren mit den Arbeiten von OKRUSCH et al. (1967) in diesem Gebiet. Die flächige Verbreitung von roten bis braunen Lehmen unmittelbar im Bereich des rezenten Solums führte dazu, die Rotlehme gesondert als „L,fl“ zu erfassen und auszukartieren.

Bemerkenswert ist die Position im 150 m NN-Niveau im Bereich der zerriedelten Fußflächen (**GeoRE SV-FF-1, GeoRE SV-FF-2**), die dem *Hahnenkamm*-Höhenzug im Umfeld der **Spess-**

artrandverwerfung vorgelagert sind. Die flächendeckende Hangschuttdynamik in diesem Bereich (OKRUSCH et al. 1967) erfasst auch die Verwitterungslehme und äußert sich in der selektiven Anreicherung mechanisch beanspruchbarer Gesteine, meist Quarzite der Geiselbach-Formation. Sie zeigen an, dass die solifluidale Aktivität auch die Verwitterungslehme beeinflussten, die zumindest in den hangenden Bereichen keine autochthonen Positionen mehr einnehmen.

Hinweise für die zeitliche Stellung chemischer Verwitterungsdynamik geben verschiedene jungtertiäre Basaltvorkommen, die westlich des Untersuchungsgebietes aus dem Bereich der **Untermainebene** beschrieben werden (SCHOTTLER 1922). Der rote, tonige Basaltzersatz wird hier teils von Bauxitknollen begleitet, die eine intensive chemische Beeinflussung anzeigen. Die Bildung von Rotlehmen bzw. Verwitterungslehmen über kristallinen Gesteinen wird synchron zur Basaltverwitterung als Jungtertiär eingestuft. Untersuchungen der Lagerungsverhältnisse und die paläoklimatische Betrachtung der für Rotverwitterung günstigen Zeitabschnitte führten zunehmend auf die Rotlehme im Aschaffgebiet zur Einstufung in das Miozän oder Pliozän (NIEMZ 1967).

Profilaufnahme		Ort	Mömbris Gewerbegebiet
Profil Mömbris		Rechtswert	3511401
		Hochwert	5547244
		Datum	10.05.2003
		Exposition	WSW
		Abs. Höhe	300 m NN
		Reliefposition	Verebnung
		Vegetation	Brachland-Vegetation

[cm]	Profilaufnahme	Nr.	Profilbeschreibung	Munsell	Textur
20		Mö 1	brauner schwach humoser, schwach toniger Lehm, Ziegelsteinpigmente, basal scharfe Grenze, teils wellig	10 YR 5/1	tL
40		Mö 2	hellbrauner toniger Lößlehm, kleine Mangankonkretionen, wenige Oxidationsflecken	10 YR 5/1	tL
60		Mö 3	hellbrauner toniger Lößlehm, kleine Mangankonkretionen, Wurzelspuren	10 YR 5/1	tL
80		Mö 4	hellbrauner Lößlehm, weiße unregelmäßige schlierenartige Entfärbungen begleitet von schlierenartigen Oxidationen, kleine Mangankonkretionen	10 YR 5/1	L
100		Mö 5	brauner Lößlehm mit unregelmäßigen, große Linsen, diese gefüllt mit hellem Lößlehm, kleine Mangankonkretionen	10 YR 5/1	L
120		Mö 6	heller, lehmiger Löß, geschichtet, z.T. in Hangrichtung einfallend, wenige kleine Quarzite	10 YR 5/1	IU
140		Mö 7	braungrauer geschichteter Löß, z.T. fleckig	10 YR 5/1	IU
160		Mö 8	heller Lößlehm, Quarzitstein	10 YR 5/1	L
180		Mö 9	braungrauer bis ockerfarbener geschichteter Lößlehm	10 YR 5/1	L
200		Mö 10	heller, toniger Lößlehm	10 YR 5/1	tL
220		Mö 11	rotbrauner toniger Lehm, sandig, glimmerreich, Quarzitsteine	10 YR 5/1	tL
240		Mö 12	ockerfarbener Lößlehm, unregelmäßig	10 YR 5/1	L
260		Mö 13	ockerbrauner Löß	10 YR 5/1	U

Abb. 30: Profil Mömbris – Profilaufnahme.

Neben autochthonen Rotlehmvorkommen gibt es zahlreiche Hinweise auf verlagerte Substrate der tropoiden Landoberfläche. In den mächtigen tertiären Sedimenten der Untermainebene treten immer wieder rote Tonhorizonte auf, die als Bodensediment der Kristallinverwitterung angesehen werden (OKRUSCH et al. 1967). Ausgehend vom *Hahnenkamm*-Höhenzug fanden Verlagerungsprozesse auch in östliche Richtung statt.

Das **Profil Mömbris (Abb. 30)** liegt im Bereich der Südostabdachung des Hahnenkamms am Rand einer Verebnung im 300 m NN-Niveau. Mit dem Horizont Mö-11 ist ein rotbrauner toniger Lehm erschlossen. Glimmer-reiche, sandige Komponenten und kleine Quarzit-Steine schließen eine warmzeitliche authochtone Entstehung aus. Vielmehr ist der Horizont aufgrund der grobkörnigen Bestandteile eindeutig als Umlagerungshorizont zu identifizieren. Das Liefergebiet ist der westlich angrenzende *Hahnenkamm*-Höhenzug.

Der Horizont Mö-11 zeigt an, dass Verwitterungslehme in höheren Positionen am *Hahnenkamm* verbreitet waren und solifluidal und/oder fluvial aufgearbeitet wurden. Interpretiert man die hangenden Lößstraten als mittel- bis jungquartäre Ablagerungen, kommt man zu dem Schluss, dass tertiärzeitliche Verwitterungsbildungen weit über die Tertiär-Quartärgrenze hinaus an der Landoberfläche Bestand hatten. Vergleichbare Ergebnisse gibt es aus dem **Südwestlichen Sandsteinspessart**, wo Rotlehmkomponenten in Graulehmsubstraten nachgewiesen wurden (JUNG 1996, 2004). Die lateritischen Verwitterungsrinden des Basalts am Vogelsberg sind z.T. intensiv verlagert und in Senken wieder angereichert worden. Die ehem. Bauxitlagerstätte **Eiserne Hose** bei Lich (Hessen) ist hierfür ein gut dokumentiertes Beispiel aus der näheren Umgebung (SCHWARZ 1987).

Das **Profil Quarzit-Bruch Hemsbach (Abb. 31)** liegt im zentralen Bereich des Hahnenkamms, am Durchbruchstal der Kahl. Der Talhang ist in Höhe des Quarzit-Bruches relativ flach angelegt und auf die Hochterrassen im Durchbruchstal (SCHWENZER 1967a) ausgerichtet. An der Grenze der Horizonte He-12 und He-11 ist der Übergang von authochtoner Intensivverwitterung im anstehenden Kristallingestein zu Umlagerungshorizonten dokumentiert. Die schlierenartigen Verfärbungen des Gesteinszersatzes biegen im Horizont He-12 von steilen Winkeln in eine hangparallele Lage ab, was letztlich als Hakenschlagen interpretiert werden kann.

Die im Horizont He-11 eingebetteten Quarzit-Blöcke sind in ein frisches geschichtetes Substrat eingesunken, nachdem sie an der Oberfläche vermutlich in Folge von Rutschungsprozessen talwärts transportiert wurden. Mit dem Horizont He-9 wird der Übergang zur kaltzeitlich geprägten solifluidalen Verlagerung markiert. Den kaltzeitlichen Einfluss zeigen in diesem Tertiär-Quartär-Profil auch die eingearbeiteten Lößsubstrate an, die als lehmige Varietät die Matrix einiger Solifluktuationslagen stellen (He-1, He-3, He-5, He-7). Die dazwischenliegenden Horizonte sind regel-

haft durch ein lößlehnmarmes Substrat gekennzeichnet, das höhere Anteile an Quarzit-Blöcken und -Steinen führt, zudem eine Matrix aus Verwitterungsmaterial der umliegenden Gneis- und Quarzitgesteine besitzt. Mit dem lößlehmgestützten Horizont He-1 bildet eine ursprünglich tiefere Lage den hangenden Abschluss des Profils, das bei Planierarbeiten erosiv verkürzt wurde.

Neben feinklastischen Verwitterungslehmen, die in authochtoner Position oder als Verlagerungsmaterial beschrieben wurden, treten auch grusige Verwitterungsbildungen aus kristallinen Gesteinen auf. Im Bereich des rezenten Solums sind sie sicherlich während der Glazialzeiten kryo-gen beeinflusst worden, ihre originäre Entstehung geht allerdings auf tertiärzeitliche chemische Verwitterungsdynamik zurück.

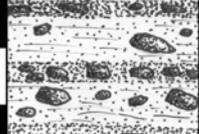
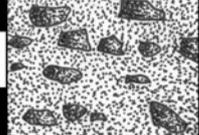
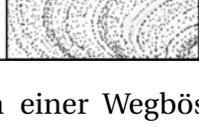
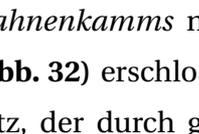
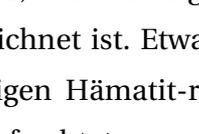
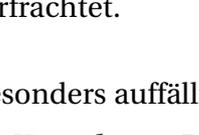
Profilaufnahme		Ort	Quarzitbruch Mömbris/Hemsbach		
Profil Quarzitbruch Hemsbach		Rechtswert	3509335		
		Hochwert	5549862		
		Datum	05.07.2002		
		Exposition	SSE		
		Abs. Höhe	315 m NN		
		Reliefposition	Mittelhang		
		Vegetation	Mischwaldgesellschaften		
[cm]	Profilaufnahme	Nr.	Profilbeschreibung	Munsell	Textur
0		Hems-1	Dunkelbrauner sandiger Lehm, schlierenartige Entfärbungen (Wurzelbahnen), wenige Quarzit-Steine, Mangan-fleckig	10 YR 3/2	sL
10		Hems-2	Rotbrauner toniger Lehm, zahlreiche, eingeregelt Quarzit-Steine und -Blöcke	5 YR 6/4	IT
20		Hems-3	Hellbrauner sandiger Lehm, Quarzit-Steine und -Blöcke	10 YR 4/4	sL
30		Hems-4	Rotbrauner lehmiger Sand, Quarzit-Steine und -Blöcke	5 YR 8/2	IS
40		Hems-5	Hellbrauner Lehm, zahlreiche Quarzit-Steine, wenige, große Quarzit -Blöcke	5 YR 7/2	L
50		Hems-6	Graubrauner Lehm, Quarzit-Steine und -Blöcke	5 YR 7/6	L
60		Hems-7	Gelbbrauner Lehm, wenige, große Quarzit-Blöcke, angedeutete Schichtung im basalen Horizontbereich	5 YR 6/6	L
70		Hems-8	Rotbrauner Lehm, zahlreiche eingeregelt Quarzit-Steine und -Blöcke	5 YR 6/4	L
80		Hems-9	Kryoturbat veränderter rosabrauner Lehm	5 YR 6/2	L
90		Hems-10	Gelbgrauer Lehm, geschichtet, rote Lehm pigmente	5 YR 6/4	L
100		Hems-11	Rot, grün, grau und braun gebänderter Lehm mit eingesunkenen Quarzit-Steinen	5 YR 7/2	L
110		Hems-12	Quarzit-Saprolit, gelblich, grau, braun violette und schwarze Bänder, Hankenschlag, kleine Quarzit-Steine	5 YR 7/4	L

Abb. 31: Profil Quarzit-Bruch Hemsbach – Profilaufnahme.

An einer Wegböschung am *Eichelberg*, der ein Zwischenniveau am westlichen Abhang des *Hahnenkamms* nördlich der **Rückersbacher Schlucht** darstellt, wurde das **Profil Eichelberg (Abb. 32)** erschlossen. In hängiger Lage zeigt das Profil einen weitestgehend grusigen Gneiserzatz, der durch goethitische Schlieren, vermutlich entlang ehemaliger Wurzelbahnen gekennzeichnet ist. Etwaige höhere Horizonte des tertiären Verwitterungsprofils mit primär tonig-lehmigen Hämatit-reichen Substraten wurden bereits solifluidal aufgearbeitet und hangabwärts verfrachtet.

Besonders auffällig sind Vergrusungen in den dioritischen Gesteinen des **Quarzdiorit-Granodiorit-Komplexes**. Die Vergrusungen äußern sich in einer lockeren Granulierung des ursprünglich

festen Ausgangsgesteins, dessen Bestand an Mineralkörnern die Zerfallsprozesse vorgibt.

Die Verwitterungsbildungen sind meist durch geringe Lehmanteile charakterisiert. Selten treten mächtigere Verwitterungslehme auf, die ein Gemisch aus feinklastischer Matrix und körnigen Bestandteilen bilden. Als relativ verwitterungsresistente Komponente wird der Muskovit beobachtet. Insgesamt dominieren, im Gegensatz zur Rotverwitterung über Gneisen des zentralen Vorspessart, braune Einfärbungen der Verwitterungshorizonte.

Chemische Prozesse in massigen Gesteinen, z.B. den Diorit-Varietäten, führen neben der Vergrusung und/oder Verlehmung zur Bildung von **Kernsteinen**, angelehnt an das Kluftnetz des Massengesteins i.S. WILHELMY's (1981). Geeignete Gesteine sind im **Vorderen Spessart** z.B. die felsischen Mobilisate mit plutonitähnlicher, massiger Struktur als SW-NE-streichende Zone zwischen Aschaffenburg/Damm und Hösbach/Feldkahl. Im Steinbachtal nördlich von Johannesberg/Steinbach sind sie in Blockmeeren mit runden Kernsteinen freigelegt (OKRUSCH et al. 1967).

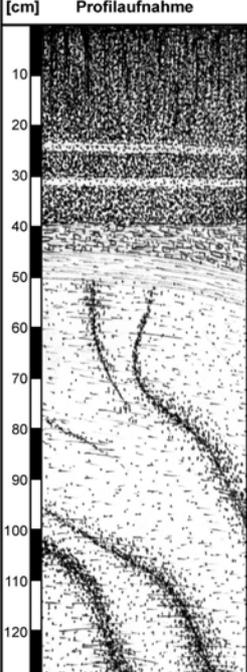
Profilaufnahme		Ort	Eichelberg, Alzenau/Hörstein			
Profil Eichelberg		Rechtswert	3505750			
		Hochwert	5543500			
		Datum	09.06.1991			
		Exposition	S			
		Abs. Höhe	180 m NN			
		Reliefposition	Wegböschung am unteren Mittelhang			
		Vegetation	Nadelwaldgesellschaften			
[cm]	Profilaufnahme	Nr.	Profilbeschreibung	Munsell	Textur	
10		Eich-1	Dunkelgrauer bis dunkelbrauner humoser, schwach lehmiger Sand, kleine Gneis-Steine, eingeschaltetes Band mit gelblichem Sand, eingeschaltetes Band mit rötlichem Sand, scharfe Grenze zu Eich-2	10 YR 5/1	IS	
20						
30						
40			Eich-2	Gelbbrauner Gneisgrus	10 YR 5/1	S, K
50			Eich-3	Brauner Lehm mit Gneispigmenten (u.a. Glimmerschuppen)	10 YR 5/1	sL
60			Eich-4	Gneis (mbgn) vergrust, grabbar, lehmige braun bis braunrote Partien schlierenartig, vermutlich entlang von ehem. Wurzelbahnen	10 YR 5/1	IS
70						
80						
90						
100						
110						
120						

Abb. 32: Profil Eichelberg – Profilaufnahme.

Bei den Ausbauarbeiten der Autobahn A3 im Jahr 2002 wurde am *Pfaffen-Berg* (206,4 m NN) im selektiv saprolitisierten Staurolith-Granat-Plagioklas-Gneis ein 60 t schwerer Kernstein/Wollsack geborgen, der als „**dicker Stein**“ regionale Bekanntheit erlangte (LORENZ 2004b: 17).

In den massigen Gesteinen des **Quarzdiorit-Granodiorit-Komplexes** im südlichen Vorspessart sind Kernsteine allerdings am häufigsten verbreitet. An der Oberfläche bilden sie nach Freispülung der grusigen Matrix z.T. mächtige Felsburgen, z.B. nahe dem Diorit-Bruch bei Haibach/Dörrmorsbach am *Heinrichs-Berg* (346 m NN) und am Osthang der Höhe 375 m NN (**Abb. 33**) bis zum **Beutelstein** am *Meis-Berg* (404 m NN) westlich Bessenbach/Oberbessenbach. Der bekannte **Dörrmorsbacher Wackelstein** liegt nach einer Rutschung nicht mehr auf seinem Sockel und hat nach MALKMUS (1976: 6) „ausgewackelt“.

Weitere Freistellungen wollsackähnlicher Kristallinblöcke gibt es am *Grauenstein* (308 m NN) nördlich von Glattbach, am *Garten-Berg* (309 m NN) südlich Goldbach, an der **Teufelskanzel** am *Godels-Berg* (252 m NN) und im Bereich der Verebnung bei Pkt. 264 m NN südöstlich von Bessenbach/Keilberg.



Abb. 33: Foto: Felsburg aus Kernsteinen des Diorit/Quarzdiorit-Granodiorit-Komplex. Diorit-Bruch, NE Haibach/Dörrmorsbach.

Anhäufungen zu markanten **Blockmeeren** oder **Blockströmen** wie am *Felsberg* im Odenwald (FAHLBUSCH 1985) gibt es im Metamorphikum des Spessarts nicht. Kernsteine sind allenfalls zu Felsburgen angehäuft, so an den meisten beschriebenen Lokalitäten. Bisweilen treten Kernsteine des Vorderen Spessarts eher unspektakulär und unscheinbar hervor, z.B. im Unterhangbereich bei Sulzbach/Soden. Hier wittern einzelne Kernsteine im angeschnittenen Grundgebirge nahe der Tiefenlinie aus feinerem Substrat heraus (WEINELT 1962).

Die Frage nach der zeitlichen Einordnung der Kernsteinverwitterung drängt sich an diesem Beispiel auf. Im Dioritbruch bei Haibach/Dörrmorsbach gibt es Hinweise auf tertiärzeitliche Entstehung, zumindest aber Weiterbildung des Gesteinszersatzes. Im südlichen Abbaubereich werden

in den oberen Lagen die Tonsteinserien des Bröckelschiefers als unterste Gesteinsserie des Deckgebirgskomplexes angefahren. Der liegende Diorit scheint im Kontaktbereich bergfrisch vorzuliegen, insofern dies aufgrund der schweren Zugänglichkeit aus der Distanz beobachtet werden kann. Die vergrusteten Bereiche beschränken sich rezent auf die Areale ohne Tonsteinüberdeckung und sind mutmaßlich erst nach deren Abtragung in den Einfluss chemischer Gesteinsveränderung gekommen.

Die räumlich angrenzenden Tonsteine zeichnen vermutlich für eine forcierte Wasserzufuhr an Schichtquellen verantwortlich, die auf das Flächenniveau des Vorderen Spessarts ausgerichtet waren. Mit dem erhöhten Wasserangebot ist die Intensivverwitterung in Dioritgesteinen vermutlich katalytisch beeinflusst und damit verstärkt worden.

Die Kernsteinbildung am *Sodenbach* bei Sulzbach/Soden ist nicht eindeutig zu klären. Zwar kann hier ebenfalls mit erhöhter Wasserzufuhr und forcierter Verwitterung argumentiert werden, allerdings steht die orographische Tiefposition und die Lage im Bereich der Talsohle eher im Widerspruch dazu. Die Kernsteine liegen dort bis zu 173 m tiefer als die umgebenden Höhen (*Spießknückl*, 358 m NN), so dass man hier eher eine ältere Kernsteinbildung annehmen möchte. Im Untersuchungsgebiet gibt es entsprechende Hinweise auf präoberpermischen Gesteinszersatz, der durch das permotriassische Deckgebirge konserviert wurde.

Der Nachweis einer präoberpermischen Intensivverwitterung ist aktuell am Beispiel des Dolomitstein-Bruchs auf der *Feldkahler Höhe* (Kap. 3.1.2.4.1) und des Rhyolith-Bruchs auf der *Hartkoppe* bei Sailauf (Kap. 2.1.2.2) zu führen. An die hydrothermale Zersatzzone des Rhyolith-Körpers lagert unmittelbar angrenzend der Muskovit-Biotit-Gneis der Schweinheim-Haibach-Formation. Das körnige, grabbare Gestein mit toniger Matrix geht aus der chemischen Zersetzung durch Oberflächenverwitterung hervor, die zeitlich mindestens als präoberpermisch eingestuft werden muss.

Anhaltspunkte bieten die diskordant auflagernden, zechsteinzeitlichen Sedimente. Sie sind als Äquivalent des Kupferschiefers/Kupferlettens (z1) anzusprechen. Die schwarzen, weichen, tonigen Ablagerungen enthalten bedeutende Mangan- und Eisenanteile (LORENZ 1991). Aufgrund dieser Merkmale sind sie gegenüber dem Kupferletten sehr eigentümlich ausgeprägt. Die rinnenförmigen, z.T. taschenförmigen Ausfüllungen über dem verwitterten Gneis der *Hartkoppe* weichen ebenfalls von der üblichen Lagerung des Kupferlettens ab.

Der scharfe Kontaktbereich zum liegenden verwitterten Gneis lässt erkennen, dass die chemische Veränderung bereits vor der zechsteinzeitlichen Sedimentation stattgefunden haben muss. Die Saprolitisierung des Muskovit-Biotit-Gneises ist somit präoberpermischen Alters.

Weitere Beispiele für präoberpermischen Gesteinszersatzes gab es in den Bergwerken **Grube Wilhelmine** bei Blankenbach/Sommerkahl, **Grube Marga** bei Sailauf/Eichenberg und in der **Schwerspatgrube Neuhütten**. Beim untertägigen Abbau wurde jeweils liegend der Zechstein-Ablagerungen Grundgebirgszersatz angetroffen (OKRUSCH & WEINELT 1965).

3.1.3.2 Verwitterungsbildungen in permo-triadischen Sedimentgesteinen

Das sedimentäre **Deckgebirge** lagert diskordant über dem metamorphen **Grundgebirge**. Die Deckgebirgseinheiten werden im Untersuchungsgebiet durch die Gesteine des Zechsteins und der unteren bis mittleren Trias aufgebaut. Die Schichten der Obertrias und des Unterjura kamen zwar zu Ablagerung, fielen aber wieder der kretazo-tertiären Verwitterung und Abtragung zum Opfer.

Verwitterungsbildungen im Zechstein-Dolomit äußern sich durch Karstschlotten- und Spalten als Ergebnis chemischer Lösungsverwitterung. Für die Karstprozesse wird weitestgehend permisches Alter angenommen, die tertiärzeitliche Überprägung ist aber wahrscheinlich. Als karbonatisches Gestein weicht der Dolomit geochemisch von den weit verbreiteten silikatischen Sedimentgesteinen ab und kann aufgrund dieser Voraussetzung morphologische Relevanz besitzen (Kap. 3.1.2.4.1).

Im Folgenden werden Verwitterungsbildungen vornehmlich der silikatischen Gesteinsauflage beschrieben. Als stratigraphischer Bestandteil des tertiären Verwitterungsprofils sollen sie, auf Basis der definitorisch geforderten Merkmalscharakteristika (FELIX-HENNINGSEN 1990) und unter Berücksichtigung der petrographischen Merkmale, als **Sandstein-Saprolit** bezeichnet werden (Kap. 3.1.2).

Saprolitisierung in Sandsteinen äußert sich zunächst in einer intensiven Gesteinsbleichung. Diese Entfärbung durch chemische Lösung und Fortführung des eisenschüssigen Bindemittels wird meist von einer Weißfärbung überlagert, die in der Regel durch weiße kaolinitische Tonpigmente erzeugt wird. Beide Prozesse bedingen die fahlgraue bis blütenweiße Gesteinsfärbung saprolitisierter Sandsteine.

In der regionalen Literatur wird nur spärlich von intensivverwitterten Sandsteinen berichtet. SCHOTTLER (1922) fand beim Bau der Schleuse Kleinostheim kaolinisierten Buntsandstein als Basis der Schotterauflage. Ähnliche Befunde liegen aus der Umgebung von Aschaffenburg vor. In den Bohrungen an der Staustufe Aschaffenburg/Obernau, am Pumpwasserwerk Stockstadt und an der Eisenbahnbrücke Stockstadt konnten zwischen 3 und 7 m mächtiger Sandstein-Saprolit nachgewiesen werden, wobei der Zersatzhorizont noch nicht durchteuft wurde (STREIT & WEINELT 1971: 134). Die als „fossile Böden“ beschriebenen Lehme, die anhand einiger Auf-

schlüsse beim Staustufenbau am Mittelmain nachgewiesen wurden (VALETON 1956: 44ff), sind vermutlich als Umlagerungssedimente aus Sandstein-Saprolit einzustufen. Auch die Bohrungen an den Staustufen Gemünden/Harrbach und Lohr a. Main/Steinbach, sowie an den Glanzstoffwerken bei Obernburg a. Main erbrachten diesen Befund (VALETON 1956: 44).

Diese Vorkommen können durch die Einsenkung des **Aschaffener Beckens** erklärt werden. Allerdings spricht die räumliche Vergesellschaftung mit zersetzten Gneisen bei Aschaffenburg sowie der Nachweis von authigen verwitterten Gneisgeröllen (STREIT & WEINELT 1971) für autochthone Verwitterungsbildungen, die durch tektonische Aktivitäten in ihren orographischen Positionen nur geringfügig verändert wurden. Die Überlagerung durch oberpliozäne Sedimente im Aschaffener Becken und in der **Hanau-Seligenstädter Senke** (Kap. 4.3.2.1) unterstützen die These einer Verwitterung vor Ort.

Eindeutig tektonisch sind die kleinen Schollen unteren Buntsandsteins an der **Spessartverwerfung** zwischen Alzenau i. Ufr./Hörstein und Kleinostheim (OKRUSCH et al. 1967). In einem aktuell zugänglichen Schurf ist das Vorkommen am *Trieb-Graben* aufgeschlossen. Über 2 m mächtig sind nicht näher stratifizierbare Sandsteine des Unteren Buntsandsteins als durchweg gebleichte Partien zu sehen. Das etwas krustige Gefüge deutet auf sekundäre Kieselsäure-Zufuhr, was im Einklang mit den verkieselten Zechstein-Dolomiten verschiedener Nachbarschollen steht. Im Umfeld der Spessart-Verwerfung sind hydrothermale Einflüsse, die zur Gesteinsbleichung und Kieselsäuremobilisation führten, durchaus möglich, wurden aber nie explizit nachgewiesen. Die flächige Ausdehnung der Verwitterungsbildungen sowie der Nachweis zahlreicher Verwitterungsbildungen in kristallinen Gesteinen der näheren Umgebung (OKRUSCH et al. 1967, Kap. 3.1.2.2) belegen eher tertiärzeitliche Oberflächeneinflüsse in diesem Gebiet bzw. in diesem Niveau (120 m NN).

Aus dem **Büdingen Wald** werden Verwitterungsbildungen beschrieben, die vorwiegend im Mittleren Buntsandstein liegen (EHRENBERG & HICKETHIER 1977). Die Lokalitäten der **Kaolingrube Ortenberg** und der **Kaolingrube Bergheim**⁹, sowie die **Sandgrube am Bleichthalhof** östlich von Bergheim zeigen eindrucksvoll Ausschnitte des tertiären Verwitterungsprofils mit starker Zersetzung der Feldspäte und deutlicher Kaolinisierung. Die selektive Beeinflussung durch sekundäre Kieselsäurezufuhr äußert sich in der unterschiedlichen Festigkeit einzelner Bankungen im Aufschlussprofil (EHRENBERG & HICKETHIER 1978).

Ausgedehnte und tiefgründige Verwitterung im Mittleren Buntsandstein findet sich im Bereich der *Vier Fichten* (406,2 m NN) und der östlich angrenzenden Höhe 410,8 m NN westlich Wächtersbach. Der grobkörnige und hangend stark geröllführende Sandstein der Solling-Folge (smSS)

9 Eintragung der Topogr. Karte 1:25 000, Blatt-Nr. 5620 Ortenberg: „Kaolin“

wird hier in seiner gesamten Mächtigkeit von 30 m von intensiven Bleichungen erfasst. Im ehem. Steinbruch nahe der Wegkreuzung *Vier Fichten* treten neben saprolitisierten, konglomeratischen Sandsteinen auch braune lockere Sande auf¹⁰, die als autochthones, freigewittertes und pedogen beeinflusstes Sandsteinmaterial gedeutet wurden. Die Saprolite setzen sich über einen Flächenpass am *Mittelrain* bei 375,7 m NN nach N fort und tauchen schließlich unter das Vulkanitplateau des *Hammels-Berges* (415,6 m NN) ab. Ein weiteres Saprolit-Vorkommen gibt es am *Riedel* (333,4 m NN) unmittelbar westlich von Wächtersbach. In der Umgebung von Birstein bis nach Brachtal/Hellstein sind in einigen Bohrungen Bleichungen insbesondere der Solling-Folge (smSS) nachgewiesen worden (EHRENBERG & HICKETHIER 1982).

Bohrungen und Oberflächenbefunde ermöglichen es, Aussagen über Mächtigkeiten und Höhenpositionen der Buntsandsteinverwitterung zu machen. Die Untergrenze der Verwitterungsrinde wird auf Blatt Nr. 5720 Gelnhausen mit 340 m NN angegeben, steigt zu den *Vier Fichten* auf 380 m NN um bis zum *Großen Mittelrain* auf 360 m NN abzusinken. Im westlichen Blattbereich liegt die Basis mit 250 bis 300 m NN wesentlich tiefer (DIEDERICH & EHRENBERG 1977: 58).

Im **nördlichen Spessart** wurden die beschriebenen Verwitterungsbildungen z.B. als „tiefgründig zersetzte und verwitterte Gesteine – Buntsandstein“ (DIEDERICH & EHRENBERG 1977: [Kartenblatt]; **Tab. 11**, Kap. 6 Anhang) meist im Rahmen der geologischen Kartenaufnahme seitens des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung¹¹ aufgenommen. Im **südlichen Spessart** fehlt dagegen eine konsequente Kartierung. Die bisherigen Nachweise wurden größtenteils im Rahmen älterer geologischer Aufnahmen erbracht. Eine Beschreibung aus der Umgebung von Heigenbrücken bildet die Ausnahme:

Beim Bau der Bahnlinie Aschaffenburg-Würzburg wurde der Höhenzug der Sandsteinstufe im Jahre 1854 mit dem 927 m langen **Schwarzkopftunnel** überwunden (HAIN 1977: 11). Der zersetzte Heigenbrücker Sandstein wird hier als „Leberstein“ bezeichnet und ist in einer Profilardarstellung beachtlicherweise nicht stratiform eingezeichnet (HAIN 1977: 11, Abb. [o. Nr.]). Anhand des Tunnelprofils und zweier vertikaler Schächte wurde ein geologisches Profil des *Schwarzkopfs* entwickelt, das den Leberstein im Kern und am Westhang zeigt. Er wird östlich von „festem Sandstein“ und „klüftigem Sandstein“ begrenzt, die den Leberstein im zentralen Bereich noch überlagern.

Ausgedehnte Verwitterungsbildungen im Oberen Buntsandstein des südlichen **Mainvierecks** wurden durch die frühen Kartierungen von ERB (1928) bekannt. Die Verwitterungsdecken beschränken sich räumlich auf die Verebnungsbereiche im Oberen Buntsandstein der **Wert-**

¹⁰ Für Hinweise danke ich Dr. G. ARNOLD, Langenselbold.

¹¹ Heute: Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie; www.hlug.de

heimer Hochfläche. Die hangenden Partien des Plattensandsteins sind durch ihre weiße bis weißliche Gesteinsfarbe charakterisiert. Die Einbindung der unteren Röttone in die chemische Verwitterungsdynamik äußert sich in der weißen tonig-lehmigen Matrix quartärer Deckschichten, die z.B. am *Münch* (441,4 m NN) nordwestlich von Freudenberg/Rauenberg nachgewiesen wurde. Die Vorkommen korrespondieren räumlich mit den „Verwitterungsdecken von oberem Buntsandstein, z.T. mit äolischen Beimischungen“ auf Blatt GK 25 6222 Nassig [Stadtprozelten] (ERB & REIS 1928: [Kartenblatt]).

Die Verwitterungsdecken treten meist im räumlichen Wechsel mit „Löß und Lößlehm“, daneben mit „Verschwemmter Lehm als Ausfüllung von Rinnen“ um Freudenberg/Rauenberg, -/Wessental und -/Ebenheid auf, daneben um Neunkirchen und insbesondere im *Schenkenwald* nördlich von Nassig. Auffällig ist die orographisch eingeschränkte Verbreitung in der Höhenlage 320 – 380 m NN, bei Rauenberg zwischen 400 und 440 m NN.

Bohrungen im östlichen Bereich der **Wertheimer Hochfläche** erschließen unter quartären Deckschichten immer wieder teils intensiv, teils fleckig gebleichte Sandsteine des Oberen Buntsandsteins (FREUDENBERGER 1990) und veranschaulichen die mögliche Verschleierung durch quartäre Deckschichten (MAHR 1998).

Aus verschiedenen Aufschlüssen der **Eisinger Höhe** und des **Urphar-Dertinger Hügellandes** werden in Tonsteinen der Unteren Röttonsteine (so3T) Bereiche mit „schichtgebundenen grüngrauen Entfärbungszonen“ beschrieben und bezogen auf die Höhenlage des Grenzquarzits korreliert (FREUDENBERGER 1990: 29f, Abb. 10). Die Entfärbung wird hier mit erhöhter Wasserzirkulation nach Gipsauslaugung und Erhöhung der Porosität erklärt. Eine tertiäre Intensivverwitterung wird nicht in Erwägung gezogen.

Auch aus dem nördlichen **Sandstein-Odenwald** gibt es Beschreibungen von Verwitterungsbildungen, wenngleich die entsprechenden Nachweise eher als autochthone Bildungen denn als Umlagerungsprodukte interpretiert werden müssen. „Pliocäner Thon und Sand“ sowie „Pliocänthon auf Buntsandstein“ (VOGEL 1894, [Kartenblatt]) repräsentieren nach eigenen Geländebegehungen die solifluidal aufgearbeitete Verwitterungsdecke des Untergrundes. Vergleichbar der **Wertheimer Hochfläche** ist die Umgebung von Vielbrunn durch ausgedehnte Verflachungen geprägt, die in den höheren Einheiten des Buntsandsteins ausgebildet ist. Die Sandsteine der Hardegsen- und Solling-Folge (smH, smS) sind gleichermaßen saprolitisiert wie der Plattensandstein (so2), der die höchsten Areale unterlagert. Die Naturräumliche Einheit der **Sellplatte (144.64)** umfasst diesen Höhenzug im Niveau von 400 – 450 m NN.

Die regionale geowissenschaftliche Literatur liefert wertvolle Hinweise über Verwitterungsbil-

dungen im Buntsandstein. BEHLEN (1823) berichtet von Eisenerzvorkommen und untertägigem Abbau am *Künzbach*, südlich von Elsenfeld/Eichelsbach¹². Genetische Aussagen zur Erzlagerstätte wurden nicht gemacht, es ist aber naheliegend, dass es sich um Ausfällungen handelt, die mit den hangenden Bleichungen des Sandsteins am *Eichelsberg* (s.u.) in Verbindung stehen. Das Beispiel zeigt, dass auch die ältere Spessartliteratur z.T. wertvolle Hinweise über die kretazo-tertiäre Verwitterungsdynamik liefert.

Wie die Arbeit von BEHLEN (1823) liegen viele relevante geowissenschaftlich Publikationen länger zurück. Die jeweiligen Untersuchungen enthalten dementsprechend nicht den aktuellen geowissenschaftlichen Forschungsstand. Es besteht die Notwendigkeit, im Rahmen der eigenen Geländeuntersuchungen die benannten Lokalitäten aufzusuchen, um einen persönlichen Eindruck der kretazo-tertiären Verwitterungsrelikte zu gewinnen.

Eigene morphologische Untersuchungen im **Südwest-Spessart** (JUNG 1996, 2004) zeigten, dass längst nicht alle Verwitterungsbildungen der tropoiden Alterde erkannt und geowissenschaftlich beschrieben wurden. Hier wurde der Nachweis eines tiefgründigen Sandstein-Saprolits im Untergrund des *Plattenberges* bei Kleinwallstadt a. Main (275 m NN) und weiter westlich am *Eichelsberg* (407 m NN) bei Elsenfeld/Eichelsbach erbracht. Die obersten Einheiten des Verwitterungsprofils gehören noch zum Vollpriehausener Geröllsandstein (smVG), der sekundäre Aufkieselungen zeigt. Der liegende Tonlagen-Sandstein (Salmünster-Wechselfolge, suSM) zeigt Um- und Neubildungen in der Tonfraktion, die röntgenographisch nachweisbar sind (JUNG 1996). Erst in den tieferen Einheiten des Miltenberger Dickbanksandsteins (suGD) ist ein allmählicher Übergang in bergfrischen, rosafarbenen Sandstein erkennbar.

Zwar fehlen dem tiefgründigen Verwitterungsprofil die Horizonte des tertiären Solums, dennoch zeigt sich hier ein relativ hoher Erhaltungsgrad. Dies äußert sich in der großen Menge kaolinischer Tone, die heute in den obersten Deckschichtengliedern konserviert sind, daneben an den zahlreichen Rotlehmkomponenten, die teils als Geröll, teils als eigenständige Horizonte vorliegen.

Die Lokalität war bislang nicht bekannt, zumal eine geologische Detailkartierung für das Gebiet noch ausstand. Erst bei aktuellen geologischen Aufnahmen zur Geologischen Karte von Bayern, Blatt Nr. 6121 Heimbuchenthal, wurden die Verwitterungsbildungen auskartiert (SCHWARZMEIER [in Vorb.]). In anderen Gebieten liegen bereits aktuelle Aufnahmen vor, allerdings sind Verwitterungsbildungen meist nicht verzeichnet oder es fehlen die richtigen morphogenetischen Deutungen. Dies zeigt die Dringlichkeit geomorphologischer Arbeiten in diesem Gebiet.

¹² Die Lage der Eisenerzvorkommen und die Abbautätigkeit ist der ortskundigen Bevölkerung noch bekannt. Für die Demonstration im Gelände danke ich herzlich Hr. E. Hein, Elsenfeld/Eichelsbach

Besonders intensive Bleichungen wurden im Bereich der **Sandsteinstufe** bei Sailauf/Eichenberg festgestellt. Ein Aufschluss im Sattel der **Inselberggruppe Rottenberg-Klosterberg (GeoRE SS-IB-1)** bei Hösbach/Rottenberg zeigt den Heigenbrücker Sandstein als sehr mürben und grabbaren Saprolit, der nur wenige Meter über der Verwitterungsbasis des Bröckelschiefers liegt. Die Kuppe des angrenzenden *Rottenbergs* wird bereits durch den ECKschen Geröllhorizont (suGE) aufgebaut, der als saprolitisierter Sandstein eine wesentlich festere, hammerfeste Schicht bildet.

An der gebuchteten Stufenfront selbst reicht das Verwitterungsprofil bis in höhere Einheiten des Buntsandsteins hinauf und erfasst den Miltenberger Dickbanksandstein (suGD), z.B. an der *Eselshöhe (Steig-Koppe 501,5 m NN)*. Im offengelassenen **Sandsteinbruch Kuppe** an der *Kuppe* (423 m NN) sind Saprolite im Heigenbrücker Sandstein freigelegt, die ein differenziertes Verwitterungsverhalten zeigen. In der künstlichen Aufschlusswand ist eine härtere Sandsteinbank über mürben Sandsteinlagen tischförmig herauspräpariert (OKRUSCH & WEINELT 1965¹³).

Die Saprolitisierung des Unteren Buntsandsteins, insbesondere des Heigenbrücker Sandsteins (suGH), ist im Verlauf der Stufenfront von der *Kuppe* (423 m NN) über die *Eselshöhe (Steig-Koppe 501,5 m NN)* bis zum *Schwarzkopf* (460,4 m NN; HAIN 1977) besonders intensiv. Die Entfärbung geht weit über das übliche Maß der blassroten, rosafarbenen bis weißen Streifung des suGH hinaus, die dem Sandstein ursprünglich die Bezeichnung **Tigersandstein** einbrachte (ERB 1928).

Sandstein-Saprolite des unteren Buntsandsteins kommen im weiteren Verlauf der Sandsteinstufe nur abschnittsweise vor. Die Auslieger-Inselberge *Kaisels-Berg* (358 m NN), *Find-Berg* (360 m NN) und *Reh-Berg* (353 m NN, **GeoRE SS-IB-9**) bei Aschaffenburg/Gailbach sind unterschiedlich intensiv bzw. räumlich selektiv saprolitisiert. Der *Stengerts* (343,8 m NN), die Höhe 310 m NN, der *Spießknückl* (358 m NN) und der *Weiß-Berg* (358 m NN [Name!]) bilden einen Höhenzug saprolitisierter Sandsteine des suGH von Aschaffenburg/Gailbach bis Sulzbach/Soden. Der an Staffelbrüchen abgesetzte Saprolit an der *Hahle* nördlich Sulzbach/Soden, ausgehend vom *Spießknückl* (358 m NN) über die Höhen 324 m NN und 285 m NN (WEINELT 1962), ist hier besonders zu erwähnen.

Gekappte Verwitterungsdecken in Form gebleichter Sandsteine sind des Weiteren im Bereich des **Intramontanen Beckens Baßberg-Sailhöhe (GeoRE SS-IMB-1)** verbreitet. Die Vorkommen leiten zu den nordöstlich anschließenden Sandstein-Saproliten um Wiesen, Biebergemünd/Bieber und Bad Orb über. Weitere, bislang unbekannte Saprolite liegen im Untergrund der Verebnung am **Hanauer Berg (GeoRE SH-DF-9)**. Nördlich der *Jossa* gibt es flächig saprolitisierte Sandsteine der Solling-Folge (sm SS) am *Bellingser Kreuz* (413,3 m NN) bei Steinau a.d. Straße.

13 Die Lokalität hat mindestens seit 1963 Bestand. Die Aufnahme von W. WEINELT (OKRUSCH & WEINELT 1965: 163, Abb. 32) wurde im Frühjahr 2005 wiederholt.

Bisweilen werden aus dem Unteren Buntsandstein Verwitterungsbildungen beschrieben, welche initiale Verwitterungsdynamik andeuten. Erwähnenswerte Beispiele sind Entfärbungshöfe, herausgewitterte Karbonatnester oder sog. Pseudomorphosen. Letztere gehen auf Karbonatnester zurück, die sekundär mit Fe- und Mn-Oxiden belegt werden und kugelige Gebilde erzeugen. Im (künstlich) freigelegten Sandstein können diese herausfallen und kleine, kugelige Hohlformen hinterlassen. Beispiele hierfür wurden aus dem Steinbruch am *Gräfen-Berg* bekannt (OKRUSCH & WEINELT 1965).

3.1.3.3 Überlegungen zum Verwitterungsverhalten der Gesteine im Untersuchungsgebiet

Die Verwitterungsbildungen der tropoiden Phase sind in unterschiedlichen Gesteinen des Untersuchungsgebietes ausgebildet. Primär hat die Gesteinsbeschaffenheit nur eine untergeordnete Bedeutung, denn bei entsprechend tropoiden Bedingungen verhält sich jedes Gestein als morphologisch weich. Die nachfolgenden Überlegungen sind eher im Zusammenhang mit dem jungtertiären Klimawandel zu sehen. Die geogenen Eigenschaften kamen bei Klimaverschlechterung und reduzierter Verwitterungsintensität immer stärker zum Tragen. Korngröße oder Chemismus konnten dann Einfluss auf die morphologische Härte des Gesteins erlangen.

3.1.3.3.1 Geochemische Variabilität am Beispiel des Zechstein-Dolomits

Der Zechstein nimmt mit dem 'klassischen' Zechstein knapp 15 km² (0,7 %), mit der Bröckelschiefer-Folge 67,5 km² (3%) des Spessarts ein (Bezugsfläche Spessart-GIS, JUNG 2002). Aufgrund des rezent relativ geringen Ausbissbereiches könnte man auf eine geringe Relevanz hinsichtlich der Reliefgestaltung des Spessarts schließen. Diese Ansicht muss revidiert werden, wenn man sich vor Augen führt, dass sich die zechsteinzeitlichen Dolomitstein-Serien lithologisch deutlich von den hangenden und liegenden Klastiten bzw. Metamorphiten abheben.

Im Liegenden der Gesteins-Serien der älteren Trias und des jüngeren Perms stellt der Zechstein-Dolomit geochemisch ein Gegenstück zum allgemein silikatisch geprägten Gesteinskanon der Spessartgesteine dar. Die dolomitisch-karbonatische Ausprägung im dünnbankig-mergeligen und dickbankig-massigen Zechstein-Dolomit (z1) paust sich im Bereich rezenter Zechstein-Standorte durch einen markanten Anstieg des pH-Wertes in der Bodenlösung durch (HUCK & JUNG 2002). Insbesondere auf den Zechstein-Verebnungen des Stufenvorlandes am *Klosterberg* (**GeoRE SS-IB-1**), auf der *Feldkahler Höhe* (**Auf der Höh, GeoRE SV-RT-4**) und am *Grauen-Berg* östlich der **Meerholzer Zeugenberge** findet sich daher potenziell-natürlich eine basiphile Vegetation. Die Kalkmagergesellschaften dort korrelieren unmittelbar mit dem dolomitisch-karbonatisch geprägten Gesteinsuntergrund. Hinzu kommt eine erosionsbedingte Flachgründigkeit und nutzungsbedingte Abmagerung, so dass sich dort vielfach Kalkmagergesellschaften etablieren (HUCK & JUNG 2002).

Weitere basiphile Standorte sind im Spessart regional über Muschelkalk im **Schlüchterner Becken** und im südlichen **Mainviereck** (*Bocks-Berg*) gegeben. Sekundäre Kalkausfällungen, z.B. am *Klingelsbach-Graben* bei Tiefenstein stehen mit primären Kalkvorkommen - hier der Muschelkalk am *Bocks-Berg* - in Verbindung (MALKMUS 1976). Vergleichbare Ausfällungen sind vom *Ahlersbach* am N-Hang des *Langen Berges* bei Schlüchtern/Herholz bekannt (EHRENBERG & HICKETHIER 1971). Auch hier liegen die Ausfällungen unterhalb von Muschelkalk-Vorkommen oder von Hangrutschmassen aus Muschelkalk.

Am Beispiel des Muschelkalks, insbesondere aber am Beispiel der Zechstein-Dolomite soll die Frage aufgeworfen werden, inwieweit der basische Gesteinschemismus die chemische Verwitterungsdynamik unterbinden oder zumindest verzögern konnte. Die leichte chemische Löslichkeit des karbonatischen Gesteinsuntergrundes steht zwar im Widerspruch zu dieser These, bedeutsam ist aber auch das Verhalten biogener Einflussgrößen bei abrupter Änderung des pH-Wertes. Dies ist der Fall, wenn sich die Verwitterungsfront der Verwitterungsdecke aus den hangenden Tonsteinserien herausarbeitet und auf die liegenden Dolomitstein-Serien trifft. Zahlreiche Mikroorganismen, die sich bei der Verwitterung des hangenden Buntsandsteins und der jüngeren pelitischen Zechstein-Serien an eine deutlich saure Verwitterungslösung angepasst haben, kommen in den Einfluss der Milieuänderung.

Die Bedeutung pflanzlicher oder tierischer Organismen für chemische Verwitterungsprozesse ist unumstritten (BÜDEL 1981) und kann darüber hinaus rezent nachgewiesen werden. In kleineren Fließgerinnen des Spessarts wurden gebleichte Sandsteine gefunden, aus denen endolithisch lebende Algen der Gattung *Synechococcus* extrahiert wurden (BÜDEL, B. et al. 1991). Auch aus dem subtropischen und tropischen Afrika gibt es aktuelle Nachweise von Cyanobakterien oder Cyanoflechten, die z.T. als endolithische Organismen an der Gesteinsverwitterung beteiligt sind. Sie wurden bemerkenswerter Weise im Umfeld von Inselbergen nachgewiesen (BÜDEL, B. et al. 1997, BÜDEL, B. 1999). Mit eigenen Lesesteinfunden konnte die rezente biogene Verwitterung an Sandsteinen im Spessart belegt werden. Um den Flechtenbesatz von *Lecidea cf. fuscoatra*¹⁴ an einem Sandstein des Heigenbrücker Sandsteins ist ein deutlicher Entfärbungshof ausgebildet.

Weit über die hier aufgeführten Beispiele hinaus haben Organismen und insbesondere Mikroorganismen Anteil am Verwitterungsgeschehen. Dies gilt für rezente bodenbildende Prozesse und gleichermaßen für die ursprüngliche Verwitterungsdynamik, z.B. der tropoiden Verwitterungsrinde in der Kreide und im Tertiär. Wie sich eine Milieuänderung innerhalb der Verwitterungslösung auf den biogenen Einfluss auswirkte und die Verwitterungsdynamik nachhaltig beeinflusste, muss aufgrund mangelnder Untersuchungsergebnisse spekulativ bleiben.

14 Für die Bestimmung der Flechten danke ich Prof. Dr. B. BÜDEL, Bot. Inst., Univ. Kaiserslautern.

3.1.3.3.2 Verwitterungseigenschaften des Buntsandsteins aus hydrologischer Sicht

Der Buntsandstein ist aus Sicht der Grundwassererschließung die wichtigste Gesteins-Formation im Spessart (THEWS 1967, FRITSCH 1996). Aufgrund der geringen Permeabilitätswerte, die laboranalytisch an verschiedenen Bohrkernen des Sandsteins ermittelt wurden, kommt man zu dem Schluss, dass „im Untersuchungsgebiet eine quantitativ bedeutsame Grundwasserbewegung nur auf den Trennfugen der Buntsandsteinschichten stattfindet“ (MATTHESS & MURAWSKI 1978: 111). Damit wird für die Gebirgsdurchlässigkeit des Sandsteins i. S. von MATTHESS (1970) ausdrücklich die Trennfugendurchlässigkeit herausgestellt und der Sandstein als Kluftgrundwasserleiter klassifiziert.

Die Quellaustritte im Sandsteinspessart sind in der Regel im Bereich der Talsohle gelegen und als Folge der Querschnittsverengung der Täler zu sehen (THEWS 1967). Die herausragende Grundwassersohle im Sandsteinspessart, die Tonsteinserien der Bröckelschiefer-Folge (suB, zB), liegen hier in der Regel weit unterhalb der Talsohle. Durch die hohe Position der Tonsteine im Bereich der Landstufe wird ein schwebendes Grundwasserstockwerk erzeugt (THEWS 1967). Die Lage der Bröckelschiefer-Tone ist im Gelände anhand zahlreicher Höhenlinien-paralleler Quellaustritte nachzuvollziehen (WEINELT in OKRUSCH & WEINELT 1965), wobei mächtige Hangschuttüberdeckungen möglicherweise zu einer talwärtigen Verschleppung der Quellaustritte führen (THEWS 1967).

Für die Reliefentwicklung überaus bedeutsam ist das paläohydrologische Verhalten des Sandsteins im kretazo-tertiären Grundwasserkörper. Entgegen rezenten Verhältnissen gab es eine veränderte Grundwasserdynamik, die insbesondere mit einer geringen Reliefierung zusammenhing. Geht man von einer wenig differenzierten Ausgangsrumpffläche aus, dann ist im Untergrund eine mehr oder minder wassergesättigte Zersatzrinde anzunehmen, in der kaum laterale Wasserzirkulation stattfand. Die tiefgründige Staunässe und die vornehmlich vertikale Zirkulationstendenz verhinderte eine Abfuhr von Soluten und bedingte letztlich eine lokale Freisetzung, Diffusion und Anreicherung von Verwitterungskomponenten.

Eine Beeinflussung des hydrologischen Systems war z.B. dadurch gegeben, dass sich Fließgewässer in die Ausgangsrumpffläche eintieften. Eine hydrologisch vergleichbare Situation ergab sich durch sukzessives und räumlich eingeschränktes Tiefschalten von Flächen. Das potenziell tiefere, in die Verwitterungsdecke eingesenkte Vorfluterniveau stellte die Basis für Grundwasserdynamische Prozesse dar, die nunmehr eine vertikale Bewegungskomponente erlangten. Staunässe war dann nur noch im Liegenden des Vorfluterniveaus gegeben, während höhere Einheiten durch starke Zirkulationen geprägt wurden. Dadurch wurde eine erhöhte Anreicherung sowie Abfuhr gelöster Stoffe begünstigt.

Bezieht man diese Prozesse auf das Element Eisen, spricht man von **Ferralisation** als bedeutenden Bodendifferenzierungsprozess der (rezent?) humiden Tropen (HINTERMAIER-ERHARD & ZECH 1997; **Abb. 64**, Kap. 4.3.3). Die gesteinsbedingte, z.B. lithofazielle Beeinflussung dieser gley- und pseudogleydynamischen Prozesse ist unter Umständen rekonstruierbar. Anhaltspunkte bieten aktuelle Aufschlussprofile, die hydrogeologisch interpretiert werden können. Der Einfluss von Syntheseprodukten der Intensivverwitterung, wie z.B. kaolinitische Tone, die heute erosionsbedingt kaum mehr im oberflächennahen Untergrund auftreten, ist schwer einschätzbar.



Abb. 34: Foto: Aufsicht auf das Kluftnetz und den chemisch selektiv veränderten Sandstein des Heigenbrücker Sandsteins/Calvörde-Folge. - Abschiebung im Zuge des Forstwegebau. - Baßberg, E Heigenbrücken (R 35 28 600, H55 43 350, 360 m NN).

In diese theoretischen Überlegungen kann der **Aufschluss Baßberg** (R 35 28 600, H 55 43 350, 360 m NN; **Abb. 34**) östlich Heigenbrücken eingepasst werden. Auf einer Fläche von etwa 5 m² sind geklüftete Sandsteine des Heigenbrücker Sandsteins im Grundriss zu sehen¹⁵. Die nahezu N-S-orientierten Klüfte (356°) trennen im Abstand von 0,5 bis 1,5 m den Sandstein in einzelne Streifen, während untergeordnet eine Kluft mit 120° in einzelne Blöcke gliedert. Das Hauptkluftnetz ist parallel dem *Bächlesgrund* ausgerichtet. In der Umgebung fallen weitere Parallelen auf, z.B. das weiter östlich gelegene *Aubachtal*.

Die gemessenen Richtungswerte korrespondieren mit den Messungen in vorhandenen Aufschlüssen (KEIWANLUNEJAD 1973), auch auf die kluftbetonte Anpassung des Gewässernetzes wurde bereits hingewiesen (CRAMER in CRAMER & WEINELT 1978). Auffällig ist die selektive

¹⁵ Grundrissbetrachtungen sind aus bodenkundlicher Sicht eher unüblich, bergen aber teilweise wichtige Informationen zum pedogenen Prozessgeschehen. Neben dem Baßberg wurden auch Grundrisse im Quarzit-Bruch Hemsbach (Kap. 3.1.3.1) angelegt. Auch verschiedene archäologische Grabungen wurden besucht und das Planum untersucht. Die Deutung z.B. polygonaler Strukturen von Mangan-ausfällungen oder eines zerütteten Sandsteins im Übergang zur Hangschuttdecke gestaltet sich z.T. schwierig, da der gewohnte bodenkundliche Betrachtungsgegenstand das Profil, also der Aufriss ist.

Bleichung des Heigenbrücker Sandsteins mit konsequenter Anpassung an das Kluftnetz. Nur die nordwestlichen Blöcke sind durch intensive Gesteinsbleichung gekennzeichnet, die von gelben bis bräunlichen Schlieren begleitet werden. Die Sandstein-Blöcke südlich und östlich der aufgeschlossenen Klüfte sind deutlich rosafarben und zeigen keine Anzeichen chemischer Verwitterung.

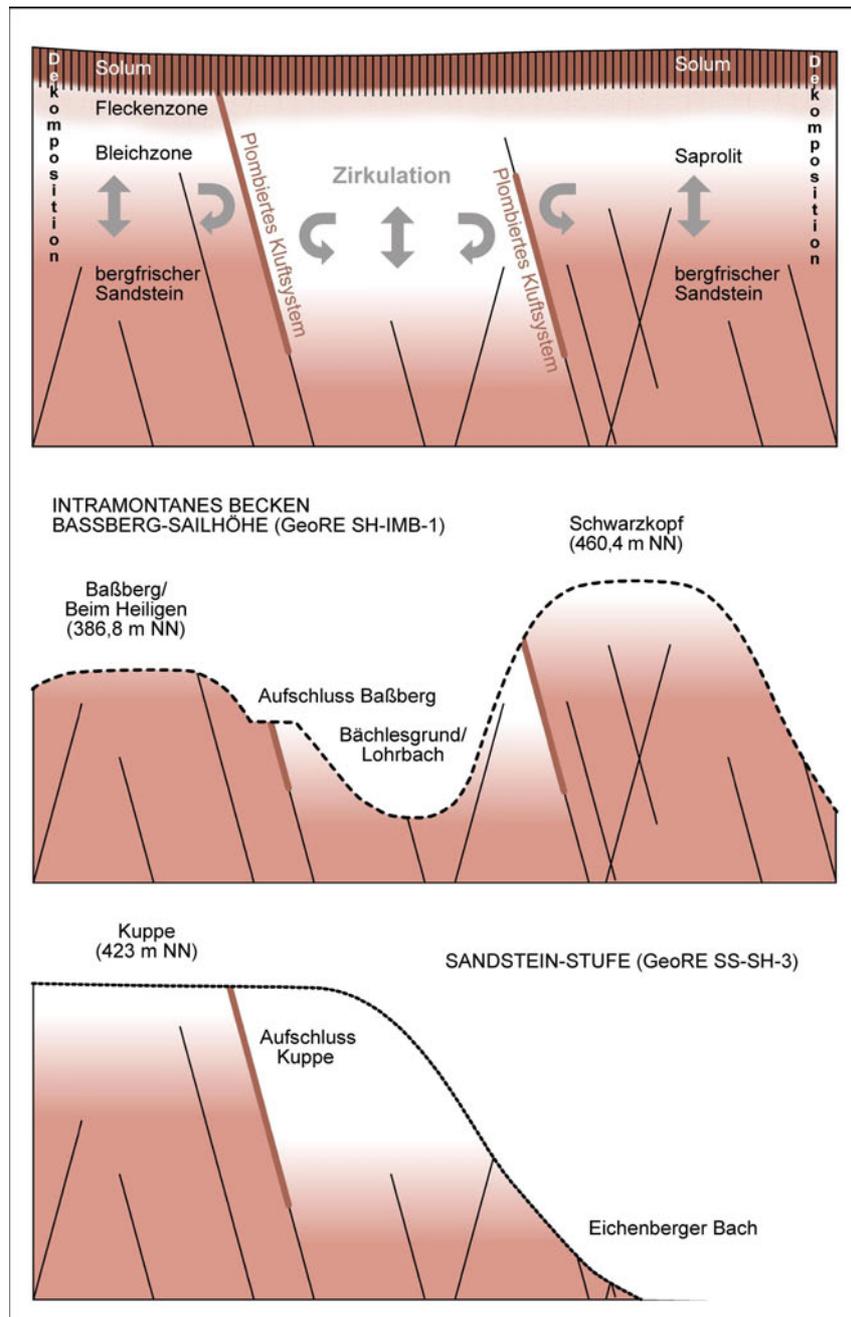


Abb. 35: Selektive Intensivverwitterung in Sandsteinen und Grundwasserbeeinflussung durch das Kluftnetz. - Trochoides Relief am Beispiel des Baßberges bei Heigenbrücken und der Sandsteinstufe bei Sailauf/Eichenberg (stark schematisiert).

Die nur wenige Millimeter breite Klüftung bzw. deren plombierende Füllung reicht offensichtlich aus, um die Grundwasserzirkulation und begleitende Verwitterungsdynamik vorzeitlicher Klimaepochen nachhaltig zu beeinflussen. Nur so kann die selektive Entfärbung der Sandsteine

erklärt werden. Die Lithovarianz zeichnet im vorliegenden Beispiel nicht für die selektive Verwitterungsdynamik verantwortlich, da ein und dieselbe Gesteinsbank selektiv von der Intensivverwitterung erfasst wurde.

Die Situation am *Baßberg* ist keineswegs als Singularität des Buntsandsteingebietes zu werten (**Abb. 35**). Vielmehr ist davon auszugehen, dass vergleichbare Konstellationen mit unterschiedlich verwitterten Sandsteinpartien weit verbreitet, aber nicht aufgeschlossen sind. Es ist aufgrund mangelnder Aufschlussverhältnisse nur schwer abzuschätzen, inwieweit diese selektiven Verwitterungserscheinungen morphologisch relevante Strukturen darstellen und z.B. die Position von Tälern oder Erhebungen festgelegt haben.

Im Fall der **Sandsteinstufe** und ihrer **Auslieger-Inselberge** muss diese Relevanz zunächst eingeschränkt werden. Hier liegen exponierte Formen teilweise im Bereich tiefgründig saprolitisierter Gesteinspartien (Kap. 2.2.8). Allerdings ist auch festzuhalten, dass die Sandsteinstufe abschnittsweise linear und parallel zu tektonischen Vorzugsrichtungen verläuft. Im Bereich der Sandsteinstufe sind also Argumente für und wider eine morphologische Bedeutung der selektiven Bleichung gegeben.

Vermutlich ist die grundwasserdynamische Beeinflussung tektonischer Elemente eher großräumig gegeben. Man kann davon ausgehen, dass tektonische Linien gleichsam (paläo-) hydrologische Grenzen darstellen und daher auch die räumliche Variabilität der Intensivverwitterung beeinflussen. In diese Überlegungen ist einzubeziehen, dass sich räumlich differenzierte Verwitterung im Zuge der fortschreitenden Tiefenverwitterung einstellte. Sie betrifft zunächst nur tiefere Horizonte des Verwitterungsprofils, während die höheren Einheiten noch durch eine lateral einheitliche Verwitterungsdecke charakterisiert waren. Die differenzierte Verwitterung wirkte sich zunächst nicht auf die Oberflächengestaltung aus. Erst im Zuge der jungtertiären Klimaveränderung werden die höheren saprolitisierten Sandsteine abgetragen und die selektive Verwitterung sukzessive in Wert gesetzt.

3.1.3.3.3 Tonsteine als Verwitterungsbasis

Die Tonstein-Serien, z.B. der Bröckelschiefer-Folge und der Röt-Folge, zeichnen sich aufgrund der vorwiegend feinklastischen Zusammensetzung durch ein geringes Porenvolumen und damit geringe Wasserdurchlässigkeit aus. Sie stellten somit eine hydrologische Barriere und letztlich eine Hemmschwelle der wassergestützten tertiären Verwitterungsdynamik dar. Diese Auffassung wird durch die Geländebeobachtungen bestätigt, nachdem meist frische, rotbraune Tonstein-Serien in den wenigen, z.T. temporären Aufschlüssen angetroffen wurden.

Ein Beleg für den hemmenden Einfluss auf die fortschreitende Tiefenverwitterung ist der **Braun-**

eisensteinflöz bzw. die **Brauneisensteinbank** (zB,fe/suB,fe). In der Stratigraphie der Deckgebirgsabfolge ist sie an der Grenze Bröckelschiefer- und Calvörde-Folge eingeschaltet (Kap. 2.1.2.4).

Die Brauneisensteinbank wird folgerichtig mit den gebleichten Partien hangender Sandstein-Serien in Verbindung gebracht (OKRUSCH & WEINELT 1965), unklar ist jedoch das paläoklimatische Umfeld und die erdgeschichtliche Einordnung. Die Auswertung der wenigen Lesesteinbefunde zeigt, dass die Oberfläche der Bruchstücke jeweils mit einer glatten, teils Wüstenlack-ähnlich polierten, limonitischen Lage von wenigen Millimetern überzogen ist. Die Frage wird aufgeworfen, ob die vertikale Verlagerungsdynamik von Fe-Oxidhydraten nicht zwangsläufig eine poröse, mit Mikrostalagmiten besetzte Oberfläche erzeugt hätte.

Andere Sichtweisen sehen in der glatten bis wulstigen Oberflächenbeschaffenheit keinen Widerspruch zur Entstehung durch Eiseninfiltration. Die limonitische Oberfläche kann eine lagekonstante Grundwasseroberfläche über den stauenden Tonsteinen des Bröckelschiefers repräsentieren, die strukturell weniger durch den hangenden, porenreichen Heigenbrücker-Sandstein als durch die liegenden Tonsteine geprägt ist. Ein 2 – 6 m tieferes Eisenflöz-Vorkommen am *Bischlings-Berg* bei Laufach (OKRUSCH & WEINELT 1965) kann auf ein lokal verändertes Grundwasserniveau zurückgeführt werden. Auf beide Vorkommen wurden Abbauversuche unternommen und z.T. im Untertagebau betrieben. Zahlreiche Pingen zeugen von den bergmännischen Aktivitäten für die Schmelzhütte in Laufach und markieren gleichzeitig die stratigraphische Grenze zB-suGH im Gelände.

Der Brauneisensteinflöz kann nicht konsequent kartiert werden, da er vermutlich horizontal nicht aushält. Der Flöz tritt auffälligerweise in solchen Bereichen der Buntsandstein-Landstufe auf, die durch intensive Gesteinsbleichung des Heigenbrücker Sandsteins charakterisiert sind. Ein unmittelbarer genetischer Zusammenhang der Eisenausfällungen im Bereich der zB,fe mit der Bleichung der hangenden Sandsteine ist daher mehr als naheliegend.

Es bleibt offen, inwieweit der Ausfällungshorizont hydraulisch auf Verebnungsniveaus im Vorland ausgerichtet war. Hypothetisch kann angenommen werden, dass durch die restriktive Flächenbildung im Vorland der Stufe eine laterale Sauerstoffzufuhr ermöglicht wurde, die eine oberflächennahe Fe-Ausfällung auslöste. Durch die fossile Grundwasserbeeinflussung ist eine räumlich getrennte Entstehung von Gesteinsbleichung und Fe-Ausfällung möglich. Ein Beispiel hierfür lieferte ein nicht mehr zugänglicher Aufschluss am Nordhang des *Schloß-Berges* (345 m NN), 300 m östlich von Sulzbach/Soden [Bad Sodenthal] (REIS 1928: 22, WEINELT 1962: 112, Abb. 26). Die aufgeschlossene Eisenbank (zB,fe) könnte genetisch vornehmlich mit den gebleichten Sandsteinen am *Weiß-Berg* und am *Spießknückl* (Kap. 3.1.3.2) nördlich des Sodentales in Verbindung stehen. In ähnlicher Weise kann der Brauneisensteinflöz bei Laufach, z.B. am südlich

gelegenen *Bor-Berg* (433 m NN) erklärt werden, in dessen unmittelbarer Umgebung kein Sandstein-Saprolit bekannt wurde. Sie liegt auf der gegenüberliegenden Talflanke der Laufach, in 'Blickkontakt' zum völlig gebleichten Auslieger-Inselberg *Bischlings-Berg*.

Die permo-triassischen Tonsteine sind nicht generell unangreifbar gegenüber chemischen Verwitterungsprozessen. Die Bleichung von Tongallen in primär sandigen Lagen des Sandstein-Saprolits, z.B. des Heigenbrücker Sandsteins (suGH) beweist die mögliche chemische Beeinflussung der Tone. Die grünlich-grauen Tone, die äußerlich keine Veränderung ihrer primären Struktur erkennen lassen, zeigen in der Regel die intensive Verwitterung der jeweiligen Gesteinslage an, in der sie auftreten. Daneben können in gebleichten Sandsteinen auch original braunrotfarbene Tongallen auftreten, die in diesem Fall die geringere Intensität der chemischen Veränderung andeuten.

Es wird deutlich, dass Tone bzw. Tonsteine einen hemmenden Einfluss gegenüber chemischen Verwitterungsprozessen besitzen. Redoximorphe Prozesse oder Tonmineralumbildung/Tonmineralneubildung wirken offensichtlich zeitlich verzögert oder nur im besonders aggressiven Milieu. Zumindest besitzen Tone als Intraklasten ein diskordantes Verwitterungsverhalten gegenüber den Psammiten, die sie umgeben.

Welche Prozesse im Bereich der ausgeräumten Tonsteinserien über dem kristallinen Untergrund des Vorderen Spessarts wirksam wurden, kann nur spekulativ bleiben. Bröckelschiefer-Einschlüsse in der Schlotbrekzie des Olivinephelinit bei Aschaffenburg/Strietwald (Kap. 4.2.1) zeigen durch die blassrosafarbene Ausprägung nur initiale Verwitterung an, die zeitlich in das Alttertiär zu stellen ist (STREIT & WEINELT 1971: 111, Abb. 16).

Weitere Hinweise zum Verwitterungsverhalten von triassischen Tonen konnten in der **Tongrube Vierstöck** gefunden werden. Die Tongrube liegt im **Sandstein-Odenwald** an der B47 zwischen Michelstadt i. Odw. und Fränkisch-Crumbach südlich der gleichnamigen Waldgaststätte (ARRAS 1990). Die Lokalität liegt bereits außerhalb des Untersuchungsgebietes, wurde aber aufgrund der aktuellen Erweiterungstätigkeiten bei den Untersuchungen berücksichtigt.

Die Tonsteine der Bröckelschiefer-Folge bilden den Sockel des südlich anschließenden Anstiegs zum *Morsberg* (517 m NN) im Heigenbrücker Sandstein. Nördlich vorgelagert sind Verebnungsniveaus bei 400 m NN im Böllsteiner Gneis, nordöstlich bildet der Inselberg *Heidelberg* (443 m NN) einen nördlichen Vorstoß des Buntsandsteins westlich der **Böllsteiner Verwerfung**.

Die in der Tongrube Vierstöck angewendeten Abbaumethoden erzeugen keine Aufschlusswand, die für stratigraphische Untersuchungen geeignet wäre, lediglich der Lesebefund im Abbauge-

lände liefert Hinweise. Die tertiäre Verwitterungsdynamik ist hier an verschiedenen Krustenbildungen im Sandstein-geprägten Solifluktionsmaterial oder in konkretionären Bildungen unbekannter stratigraphischer Stellung erkennbar. An den Tonsteinen selbst deuten selektive Bleichungen die chemischen Verwitterungseinflüsse an. Blütenweißer, entfärbter Ton kommt evtl. in Folge kryoturbater Einwirkung neben Ton mit gesteinstypischer rotbrauner Färbung vor (**Abb. 36**).



Abb. 36: Foto: Bruchstücke eines verwürgten Tonsteins der Bröckelschiefer-Folge mit unregelmäßiger Einschaltung eines weißen Verwitterungslehms, vermutlich authochthon gebleichter und anderweitig chemisch veränderter Tonstein. - Tongrube Vierstöck, W Michelstadt i. Odw.

3.1.3.3.4 Morphologische Härte des Buntsandsteins

Strukturellen Gesteinsunterschieden wird in schematischen Profildarstellungen häufig dadurch Rechnung getragen, dass härtere Gesteinspartien herausragend gegenüber weicheren Lagen dargestellt werden. Bevorzugt treten grobkörnige Sandsteinlagen des Buntsandsteins aus der stratigraphischen Säule heraus, während tonige Schichten im Profil zurückweichen (SCHWARZMEIER & WEINELT 1981, MURAWSKI 1992, GEYER 2002; Abb. 5). Analog zu dieser gebräuchlichen Darstellung der Gesteinshärte wurden hier schematische Profile gezeichnet, die zum einen die harten Gesteinspartien und ihre relative Position im Buntsandsteinprofil zeigen (**Abb. 37**), zum anderen die weichen Schichtenfolgen (**Abb. 38**).

Die hier dargestellte Profildifferenzierung des Buntsandsteins bezieht sich auf die Eigenschaften bei mechanischer Beanspruchung und repräsentiert demzufolge die **mechanische Gesteinshärte**. Die mechanische Gesteinshärte kann z.B. durch das Bruchverhalten oder durch die Standhaftigkeit bei Druckbelastung experimentell ermittelt werden (FRANTZ 1990).

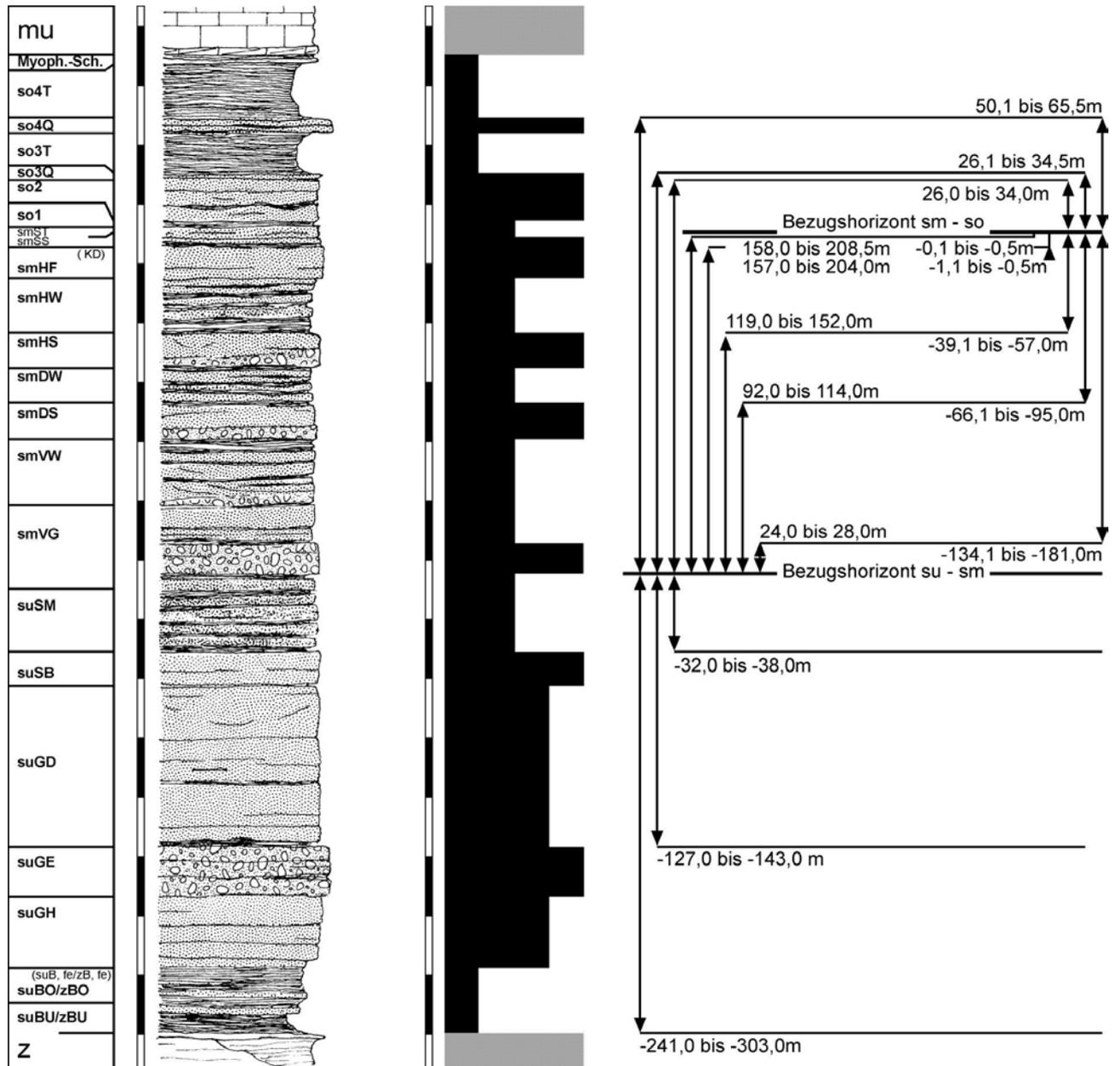
Während der tropoiden Alterde wurden die Gesteine unabhängig ihrer mechanischen Belast-

barkeit von chemischen Verwitterungsprozessen undifferenziert aufgearbeitet. Erst im Zuge der Klimaveränderung im Jungtertiär wurde die Verwitterungsleistung reduziert, so dass zunehmend gesteinsbedingte Merkmale zum Tragen kamen. Die Bedeutung der Gesteinshärte hat sich im wandelnden **Verhältnis von chemischer zu physikalischer Verwitterung** ebenfalls verändert (BUSCHE et al. 2005). Für die Reliefbildung spielen keineswegs nur mechanische Parameter eine Rolle, die Härte ein und desselben Gesteins ist in Abhängigkeit des Klimas und weiterer Faktoren variabel.

Der mechanischen Gesteinshärte muss unter Berücksichtigung morphologischer Kriterien die **morphologische Gesteinshärte** BREMER's (1989: 73ff) gegenübergestellt werden. Die morphologische Härte ist von verschiedenen Faktoren abhängig, die eine relative Resistenz gegenüber Verwitterungseinflüssen bedingen. Der Grad der Zerrüttung des Gesteins, der Mineralbestand, das Mineralgefüge und die morphologische Lage sind die wesentlichen Einflussgrößen (BREMER 1989). Die morphologische Lage steht im engen Zusammenhang mit den vorherrschenden paläoklimatischen Verwitterungseinflüssen.

Es wird hier unterstellt, dass im tropoiden Klima der Kreidezeit und des Tertiärs mechanisch weiche Schichten durchaus die Rolle eines morphologisch harten Gesteins übernehmen konnten, wenn sie aufgrund der gehemmten Wasserdurchlässigkeit die fortschreitende Tiefenverwitterung nachhaltig blockierten (Kap.3.1.2.4.3). Die weitestgehend an das Medium Wasser gebundenen chemischen Prozesse der Gesteinsverwitterung wurden im feinporigen Tonstein reduziert. Grund ist die geringe Wasserwegsamkeit und -speicherfähigkeit, so dass die fortschreitende Tiefenverwitterung mit vertikaler Verlagerung der Verwitterungsbasis zunächst verhindert wurde. Dies betrifft im Untersuchungsgebiet die angesprochenen Tonstein-Serien der Bröckelschiefer-Folge des Zechsteins, wie auch die Röttone der Röt-Folge des Oberen Buntsandsteins. Diese Überlegungen sind aber auch auf Tonstein-Serien insbesondere des Keupers zu beziehen, die in früheren Phasen der tropoiden Alterde ebenfalls Bestandteil des Verwitterungsprofils waren.

Man kann sich auch die gegenteilige Situation vor Augen führen und z.B. grobkörnige Sandsteinlagen im tropoiden Klima als morphologisch weiches Gestein einordnen. Aufgrund des erhöhten Porenvolumens waren diese Gesteine zugänglich für Porenwasserbewegungen und damit für chemische Verwitterungsprozesse. Diese These wird durch die Beobachtungen am Solling-Sandstein (smSS) unterstützt, der im Nordspessart zum Teil völlig saprolitisiert vorliegt (Kap. 3.1.3.2).



Sandstein (silikatisch)
 Kalkgesteine (karbonatisch/dolomitisch)
 mechanische Gesteinshärte (Verwitterungsverhalten bei physikalischer Verwitterung)

Abb. 37: Mechanisch harte Gesteinspartien im Buntsandstein.- verändert. nach GEYER (2002: 106, Abb. 41), Mächtigkeitsangaben nach SCHWARZMEIER (1979), SCHWARZMEIER (1984), OKRUSCH & WEINELT (1965).

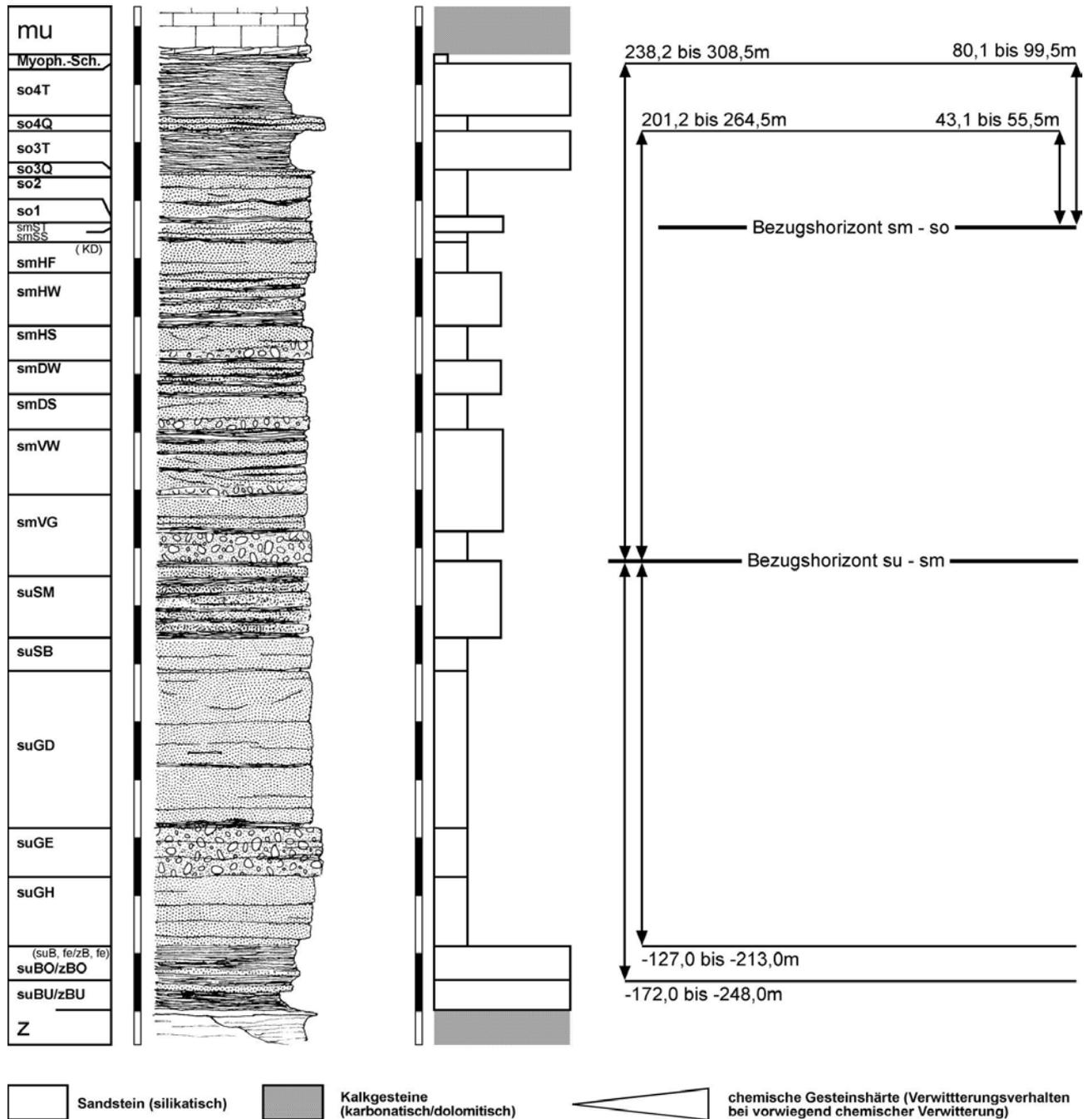


Abb. 38: Mechanisch weiche Gesteinspartien im Buntsandstein.- verändert nach GEYER (2002: 106, Abb. 41), Mächtigkeitsangaben nach OKRUSCH & WEINELT (1965), SCHWARZMEIER 1984

Die Darstellung der morphologischen Härte anhand des Buntsandsteinprofils ist nicht möglich, dass sie nicht an bestimmte Gesteinslagen gebunden ist. Man müsste die morphologische Bedeutung jeder Gesteinslage in einem sich wandelnden Paläoklima und in veränderten morphologischen Positionen darstellen. Die Erfassung der mechanischen Gesteinsmerkmale (**Abb. 37** und **Abb. 38**) kann im Umkehrschluss dazu beitragen, die Bedeutung der morphologischen Gesteins Härte zu bewerten. Wenn eine Strukturanpassung des Reliefs, im Prinzip eine Akkordanz an mechanisch harte Gesteine im kaltzeitlichen Klima nicht oder nur in geringem Umfang nachgewiesen werden kann, dann sind im rezenten Relief vornehmlich tropoide Elemente vertreten.

Eine experimentelle Analyse auf digitaler Datenbasis wurde mit Hilfe des Geoinformationssystems in Kap. 3.2.2.1 vorgenommen.

3.1.3.4 Karstprozesse in Karbonatgesteinen des Muschelkalks

Der Muschelkalk des nordöstlichen und südöstlichen Untersuchungsgebietes ist im Wesentlichen durch die Prozesse der Lösungsverwitterung verändert. Insbesondere im Wellenkalk sind vielfach Karsthohlformen ausgebildet, die z.T. bis zu klassischen Karsthöhlen (**Teufelhöhle** bei Steinau a.d. Straße, Kap. 3.1.2.7) erweitert sind. In der Regel sind es Karstschlotten, die den Muschelkalk durchziehen und meist Residuallehme oder Paläosolrelikte führen. Beispiele gibt es am Weganschnitt und am ehem. Steinbruch östlich der **Burg Brandenstein** bei Schlüchtern/Elm oder am *Weinberg* nördlich Steinau a.d. Straße (EHRENBERG & HICKETHIER 1982: 44, Abb. 7).

Als typische Karsthohlformen sind aus dem **Schlüchterner Becken** verschiedene Dolinen bekannt. Nördlich des *Wolfswäldchens* bei Sterbfritz/Weiperz sind zahlreiche Dolinen bzw. Erdfälle kartiert, die mit miozänen Sedimenten gefüllt sind (EHRENBERG & HICKETHIER 1971). Hier wurden als Füllmaterial die sog. **Weiperzschotter** gefunden, welche die basale Lage der sandig-kiesigen Tertiärsedimente repräsentiert (Kap. 4.3.1.2.1). Die Dolinenfüllung deutet auf die prämiozäne Entstehung im Schlüchterner Becken hin.

Ein faustgroßes Geröll aus einem vererzten *Favosites* (Tabulata/Bodenkoralle) wurde in einer Muschelkalkdoline nordwestlich Steinau a.d. Straße nachgewiesen (EHRENBERG & HICKETHIER 1982). Dolinen sind in der Umgebung von Steinau a.d. Straße zusätzlich südlich des *Schwadelsberges* (395 m NN) bei Ulmbach/Sarrood und südöstlich Kerbersdorf bekannt (EHRENBERG & HICKETHIER 1982).

Die Entstehung dieser Dolinen wird mit der oligozänen bis miozänen Flächenbildung, z.T. mit der Eintiefung des Kinzigtales in Verbindung gebracht. Die oligozänen bis miozänen Karstprozesse wurden durch Sedimentüberlagerung im Untermiozän (Kap. 4.3.1.2.1) unterbunden und vermutlich bei der pliozänen Anlage des Kinzigtales reaktiviert. Der morphogenetische Zusammenhang besteht durch die Absenkung des Karstwasserspiegels bei Absenkung des Vorfluterniveaus der Kinzig.

Kieselsäuremobilisate haben vielfach die Kalkgesteine des Muschelkalks erfasst. Im Aufschluss lassen sich verkieselte Partien nicht beobachten, lediglich in der Blockfraktion von Solifluktionsschichten reichern sie sich selektiv an. Vorkommen werden nordwestlich und südwestlich von Schlüchtern/Breitenbach beschrieben (EHRENBERG & HICKETHIER 1982). Daneben sind verkieselte Kalksteine im Geröllspektrum der basalen, sandig-kiesigen Lagen der Tertiärsedimente im Raum Schlüchtern enthalten (MEISL, S. zit. in EHRENBERG & HICKETHIER 1971: 77).

Wo Basalte unmittelbar dem Muschelkalk aufliegen, wurden z.T. Reste einer Verwitterungsdecke aus Muschelkalk erhalten. Die Verwitterungsbildungen bestehen aus gelben, grauen und braunen Tonen bis zu 2 m Mächtigkeit, die basal immer dichter mit Muschelkalkbruchstücken durchsetzt sind (EHRENBERG & HICKETHIER 1982: 49).

Eine Besonderheit im Untersuchungsgebiet sind die verkieselten Holzreste, die in einem Quellmuldenbereich westlich der *Jakobsruh* (502,9 m NN) bei Schlüchtern/Hohenzell gefunden wurden. Das Vorkommen liegt im Verbreitungsgebiet tertiärer Sedimente, die im Bereich angrenzender Erhebungen von basaltischen Gesteinen überlagert werden. Charakteristisch ist die poröse bis kavernöse Ausbildung des Kalksteins, der zudem völlig verkieselt ist und zahlreiche Holzreste führt. Das Ausgangsmaterial ist vermutlich ein Kalktuff (EHRENBERG & HICKETHIER 1971), der in kalkreichem Quellwasser der miozänen Landoberfläche entstand.

Der Kalkgehalt resultiert aus Verwitterungslösungen der Muschelkalkverwitterung der näheren Umgebung, z.B. am *Kelterberg* (430,4 m NN), der tektonisch bedingt, niveaugleich westlich von Schlüchtern/Hohenzell vorkommt.

3.1.3.5 Klüfte und Verwitterungshohlformen als Sedimentfallen für Paläosolrelikte

Klüfte und Spalten im Untersuchungsgebiet werden im Wesentlichen als „tektonisch autonomes Element“, unabhängig von der Struktur des Grundgebirges gesehen (MURAWSKI 1967b: 124). Sie folgen vornehmlich den Richtungen der Verwerfungslinien mit vorherrschend herzynischen, zurücktretend erzgebirgischen Richtungen (SCHWARZMEIER 1984). Im südwestlichen Sandsteinspessart kommt dominant die rheinische Richtung hinzu, die u.a. auf Basis geologischer Luftbildinterpretation durch Kartierung von Fotolineationen und daneben mit konventionellen Messungen der Kluftrichtungen ermittelt wurde (KEIWALUNEJAD 1973, SCHUBUTH 1973). Ansonsten ist zu beobachten, dass rheinische Elemente weitestgehend von der eggischen Richtung ersetzt werden (SCHWARZMEIER 1980). Insgesamt führt die Überlagerung der verschiedenen Richtungen zu einer intensiven Vergitterung des Kluftnetzes (BACKHAUS & STOLBA 1967).

Allgemein wird ein steiles Einfallen der Klufflächen mit 70 % über 80 ° ermittelt (MATTHESS & MURAWSKI 1978). Eine hangparallele Klüftung in Folge der Druckentlastung ist nicht immer eindeutig nachweisbar, da sich die Richtungen z.T. überlagern. Beispiel hierfür sind die Druckentlastungsklüfte in den zahlreichen offen gelassenen Sandstein-Brüchen an der **Mainhölle**, nördlich von Bürgstadt, die mit den tektonisch bedingten rheinischen Klüften nahe dem rheinisch orientierten Mainabschnitt korrespondieren.

Eigene Untersuchungen an Klüften zielten hauptsächlich auf den Nachweis von Sedimenteinträgen. Als Sedimentfallen können Klüfte und Spalten die korrelierten Substrate der ehemaligen

Landoberflächen führen und damit entscheidende Hinweise zu morphodynamischen Prozessen liefern.

In der **Kaolingrube Ortenberg** (Kap. 3.1.2.3) wurden weiße Verwitterungslehme in Klüften des saprolitisierten Sandsteins beobachtet. Sie entstammen höheren Einheiten des tertiärzeitlichen Verwitterungsprofils, die sich durch vorherrschende Tonmineralsynthese auszeichnen. Im **Dolomitstein-Bruch Feldkahler Höhe** (Kap. 3.1.2.4.1) konnten in randlichen Klüften einer verkippten Scholle violette geschichtete und Glimmer-reiche Feinsande festgestellt werden, die als fluvial umgelagertes Sandsteinmaterial interpretiert werden müssen.

Im **Sandstein-Bruch Miltenberg-Nord**, in dem aktuell der Miltenberger Sandstein abgebaut wird, trat im rheinisch und herzynisch orientierten Kluftnetz neben lehmigen Füllungen ein pulvriges, intensiv gelb-gefärbtes Substrat auf. Durch röntgenographische Untersuchungen konnte im wesentlichen Quarz, schlecht kristalliner Goethit, etwas Illit und daneben nicht näher bestimmbarer Feldspat ermittelt werden¹⁶. Eine genetische Deutung gestaltet sich schwierig, aufgrund des Mineralbestandes muss man eher zu einer quartären Bildung tendieren.

Ein besonders deutlicher Sedimenteintrag ist im **Sandsteinbruch Kuppe** bei Sailauf/Eichenberg festzustellen. Eine schräg einfallende Kluft in völlig zersetztem und weißfarbenem Sandstein ist hier mit Rotlehm gefüllt, der sich entsprechend seiner tief braunroten Farbe deutlich vom angrenzenden Substrat abhebt. Dabei handelt es sich um ein Paläosolrelikt der tertiären Landoberfläche. Höhenvergleiche von Sandstein-Bruch und Trauf-Position ergeben, dass das Substrat mindestens 50 m tief eingeschlemmt wurde. Lokalitäten wie die *Kuppe* sind wichtige Dokumente der kretazo-tertiären Morphodynamik, nicht nur aus regionalem Blickwinkel. Nachweise von Terrae-Material sind auch aus dem Wellenkalk der näheren Umgebung bekannt (RUTTE 1971, SCHWARZMEIER 1978, 1980).

3.1.3.6 Zerrungs- und Lösungshöhlen

Das Netz an Klüften bzw. zu Spalten erweiterten Klüften im Gesteinsuntergrund ist vielfach noch völlig unerforscht. Bis auf punktuelle Einblicke im Bereich von Steinbrüchen entziehen sich in einer Mittelgebirgslandschaft wie dem Spessart meist die Kenntnisse über Richtung, Vergitterung, Dichte usw. von Klüften. Um so spektakulärer sind Anschnitte von Klüften, die üblicherweise von den Deckschichten und der Vegetation verhüllt sind. Solche Anschnitte werden z.B. durch Luftströme markiert, die durch einen charakteristischen, modrigen Geruch und insbesondere im Sommer durch kühle Temperaturen wahrgenommen werden können.

Die ortskundige Bevölkerung berichtete z.B. von Kaltluftaustritten westlich von Steinau a.d. Stra-

16 Für die röntgenographischen Untersuchungen danke ich J. LORENZ, Karlstein a. Main/Dettingen.

ße/Marjoß, südlich von Heigenbrücken und östlich von Biebergemünd/Bieber. Östlich von Sailauf/Eichenberg (R 3519200, H 5046300) wurde bei eigenen Geländebegehungen ein Kaltluftaustritt festgestellt, der offensichtlich im Zuge des Forstwegebaus durch Freilegung des luftdruckströmten Kluftnetzes erschlossen wurde. Die Lufttemperatur wurde mit 9,5 °C¹⁷ gemessen und nähert sich demnach vergleichbar dem frischen Quellwasser der Jahresmitteltemperatur von etwa 8-9 °C (MÜLLER 1996). Es ist davon auszugehen, dass dieser Effekt in historischer Zeit konsequent als Kühlmöglichkeit genutzt wurde. Felsenkeller, die zum Zweck einer zentralen Kühlmöglichkeit von Lebensmitteln angelegt wurden, orientierten sich offensichtlich bevorzugt an Klüften und Spalten mit Anschluss an kaltluftdurchströmte Kluftnetze.

Spalten sind bisweilen zu begehbaren höhlenartigen Hohlräumen erweitert. Häufigkeit und Dimension der primär strukturbedingten Hohlräume in der Mittelgebirgslandschaft werden meist aufgrund mangelnden Forschungsinteresses unterschätzt. Durch die Aktivitäten der **HAGH** (Höhlenarbeitsgemeinschaft - Hessen) wurden allein im Main-Kinzig-Kreis 29 Höhlen bekannt und im **Höhlenkataster Hessen** erfasst (PFANZELTER & STEIN 2000: 39, Tabelle 1; 40, Karte 2).

Die **Teufelhöhle** nördlich Steinau a.d. Straße ist zweifelsohne die bekannteste Höhle des Untersuchungsgebietes, nicht zuletzt aufgrund ihrer frühen touristischen Erschließung (APPEL [ohne Erscheinungsjahr], DREVERMANN 1914). Ihre geologische Position im unteren Muschelkalk lässt auf die Entstehung durch Lösungsprozesse schließen (PRINZ 1978a), die mit Verkarstungserscheinungen an der Landoberfläche korrespondieren (PFANZELTER 1998).

Daneben gibt es Höhlensysteme in Vulkaniten und verbreitet in den silikatischen Sedimentgesteinen des Buntsandsteins¹⁸. Erweiterte Klüfte und Spalten als Ergebnis tektonischer Beanspruchung des Gebietes haben primär die zahlreichen Hohlformen geschaffen. Scharfkantig zerbrochene Gesteinsverbände im Höhleninnern und die deutliche Orientierung am vorherrschenden Kluftnetz sprechen für die strukturbedingte Entstehung der Hohlräume.

Als Beispiel ist die **Schnepfenkopfhöhle** bei Gelnhausen zu nennen, wohl aufgrund ihrer Länge von 124 m die bedeutendste Sandstein-Höhle des Spessarts bzw. Hessens (PFANZELTER 2004b). Die Legenden-umwobene **Räuber-Heinz-Höhle** bei Wächtersbach/Aufenau ist durch ihre frühe Entdeckung jedoch die bekanntere Sandstein-Höhle (PFANZELTER 2004a).

17 einmalige Messung am 16.07.05, 16.30 Uhr, Außentemperatur 26,5 °C.

18 Im Rahmen einer Tagesexkursion wurden zwei Höhlen im Buntsandstein bei Wächtersbach/Aufenau und bei Steinau a.d. Straße/Marjoß, sowie eine Höhle im Basalt des *Beilsteins* bei Joßgrund/Lettgenbrunn untersucht. Für die fachkundige Führung danke ich herzlich B. PFANZELTER, HAGH, Frankfurt a. Main. Durch die Arbeit der HAGH konnten die bisher bekannten Höhlen im Sandsteingebiet von bisher 3 auf 19 Objekte erhöht werden (PFANZELTER 2000).

Daneben gibt es Hinweise auf eine posttektonische chemische Beeinflussung, die nicht die primäre Entstehung der Höhlen bewirkte, mindestens aber deren weitere Ausgestaltung beeinflusste. Beispiele hierfür konnten im Eingangsbereich der **Trümmerhöhle** bei Steinau a.d. Straße/Marjoß (**Abb. 39**) z.B. in Form von kehlförmigen Verwitterungsbildungen gefunden werden, die häufig mit gebleichten Gesteinspartien korrespondieren. Besonders deutliche, chemische und strukturkappende Verwitterungsbildungen wurden in der **Großen Höhle im Beilstein** im *Beilstein*-Basalt nachgewiesen. Die lotrecht zur Höhlenwand einfallende Basaltsäulung in der etwa 24 m langen Höhle ist zu einer flachwelligen Oberfläche verschmolzen.



Abb. 39: Foto: Höhleninnenraum der Trümmerhöhle bei Steinau a.d. Straße/Marjoß.

Im südlichen Sandsteinspessart bzw. im bayerischen Teil des Sandstein-Spessarts sind weit weniger Höhlen bekannt, was auf die uneinheitliche geowissenschaftliche Bearbeitung zurückzuführen ist. Das sog. **Schecherloch** am *Steinmarker Berg* bei Bischbrunn/Steinmark und das **Steinerne Haus** zwischen Rechtenbach und Lohr a. Main (MALKMUS 1976) haben keinen tektonischen Ursprung, sondern gehen auf die pleistozäne Blockschuttdynamik mit anschließender Filterspülung zurück. Sie gelten als Blocküberdeckungshöhlen vergleichbar der **Hoher-Stein-Höhle** bei Steinau a.d. Straße (PFANZELTER 2000).

3.1.4 Zusammenfassung

Die **geomorphologische Ära** i.s. BÜDEL's (1981) im Untersuchungsgebiet war über einen langen Zeitraum seit dem ausgehenden Jura bis in das jüngere Tertiär von **tropoiden Klimaeinflüssen** geprägt. Insbesondere die Kreidezeit und Abschnitte des Alttertiärs waren durch hohe Jahresmitteltemperaturen und hohe Feuchte charakterisiert (BORGER 2000). Die tropoide Phase bedingte eine **Intensivverwitterung** des Gesteinsuntergrundes durch chemische Prozesse, wobei

der Gesteinsuntergrund zunächst undifferenziert aufgearbeitet wurde. Ergebnis war eine **De-kompositionssphäre** (BÜDEL 1981), die durch tiefgründigen Gesteinszersatz geprägt war.

Relikte der ehemaligen Verwitterungsdecke, die als **Saprolit** bezeichnet werden (FELIX-HENNINGSSEN 1990), sind im Untersuchungsgebiet vielfach erhalten. Im Sandstein äußert sich der Saprolit meist durch völlige Gesteinsbleichung und mechanische Auflockerung bis zur grabbaren Varietät. Saprolitisierte Sandsteine finden sich abschnittsweise im Bereich der Sandsteinstufe (**GeoRE SS**), des zentralen intramontanen Beckens (**GeoRE IMB**), im Bereich einiger Dachflächen (**GeoRE SH-DF**), aber auch in abgesetzten Niveaus (**GeoRE SH-RT**). Im **Nordspessart** und im **südlichen Vogelsberg** wurden Sandstein-Saprolite von untermiozänen Vulkaniten konserviert. In den Kristallingesteinen des **Vorderen Spessarts (GeoRE SH-RT)** ist eine Vergru- sung festzustellen. Der tertiäre Boden in Form eines **Rotlehms** ist hier teilweise noch erhalten.

Es wurden Überlegungen angestellt, inwieweit die **kretazo-tertiäre Verwitterungsdynamik** gesteinsbedingt beeinflusst wurde. Der retardierende Einfluss des Zechsteins als karbonatische Ausnahme im silikatisch geprägten Gesteinskanon auf die Verwitterungsdynamik muss in Erwägung gezogen werden. Auch Tonstein-Serien können aufgrund der gehemmten Wasserwegsamkeit eine Verzögerung der Verwitterungsdynamik bewirkt haben. Im tropoiden Verwitterungs- geschehen wären sie dementsprechend als Gesteine höherer **morphologischer Härte** i.S. BREMER's (1989) einzuordnen.

Zahlreiche Verwitterungsformen, z.B. freigespülte **Kernsteine**, sind in massigen Kristallinge- steinen erhalten. Im Zechstein des **Vorderen Spessarts** und im Muschelkalk des **Schlüchterner Beckens** gibt es zahlreiche **Karstschlotten**, daneben **Dolinen**. **Erdfälle** und **Höhlen** sind nicht nur auf das Muschelkalkgebiet beschränkt. Zahlreiche Höhlen im Sandstein orientieren sich am Kluftnetz und sind daher primär tektonisch angelegt. Aber auch die sekundäre Beeinflussung durch Lösungsverwitterung (**Silikatkarst**, BUSCHE & SPONHOLZ 1988, SPONHOLZ 1989) ist zu beobachten.

3.2 Flächenbildung als dominanter kretazo-tertiärer Formungsprozess

3.2.1 Morphodynamische Prozesse der Flächenbildung

Das (Paläo-) Klima beeinflusste über seine Parameter Niederschlag und Temperatur vor allem im jahreszeitlichen Verlauf grundlegend die Formungstendenz (BOLDT 2001). Das Ergebnis sind Formen, die unter Umständen charakteristisch für einen bestimmten Klimatyp sind. Beispiels- weise werden **Rumpfflächen** als „Indiz eines feucht-heißen Environments angesehen“ (BORGER 2000: 167). Sie sind dementsprechend charakteristisch für die Phase der tropoiden Alterde. Ein- schränkend ist zu erwähnen, dass die tropoide Alterde klimazonal nicht ohne weiteres mit den

rezenten Inneren Tropen parallelisiert werden kann. Es gibt Hinweise, dass die Rumpfflächenbildung in der Tropenzone mindestens seit dem Pleistozän nicht mehr wirksam ist. Insbesondere in Hebungsgebieten ist der vorherrschende Formungsprozess die Talbildung (WIRTHMANN 1999).

Die Entstehung von Rumpfflächen kann durch Flächenbildung, im Prinzip durch eine **divergierende Verwitterung und Abtragung** i.S. BREMER's (1971) erklärt werden. Voraussetzung ist eine tiefgründige Aufbereitung des Gesteins durch die chemische Verwitterung und eine denudative Abtragung an der Oberfläche. Die **Denudationsprozesse** sind nach diesem Konzept abhängig von der Lage des Gebietes und dem tropischen oder ekotropischen Klimaeinfluss vorwiegend auf der Fläche oder auf den Hängen wirksam.

In den Tropen wird eine Abtragung und sukzessive Tieferschaltung von Flächen zum einen über Tonausspülung im Bereich des pelitischen Tropenbodens erreicht. Gleichzeitig führen **subterrene Prozesse** zu einer Materialabfuhr und zur langfristigen Erniedrigung der Oberfläche (BREMER 1989). Die Fortführung von Lösungsprodukten, die durch hydrolytische Verwitterung freigesetzt wurden, zeichnet sich hierfür verantwortlich.

BÜDEL (1981) hat den morphodynamisch aktiven Bereich als **Spüloberfläche** bezeichnet. Wie die Terminologie andeutet, wird die Oberflächenformung weitestgehend von denudativen Prozessen durch Flächenspülung bestimmt. Die Spüloberfläche kann in **Spülmulden** und **Spülscheiden** gegliedert werden, die insgesamt einen geringen Höhenunterschied innerhalb der flachwelligen Rumpffläche aufweisen. Zusammen mit der **Verwitterungsbasisfläche** ist die Spüloberfläche Bestandteil des **Mechanismus der doppelten Einebnung** (BÜDEL 1957b).

Rumpfflächen sind flächenmäßig die „wichtigsten Reliefformen der Erde“ (BUSCHE et al. 2005: 20), deren Bildung unter tropoiden Bedingungen einsetzte, sobald sich ein festländischer Bereich über den Meeresspiegel erhob. Diese Situation ergab sich für den **Spessart** am Ende des Jura im Zuge der jungkimmerischen Gebirgsbildung (Kap. 4.1.1). Es ist anzunehmen, dass die Intensivverwitterung diese Aufwölbung umgehend kompensieren konnte und die Landoberfläche über lange Zeitabschnitte im Stile eines PENCK'schen **Primärrumpfs** (PENCK 1924) ausgebildet war.

Bei abnehmender Verwitterungsintensität im Zuge einer Klimaverschlechterung kann das Verhältnis von Hebung und Verwitterung/Abtragung nachhaltig gestört werden, so dass flächenbildende Prozesse nunmehr räumlich eingeschränkt ablaufen. Die Weiterbildung und räumliche Einschränkung auf Areale mit günstigen geogenen Verwitterungsvoraussetzungen hat BOLDT (1997, 1998, 2001) am Beispiel der **Haßberge** und ihres östlichen Vorlandes als **restriktive Flächenbildung** bezeichnet. Ergebnis dieses Prozesses sind Rumpfflächen, die in verschiedenen Ni-

veaus abgesetzt und ineinandergeschachtelt sind. Sie bilden im Verbund **Rumpftreppen** mit einem Wechsel von ausgesprochenen Flachbereichen und Geländeanstiegen.

Rumpfflächen sind sehr langlebige Formen, die sich durch einen hohen Erhaltungsgrad auszeichnen (BUSCHE et al. 2005). Sie sind in den Mittelgebirgen als **Reliktformen** weit verbreitet und verleihen der Landschaft meist deutlich ihren Charakter. BÜDEL (1957: 9) kommt am Beispiel des **Fränkischen Gäulandes** zu dem Schluss: „Die Flächen selbst werden in Franken zum charakteristischen Landschaftselement“.

3.2.2 Verebnungen als Reliktflächen

Gerade im Bereich der **Gäuflächen (Mainfränkische Platten)** sind reliktsche Rumpfflächen der tropoiden Phase anhand der ausgedehnten Flachformen gut nachvollziehbar. In den jungen Hebungsbereichen wie dem **Spessart** sind neben größeren Verflachungen in den Hochlagen auch kleinere Flachformen verbreitet, welche die Reste ursprünglich zusammenhängender, tiefer gelegener Rumpfflächen darstellen. Sie wurden infolge der starken fluvialen Deformation des Gebietes, die auf den erhöhten Reliefenergien nach tektonischer Heraushebung beruhen, stark aufgelöst und in einzelne Flächenreste gegliedert. Diese Flächenreste, die eine Abtragungsform darstellen, werden im Folgenden als **Verebnungen** bezeichnet.

Mit den Arbeiten von WILZ (1911), KÖRBER (1962), NIEMZ (1964), SCHWENZER (1967a) und DIETZ (1981) liegen entsprechende Kartierungen im Untersuchungsgebiet vor. Allerdings beschränken sich die Darstellungen auf maintalnahe Bereiche des Spessarts, bzw. auf den **Vorderen Spessart**. Aus benachbarten Mittelgebirgsregionen wurden Altflächen von NAGEL (1965) für das **Ronneburger Hügelland**, ZIENERT (1957) für den **Odenwald** und MENSCHING (1957) für die **Rhön** und ihr südliches Vorland kartographisch aufgenommen. HEMPEL (1957) hat Verebnungen im Rahmen der Betrachtung von Buntsandsteinlandschaften am Beispiel des **Solling** kartiert.

Mit der vorliegenden Arbeit wurde der Versuch unternommen, eine flächendeckende Kartierung von Verebnungen vorzunehmen, die den gesamten Naturraum Spessart und gleichermaßen die angrenzenden Mittelgebirgsräume in Ausschnitten umfasst. Da die Kartierergebnisse der erwähnten Bearbeiter aufgrund unterschiedlicher methodischer Vorgehensweisen und unterschiedlicher kartographischer Präsentation nur bedingt homogenisierbar sind, wurde für die bereits bearbeiteten Gebiete eine Neukartierung vorgenommen. Das Geographische Informationssystem stellt hierfür die graphische Oberfläche bereit und bildet die Grundlage für thematische Analysen.

3.2.2.1 GIS-gestützte Kartierung und morphogenetische Interpretation von Verebnungen

Die Erfassung von Verebnungen mit ihren spezifischen Rauminformationen (topographisch-oro-graphische Lage, Größe, Form) im Spessart und in angrenzenden Gebieten zielt zunächst auf die konsequente Erfassung in einem räumlich definierten Mittelgebirgsraum. Dadurch wird die quantitative wie qualitative Bedeutung der Verebnungen als landschaftsprägendes Formenelement auch repräsentativ für andere Mittelgebirgslandschaften hervorgehoben. Signifikante Zusammenhänge hinsichtlich der Größe, Höhenlage, räumlichen Lage und der Geologie sollen im Rahmen einer **morphographisch-statistischen Analyse** ermittelt werden. Dadurch können spezifische Zusammenhänge veranschaulicht werden, die sich dem Bearbeiter bei der Geländebegehung oder bei der Auswertung von Topographischen (TK) und Geologischen Karten (GK) nicht unmittelbar erschließen.

Durch die Datenverarbeitung mit Hilfe eines **Geographischen Informationssystems (GIS)** bieten sich umfassende Möglichkeiten der morphographisch-statistischen Auswertung. Dies betrifft weniger die kartographischen Umsetzungsmöglichkeiten, als die vielfältigen Möglichkeiten der Verschneidung von Themen über differenzierte Abfrage- und Analysemechanismen. Ausgehend von den Ergebnissen der morphographisch-statistischen Bewertung von Verebnungen kann ihre Stellung im strukturell-klimatischen Wirkungsgefüge i.S. BOLDT's (2001) analysiert werden. Diese Auswertung soll Hinweise auf die Frage liefern, ob Verebnungen primär durch exogen gesteuerte Formung und/oder durch strukturelle Anpassung an den Gesteinsuntergrund entstehen. Eine Fragestellung, die sich im Bereich flachlagernder Sedimentgesteine nahezu aufdrängt. Das vorliegende Konzept soll zusätzliche Möglichkeiten zur morphogenetischen Bewertung von Flachformen aufzeigen, die konventionelle Untersuchungsmethoden ergänzen können.

3.2.2.2 Methodische Vorgehensweise – GIS-gestützte Analyse

Die Kartierung von Verebnungen im Spessart beruht auf den topographischen und oro-graphischen Informationen der relevanten Messtischblätter TK25 5620 – 5624 bis TK25 6320 – 6324 der Landesvermessungsämter Baden-Württemberg, Bayern und Hessen. Anhand des Isohypsenbildes wurde im Maßstab 1:25 000 der jeweilige Kulminationsbereich von Erhebungen kartiert. Als Abgrenzungskriterium wurde festgelegt, dass ein markanter Wechsel in der Isohypsenscharung erkennbar ist. Dadurch wird ein relativ scharfer Übergang vom Hangbereich zum Kulminationsbereich (Konvexe Hangunstetigkeit, AG Bodenkunde 2005) angedeutet. Es wurden ausschließlich flache bis schwach konvexe Vollformen kartiert und kartographisch erfasst, flache (konkave) Quell- und Talmulden blieben unberücksichtigt. Die Abgrenzung jeder Verebnung orientiert sich an einer 5 m- oder 10 m-Isohypse der Topographischen Karte, die gleichzeitig die Digitalisiervorlage darstellte.

Die hier durchgeführte linienscharfe Kartierung steht zunächst im Widerspruch zu allgemeinen Tendenzen geomorphologischer Kartierung (LESER et al. 1975). Insbesondere die Orientierung an bestehenden topographischen Informationen der Kartenwerke wird aktuell eher kritisch bewertet. Dennoch ist die hier durchgeführte, konkrete Flächenabgrenzung nötig, denn die Bearbeitung im Geographischen Informationssystem verlangt eine klare, linienscharfe Flächendefinition. Es wird daher für die Bearbeitung im GIS auf konventionelle Kartiermethoden zurückgegriffen.

Die Verebnungen wurden zunächst auf analogem Kartenmaterial eingetragen und schließlich digital als Vektordatensatz im GIS erfasst. Beispielhaft soll ein Reliefausschnitt im Nordspessart im Bereich des *Rosskopfs* (516,1 m NN) bei Burgsinn die methodische Vorgehensweise zur Erfassung von Verebnungen verdeutlichen (Abb. 26). Anhand des Geländemodells in Verbindung mit der Topographischen Karte dieses Ausschnitts kann ein Überblick über das Spektrum der Flachformen gegeben werden. Darüber hinaus werden die formulierten morphologischen Kriterien zur Kartierung von Verebnungen veranschaulicht.

Mit der Kartierung von Verebnungen soll vornehmlich das tropoide Formeninventar der Mittelgebirgsregion Spessart erfasst werden. Da die entsprechenden Reliktformen in den höheren Reliefstockwerken verbreitet sind, was auf der deszendente tropoiden Morphodynamik gründet, wurden bei dieser Kartierung **orographische Einschränkungen** gemacht. Niveaus niedriger als 200 m NN wurden weitestgehend ausgespart. Das 200 m NN-Niveau markiert einen Übergangsbereich, der sowohl von fluvialen Aufschüttungsformen wie auch von Abtragungsformen eingenommen werden kann. Es ist denkbar, dass Rumpfflächen aufgrund tektonischer Bewegungen unterhalb dieses Niveaus vorkommen, daneben reichen die Hochterrassen bis nahe an das 300 m NN-Niveau heran (KÖRBER 1962).

Von der 200 m NN-Vorgabe abweichend wurde z.T. das 190 m NN-Niveau einbezogen, wenn die Zusammenstellung von Verebnungen in einem Gebiet dadurch vervollständigt werden konnte. Die relevanten Verebnungen befinden sich südlich des *Rauenberges* bei Hasselroth/Bernbach, südlich des *Stengerts* bei Aschaffenburg/Gailbach, am Flächenpass südlich des *Forstwaldes* bei Elsenfeld sowie am *Achtelsberg* bei Hafenlohr (Pass der Talwasserscheide). Das orographische Spektrum an Verebnungen in der morphographisch statistischen Analyse reicht demnach von 200 m NN (190 m NN) bis in die Hochlagen am *Geiersberg* bei 570 m NN.

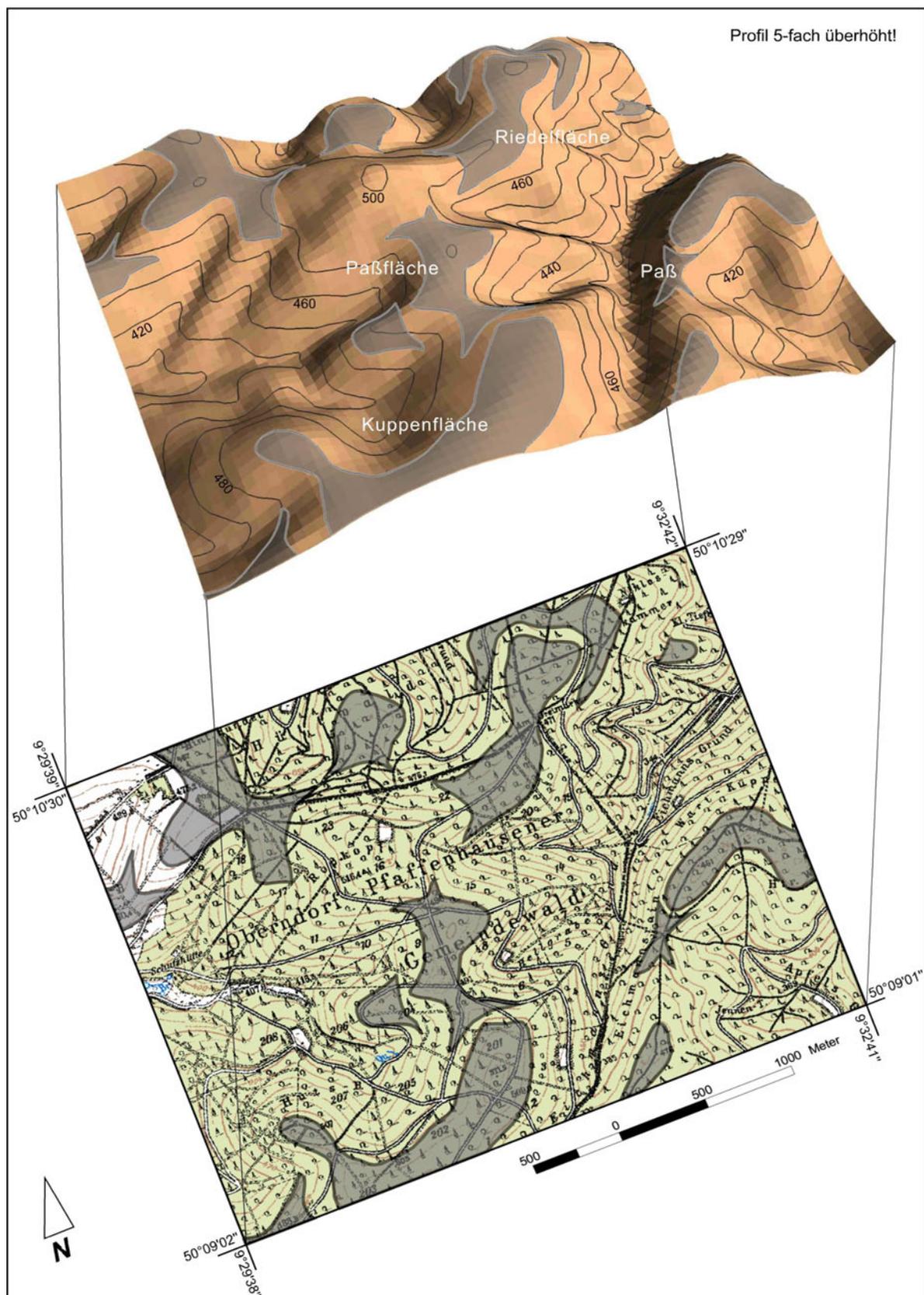


Abb. 40: Methodische Umsetzung der Kartierung von Verebnungen durch Interpretation topographischer Karten. - Grundlage: Landsamt für Vermessung und Geoinformation, München [Hrsg], Topographische Karte 1:25 000, Blatt Nr. 5923 Burgsinn. Veröff. Mit Genehmigung des Landsamt für Vermessung und Geoinformation, München.

Die Verebnungen werden zunächst nicht morphogenetisch interpretiert, u.a. weil eine weitere Differenzierung, z.B. als Abtragungsform (Rumpffläche) oder Akkumulationsform (Flussterrasse) anhand des Isohypsenbildes nicht eindeutig möglich ist. Anhand der kartographisch ermittelten Lage im Relief wurde lediglich in drei verschiedene Formengruppen gegliedert. Als **Kuppenbereich** wurden Verebnungen klassifiziert, die eine exponierte Stellung gegenüber ihrem Umland einnehmen. **Riedel** hingegen besitzen einen Anschluss an höher gelegene Reliefbereiche. Sie sind häufig geringfügig orographisch differenziert und haben meist einen flachgewölbten kuppenartigen Aufsatz in peripherer Position zum Hangbereich. Mit einem **Pass** sind solche Verebnungen gemeint, die mindestens zwei Anschlüsse an höher gelegene Bereiche besitzen. Sie werden als Einsattelung zwischen zwei Hochbereichen sehr kleingliedriger, meist aber langgestreckter Verebnungen charakterisiert. Vergleichbare Verebnungen werden als **Passfläche** bezeichnet, wenn sie intern noch einmal in kleine Aufwölbungs- und Verflachungsbereiche gegliedert werden können. Eine Passfläche ist zudem durch eine besonders langgestreckte Form und durch eine große Ausdehnung gekennzeichnet.

Diese und weitere aus der topographischen Karte ableitbaren Informationen können in der Attributtabelle gespeichert werden, die im GIS der graphischen Ebene hinterlegt ist. Die Höhendaten wurden als Zahlenwert gesichert, die ermittelten Formen zunächst in Codes umgesetzt und schließlich als Sachdatensatz in die Attributtabelle aufgenommen. Informationen, die aus der Geometrie jeder Verebnung hervorgehen, wie z.B. die Flächengröße, können automatisiert der Attributtabelle beigefügt werden. Diese Sachinformationen ermöglichen neben der rein geometrischen Betrachtung die Anwendung deskriptiver, statistischer Methoden. Sie spielen eine wichtige Rolle in der morphographisch-statistischen Analyse. Die Ergebnisse können in tabellarischer oder graphischer Form visualisiert werden (**Abb. 41 ff; Abb. 105 ff**, Kap. 6 Anhang; **Tab. 4 ff; Tab. 12 ff**, Kap. 6 Anhang).

Die spezifischen Parameter jeder Verebnung, z.B. Anzahl, Größe, Form oder Höhenlage, können in einem weiteren Schritt räumlich analysiert werden, um morphologische Zusammenhänge zu Teilgebieten des Spessarts herzustellen. Diese räumlich differenzierte Betrachtung kann zum einen auf die **Naturräumlichen Einheiten (NRE)** bezogen werden, die in ihrer Zusammenschau den gesamten Spessart abdecken (Tab. 4). Für detaillierte Betrachtungen eignen sich die **Geomorphologischen Raumeinheiten (GeoRE)**. Sie liegen für den Spessart ebenfalls flächendeckend vor (Kap. 2.2), allerdings ist eine Auswahl der Kategorien naheliegend (Tab. 5). Bedeutsam sind in erster Linie solche Raumeinheiten, die in besonderer Weise die Relikte der tropoiden Rumpfflächenlandschaft beinhalten (**Dachflächen, Höhenrücken** usw.). Verebnungen treten in diesen Raumeinheiten entsprechend häufig auf und können für diese Bezugsflächen aussagekräftige Ergebnisse liefern. In ausgeprägten **Hangbereichen (GeoRE SH-HB, GeoRE GOG-HB)**

können Verebnungen zwar im Bereich gegliederter Hänge auftreten, sie sind aber aufgrund ihrer geringen Anzahl kaum für repräsentative Aussagen geeignet. Der Stufenhang der **Sandsteinstufe (GeoRE SS-SH)** besitzt eine besondere Stellung, denn diese Einheit umfasst den Hangbereich der Stufe und in gleichem Maße den Verebnungsbereich zwischen Trauf und **Walm-Höhenrücken (GeoRE SS-WH)**.

Über die Auswertung numerischer Daten oder die räumlich differenzierte Betrachtung hinaus bietet das Geographische Informationssystem die Möglichkeit, verschiedene Themenebenen zu kombinieren und miteinander zu verschneiden. Die Darstellung der räumlichen Verbreitung von Verebnungen und die gleichzeitige Differenzierung nach der Höhenlage ist eine nahe liegende Themenkombination (Kap. 3.2.2.3). Die Verschneidung mit der Themenebene Geologie (Kap. 3.2.2.5) ermöglicht Aussagen über eine mögliche Strukturanpassung der Oberflächenformen und bezieht sich damit auf zentrale Fragestellungen dieser Arbeit.

Methodenkritisch muss angemerkt werden, dass die hier vorgestellte Erfassung von Flachformen anhand des Isohypsenbildes mit Ungenauigkeiten behaftet sein kann. Dies ist z.B. dann der Fall, wenn anhand der Höhenlinien kein eindeutiger Kulminationsbereich hervorgeht, etwa bei ausgeprägter konvexer Hangwölbung im Oberhangbereich. Deshalb fand bei der Geländearbeit eine qualitative Prüfung der Kartiererergebnisse statt. Im Gelände stellte sich heraus, dass die erfassten Verebnungen weitestgehend in ihrer Geometrie bestätigt werden können. Allerdings war es aufgrund der großen Anzahl an Verebnungen im Untersuchungsgebiet und durch die meist eingeschränkten Beobachtungsmöglichkeiten in Waldbereichen nicht möglich, flächendeckende Überprüfungen vorzunehmen. Dieser 'Groundcheck' konnte letztlich nur stichprobenartig erfolgen.

3.2.2.3 Orographische Differenzierung

Im Untersuchungsgebiet wurden insgesamt 2985 Verebnungen digital erfasst. Davon entfallen auf den **Spessart** als abgeschlossenen Mittelgebirgsraum innerhalb des Betrachtungsgebietes 1845 Verebnungen. Aus der kartographischen Darstellung (**Abb. 41**; Kap. 3.2.2.4, **Abb. 44**, Kap. 3.2.2.5, **Abb. 46**) geht hervor, dass Verebnungen einen wesentlichen Anteil am Formeninventar der Mittelgebirgslandschaft besitzen. Dieser visuelle Karteneindruck wird durch Zahlen belegt: Insgesamt nehmen die Verebnungen des Spessarts eine Fläche von 262,9 km² ein, was einem Flächenanteil von 12,2 % an der Gesamtfläche des Spessarts entspricht (**Tab. 5**).

Durch die Auswertung GIS-gestützter tabellarischer Daten kann ein orographisches Verteilungsmuster von Verebnungen herausgearbeitet werden. Aussagekräftige Informationen beinhalten die **absolute Häufigkeit** (Anzahl) von Verebnungen, die auf 10 Meter-Höhenklassen bezogen werden können (**Tab. 4**; **Abb. 42**; **Abb. 105 ff**, Kap. 6 Anhang). Daneben enthalten die **mittlere**

Flächengröße sowie die Flächensumme der Verebnungen der jeweiligen Höhenlage wertvolle Informationen (**Tab. 5; Abb. 42; Abb. 105 ff**, Kap. 6 Anhang). Es ist wichtig, die Relation zum Flächenanteil des jeweiligen Höhenniveaus herauszustellen, denn dadurch enthält man die Informationen, ob Verebnungen über- oder unterdurchschnittlich in einer bestimmten Höhenlage auftreten (**Abb. 43; Abb. 105 ff**, Kap. 6 Anhang).

Insgesamt wurde für den **Sandsteinspessart (NRE 140 + 141, GeoRE SH)** in den Höhenbereichen 200 bis 290 m NN eine **geringe absolute Häufigkeit** von Verebnungen nachgewiesen. Mit dem 300 m NN-Niveau nimmt die Anzahl von Verebnungen zu und erreicht bei 350 m NN mit 58 Verebnungen einen ersten Verbreitungsschwerpunkt, abgesetzt durch den Rückgang der kartierten Verebnungen im 370 m NN-Niveau. Bemerkenswerter Weise entspricht dieses Niveau der mittleren Höhenlage aller Verebnungen, die mit 372 m NN beziffert werden kann (Tab. 5). In höheren Lagen steigt die Anzahl bis zum Maximum von 116 Verebnungen im 400 m NN-Niveau tendenziell wieder an.

Der orographische Verbreitungsschwerpunkt kann mittels GIS auch topographisch gefasst werden. Besonders tritt dieses Verebnungsniveau an der *Hohen Warte* östlich Leidersbach bis zur *Buschhöhe* nördlich Hessenthal in Erscheinung (**Höhenrücken Hohe Warte, GeoRE SH-HR-11**). Bezieht man in der GIS-Betrachtung die orographisch angrenzenden Höhenlagen mit ein und bildet um den 400 m NN-Bereich eine Höhenklasse von 380 bis 420 m NN, wird diese räumliche Konzentration um die *Hohe Warte* noch deutlicher.

Verebnungsbereiche in dieser Höhenklasse treten auch weiter westlich dominant in Erscheinung. Am *Dürren-Berg* (422 m NN) zwischen Heimbuchenthal und Dammbach (**GeoRE SH-RT-14**) setzt sich das Verebnungsniveau in geringfügig höheren Positionen bis zum *Rotsohl* (432 m NN) über das *Kreuzsteintor* (430 m NN) bis zum *Hundsrück* (420 m NN) zwischen Dammbach, Eschau/Wildensee und Altenbuch fort. Weitere Verebnungsbereiche sind in der Umgebung von Weibersbrunn verbreitet. Sie bilden Zwischenniveaus, welche die Talhänge der oberen *Hafenlohr* bis zu den nördlichen und südlichen Rahmenhöhen gliedern oder sie sind Bestandteil des **Walm-Höhenrückens Hirschkopf (GeoRE SS-WH-6)**.

Im Einzugsgebiet der *Lohr* tritt der 400 m NN-Bereich ebenfalls dominant in Verebnungen auf. Räumlich korreliert dieser Bereich mit dem **Intramontanen Becken Baßberg-Sailhöhe (Geo RE SH-IMB-1)**.

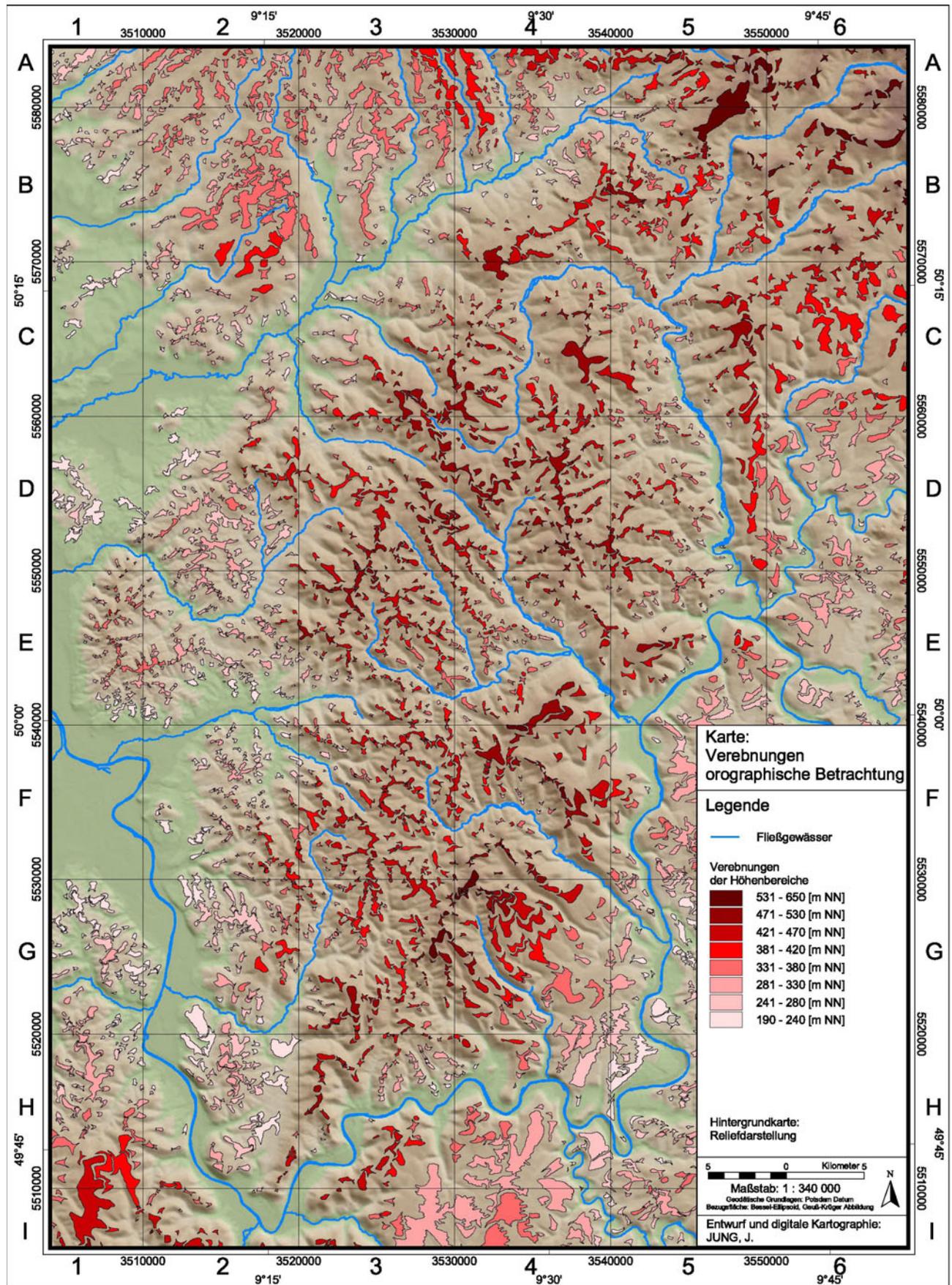


Abb. 41: Karte: Verebnungen im Untersuchungsgebiet – orographische Betrachtung.
- Grundlage: TK 25, Landesvermessungsämter Baden-Württemberg, Bayern u. Hessen.

Tab. 4: Absolute Häufigkeit und mittlere Flächengröße von Verebnungen im Spessart in Abhängigkeit von der Höhenlage differenziert nach Naturräumlichen Einheiten.

<i>Höhen [m NN]</i>	<i>Sandstein-Spessart (141 + 140)</i>		<i>Schlüchterner Becken (141,6)</i>		<i>Südwest-Spessart (141,4)</i>		<i>Vorderer Spessart (142)</i>	
	<i>Abs. Häufigkeit</i>	<i>Mittl. Flächengröße [km²]</i>	<i>Abs. Häufigkeit</i>	<i>Mittl. Flächengröße [km²]</i>	<i>Abs. Häufigkeit</i>	<i>Mittl. Flächengröße [km²]</i>	<i>Abs. Häufigkeit</i>	<i>Mittl. Flächengröße [km²]</i>
580	0	0,00	0	0,00	0	0,00	0	0,00
570	1	0,59	0	0,00	0	0,00	0	0,00
560	2	0,09	0	0,00	0	0,00	0	0,00
550	2	0,44	0	0,00	0	0,00	0	0,00
540	6	0,12	0	0,00	0	0,00	0	0,00
530	7	0,33	0	0,00	0	0,00	0	0,00
520	14	0,27	0	0,00	0	0,00	0	0,00
510	12	0,14	0	0,00	0	0,00	0	0,00
500	45	0,28	0	0,00	0	0,00	0	0,00
490	27	0,24	0	0,00	0	0,00	0	0,00
480	47	0,19	2	0,06	0	0,00	0	0,00
470	54	0,18	1	0,04	0	0,00	0	0,00
460	69	0,18	3	0,04	0	0,00	0	0,00
450	74	0,16	5	0,07	0	0,00	0	0,00
440	90	0,13	3	0,23	0	0,00	0	0,00
430	67	0,11	1	0,31	0	0,00	0	0,00
420	87	0,12	9	0,20	0	0,00	1	0,04
410	65	0,10	4	0,22	0	0,00	0	0,00
400	116	0,13	6	0,21	0	0,00	4	0,03
390	84	0,11	4	0,21	0	0,00	3	0,04
380	69	0,10	7	0,10	0	0,00	3	0,05
370	36	0,13	0	0,00	0	0,00	6	0,05
360	42	0,12	5	0,08	0	0,00	9	0,10
350	58	0,13	2	0,29	2	0,03	12	0,12
340	41	0,08	6	0,14	3	0,12	10	0,08
330	38	0,11	2	0,22	2	0,15	18	0,11
320	30	0,11	9	0,12	3	0,20	18	0,17
310	27	0,17	2	0,39	7	0,14	25	0,07
300	24	0,08	5	0,17	13	0,15	33	0,12
290	14	0,13	0	0,00	8	0,16	23	0,15
280	15	0,25	7	0,16	5	0,50	20	0,12
270	10	0,10	2	0,00	12	0,12	22	0,13
260	13	0,23	2	0,20	9	0,18	14	0,11
250	11	0,06	2	0,00	15	0,22	26	0,07
240	11	0,15	0	0,00	8	0,20	10	0,08
230	5	0,09	3	0,40	7	0,34	14	0,06
220	7	0,46	0	0,00	6	0,58	13	0,08
210	2	0,08	1	0,31	6	0,32	9	0,08
200	8	0,05	0	0,00	2	0,12	18	0,11
190	1	0,06	0	0,00	2	0,56	0	0,00
Summe	1331	0,14	93	0,15	110	0,23	311	0,10

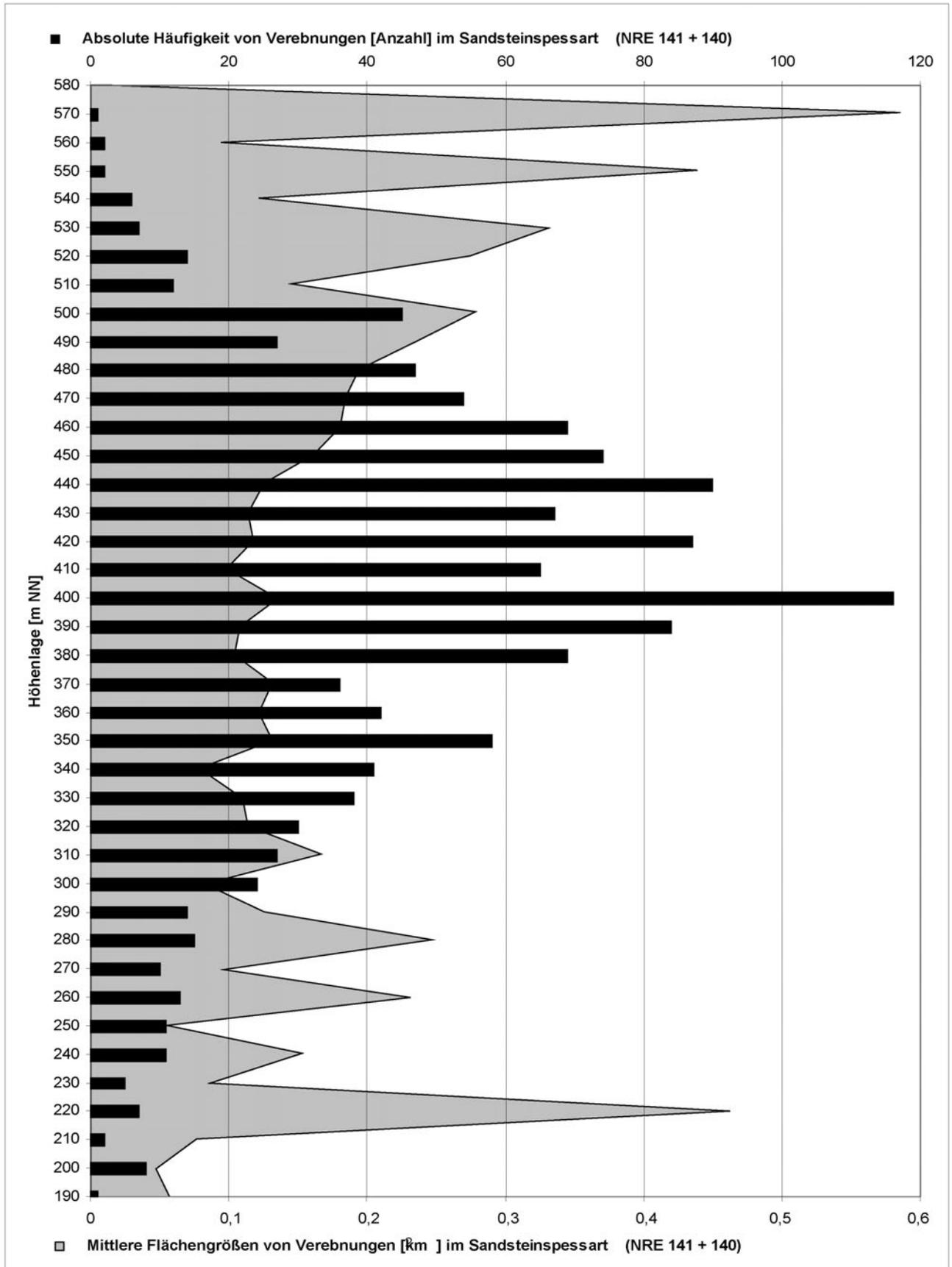


Abb. 42: Absolute Häufigkeit und mittlere Flächengrößen von Verebnungen im Sandsteinspessart.

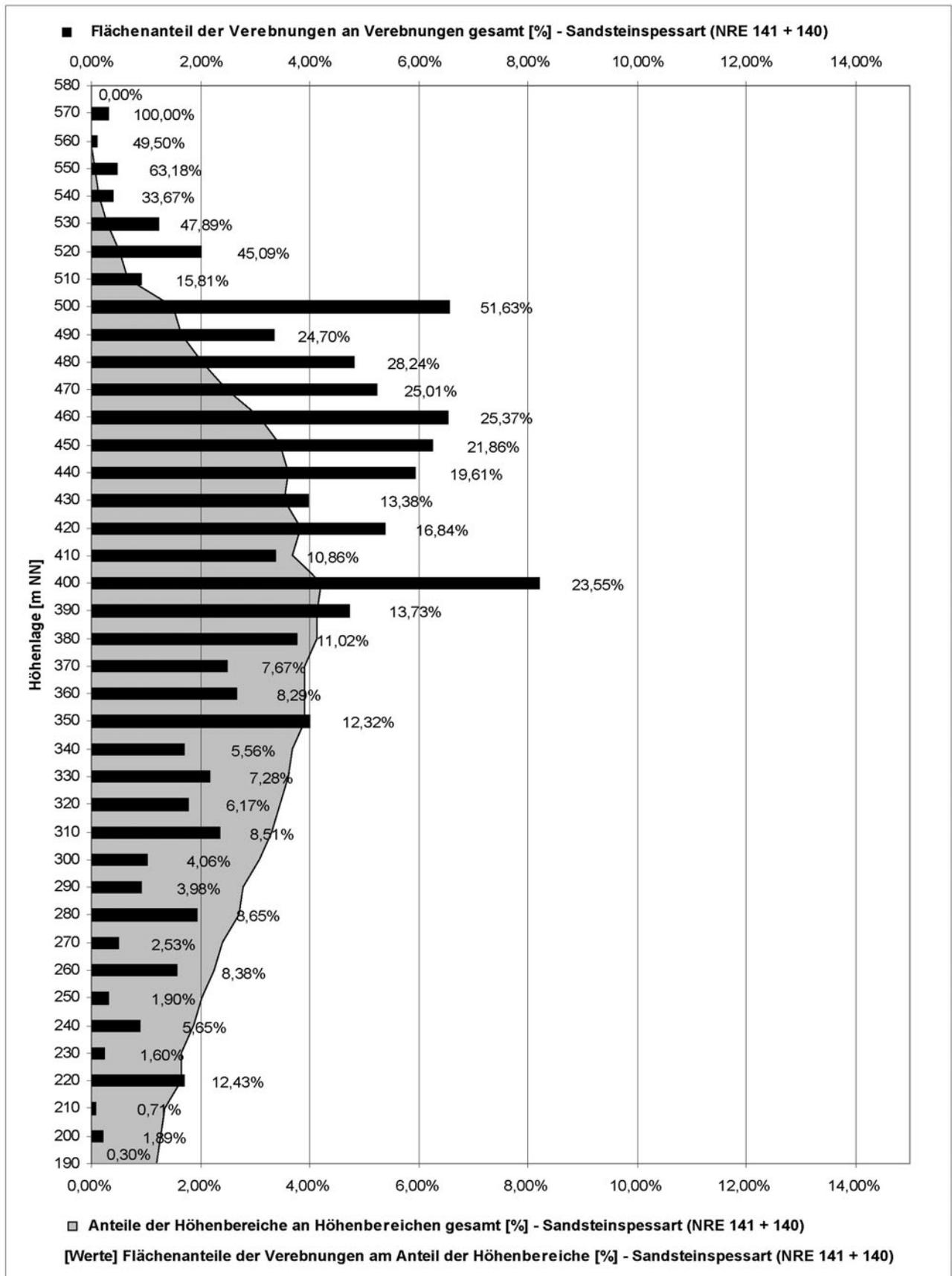


Abb. 43: Flächenanteile der Verebnungen und Anteile der Höhenbereiche im Sandsteinspessart.

Östlich des Sinntales (**GeoRE SH-DF-6**) treten großflächige Verebnungen, z.B. an der *Burgsinner Kuppe* (436,7 m NN) auf, während der westliche Talhang, das **Zertalungsgebiet Westliche Sinnzuflüsse (GeoRE SH-ZT-13)** eher durch eine Vielzahl kleinerer Flächenreste gegliedert ist. Einige Flächenpässe südlich des Kinzigtales, z.B. am *Bellingser Kreuz (GeoRE SH-RT-6)* bei Steinau a.d. Straße liegen in diesem Höhenniveau. Sie bilden regelrecht einen Saum südlich der *Dallecker* (502 m NN), der die Wasserscheide des Kinzig- und Sinnsystems einbezieht und bis zur *Stephanskuppe* (471 m NN) reicht (**GeoRE SB-RT-4**). Darüber hinaus gliedern Verebnungsbereiche im 420 m NN-Bereich den **Walm-Höhenrücken Glasberg (GeoRE SS-WH-2)** bei Biebergemünd/Bieber. Verebnungen in diesem Niveau sind auch in den gegliederten **Stufenhang Eselshöhe (GeoRE SS-SH-3)** eingeschaltet.

Die Anzahl der Verebnungen nimmt mit zunehmender absoluter Höhe entsprechend der geringeren Flächenanteile dieses Niveaus ab. Flachformen besitzen im 500 m NN-Niveau nochmals einen Verbreitungsschwerpunkt mit 45 nachgewiesenen Verebnungen. Diese liegen im Bereich der Dachflächen (**GeoRE SH-DF**) oder der Höhenrücken der höchsten Spessarterhebungen (z.B. **Geiersberg, GeoRE SH-HR-6** oder **Waldspitze, GeoRE SH-HR-3**).

Die **mittlere Flächengröße** der Verebnungen in Abhängigkeit der Höhenlage enthält weitere Informationen (**Tab. 4, Abb. 42**). Auffällig ist, dass in niedrigeren sowie in höheren Niveaus des Sandsteinspessarts außerhalb des eigentlichen Verbreitungsschwerpunktes von Verebnungen partiell deutlich höhere mittlere Flächengrößen auftreten. Diese Flächen bei 220 m NN liegen meist im Bereich der Ostabdachung des Spessarts (**GeoRE SH-AD-2, GeoRE SH-AD-3, GeoRE SH-AD-4**). Sie könnten aufgrund ihrer geringen Höhe durch den Einfluss des pliozänen Mains entstanden sein. Ähnliches gilt für die hervortretenden Niveaus von 240, 260 und 280 m NN, die ebenfalls im Bereich der Ostabdachung liegen.

Die mittleren Höhenniveaus mit dem anzahlmäßigen Verbreitungsschwerpunkt der Verebnungen zeigen ebenfalls geringe mittlere Flächengrößen. Dieser Effekt geht auf das hohe Streuungsmaß in diesem orographischen Korridor zurück. Zwischen 320 und 450 Höhenmeter liegt ein mittlerer Flächenwert von 1,15 km² vor, der den Mindestwert von 0,008 km² (Riedel am *Eisenberg* südlich Schlüchtern), wie auch den Höchstwert von 2,28 km² (*Probsthöhe*, 385 m NN bei Bischbrunn) beinhaltet.

In den überdurchschnittlichen Flächengrößen bei 500, 520, 530, 550 und 570 m NN deutet sich an, dass hier ein Altflächenrelief konserviert ist, das in geringem Maße fluvial zerschnitten und gegliedert ist. Die Flächengrößen mit bis zu 0,59 km² liegen in dieser Höhenlage weit über dem Durchschnittswert im Spessart (0,14 km², **Tab. 5**).

Die Angaben zur mittleren Flächengröße sind durch die **kumulierten Flächengrößen** der Verebnungen zu ergänzen. Sie wurden als prozentualer Flächenanteil der Verebnungen eines Bezugsniveaus an den gesamten Verebnungen angegeben (**Abb. 43; Abb. 105 ff**, Kap. 6 Anhang). Zum Vergleich wurde dieses Bezugsniveau als prozentualer Anteil am gesamten Höhenspektrum eingetragen¹⁹. Zusätzlich ist der Flächenanteil der Verebnungen festgehalten, den die kumulierten Flächen am jeweiligen Höhenniveau besitzen.

Für den **Sandsteinspessart** wird deutlich, dass ausgehend vom 200 m NN-Niveau der Anteil der Landoberfläche, wie auch die Flächengröße der Verebnungen, in den höheren Lagen zunimmt (**Abb. 41**). Ab etwa 400 m NN Höhe gehen beide Kennlinien auseinander. Die kumulierten Flächen der Verebnungen wachsen weiter an, während die Flächenanteile der Landoberfläche wieder zurückgehen und damit einen gegenläufigen Trend zeigen. Die Anteile der Verebnungsflächen an der Landoberfläche werden tendenziell größer und erreichen in Einzelfällen Werte um 50 %. Erneut ist das 500 m NN-Niveau hervorzuheben, das zu 51,6 % von verebneten Bereichen geprägt ist.

Im 400 m NN-Niveau sind 23,6 % der Oberfläche als Verebnungsbereiche ausgewiesen. Die hohe Anzahl an Verebnungen wurde hier durch die relativ geringen mittleren Flächengrößen, zudem durch den Verbreitungsschwerpunkt der Landoberfläche kompensiert. Dennoch tritt das 400 m NN-Niveau graphisch, u.a. durch die hohen Flächenanteile der Verebnungen in Erscheinung.

Nicht so schlüssig wie im Sandsteinspessart präsentiert sich das Verteilungsmuster von Verebnungen im **Schlüchterner Becken** (**Tab. 4, Abb. 105, Abb. 106**, Kap. 6 Anhang). Die insgesamt 93 kartierten Verebnungen ergeben aufgrund der geringen absoluten Häufigkeiten je Höhenlage kein klares Bild. Andeutungsweise ist ein Verteilungsschwerpunkt zwischen 320 und 420 m NN erkennbar, der durch Peaks mit je 9 kartierten Verebnungen markiert wird. Die mittleren Flächengrößen korrelieren nur tendenziell mit der Anzahl der Verebnungen.

Vergleichbar dem Sandsteinspessart ist der Trend erkennbar, dass der Flächenanteil von Verebnungen mit der absoluten Höhe zunimmt. Dieser Trend manifestiert sich z.B. im Flächenanteil von 63,77 % für das 420 m NN-Niveau. Höhen über 450 m NN zeigen ein von diesem Trend abnormales Verhalten. Verebnungsbereiche nehmen hier nur noch 3,68 % bis 12,30 % der Landoberfläche ein. In diesen Werten spiegelt sich das z.T. kuppenartige Relief des Schlüchterner Beckens wider, das auf den besonderen geologisch-tektonischen Verhältnissen dieses Raumes

¹⁹ Die Daten des Geländemodells (DGM 25 © Landesamt für Vermessung und Geoinformation) wurden in der GIS-gestützten Betrachtung dahingehend verändert, dass im Bereich der Verebnungen die Höhenangaben auf das auskartierte Verebnungsniveau reduziert wurden. Obwohl Verebnungen orographisch differenzierte Formenelemente sind, müssen sie hier generalisierend auf ein einheitliches Niveau reduziert werden. Dies zwingt, aus Gründen der Vergleichbarkeit, zu einer entsprechenden Maßnahme für die Höheninformationen auf Basis des Digitalen Geländemodells.

gründet. Regelmäßigkeiten der Flächenbildung, die sich u.a. in Anzahl und Flächengrößen von Verebnungen widerspiegeln, können am Beispiel des Schlüchterner Beckens nicht herausgearbeitet werden.

Der **südwestliche Sandsteinspessart** (Tab. 4; Abb. 107, Abb. 108, Kap. 6 Anhang) ist u.a. aufgrund der tektonischen Grabensituation durch niedere Höhenlagen gekennzeichnet. Verebnungsbereiche in unteren Höhenlagen liegen hier möglicherweise im Einflussbereich des jungtertiären Mains und können dementsprechend fluvialer Prägung sein. Für die Verebnungen im 190 m NN-Niveau, die durch große mittlere Flächengrößen hervortreten, trifft dies insbesondere zu. Weitere Verebnungen gehen zumindest sekundär auf die Anpassung an den Plattensandstein (soS) zurück und bilden im 220-230 m NN-Niveau ausgeprägte Verflachungen (BACKHAUS 1967a). Durch eine hohe Zahl von Verebnungen sind die Niveaus von 250, 270 und 300 m NN gekennzeichnet, mit durchschnittlich großen Verflachungen ist die Höhe von 280 m NN hervorzuheben. Grundsätzlich ist für den südwestlichen Sandsteinspessart festzustellen, dass jeweils hohe Anteile an der Landoberfläche durch Verebnungen geprägt sind. Sieht man vom 200 m NN-Bereich ab, betragen die Flächenanteile 15,9 % bis 56,2 %, im Durchschnitt 18,2 % für alle Niveaus.

Der **Vordere Spessart** (Tab. 4; Abb. 109, Abb. 110, Kap. 6 Anhang) nimmt hinsichtlich der morphographisch-statistischen Analyse eine Sonderstellung ein. Im Gegensatz zum sedimentären Deckgebirge gibt es in diesem Gebiet mit steil einfallenden, metamorphen Gesteinsserien keine eindeutige lithogene Anpassung von Verebnungen. Dies spiegelt sich womöglich in der Kurve der mittleren Flächengrößen wider, die bis 360 m NN um den Wert 0,1 km² pendelt. Die Anzahl nimmt bis zur 300 m NN-Höhenlage tendenziell zu, oberhalb dieses Niveaus mit linearen Tendenzen wieder ab. Verebnungen im 400 m NN-Niveau liegen im Umfeld des *Hahnenkamms* und bilden die höchsten Verflachungen im Vorderen Spessart. Die Flächenanteile von Verebnungen an der Landoberfläche bleiben bis zum 270 m NN-Niveau vergleichsweise gering. In höheren Lagen liegen sie konsequent über 12,6 % und erreichen bei 350 m NN einen maximalen Anteil von 40,5 % der Landoberfläche. Der flächenmäßige Verbreitungsschwerpunkt von Verebnungen im 300 m NN-Bereich liegt relativ etwa 30 m über dem Verbreitungsschwerpunkt der Landoberfläche bei 250-270 m NN.

Bezieht man sich auf Reliefausschnitte, die insbesondere von Flachbereichen gekennzeichnet sind und in ausgewählten **Geomorphologischen Raumeinheiten (GeoRE)** auch konkret räumlich gefasst werden können (Tab. 6), ist der Anteil von kartierten Verebnungen am Formeninventar entsprechend hoch. Dieser Anteil nimmt ausgehend von den Hochlagen (Dachflächen, Höhenrücken, Walm-Höhenrücken) von 60,3 % bis 36,1 % zu den niedrigeren Raumeinheiten

kontinuierlich ab. Während die flächenmäßigen Anteile der Verebnungen in Rumpftreppengebieten noch bei 34,1 % liegen, nehmen Verebnungen in den stärker aufgelösten Flächen lediglich 3,2 % (**Tab. 6**) ein.

3.2.2.4 Morphologische Betrachtung

Eine erste morphologische Differenzierung von Verebnungen ist durch die Lage im Relief möglich. Auf dieser Grundlage wurden **Kuppenflächen**, **Riedelflächen** und **Pässe** differenziert. Letztere können als **Passflächen** eingestuft werden, wenn sie besonders großflächig und darüber hinaus orographisch geringfügig gegliedert sind.

Von allen Verebnungsgruppen treten die **Riedelflächen** im Untersuchungsgebiet dominant auf. Dies ist visuell aus der kartographischen Darstellung ableitbar (**Abb. 44**), daneben geht dies auch aus der tabellarischen Auflistung der Verebnungstypen hervor (**Tab. 5**). Hier schlagen Riedelflächen mit 1117 erfassten Flächen im Untersuchungsgebiet (70,4 %) überdimensional zu Buche. Diesen Eindruck erhält man auch, wenn man einzelne **Naturräume (NRE)** betrachtet, z.B. mit der Absicht, differenzierte räumliche Verteilungsmuster zu erkennen. Die einzelnen Naturraumeinheiten lassen anhand ihrer spezifischen Anzahl bzw. Anteile an Riedelflächen jedoch keine signifikanten Unterschiede erkennen (**Tab. 5**). Nur in der mittleren Flächengröße und darüber hinaus der Anordnung der Verebnungen sind markante Unterschiede erkennbar. Während die Flächengrößen im **Vorderen Spessart** und im **Schlüchterner Becken** den heterolithischen Gesteinsuntergrund und letztlich das lebhaft-kleingliedrige Relief dieser Gebiete andeuten, sind im **Sandsteinspessart** eher großflächige, unregelmäßig angeordnete Verebnungen verbreitet (**Abb. 41, Tab. 5**).

Für die **morphologische** Betrachtung von Verebnungen ist es günstiger, sich räumlich auf die **Geomorphologischen Raumeinheiten (GeoRE)** zu beziehen. Für eine Analyse von Verebnungen im Allgemeinen und von Riedelflächen im Speziellen sind solche Raumeinheiten relevant, welche die höchsten Lagen umfassen und damit das Altflächenrelief des Spessarts repräsentieren. In diesen Einheiten bilden Riedelflächen immer noch die wichtigsten Formenelemente, allerdings ist die Dominanz etwas geringer als im Spessartmittel. In den Einheiten der Dachflächen sind Riedel mit 68,6 % vertreten, die Höhenrücken besitzen noch einen Anteil von 54,1 %. Einen vergleichbar niedrigen Anteil an Riedelflächen haben die Walm-Höhenrücken mit 67,9 % (**Tab. 6**).

Riedel umgeben in der Regel saumartig die jeweils höchsten Erhebungen, die als **Kuppenflächen** erfasst wurden und meist zentrale Punkte eines verästelten Höhenrückensystems markieren. Die *Hermannskoppe* (567 m NN, D4) im nördlichen Spessart ist hier als Beispiel zu nennen. Der geringere Anteil von Kuppenflächen gegenüber Riedelflächen, die zusammenfassend die **Dach-**

flächen ausbilden, ist dementsprechend auch plausibel.

Im Bereich der **Höhenrücken** und der **Walm-Höhenrücken** übernehmen zusätzlich die **Pässe** und **Passflächen** die niedrigeren Niveaus, die von den Kuppenflächen abgesetzt sind. Pässe und Passflächen treten mit 46 bzw. 10 Objekten verhältnismäßig häufig auf, da sie im Bereich der langgestreckten Höhenrücken zwischen den jeweils höher gelegenen Bereichen vermitteln. Besonders eindrucksvoll ist dies im Bereich des Höhenrückens um die *Sailhöhe* (**GeoRE SH-IMB-1**) zwischen *Aubach* und *Lohrbachgrund* festzustellen. Der gesamte Höhenrücken ist durch eine perlschnurartige Abfolge von Kuppenflächen und dazwischenliegenden Pässen und Flächenpässen gekennzeichnet.

Wie am Beispiel ausgewählter **Geomorphologischer Raumeinheiten (GeoRE)** demonstriert werden kann, sind die Hochgebiete und gleichsam Altreliefausschnitte als differenzierte Flächen einzuordnen, die sich durch einen Wechsel von Kuppenbereichen und geringfügig abgesetzten Niveaus auszeichnen. Dies belegt, dass das Rückenrelief des Spessarts insgesamt einen getreppten Aufbau besitzt. Die Hochlagen repräsentieren nicht unmittelbar (aber mittelbar) die Reste einer primären Ausgangsrumpffläche. Bereits in den Hochgebieten des Spessarts sind räumlich eingeschränkte Flächenbildungsprozesse dokumentiert, die sich in den abgesetzten Niveaus manifestieren. Durch fluviale Deformation werden sie randlich geringfügig aufgelöst. In den niedrigeren Niveaus der **Rumpftreppengebiete**, fluvialen **Deformationsgebiete** und **Zertalungsgebiete** nimmt die fluviale Zerschneidung von Flächen zu, was sich in der sukzessiv höheren Anzahl und in der kontinuierlichen Abnahme der mittleren Flächengrößen von Riedelflächen niederschlägt (**Tab. 6**). In den niedrigeren Positionen wird zunehmend deutlich, dass es sich bei den kartierten Verebnungen um Relikte ehemals zusammenhängender Flächen handelt. Es drängt sich umsomehr die Frage auf, welche Rolle der geologische Untergrund, z.B. die sedimentären Gesteins-Serien des Buntsandsteins, für den Erhalt dieser Flächen spielt.

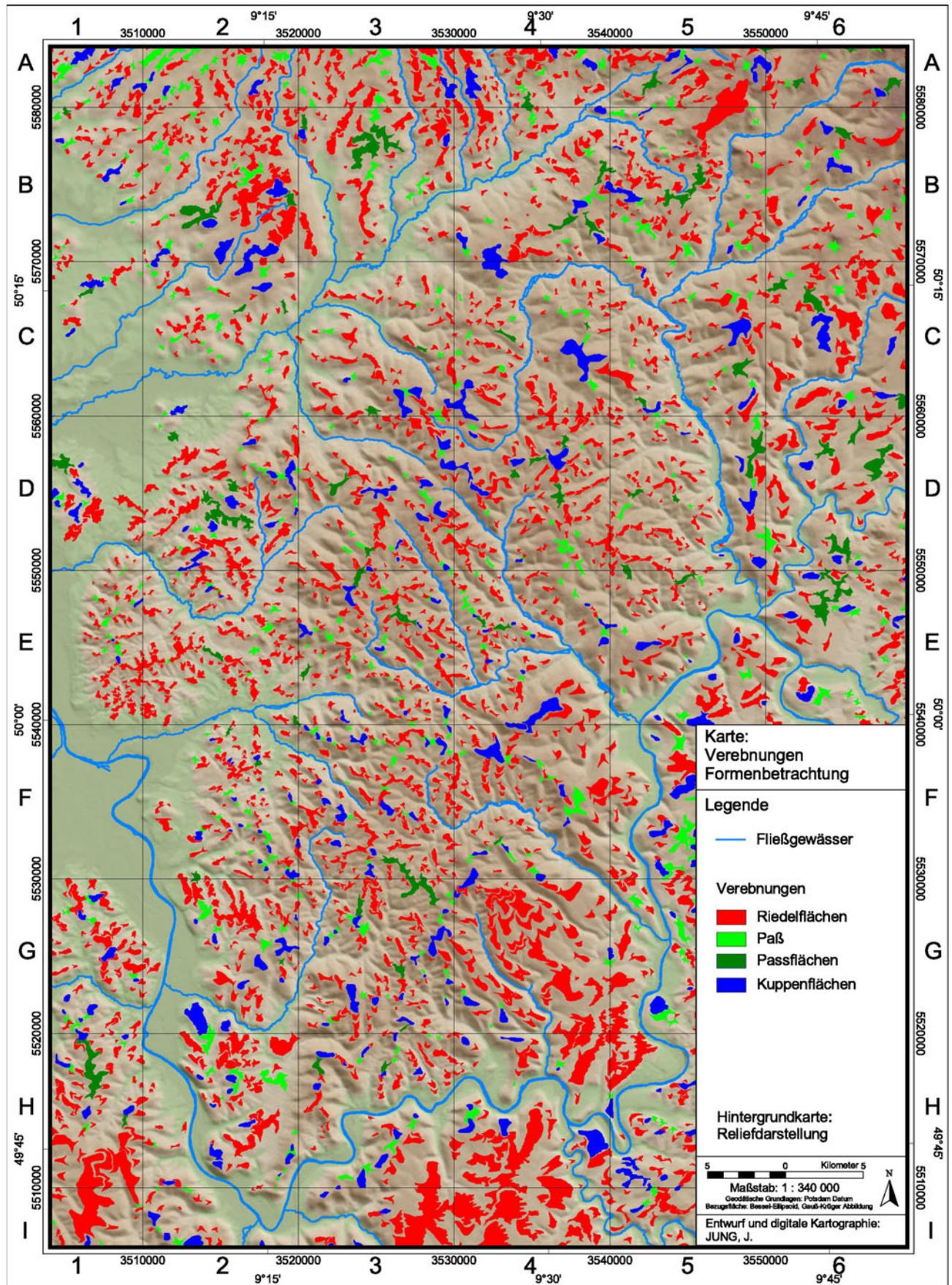


Abb. 44: Karte: Verebnungen im Untersuchungsgebiet – morphographische Betrachtung.
 - Grundlage: TK 25, Landesvermessungsämter Baden-Württemberg, Bayern u. Hessen.

Tab. 5: Morphoanalytik der Verebnungen differenziert nach Naturräumlichen Einheiten (NRE).

	Sandstein-Spessart (NRE 141 + 140)	Schlüchterner Becken (NRE 141,6)	Südwest-Spessart (NRE 141,4)	Vorderer Spessart (NRE 142)	Spessart - gesamt
Naturräumliche Einheiten (NRE)					
Flächengröße der Naturr. Einh. [km ²]	1569,9	101,0	150,7	291,0	2112,5
Flächenanteil der Naturr. Einh. [%]	74,3%	4,8%	7,1%	13,8%	100,0%
Flächengröße der 200-m-Fläche [km ²]	1443,5	95,7	102,2	225,2	1866,5
Flächenanteil der 200-m-Fläche [%]	77,3%	5,1%	5,5%	12,1%	100,0%
Verebnungen - Formen (Anzahl)					
Kuppenflächen [Anzahl]	121	4	14	19	158
Riedelflächen [Anzahl]	994	75	85	247	1401
Pässe [Anzahl]	184	10	10	37	241
Passflächen [Anzahl]	32	4	1	8	45
Verebnungen gesamt [Anzahl]	1331	93	110	311	1845
Verebnungen - Formen (Anteile)					
Kuppenflächen [%]	9,1%	4,3%	12,7%	6,1%	8,6%
Riedelflächen [%]	74,7%	80,6%	77,3%	79,4%	75,9%
Pässe [%]	13,8%	10,8%	9,1%	11,9%	13,1%
Passflächen [%]	2,4%	4,3%	0,9%	2,6%	2,4%
Verebnungen gesamt [%]	100,0%	100,0%	100,0%	100,0%	100,0%
Verebnungen - Flächengrößen					
Größte Flächengröße [km ²]	2,70	0,90	1,87	1,25	2,70
Kleinste Flächengröße [km ²]	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Mittlere Flächengröße [km ²]	0,14	0,15	0,23	0,10	0,14
Reliefbereiche - Flächengrößen					
Flächengröße Verebnungen ges. [km ²]	191,9	13,9	25,0	32,1	262,9
Flächengröße der Talfüllungen [km ²]	100,2	11,8	5,9	23,5	141,3
Flächengröße der Hangbereiche [km ²]	1277,8	75,3	119,8	235,4	1708,3
Reliefbereiche - Flächenanteile					
Flächenanteile Verebnungen ges. [%]	12,2%	13,7%	16,6%	11,0%	12,4%
Flächenanteile der Talfüllungen [%]	6,4%	11,7%	3,9%	8,1%	6,7%
Flächenanteile der Hangbereiche [%]	81,4%	74,6%	79,5%	80,9%	80,9%
Höhenlage der Verebnungen					
höchste Verebnung [m NN]	570	480	350	420	570
niedrigste Verebnung [m NN]	190	210	190	200	190
Mittlere Höhenlage [m NN]	401	360	267	287	372

Tab. 6: Morphoanalytik der Verebnungen differenziert nach Geomorphologischen Raumeinheiten (GeoRE).

	Dachflächen (GeoRE SH-DF, GeoRE SB-DF)	Höhentrücken (GeoRE SH-HR, GeoRE SB-HR)	Rumpftreppengebiete (GeoRE SH-RT, GeoRE SB-RT)	Fluviale Deformationsgebiete (GeoRE SH-DG, GeoRE SB-DG)	Zertalungsgebiete (GeoRE SH-ZT, GeoRE SB-ZT)	Walm-Höhentrücken (GeoRE SS-WH)	Intramontane Becken (GeoRE SH-IB, GeoRE SB-IB)	Tektonische Grabensysteme (GeoRE SH-GOG)	Ausgewählte Geomorphologische Raumeinheiten - gesamt
Geomorphologische Raumeinheiten (GeoRE)									
Flächengröße der GeoRE [km ²]	156,7	42,9	135,3	307,4	670,9	43,8	139,4	68,3	1564,7
Flächenanteil der GeoRE [%]	10,0%	2,7%	8,6%	19,6%	42,9%	2,8%	8,9%	4,4%	100,0%
Flächengröße der 200-m-Fläche [km ²]	156,7	42,9	129,9	235,5	606,8	43,8	134,4	57,3	1407,3
Flächenanteil der 200-m-Fläche [%]	11,1%	3,1%	9,2%	16,7%	43,1%	3,1%	9,6%	4,1%	100,0%
Verebnungen - Formenanalyse									
Kuppenflächen [Anzahl]	39	27	23	5	11	15	9	56	185
Riedelflächen [Anzahl]	153	98	213	190	276	89	88	10	1117
Pässe [Anzahl]	27	46	37	11	38	24	12	40	235
Passflächen [Anzahl]	4	10	16	4	4	3	2	6	49
Verebnungen gesamt [Anzahl]	223	181	289	210	329	131	111	112	1586
Verebnungen - Formen (Anteile)									
Kuppenflächen [%]	17,5%	14,9%	8,0%	2,4%	3,3%	11,5%	8,1%	50,0%	11,7%
Riedelflächen [%]	68,6%	54,1%	73,7%	90,5%	83,9%	67,9%	79,3%	8,9%	70,4%
Pässe [%]	12,1%	25,4%	12,8%	5,2%	11,6%	18,3%	10,8%	35,7%	14,8%
Passflächen [%]	1,8%	5,5%	5,5%	1,9%	1,2%	2,3%	1,8%	5,4%	3,1%
Verebnungen gesamt [%]	100,0%	100,0%	100,0%	100,0%	100,0%	100,0%	100,0%	100,0%	100,0%
Verebnungen - Flächengrößen									
Größte Flächengröße [km ²]	2,28	0,93	1,92	0,57	0,47	0,76	0,49	1,60	2,28
Kleinste Flächengröße [km ²]	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Mittlere Flächengröße [km ²]	0,25	0,14	0,14	0,09	0,07	0,13	0,08	0,29	0,14
Reliefbereiche - Flächengrößen									
Flächengröße Verebnungen ges. [km ²]	56,54	25,90	46,19	20,17	21,49	17,28	8,62	16,42	212,6
Flächengröße der Talfüllungen [km ²]	22,38	0,00	2,06	282,00	66,07	0,00	15,07	4,27	391,9
Flächengröße der Hangbereiche [km ²]	77,78	17,04	87,02	5,18	583,31	26,56	115,72	47,58	960,2
Reliefbereiche - Flächenanteile									
Flächenanteile Verebnungen ges. [%]	36,1%	60,3%	34,1%	6,6%	3,2%	39,4%	6,2%	24,1%	13,6%
Flächenanteile der Talfüllungen [%]	14,3%	0,0%	1,5%	91,8%	9,8%	0,0%	10,8%	6,3%	25,0%
Flächenanteile der Hangbereiche [%]	49,6%	39,7%	64,3%	1,7%	86,9%	60,6%	83,0%	69,7%	61,4%
Höhenlage der Verebnungen									
höchste Verebnung [m NN]	540	570	500	500	500	515	460	340	570
niedrigste Verebnung [m NN]	250	300	200	200	200	340	200	190	190
Mittlere Höhenlage [m NN]	431	452	373	300	346	429	360	268	378

3.2.2.5 Kappung von geologischen Strukturen

Die Verebnungen mit ihrem orographischen Verteilungsmuster und ihren charakteristischen Formen eignen sich für die Reliefanalyse vorwiegend unter deskriptiven Gesichtspunkten (Kap. 3.2.2.3 f). Daneben können auch morphogenetische Fragestellungen behandelt werden, so z.B. der morphogenetische Zusammenhang von geologischer Struktur und Oberflächenform.

In der folgenden Betrachtung soll ein Abgleich von Geologie und Flachformen, repräsentativ für die Oberflächenformen durchgeführt werden. Ziel ist es, eine Strukturanpassung zu widerlegen, die vordergründig durch den flachlagernden sedimentären Gesteinsuntergrund nahegelegt wird. Dies kann über ein Ausschlussverfahren geschehen, indem Verebnungen als Kappungsflächen ausgewiesen werden. Das methodische Hilfsmittel für diese Reliefanalyse war das **Geographische Informationssystem (GIS)**.

GIS-gestützt wurde eine thematische Analyse durchgeführt, die einen Abgleich von topographischer Position jeder Verebnung mit dem jeweiligen geologischen Untergrund ermöglicht. Durch diese Analyse werden solche Verebnungen ermittelt, die entweder geologische Grenzen schneiden, etwa Schichtgrenzen des Buntsandsteins (su, sm, so), oder tektonische Linien kreuzen. In einer dritten Kategorie werden Verebnungen ermittelt, die unabhängig von geologischen Grenzen wie auch von Verwerfungen sind (**Abb. 45**). Solche Verebnungen werden GIS-gestützt ermittelt und mit entsprechenden Attributen in der GIS-internen Datenbank abgelegt. Durch die Abfrage der Attribute können die entsprechenden Verebnungen in der kartographischen Umsetzung hervorgehoben werden (**Abb. 46**). Die ermittelten Verebnungen werden als Kappungsflächen eingeordnet, was den unmittelbaren Schichtzusammenhang für diese Flachformen ausschließt.

Insgesamt liegen im **Sandsteinspessart (NRE 141+140)** mit 26,0 % etwa ein Viertel der Verebnungen im Überschneidungsbereich, im **südwestlichen Sandsteinspessart (NRE 141,4)** 42,7 % und im **Schlüchterner Becken (NRE 141,6)** sogar 59,1 % (**Tab. 7**). Die Angaben für den **Vorderen Spessart (NRE 142)** sind nicht aussagekräftig, denn im Verbreitungsgebiet kristalliner Gesteinsserien sind keine geogenen, söhliglen Strukturen vorhanden, die eine Schichtadaption bedingen könnten. Daher kann in diesem Gebiet von einer vollständigen, also 100 %igen Unabhängigkeit der Verebnungen vom geologisch-tektonischen Inventar ausgegangen werden. Für den **Spessart** gesamt wurden unter Berücksichtigung der einzelnen Teilgebiete 29,1 % als **Kappungsflächen** identifiziert.

Bezieht man sich bei Betrachtung von Kappungsflächen nicht auf die Anzahl, sondern auf die Flächensummen aller Kappungsflächen, kommt man zu Werten, die noch deutlicher die Kappungstendenz von Verebnungen belegen. Lässt man den Vorderen Spessart unberücksichtigt, liegen alle Werte höher als 49 %, im Schlüchterner Becken sogar bei 83,4 %. Dies belegt, dass in allen Raumeinheiten insbesondere die großflächigen Verebnungen Kappungsflächen sind.

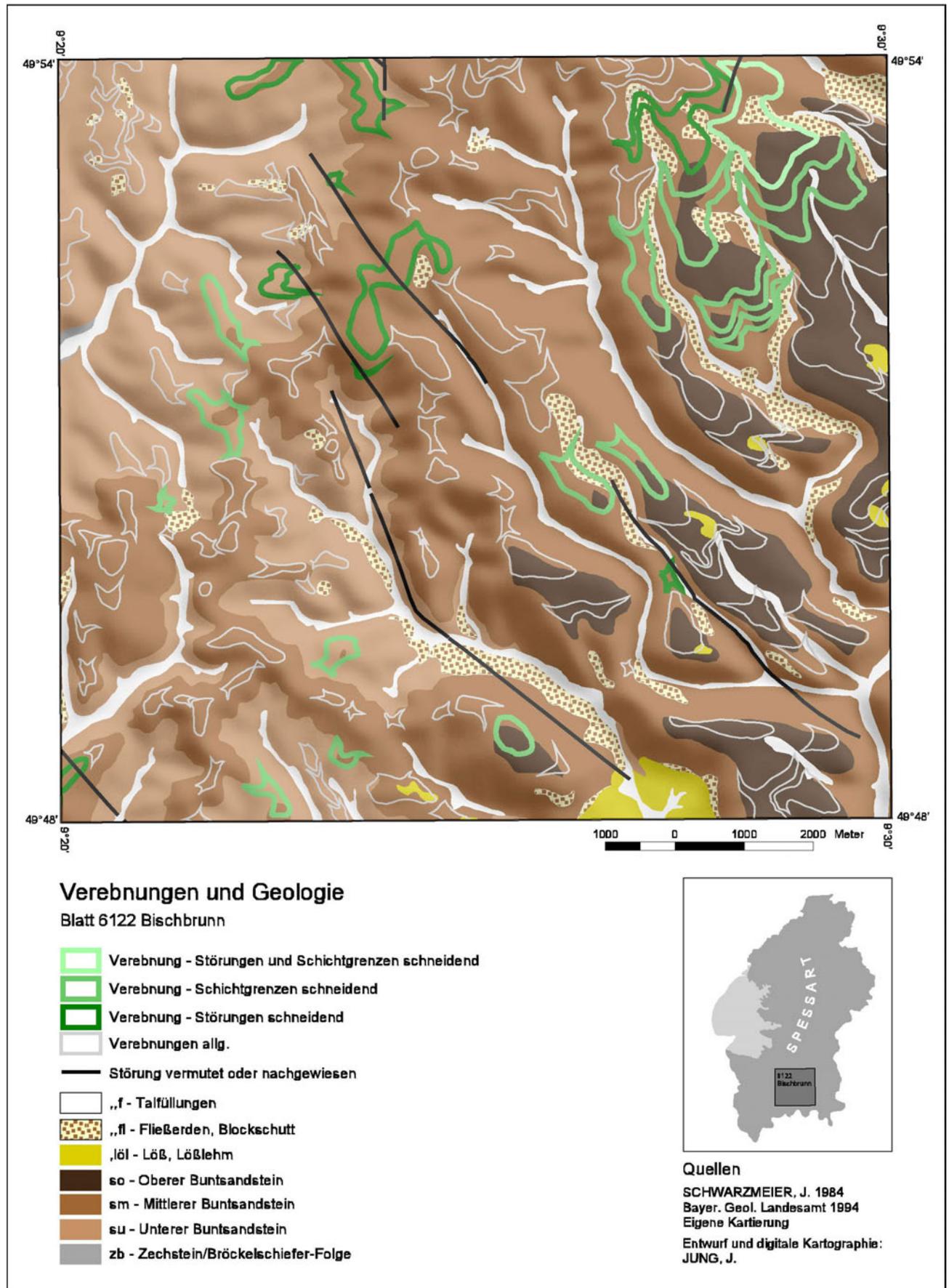


Abb. 45: Karte: Verebnungen und Geologie – Blatt 6122 Bischbrunn.

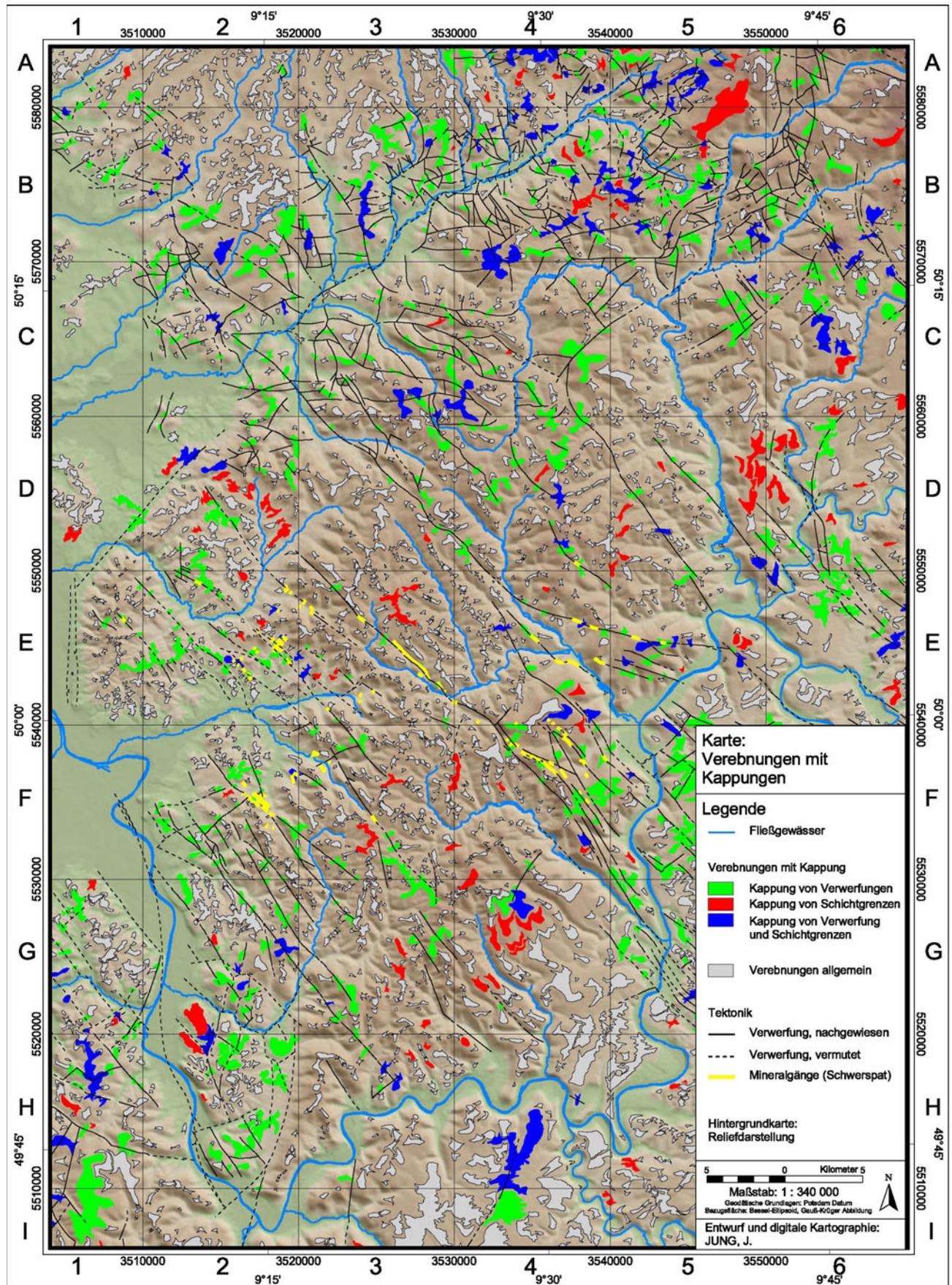


Abb. 46: Karte: Verebnungen im Untersuchungsgebiet – morphographische Betrachtung.
 - Grundlage: TK 25, Landesvermessungsämter Baden-Württemberg, Bayern u. Hessen.

Tab. 7: Verebnungen mit Überschneidung geologisch-tektonischer Strukturen differenziert nach Naturräumlichen Einheiten (NRE).

	Sandstein-Spessart (NRE 141 + 140)	Schlichterner Becken (NRE 141,6)	Südwest-Spessart (NRE 141,4)	Vorderer Spessart (NRE 142)	Spessart - gesamt
Nat.-räuml. Einheiten					
Flächengröße der Bezugsfläche [km ²]	1569,9	101,0	150,7	291,0	2112,5
Flächenanteil der Bezugsfläche [%]	74,3%	4,8%	7,1%	13,8%	100,0%
Verebnungen					
Absolute Häufigkeit	1331	93	110	311	1845
Relative Häufigkeit [%]	72,1%	5,0%	6,0%	16,9%	100,0%
Mittlere Flächengröße [km ²]	0,14	0,15	0,23	0,10	0,14
Flächengröße insgesamt [km ²]	191,9	13,9	25,0	32,1	262,9
Verebnungen mit Überschneidung geologisch-tektonischer Strukturen					
Absolute Häufigkeit	346	55	47	88	536
Relative Häufigkeit [%]	64,6%	10,3%	8,8%	16,4%	100,0%
Mittlere Flächengröße [km ²]	0,27	0,21	0,32	0,15	0,25
Flächengröße insgesamt [km ²]	93,9	11,6	15,2	13,1	133,8
Korrelation					
Anteil Verebnungen mit Kappung bezogen auf Anzahl ges. [%]	26,0%	59,1%	42,7%	28,3% (100,0%)	29,1%
Anteil Verebnungen mit Kappung bezogen auf Flächengröße ges. [%]	49,0%	83,4%	60,6%	40,7% (100,0%)	50,9%

Der Anteil der Kappungsflächen fällt in einzelnen **Geomorphologischen Raumeinheiten (GeoRE)** noch deutlicher aus. Mit 39,9 % Struktur-kappender Verebnungen treten die **Dachflächen (GeoRE SH-DF, GeoRE SB-DF)** hervor (**Tab. 8**). Auch die Flächensummen, die einen Anteil von 59,4 % an den Flächen aller Verebnungen in dieser Raumeinheit besitzen, liegen über dem Durchschnitt des Sandsteinspessarts. Dies ist insofern nachvollziehbar, da in den höchsten Stockwerken auch die ältesten Reliefausschnitte konserviert sind, die entsprechend dem paläoklimatischen Umfeld, vermutlich des älteren Tertiärs (Kap. 4.1), durch vornehmlich undifferenzierte Verwitterungsdynamik geprägt sind.

Höhenrücken (GeoRE SH-HR, GeoRE SB-HR) müssten vergleichbar den Dachflächen von einem hohen Anteil an Kappungsflächen geprägt sein. Die relativ geringe Anzahl von 21,0 % wird durch die Flächensummen relativiert. Hier werden immerhin 35,9 % der Fläche aller Verebnungen den Kappungsflächen zugeordnet. Die **Rumpftreppengebiete (GeoRE SH-RT, GeoRE SB-RT)** zeigen in der Anzahl und in den Flächensummen hohe Kappungstendenzen an, während die Kappungsflächen aller Raumeinheiten in niedrigeren Niveaus tendenziell abnehmen.

Tab. 8: Verebnungen mit Überschneidung geologisch-tektonischer Strukturen differenziert nach Geomorphologischen Raumeinheiten.

	Dachflächen (GeoRE SH-DF, GeoRE SB-DF)	Höhenrücken (GeoRE SH-HR, GeoRE SB-HR)	Rumpftreppengebiete (GeoRE SH-RT, GeoRE SB-RT)	Fluviale Deformationsgebiete (GeoRE SH-DG, GeoRE SB-DG)	Zertalungsgebiete (GeoRE SH-ZT, GeoRE SB-ZT)	Walm-Höhenrücken (GeoRE SS-WH)	Intramontane Becken (GeoRE SH-IMB, GeoRE SB-IMB)	Tektonische Grabensysteme (GeoRE SH-GOG)	Ausgewählte Geomorphologische Raumeinheiten - gesamt
Nat.-räuml. Einheiten									
Flächengröße der Bezugsfläche [km ²]	156,7	42,9	135,3	307,4	670,9	43,8	139,4	68,3	1564,7
Flächenanteil der Bezugsfläche [%]	10,0%	2,7%	8,6%	19,6%	42,9%	2,8%	8,9%	4,4%	100,0%
Verebnungen									
Absolute Häufigkeit	223	181	289	210	329	131	111	56	1530,0
Relative Häufigkeit [%]	14,6%	11,8%	18,9%	13,7%	21,5%	8,6%	7,3%	3,7%	100,0%
Mittlere Flächengröße [km ²]	0,25	0,14	0,16	0,09	0,07	0,13	0,08	0,29	0,14
Flächengröße insgesamt [km ²]	56,5	25,9	46,2	20,2	21,5	17,3	8,6	16,4	212,6
Verebnungen mit Überschneidung geologisch-tektonischer Strukturen									
Absolute Häufigkeit	89	38	81	47	75	16	17	25	388,0
Relative Häufigkeit [%]	22,9%	9,8%	20,9%	12,1%	19,3%	4,1%	4,4%	6,4%	100,0%
Mittlere Flächengröße [km ²]	0,38	0,24	0,27	0,13	0,08	0,22	0,10	0,48	0,23
Flächengröße insgesamt [km ²]	33,6	9,3	21,7	6,2	6,0	3,5	1,7	12,1	94,1
Korrelation									
Anteil Verebnungen mit Kappung bezogen auf Anzahl ges. [%]	39,9%	21,0%	28,0%	22,4%	22,8%	12,2%	15,3%	44,6%	25,4%
Anteil Verebnungen mit Kappung bezogen auf Flächengröße ges. [%]	59,4%	35,9%	46,9%	30,5%	27,7%	20,4%	20,2%	73,6%	44,2%

Im Kartenbild (**Abb. 46**) sind Verebnungen, die geologisch-tektonische Strukturen kappen, z.T. räumlich stark konzentriert. Dies hängt in besonderer Weise mit den Nachweismöglichkeiten zusammen, die in Gebieten mit besonderer Bruch- und Verwerfungs-tektonischer Beanspruchung und damit hoher Dichte an Verwerfungslinien entsprechend gut ist. Der **Großwallstadt-Obernburger Graben (GeoRE SH-TG-1)/Südwestliche Sandsteinspessart (NRE 141,4)** hat diese Voraussetzungen. Dieses Gebiet ist zudem mit großflächigen Verebnungen ausgestattet, so dass die Wahrscheinlichkeit einer Kappung dieser Strukturen besonders hoch ist.

Darüber hinaus bieten Teilräume mit häufigem Gesteinswechsel potenzielle Möglichkeiten der Kappung von Schichtgrenzen. Entsprechend zahlreich treten Kappungsflächen z.B. im Umfeld der Schichtgrenze des Unteren und des Mittleren Buntsandsteins (su, sm) auf. Die hier angewendete Differenzierung in die Einheiten des Zechsteins und des Buntsandsteins (z, zB, su, sm und so) liefert nur ein grobes Raster an möglichen Schichtgrenzen. Im Umkehrschluss kann festgehalten werden, dass im Untersuchungsgebiet wesentlich mehr Kappungsflächen ermittelt werden könnten, wenn die GIS-analytische Betrachtung eine differenzierte stratigraphische

Gliederung des Deckgebirges berücksichtigt hätte. Aus Gründen der ungünstigen Datengrundlage, z.B. aufgrund der unvollständigen geologischen Kartierung des Spessarts (Kap. 2.1, **Abb. 2**), war dies nicht möglich.

Obwohl die Ergebnisse dieser morphoanalytischen Betrachtung unvollständig bleiben, sind sie dennoch aussagekräftig. Für einen großen Teil der erfassten Verebnungen konnte nachgewiesen werden, dass sie geogene Strukturen in Form von Schichtgrenzen oder Verwerfungslinien schneiden. Sie sind entsprechend nicht als primäre Schichtflächen anzusprechen und gehen daher nicht auf die unmittelbare Anpassung an Strukturelemente des Gesteinsuntergrundes zurück. Vielmehr belegt gerade die morphologisch unmerkliche Kappung von Verwerfungen, dass der Flächenbildung ein komplexes, klimatisch-strukturelles Wirkungsgefüge zu Grunde liegt. Die rezent in den Verebnungen fassbaren Flachformen gehen zunächst auf eine undifferenzierte Aufarbeitung des Gesteinsuntergrundes zurück, die sich traditional im festen Gesteinsuntergrund zumindest geringfügig fortsetzte.

3.2.2.6 Verebnungen und mögliche Schichtadaption

Die noch unvollständige morphogenetische Betrachtung von Verebnungen soll zum Anlass genommen werden, einen alternativen methodischen Ansatz vorzustellen. Auch hier soll am Beispiel der erfassten Verebnungen der morphogenetische Zusammenhang von Oberflächenform und geologischer Struktur beleuchtet werden.

In dieser **GIS-gestützten Analyse** steht nicht die Ermittlung von Strukturkappungen im Vordergrund, vielmehr soll der unmittelbare Nachweis einer möglichen Schichtadaption erbracht werden. Dies kann über eine Korrelation von räumlicher Position jeder Verebnung und der Buntsandsteinstratigraphie geschehen. Mechanisch harte Gesteine des Buntsandsteins (Kap. 3.1.3.3.4, **Abb. 37**, **Abb. 38**; **Tab. 9**) bilden aufgrund ihrer mechanischen Festigkeit rein hypothetisch die Grundlage für eine Verflachung im Gelände. Von dieser (zu widerlegenden) Annahme geht zunächst die folgende Korrelation von Verebnungen und Schichtlagerung aus. Ziel dieser Analyse ist es demzufolge, für einzelne Verebnungen eine mögliche Schichtadaption nachzuweisen und im Umkehrschluss für alle anderen Verebnungen eine Schichtanpassung sicher auszuschließen.

Grundlage für diese Betrachtung bilden die kartierten Verebnungen sowie die digital erfasste **Schichtlagerung** anhand der Streichlinienkarte. Für den gesamten Sandsteinspessart liegt nur ein lückenhafte und revisionbedürftige Darstellung der Schichtlagerung vor (MATTHESS & MURAWSKI 1978, Kap. 2.1.3.2). Es wird daher exemplarisch ein Teilraum des Spessarts betrachtet, für den eine aktuelle geologische Aufnahme mit einer detaillierten Schichtlagerungskarte veröffentlicht wurde. Repräsentativ für das Untersuchungsgebiet wurde das Blatt Nr. 6122 Bischbrunn

im südlichen Spessart ausgewählt, das von SCHWARZMEIER (1984) bearbeitet wurde. Die Streichlinienkarte dieses Gebietes zeigt eine räumlich differenzierte Schichtlagerung, die auf die Schichtgrenze su-sm (Unterer – Mittlerer Buntsandstein) und sm-so (Mittlerer – Oberer Buntsandstein) bezogen wurde. Diese Schichtgrenze soll im Folgenden als **Bezugsfläche** verstanden werden, da sich verschiedene Höhenberechnungen auf diese Fläche berufen.

Ausgehend von dieser Bezugsfläche sollen GIS-gestützt die **relativen Höhen von Verebnungen** ermittelt werden, indem lotrecht von einem oder mehreren repräsentativen Bezugspunkten jeder Verebnung auf die Bezugsfläche su-sm und sm-so projiziert wird (**Abb. 47**). Bezugspunkte können durch den geographischen Mittelpunkt jeder Verebnung oder durch die Außenlinie repräsentiert werden. Die Außenlinie ist wiederum durch zahlreiche Stützpunkte als Vektorinformation definiert, die jeweils für die punktbezogene Höhenberechnung herangezogen werden können. Beide Punktinformationen können differenziert ausgewertet und kartographisch umgesetzt werden (**Abb. 48**). Die Ergebnisse der Höhenberechnung werden in der Attributtabelle als Zahlenwert hinterlegt.

In einem weiteren Schritt können ausgehend von der Bezugsfläche die räumlich variierenden Positionen **mechanisch fester Gesteinslagen** ermittelt werden. Dafür müssen die Mächtigkeiten derjenigen Schichten zusammengefasst werden, welche die relevanten Gesteinsschichten unterlagern. Auf diese Weise kann der orographische Korridor für eine mechanisch harte Gesteinschicht ermittelt werden, die möglicherweise eine Schichtanpassung veranlasst hat.

Neben mittleren Mächtigkeiten, die für die einzelnen Sandsteinlagen und zusammengefasst für die Einheiten des Buntsandsteins vorliegen (GEYER 2001), werden hier alternative Schichtmächtigkeiten berechnet (**Tab. 9**). Diese ergeben sich aus den Mächtigkeitspektren, die im Rahmen der geologischen Landesaufnahme ermittelt und in Erläuterungen und Kartenlegenden festgehalten sind. Die Angaben zu Schichtmächtigkeiten werden hier nach verschiedenen Bearbeitern angegeben. Sie beziehen sich auf geologische Kartierungen im Sandsteingebiet des Spessarts (OKRUSCH & WEINELT 1965, SCHWARZMEIER 1979, 1984).

Die beobachteten minimalen und maximalen Schichtmächtigkeiten werden ausgehend von der Bezugsfläche getrennt summiert und daraus potenzielle Höhenbereiche ermittelt, in denen die mechanisch festen Sandsteinlagen liegen müssen. Bei zunehmender stratigraphischer Höhe über dem Ausgangsniveau werden die Höhenbereiche im Betrag größer und überschneiden sich teilweise. Um die möglichen Höhenlagen der betreffenden Sandsteinlagen einzugrenzen, kann man sich auf verschiedene Ausgangsniveaus beziehen.

Tab. 9: Relative Höhen mechanisch harter Gesteinspartien des Buntsandsteins im Untersuchungsgebiet zu den Schichtgrenzen su-sm und sm-so als Bezugsniveaus von Schichtlagerungsdarstellungen. - Quellen: 1= SCHWARZMEIER (1979), 2= SCHWARZMEIER (1984), 3= OKRUSCH & WEINELT (1965).

Einheiten	Mächtigkeit		Quelle	Relative Höhe (Dachfläche) zur Bezugsfläche su-sm			Relative Höhe (Dachfläche) zur Bezugsfläche sm-so		
	Min [m]	Max [m]		Min [m]	Max [m]	Diff. [m]	Min [m]	Max [m]	Diff. [m]
so so4T	30	34	1	243,6	307,0	63,4	81,1	97,5	16,4
so4Q	7	9	2	213,6	273,0	59,4	51,1	63,5	12,4
so3T	17	21	2	206,6	264,0	57,4	44,1	54,5	10,4
so3Q	0,1	0,5	2	189,6	243,0	53,4	27,1	33,5	6,4
so2	26	30	2	189,5	242,5	53,0	27,0	33,0	6,0
so1	1	3	2	-	-	-	-	-	-
Summe	81,1	97,5					0	0	0
Mittlere Mächtigkeit (arithm.)		89,3							
Mittlere Mächtigkeit	87	93	2						
sm smST	0,5	0,5	2	-	-	-	-	-	-
smSS	3	7	2	162,0	209,0	47,0	-0,5	-0,5	0,0
smHF	17	23	2	159,0	202,0	43,0	-3,5	-7,5	4,0
smHW	22	28	2	-	-	-	-	-	-
smHS	15	20	2	120,0	151,0	31,0	-42,5	-58,5	16,0
smDW	13	18	2	-	-	-	-	-	-
smDS	20	25	2	92,0	113,0	21,0	-70,5	-96,5	26,0
smVW	50	60	2	-	-	-	-	-	-
smVG	22	28	2	22,0	28,0	6,0	-140,5	-181,5	41,0
Summe	162,5	209,5		0	0	0			
Mittlere Mächtigkeit (arithm.)		186							
Mittlere Mächtigkeit	175	190	2						
su suSM	32	38	2	-	-	-	-	-	-
suSB	15	20	2	-32,0	-38,0	6,0	-194,5	-247,5	53,0
suGD	80	85	2	-	-	-	-	-	-
suGE	25	30	2	-127,0	-143,0	16,0	-289,5	-352,5	63,0
suGH	35	40	2	-	-	-	-	-	-
Summe	187	213							
Mittlere Mächtigkeit (arithm.)		200							
Mittlere Mächtigkeit	195	200	2						
z zBO	20	35	3	-187,0	-213,0	26,0			
zBU	10	20	3	-207,0	-248,0	41,0			
z1-z4			3	-217,0	-268,0	51,0			
Summe	30	55							
Mittlere Mächtigkeit (arithm.)		42,5							
Mittlere Mächtigkeit		40 - 60	3						

= hohe mechanische Gesteins Härte
 = hohe chemische Gesteins Härte

Besonders deutlich wird dieser Sachverhalt, wenn man den Oberen Buntsandstein für die verschiedenen Ausgangsniveaus su-sm und sm-so betrachtet. Die Höhenlage des Rötquarzits (so4Q) beispielsweise liegt ausgehend von der Schichtgrenze su-sm in einem orographischen Korridor von 59,4 m, etwa 213,6 bis 273 m über der su-sm-Fläche. Bezieht man sich auf das Niveau der Schichtgrenze sm-so beträgt der Höhenbereich des Rötquarzits lediglich 12,4 m, nämlich 51,1 bis 63,5 m über der Bezugsfläche (**Tab. 9**).

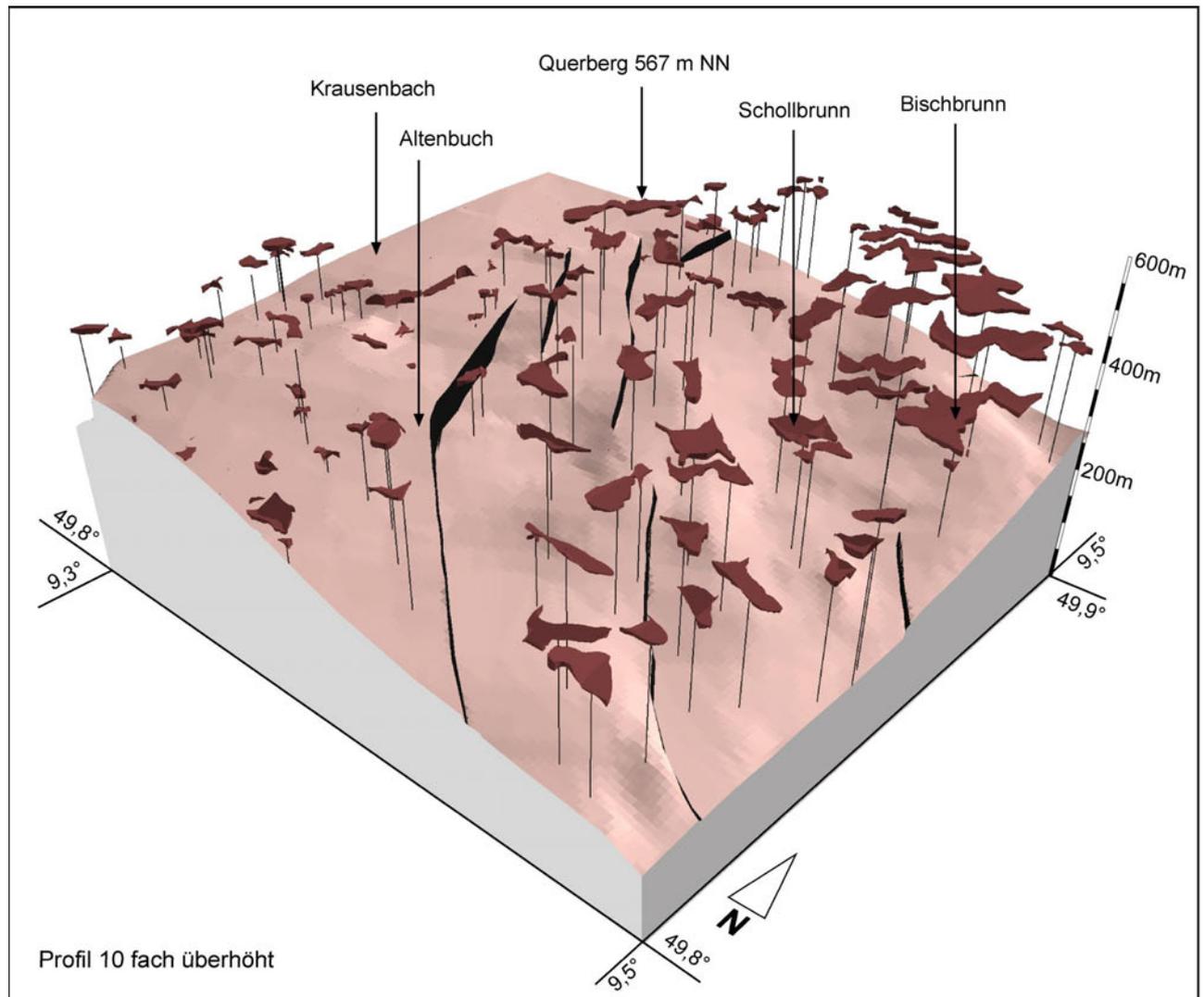


Abb. 47: Schichtlagerung des Buntsandsteins auf Blatt 6122 Bischbrunn dargestellt durch die Schichtgrenze su-sm als 3d-Ansicht und räumlicher Bezug von Verebnungen. - Grundlage: SCHWARZMEIER 1984 [Verebnungen im nordwestlichen Kartenabschnitt werden nicht dargestellt, da sie unterhalb der Schichtgrenze liegen].

Die Ergebnisse der Höhenabfrage für die Verebnungen wie auch für die mechanisch festen Sandsteinlagen können in einem weiteren Arbeitsschritt korreliert werden. Ergibt diese Korrelation, dass eine Verebnung im gleichen Höhenbereich wie eine harte Gesteinsschicht liegt, so wird hypothetisch der morphogenetische Zusammenhang unterstellt. Im Bereich dieser Verebnung muss deshalb nicht zwangsweise eine Schichtadaption vorliegen, sie ist aber möglich und wird hier zunächst angenommen.

Diese Vorgehensweise führt dazu, dass alle möglichen Höhenlagen mechanisch harter Gesteinsbänke konsequent erfasst werden. Für alle übrigen Höhenlagen kann aufgrund dessen sicher behauptet werden, dass keine der hier betrachteten harten Sandsteinlagen verbreitet sind. Daher können in diesen Gebieten Schichtanpassungen eindeutig ausgeschlossen und die verbreiteten Verebnungen als strukturunabhängige Flachformen eingeordnet werden.

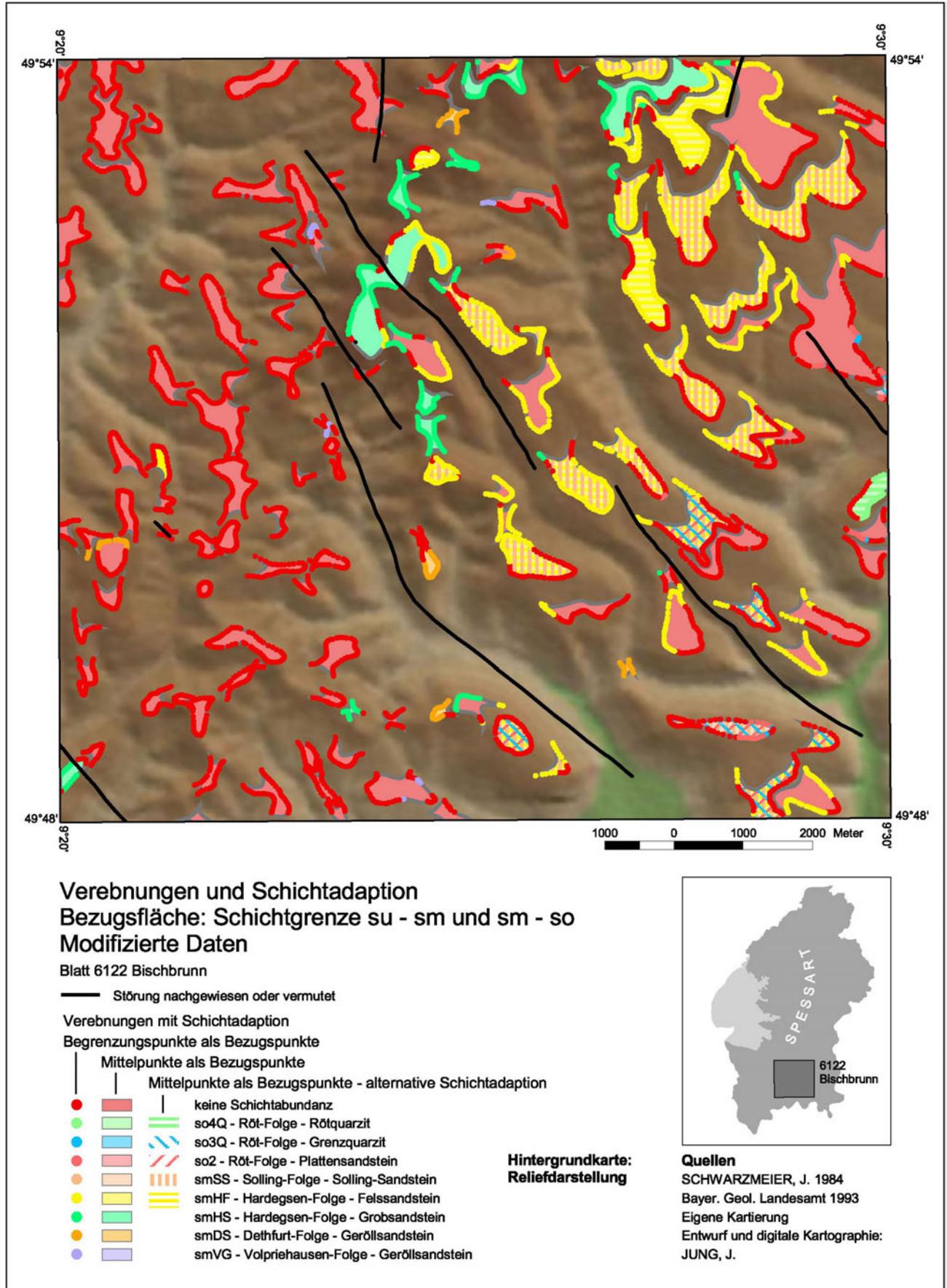


Abb. 48: Karte: Verebnungen und Schichtadaption – Bezugsfläche: Schichtgrenze su-sm und sm-so – mo modifizierte Daten (Blatt 6122 Bischbrunn).

Die Auswahl der Bezugsflächen und der Bezugspunkte der Punkt-Flächen-Korrelation haben wesentlichen Einfluss auf die Ergebnisse der GIS-gestützten Analyse. Es gibt verschiedene Möglichkeiten, wie man die Bezugsfläche auf Basis der kartierten Schichtgrenzen su-sm und sm-so (SCHWARZMEIER 1984) in die GIS-Analyse einsetzt. Je nach Bezugsfläche können verschiedene Höhenlagen der relevanten Gesteinsschichten ermittelt und daher unterschiedliche Schichtanpassungen berechnet werden (**Tab. 10**).

Benutzt man für die GIS-Analyse allein die **Bezugsfläche su-sm**, also ein berechnetes einheitliches Niveau an der stratigraphischen Grenze Unterer und Mittlerer Buntsandstein, erhält man zunächst ungewöhnliche Ergebnisse. Die hohen Anteile der Schichtanpassung an einzelne Schichten mit insgesamt 92,5 % oder 118,3 % (**Tab. 10**) ergeben sich aus den großen Schwankungsbreiten der Höhenlagen mechanisch harter Gesteinsschichten. Durch die Überlappung der Höhenbereiche dieser Schichten sind mehrfache positive Abfrageergebnisse der Regelfall, insbesondere für die Schichten im Übergangsbereich sm-so. Die Ergebnisse belegen letztlich, dass diese Bezugsfläche größtenteils auf interpolierten und gemittelten Werten beruht.

Bei Differenzierung der Bezugsflächen nach der **Schichtgrenze su-sm und sm-so**, wie es die Kartierung SCHWARZMEIER's (1984) vorgibt, kommt man zu anderen Ergebnissen. Nur ein kleiner Teil der Verebnungen ist nach dieser Analyse möglicherweise als Schichtfläche einzuordnen. Allein für die Erhebungen im Höhenkomplex des *Querberges* besteht nach wie vor die Möglichkeit der Schichtanpassung an den Grobsandstein (smHS). Für den Großteil der Verebnungen, nämlich 86,5 % bis 88,1 % (**Tab. 10**), muss gefolgert werden, dass kein morphogenetischer Zusammenhang zur Schichtlagerung besteht. Alle Verebnungen, die zuvor eine mögliche Anpassung an die Schichten des smHF oder höherer Schichten des **sm** oder **so** zeigten, besitzen bei der differenzierten Bezugsfläche offensichtlich keine eindeutige Schichtanpassung.

Um fehlerhafte Höhenbestimmungen weiter zu minimieren, kann man die Bezugsfläche über die su-sm- und sm-so-Gliederung hinaus modifizieren. Wenn man in solchen Bereichen, deren Streichlinien der sm-so-Grenze weitestgehend interpoliert wurden, wieder die sm-su-Grenze bevorzugt, können Fehler minimiert werden. Die Bezugsfläche bleibt im wesentlichen differenziert in die su-sm- und sm-so-Schichtgrenze, zusätzlich findet in einigen Bereichen eine Neuorientierung statt. Auf Basis dieser Bezugsfläche wurden **modifizierte Daten** entwickelt (**Abb. 48**, **Tab. 10**).

Für den gesamten westlichen Teil des Kartengebietes konnte keine Strukturanpassung der Verebnungen nachgewiesen werden (**Abb. 48**). Die Fläche am *Hohen Berg* (451,5 m NN) bildet die Ausnahme und zeigt mögliche Anpassungen an die Gesteine des smHF bis so3Q. Nordöstlich des *Faulbachs*, dessen Talzug von einer Störung vorgezeichnet wird, treten häufiger mechanisch

harte Gesteine im Bereich der Verebnungen zu Tage. Diesen Eindruck gewinnt man insbesondere, wenn man die Flächensignaturen heranzieht, die sich auf den geographischen Mittelpunkt jeder Verebnung als Bezugspunkt berufen. Der *Querberg* (567 m NN), wie der gesamte Höhenzug, der im 500 m NN-Niveau zum *Geiersberg*-Komplex²⁰ hinüber zieht, könnte an den Grobsandstein der Hardeggen-Folge (smHF) angepasst sein. Alle weiteren Verebnungen, die in die südöstlich angrenzende Abdachungsfläche (**GeoRE SH-AD-1**, **GeoRE SH-AD-2**, **GeoRE SH-AD-4**) eingeschaltet sind, zeigen verschiedene Anpassungstendenzen, meist an die Sandsteine des smHF oder des smSS. Erst im südöstlichen Kartenausschnitt, z.B. in der Umgebung von Schollbrunn, wurde eine mögliche Anpassung an den Plattensandstein (so2) oder den Grenzquarzit (so3Q) ermittelt. Eine Verebnung am westlichen Kartenrand wird möglicherweise vom Rötquarzit (so4Q) unmittelbar unterlagert.

Die tabellarischen Daten (**Tab. 10**) unterstützen die visuelle Karteninterpretation. Der Grobsandstein der Hardeggen-Folge (smHF) wie auch der Solling-Sandstein (smSS) treten mit Werten von 15,7 und 17,2 % an möglichen Schichtanpassungen besonders hervor. Insgesamt werden 56,7 % mögliche Schichtanpassungen ermittelt, allerdings kommt es auch bei dieser differenzierten Bezugsfläche zu zahlreichen Überlagerungen der Höhenkorridore einiger Gesteinsschichten. Die ermittelte Schichtadaption liegt lediglich bei 29,9 %, dagegen wurden strukturunabhängige Verebnungen mit 70,1 % angegeben.

Die Begrenzungslinien, deren Stützpunkte gesondert ausgewertet wurden, zeigen ein differenziertes Bild möglicher Schichtanpassung (**Abb. 48**). Die Verebnungen, für die auf Basis des Geographischen Mittelpunktes eine Schichtadaption nicht erkannt wurde, zeigen nahezu ausnahmslos das gleiche Ergebnis. Alle anderen Verebnungen werden teilweise von verschiedenen Gesteinsschichten unterlagert, wie es durch die Stützpunkte der Außenlinie angezeigt wird. Besonders deutlich wird dies an der Verebnung des *Querberges*. Diese Verebnung wurde bereits als Kappungsfläche eingeordnet, weil eine Störung ohne morphologische Wirksamkeit diese Verebnung kreuzt (Kap. 3.2.2.5).

Die Punkte der Außenlinie belegen diesen Befund und zeigen südlich der Störung eine weitestgehende Anpassung an den Grobsandstein (smHF) und nördlich an den Solling-Sandstein (smSS). Auch die Verebnungen der Abdachungsfläche zeigen sehr häufig eine differenzierte Außenlinie, welche die Ausstriche verschiedener Gesteinseinheiten innerhalb der Verebnungen andeutet. In einem solchen Fall wäre die Verebnung konsequenter Weise ebenfalls als Kappungsfläche einzuordnen, denn mindestens zwei härtere Gesteinslagen werden strukturunabhängig angeschnitten.

20 auf dem nördlich angrenzenden Kartenblatt TK25 Nr. 6022 Rothenbuch

Tab. 10: Verebnungen und Schichtlagerung und ihr klima-struktureller Zusammenhang auf Blatt 6122 Bischbrunn. - Grundlage: SCHWARZMEIER (1984).

Bezugsfläche (Schichtgrenze)	su-sm		su-sm und sm-so differenziert		su-sm und sm-so differenziert Modifizierte Daten	
	[Anzahl]	[%]	[Anzahl]	[%]	[Anzahl]	[%]
Verebnungen (Mittelpunkte als Bezugspunkte)						
Anzahl der Punkte	134	100,0%	134	100,0%	134	100,0%
davon su-sm	134	100,0%	71	53,0%	113	84,3%
davon sm-so	0	0,0%	63	47,0%	21	15,7%
Bezugsfläche [mNN] < Verebnung [mNN]	105	78,4%	65	48,5%	65	48,5%
Bezugsfläche [mNN] > Verebnung [mNN]	29	21,6%	69	51,5%	69	51,5%
Bezugspunkt ohne Schichtadaption	76	56,7%	118	88,1%	94	70,1%
Bezugspunkt mit Schichtadaption	58	43,3%	16	11,9%	40	29,9%
so4Q	2	1,5%	1	0,7%	1	0,7%
so3Q	13	9,7%	1	0,7%	7	5,2%
so2	14	10,4%	1	0,7%	7	5,2%
smSS	39	29,1%	0	0,0%	21	15,7%
smHF	39	29,1%	1	0,7%	23	17,2%
smHS	10	7,5%	6	4,5%	10	7,5%
smDS	4	3,0%	5	3,7%	4	3,0%
smVG	0	0,0%	2	1,5%	0	0,0%
suSB	3	2,2%	3	2,2%	3	2,2%
suGE	0	0,0%	0	0,0%	0	0,0%
Summe	124	92,5%	20	14,9%	76	56,7%
Verebnungen (Begrenzungspunkte als Bezugspunkte)						
Anzahl der Punkte	6446	100,0%	6446	100,0%	6446	100,0%
davon su-sm	6446	100,0%	2823	43,8%	5168	80,2%
davon sm-so	0	0,0%	3623	56,2%	1278	19,8%
Bezugsfläche [mNN] < Verebnung [mNN]	5028	78,0%	2685	41,7%	2685	41,7%
Bezugsfläche [mNN] > Verebnung [mNN]	1418	22,0%	3761	58,3%	3761	58,3%
Bezugspunkt ohne Schichtadaption	3104	48,2%	5573	86,5%	4299	66,7%
Bezugspunkt mit Schichtadaption	3342	51,8%	873	13,5%	2147	33,3%
so4Q	136	2,1%	24	0,4%	24	0,4%
so3Q	1011	15,7%	54	0,8%	58	0,9%
so2	1018	15,8%	47	0,7%	51	0,8%
smSS	2346	36,4%	0	0,0%	1252	19,4%
smHF	2266	35,2%	262	4,1%	1393	21,6%
smHS	489	7,6%	281	4,4%	489	7,6%
smDS	149	2,3%	165	2,6%	149	2,3%
smVG	36	0,6%	84	1,3%	36	0,6%
suSB	173	2,7%	173	2,7%	173	2,7%
suGE	0	0,0%	0	0,0%	0	0,0%
Summe	7624	118,3%	1090	16,9%	3625	56,2%

Auf das Beispielgebiet bezogen ergeben die modifizierten Daten, die auf Grundlage der Stützpunkte der Außenlinien erstellt wurden, ebenfalls eine geringe Anpassungstendenz der Verebnungen. Die meisten Stützpunkte (Anzahl 6446, Tab. 10) liegen zu 66,7 % außerhalb des Einfluss-

bereiches mechanisch harter Gesteinsbänke des Buntsandsteins. Eine Schichtadaption wurde für 33,3 % der Stützpunkte nachgewiesen. Bei differenzierter Betrachtung der einzelnen Sandsteineinheiten konnte ebenfalls eine Anpassungstendenz von rund 56 % ermittelt werden. Diese Analyse-Variante erbrachte erstaunliche Übereinstimmungen mit der Auswertung auf Basis der geographischen Mittelpunkte (Anzahl 134, **Tab. 10**).

Die im Beispielgebiet überschaubare Zahl von Verebnungen ermöglicht es auch, die Verebnungen unmittelbar mit den Informationen der Geologischen Karte abzugleichen. Das GIS ermöglicht diese Verschneidung von unterschiedlichen Themenebenen und bietet die Grundlage für einen visuellen Abgleich der Daten. Grundlegend kann festgestellt werden, dass die Ergebnisse des beschriebenen GIS-gestützten Analyseverfahrens bestätigt werden. Die vorliegende Analyse von Verebnungen liefert daher sehr zuverlässige Ergebnisse um morphogenetische Fragestellungen zum Spessart zu klären.

3.2.3 Zusammenfassung

Die Phase der **tropoiden Alterde** (BÜDEL 1981) hat in den Hochlagen des Untersuchungsgebietes ausgeprägte Flachformen hinterlassen, die als Relikte einer undifferenzierten Flächenbildungsdynamik zu betrachten sind. Aber auch in niedrigeren Niveaus treten zahlreiche abgesetzte Flächen auf, die Reste einer ursprünglich zusammenhängenden, aber räumlich eingeschränkten Rumpffläche repräsentieren. Diese relikthischen Flachformen werden hier zusammenfassend als **Verebnungen** bezeichnet.

Für das Untersuchungsgebiet wurde eine umfassende **Kartierung von Verebnungen** durchgeführt, die bereits bestehende Kartierungen von Flachformen in den Randbereichen des Spessarts berücksichtigte (WILZ 1911, KÖRBER 1962, NIEMZ 1964, SCHWENZER 1967a, DIETZ 1981). Grundlage der hier durchgeführten Erfassung bildeten die relevanten Messtischblätter (TK 25), die mit den Höhenlinien detaillierte orographische und formenbezogene Informationen enthalten. Methodisches Hilfsmittel der Kartierung von Verebnungen war das **Geographische Informationssystem (GIS)**, das zunächst die Möglichkeiten einer digitalen Erfassung der geometrischen Formen eröffnete. Der Geometrie wurde mit Sachdaten in der Attributtabelle hinterlegt, welche die Grundlage für deskriptive statistische Methoden bildete. Die GIS-gestützte Analyse der Verebnungen bildet dementsprechend eine wichtige Grundlage, um quantitative und qualitative Aussagen zum Flachrelief des Spessarts zu treffen.

Das **orographische Verteilungsmuster** von Verebnungen zeigt, dass Verebnungen nicht Charakteristika der höchsten und damit ältesten Reliefstockwerke darstellen. Insgesamt dominieren Riedelflächen, also Verflachungen, die einen Anschluss an höher gelegene Reliefausschnitte besitzen, das **Formeninventar von Verebnungen**. Darüber hinaus konnte GIS-gestützt nachge-

wiesen werden, dass zahlreiche Verebnungen geologische Strukturen in Form von Schichtgrenzen oder Verwerfungslinien kreuzen, ohne dass dies morphologische Relevanz hätte. Diese Verebnungen wurden als **Kappungsflächen** bezeichnet. Ihr Anteil an Verebnungen insgesamt in einem räumlich definierten Gebiet, z.B. im **Sandsteinspessart (NRE 140 + 141)**, wird mit 26,0% methodisch bedingt zu gering angegeben.

Diese GIS-Analyse berücksichtigte die Informationen der Geologischen Karte (Abb. 3, Kap. 2.1.1), alternativ wurde für einen Ausschnitt des Spessarts (Blatt Nr. 6122 Bischbrunn) die Streichlinienkarte (SCHWARZMEIER 1984) als Grundlage verwendet. Die Ergebnisse dieser exemplarischen Analyse bestätigten die zuvor nachgewiesene Kappungstendenz. Für einen Großteil der Verebnungen kann demzufolge ausgeschlossen werden, dass mechanisch harte Gesteinslagen die Oberfläche unmittelbar unterlagern. Für einen überschaubaren Teil der Verebnungen ist eine unmittelbare **Schichtadaption** möglich aber nicht zwangsläufig.

Auf Basis der GIS-gestützten Analyse können Verebnungen und ihrer morphogenetischen Stellung im Relief des Spessarts bewertet werden. Die Ergebnisse belegen, dass der Spessart eine differenzierte Flachlandschaft aufweist, die bereits in den Hochlagen durch abgesetzte Niveaus gegliedert ist. Ausgehend von den Hochlagen nimmt die Differenzierung in den niedrigeren Lagen zu und wird zusätzlich von der zunehmenden fluvialen Deformation überlagert. Lässt man zunächst die Taleintiefung unberücksichtigt, wird deutlich, dass die Höhenzüge von zusammenhängenden **Rumpfflächen** auf tieferen Niveaus umsäumt werden. Zum Teil liegen die Rumpfflächen inselartig inmitten höherer Rahmenhöhen und werden entsprechend als **Intramontanes Becken** bezeichnet. Diese Charakteristika werden herangezogen, um den Spessart als **Rumpftreppengebiet** zu bezeichnen.

Die Verebnungen sind dementsprechend auf eine Flächenbildungsdynamik zurückzuführen, die klimatisch mit der tropoiden Alterde korreliert. Allerdings zeigen die Rumpftreppen eine räumlich eingeschränkte Flächenbildung und damit ein Wandel im strukturell-klimatischen Wirkungsgefüge an. Die Flächen wurden zunehmend restriktiv gebildet und berücksichtigen mit der Klimafluktuation das strukturelle Inventar des Untergrundes. Die chemische Intensivverwitterung und die Bildung von Verwitterungsdecken schwächt sich dabei zusehends ab.

Die Kenntnis der chemischen Verwitterungsdynamik und der korrelierten Formungsprozesse an der Oberfläche, hier dargestellt insbesondere am Beispiel des Sandstein-Saprolits und der Verebnungen, müssen nunmehr in einen chronologischen Kontext gestellt werden. Sie fließen ein in die Rekonstruktion einer **regionalen Morphogenese**, die hier mit dem Schwerpunkt der tropoiden Alterde zum Spessart erarbeitet werden soll.

4 REGIONALE MORPHOGENESE

Das heutige Relief der Mittelgebirgslandschaften ist Ausdruck einer langandauernden Entwicklung unter verschiedenen klimatischen Rahmenbedingungen. Im Spessart wie in vielen anderen Mittelgebirgen beginnt diese Entwicklung bereits im Mesozoikum und dauert letztlich bis heute an. Im Holozän, als jüngste erdgeschichtliche Einheit, wird die natürliche Formung von einer anthropogen beeinflussten, **quasinatürlichen Formung** (MORTENSEN 1954/55, ROHDENBURG 1968) abgelöst. Diese Formung ist aktuell messbar (z.B. HAHN 1992), kann aber auch anhand datierfähiger Umlagerungsprodukte gefasst werden (z.B. BORK et al. 1998, Kap. 4.6).

4.1 Jurassisch-kretazische bis eozäne undifferenzierte Morphodynamik

Über den langen Zeitraum der älteren, im Wesentlichen jurassisch-kretazischen bis eozänen Reliefentwicklung gibt es im Spessart keine eindeutigen sedimentologischen oder morphologischen Hinterlassenschaften. Letztendlich kann man nur die immense Schichtlücke mesozoischer Gesteinsserien dahingehend interpretieren, dass die Verwitterung und Abtragung intensiv wirksam war und mächtige Gesteinspakete aufgearbeitet hat.

Aufgrund fehlender Belege im Untersuchungsgebiet ist die Rekonstruktion morphodynamischer Prozesse der jurassisch-kretazischen bis eozänen Phase nur eingeschränkt möglich. Nachweisbar für diese erdgeschichtlichen Abschnitte sind dagegen tektonische Bewegungen, die sich in besonderer Weise auch im Untersuchungsgebiet auswirkten. Durch eine schildförmige Aufwölbung im Spessart-Gebiet gelangte der vormalig marine Ablagerungsraum unter festländische Bedingungen. Unter dem Einfluss der Atmosphären wurden unmittelbar Verwitterungs- und Abtragungsprozesse wirksam (BUSCHE et al. 2005: 15f), die den Gesteinsuntergrund aufarbeiteten und die Landoberfläche formten. Es beginnt die **Geomorphologische Ära** i.S. BÜDEL's (1981), die klimatisch zunächst durch die lang andauernde Phase der **tropoiden Alterde** dominiert wird. Mit dem Übergang zu festländischen Bedingungen beginnt die Reliefgeschichte des Spessarts.

4.1.1 Übergang zur Festlandsphase im Oberjura

Anhand der paläogeographischen Verhältnisse im Jura ist davon auszugehen, dass im Untersuchungsgebiet eine mächtige Gesteinsserie zur Ablagerung kam (MEYER 1981). Das festländische Ablagerungsmilieu des Keupers hatte im Unterjura noch Bestand und führte zur Ablagerung von sandigen und tonigen Gesteinsserien. Nachfolgende marine Bedingungen im Jura hinterließen hauptsächlich Ablagerungen einer kalkigen Fazies.

Wichtige Anhaltspunkte für die Verbreitung jurassischer Gesteine im Untersuchungsgebiet sind Einschaltungen in jüngeren vulkanischen Bildungen. Als Fragmente in der Schlotbrekzie repräsentieren sie den festen Gesteinsverband, der zur Zeit der Vulkantätigkeit verbreitet war (SCHRÖDER 1965).

Wichtigste Dokumente für die Verbreitung der Jura-Gesteine in Mainfranken sind die Einschaltungen in der **Heldburger Gangschar** (SCHRÖDER 1976) und, für das Untersuchungsgebiet bedeutsamer, die Einschaltungen im Basalt des *Katzenbuckels* bei Eberbach im **Odenwald** (GEYER 2002). Nachweisbar sind in der dortigen Schlotbrekzie Gesteine aus dem Keuper, Lias und dem Dogger Alpha („fossilführender Opalinuston“, NICKEL 1985: 31). Sie lassen den Rückschluss zu, dass das Untersuchungsgebiet in dieser Zeit im Ablagerungsbereich einer tonigen Beckenfazies lag (BLOOS 1976, ZIEGLER 1990).

Vergleichbare Befunde gibt es vom alteozänen *Steinsbergschlot* im **Odenwald**, wo Liasgesteine in der Schlotbrekzie auftreten. Auch aus dem **Schwarzwald** sind Schlotfüllungen mit Juragesteinen bekannt. Am *Alpersbach* am *Feldberg* im Schwarzwald wurden Hauptrogenstein des Dogger und Malmtrümmer nachgewiesen (STRIGEL 1949, ILLIES 1965, GEYER & GWINNER 1991).

Anhand der Befunde am *Katzenbuckel* und weiterer Lokalitäten kann der Übergang zu festländischen Bedingungen in den Oberjura eingeordnet werden. Nach bisherigen Rekonstruktionen wird der Bereich des Untersuchungsgebietes infolge von epirogenen Hebungsprozessen zwischen Malm Delta 1+2 und Malm Epsilon ein Bestandteil der festländischen Mitteldeutschen Schwelle (MEYER 1981: 66, Abb. 14; 67, Abb. 15). Der Wechsel vom Ablagerungs- zum Abtragungsgebiet und damit der Beginn der **Geomorphologischen Ära** ist demnach etwa bei 148 Ma einzuordnen, wenn man die Chronostratigraphie des Juras zu Grunde legt (DSK 2002). Das Untersuchungsgebiet gelangt in den Bereich subaerischer Bedingungen. Der Gesteinsuntergrund ist fortan in Abhängigkeit des vorherrschenden Paläoklimas von Verwitterungs- und Abtragungsprozessen beeinflusst, lässt man kürzere tertiäre Meerestransgressionen zunächst unberücksichtigt.

Über die gesamte Kreide (65 – 142 Ma, DSK 2002) blieb der Untersuchungsraum unter festländischem Einfluss. Insbesondere in der Unterkreide liegt das Untersuchungsgebiet im Bereich des Festlandes, das Bestandteil des vereinigten **Brabanter Massivs**, des **Rheinischen Massivs** und des **Böhmischen Massivs** war. In der Oberkreide blieb das Gebiet am Rande der **Rheinischen Schwelle** Bestandteil des Festlandes, vermutlich ebenfalls unbeeinflusst durch die Meeresvorstöße des **Regensburger Golfs** (MEYER 1996:113, Abb. 3.4-1).

4.1.2 Tektonische Belebung und hydrothermale Marker des Oberjuras

Die festländischen Bedingungen im Untersuchungsgebiet gehen auf epirogene Bewegungen und damit auf eine tektonische Belebung im Oberjura zurück. Sie gehören zur **jungkimmerischen Phase**, die in den Mittelbreiten vielfach belegt ist. Als Auswirkung der jungkimmerischen Phase ist die **Spessart-Rhön-Schwelle** wiederholt in Bewegung gekommen und herausgehoben worden (CARLÉ 1955, SCHWARZMEIER 1984). Auch für die **Schlüchterner Mulde** als herzy-

nisches Strukturelement wird die jungkimmerische Entstehung diskutiert (HUMMEL 1929, CARLÉ 1955, TRUSHEIM 1964, MURAWSKI 1965).

Zur Zeit des Zechsteins hatten epirogene Bewegungen eine erneute Belebung der **Spessartschwelle** veranlasst. Die Heraushebung zeichnete sich u.a. für die Faziesdifferenzierung zechsteinzeitlicher Sedimente - im Spessart mit der Ablagerung von Schwellenkarbonaten - verantwortlich (MURAWSKI 1967a). In der Folge waren großräumige epirogene Aktivitäten zu verzeichnen, die das **Germanische Becken** erfassten und die Sedimentation mesozoischer Gesteinsserien immer wieder beeinflussten (BRINKMANN 1948).

Daneben gibt es als Auswirkung epirogener Bewegungen auch eine Belebung der Bruch- und Verwerfungstektonik. Die tektonischen Aktivitäten sind im Betrachtungsraum hauptsächlich in den herzynischen Richtungen der Verwerfung belegt. Herzynische Bauelemente sind im Untersuchungsgebiet traditionelle Strukturen und gehen nachweislich mindestens bis in das Perm zurück.

Die an herzynischen Verwerfungen abgesetzten Rotliegendströge bei Geiselbach unmittelbar auf der **Spessartschwelle** und im Bereich des **Rodenbacher Hügellandes** westlich der **Meerholzer Zeugenberge** sind offensichtlich syndimentär von tektonischen Bewegungen erfasst worden. Zumindest kann dies für den letztgenannten Ablagerungsraum nachgewiesen werden (MURAWSKI 1967b). Weitere Anhaltspunkte für eine bereits jungvariskische Anlage herzynischer Störungen liefert der Rhyolith der *Hart-Koppe* bei Sailauf. Das Magma des oberpermischen Paläovulkanits nutzte offenbar die lokalen herzynischen Störungen als Aufstiegswege (OKRUSCH & WEINELT 1965).

Die Bedeutung der **jungkimmerischen Phase** für die Ausgestaltung des tektonischen Inventars wird neuerdings durch Untersuchungen an Hydrothermalien unterstrichen. Wiederum rückt die Lokalität der *Hart-Koppe* in den Mittelpunkt der Betrachtungen und übernimmt eine Schlüsselstellung für die Rekonstruktion des tektonischen Werdegangs im Untersuchungsgebiet (Abb. 41). Aus der Kontaktzone Rhyolith – Gneis stammen neue Absolutdatierungen von hydrothermal veränderten Gesteinen. Nach neuen Erkenntnissen besteht zwischen dem unterpermischen Rhyolith und der hydrothermalen Veränderung des Nebengesteins kein unmittelbarer Zusammenhang. Die Schwächezone wurde nicht unmittelbar postvulkanisch, sondern erst später von Hydrothermalien genutzt. Der Beginn der hydrothermalen Aktivitäten im Umfeld der *Hart-Koppe* wurde Illit-K/Ar-datiert mit 178-180 Ma angegeben. Die Entstehung von oxidischen Begleitminerale ist zwischen 161 und 98 Ma einzuordnen (HAUTMANN et al. 1999, LORENZ & OKRUSCH [in prep.]).

Aufgrund relativer Bezüge zu den datierten Mineralparagenesen dieser hydrothermalen Zone können weitere, Barium-haltige Hydrothermalien in einen chronologischen Zusammenhang gebracht werden. Unter Vorbehalt können die Datierungen auf die Schwespatvorkommen des gesamten Spessarts übertragen werden. Die Schwespatmineralisation ist dementsprechend weit früher einzuordnen und reicht mindestens bis in die Kreide oder in das ausgehende Jura zurück (LORENZ 2005). Als synchrone Bildung zu den datierten Hydrothermalien können sie auf Basis bisheriger Untersuchungen mit 150-160 Ma²¹ zeitlich fixiert (WAGNER & LORENZ 2002: 404) werden. Am Beispiel der *Hart-Koppe* deutet sich an, dass die bisherigen Anschauungen zum Alter der Schwespatmineralisation im Spessart differenziert, evtl. sogar revidiert werden müssen.



Abb. 49: Foto: Präoberpermischer Gesteinszersatz im Muskovit-Biotit-Gneis (ag1, gl), lateral hydrothermale Zersatzzone und Abbaureste des Rhyolith/ Quarzporhyr. Diskordant überlagert wird der Komplex von Mn-reichen Verwitterungslehmen als zeitlichem Äquivalent des Kupferschiefers/ Kupferletten (z1). - Rhyolith-Bruch auf der Hart-Koppe, NE Sailauf.

Im Untersuchungsgebiet äußert sich die Schwespatmineralisation in zahlreichen, meist gangförmigen Lagerstätten mit konsequent herzynischem Streichen (**Abb. 49**). Gangförmige Schwespatvererzungen erreichen im Mittel Mächtigkeiten von 1-3 m, in Ausnahmefällen bis zu 6 m (TEUSCHER & WEINELT 1972: 55). In Abhängigkeit des Nebengesteins gibt es allerdings Abweichungen von der charakteristischen gangförmigen Struktur.

Im Zechstein-Dolomit sind zusätzlich gesteinsbedingte, stratiforme Vererzungen, daneben aneinandergereihte Nester, eingesprengte Barytkristalle oder Zerflaserungserscheinungen verbreitet. Im liegenden Grundgebirge wurden dagegen vorzugsweise Ganglagerstätten nachgewiesen.

21 Vergleichbare Altersangaben wurden von Prof. Dr. M. OKRUSCH, Mineralogisches Inst. Univ. Würzburg im Rahmen des Vortrages: „Die Minerale der Grube Wilhelmine“ anlässlich der Vorstellung der Publikation „Das Kupfererzbergwerk Grube Wilhelmine in Sommerkahl“ (LORENZ & SCHMITT 2005) genannt. Weitere Ausführungen sind in Vorbereitung (OKRUSCH & LORENZ [in prep.]).

Der Kontakt zum Nebengestein ist häufig von Zersetzungserscheinungen geprägt, die sich im Wesentlichen als gebleichte Partien und Quarzüberzüge darstellen (OKRUSCH & WEINELT 1965).

Vergleichbar dem Grundgebirge treten gangförmige Schwerspatlager angelehnt an Störungslinien bzw. Störungszonen (**Gangscharen**, Kap. 2.1.3.1) auch im Buntsandsteingebiet auf. Das Nebengestein ist ebenfalls von (hydrothermalen?) Bleichungsprozessen beeinflusst, bisweilen brekzisiert und verkieselt (WITTMANN 1972), wenn auch insgesamt weniger intensiv als im Grundgebirge (OKRUSCH & WEINELT 1965). Im Vergleich zum Grundgebirge tritt im Deckgebirge aber die Anzahl der Barytvorkommen zurück, was u.a. auf die versiegelnde Wirkung der liegenden Tonsteine des Bröckelschiefers zurückgeführt wurde (WEIDMANN 1929).

Im Spessart wurden die Schwerspatlagerstätten bergmännisch erschlossen und meist im Untertagebau ausgebeutet (FREYMANN 1991). Die in den 1970er Jahren aufgegebene **Schwerspatgrube Christiane** westlich von Rechtenbach, zuletzt mit 34 Mann Belegschaft die größte Schwerspatgrube Bayerns (WITTMANN 1972), erreichte die Endteufe von 107 m. Nicht selten bilden Schwerspatgänge z.T. bis 100 m Teufe abbauwürdige Lager, mit zunehmender Tiefe ist allerdings ein Verquarzen und schließlich ein Auskeilen festzustellen (OKRUSCH & WEINELT 1965). Daraus wurde abgeleitet, dass die Mineralisation an oberflächige oder oberflächennahe Prozesse gekoppelt ist, die während der azendenten Aktivität die Mineralisation auslösten.

Für die **oberflächennahe Schwerspatmineralisation** wurde bisher der Kontakt mit Oberflächenwasser und/oder Grundwasser erwogen (SCHWENZER 1967a). Beim Zusammentreffen von Wasser mit Barium-haltigen Hydrothermen wurde nach dieser Sichtweise die Schwerspatmineralisation ausgelöst. Berücksichtigt man bei diesen Überlegungen die rezente gesteinsunabhängige Verbreitung der Schwerspatgänge, kommt man zu dem Schluss, dass zur Bildungszeit eine reliefierte Landschaft bestanden haben muss (MURAWSKI 1954).

Unabhängig vom mutmaßlichen Oberflächeneinfluss der Schwerspatmineralisation bekommt die Diskussion über die morphogenetische Bedeutung von Hydrothermalien neue Impulse, wenn man die bisherige zeitliche Einordnung der Schwerspatmineralisation kritisch reflektiert. Die bisherige zeitliche Einordnung der Schwerspatbildung im Spessart erfolgte meist durch relative Bezüge. Zunächst wird die eindeutig posttriassische Stellung hervorgehoben, die anhand der Schwerspatgänge im Buntsandstein-Gebiet festgelegt werden kann (WEINELT 1962). Des Weiteren werden die hydrothermalen Aktivitäten im Zusammenhang mit der saxonischen Tektonik, z.T. als posttektonische Bildung, interpretiert. Einziger Anhaltspunkt bildeten bisher die räumlich variierenden Begleitminerale mit der Elementkombination Fe, S, Mn und Ba, deren Entstehung auf Restlösungen des tertiären basaltischen Vulkanismus zurückgeführt wurde

(BORCHERT 1960). Zum gleichen Ergebnis kamen GEHLEN et al. (1962) im Zuge der Untersuchungen von S-Isotopen-Verhältnissen süddeutscher Barytgänge.

Auch im Spessart wurde die Barytentstehung synchron zur saxonischen Tektonik in das Miozän gestellt. Die Bearbeiter der relevanten Geologischen Karten GK25 im Untersuchungsgebiet gehen daher von einer tertiärzeitlichen Entstehung „(im Miozän?)“ aus (WITTMANN 1972: 49; WEINELT 1962, OKRUSCH & WEINELT 1965, CRAMER & WEINELT 1978, SCHWARZMEIER 1979, 1980, 1984). Auch aus benachbarten Gebieten sind entsprechende Altersstellungen des Schwerspats bekannt. Von BARTZ (1950) wurde ein Schwerspatvorkommen aus dem südlichen **Odenwald** untersucht und ein tertiäres Alter ermittelt. In der Umgebung von Weinheim im Odenwald nahm Schwerspat in einem mitteloligozänen Sandstein Platz. Anhand dieses Befundes wurde ein postmitteloligozänes Alter der Schwerspatmineralisation dieser Lokalität angenommen (BRONN 1830).

Demgegenüber stehen die neuen Befunde aus dem Spessart, die ein oberjurassisches Alter zumindest für einen Teil der Schwerspatgänge nahelegen (LORENZ 2005). Da sich die Schwerspatvererzungen am präexistenten System herzynischer Verwerfungen orientieren, muss gefolgert werden, dass eine Bruch- und Verwerfungstektonik mit vorwiegend herzynischen Strukturelementen bereits im ausgehenden Jura bis in die untere Kreide stattfand. Eine spätere Überprägung ist denkbar, da innerhalb der Schwerspatlager eine Mehrphasigkeit der Schwerspatmineralisation erkennbar ist²². Harnischstreifungen werden ebenfalls erwähnt (WITTMANN 1972), wenn auch nicht sehr oft. Sie würden für eine tektonische Wiederbelebung und eine mehrfache hydrothermale Vernarbung sprechen, ohne dass man dies zeitlich genauer fassen könnte.

Die in dieser Arbeit durchgeführte morphographische morphogenetische Betrachtung von Verebnungen im Spessart (Kap. 3.2.2.5) unterstützen die These einer frühen, jurassisch-kretazischen Entstehung der herzynischen Elemente. Sämtliche Verwerfungen dieser Orientierung werden in ihrem Verlauf mindestens einmal, meist aber öfter von Verebnungen gekappt. Herzynische Störungen sind dementsprechend keine morphologisch relevanten Strukturen, die sich an der Oberfläche auswirken. Die Kappungsflächen sind das Ergebnis einer undifferenzierten Flächenbildung, die mit einer intensiven chemischen Aufbereitung des Gesteinsuntergrundes korreliert hat. Entsprechende Paläoklimabedingungen waren in besonderer Weise im Alttertiär und in der Kreidezeit vorherrschend (Kap. 3.1.1). Das tektonische Inventar in Form von herzynischen Brüchen und Verwerfungen war offensichtlich in dieser Phase schon weitestgehend fixiert.

Weitere Untersuchungen zur Altersstellung von Barytgängen müssen erfolgen, um verlässliche

22 Mndl. Mitteilung Hr. J. LORENZ, Karlstein a. Main/Dettingen.

Aussagen für das Untersuchungsgebiet zu bekommen. Die bisherigen Befunde deuten auf eine mögliche Revision der Chronologie tektonischer Aktivitäten. Auch bisherige morphologische Interpretationen, die auf der bisherigen Datierung der Schwerspatvorkommen gründen, müssen überdacht werden. Dies betrifft u.a. auch Ausführungen zur Schichtstufengenese im Untersuchungsgebiet. Im Grundsatz stimmen die bei SCHWENZER (1967a) formulierten Sachverhalte - die Landstufe des Buntsandsteins wird hier als lagekonstant betrachtet. Die Beweisführung über die miozäne Schwerspatmineralisation ist allerdings aus heutiger Sicht nicht mehr angemessen. Es muss berücksichtigt werden, dass die zeitliche Einstufung der Barytlager zweifelhaft ist und die Mineralisationsmechanismen vermutlich nicht mit Wasserkontakt erklärt werden können.

4.1.3 Undifferenzierte Verwitterungs- und Abtragungsdynamik

Im ausgehenden Jura und in der Kreide ist aufgrund des tropoiden Paläoklimas eine chemische Intensivverwitterung wirksam, die den Gesteinsuntergrund undifferenziert aufzuarbeiten vermochte. Die subaerische Verwitterung und Abtragung konnte entsprechend tektonische Impulse kompensieren. Bruchtektonische Aktivitäten machten sich vermutlich nur subkutan in Form von modifizierten Verwitterungstiefen bemerkbar und führten nicht zu einer nennenswerten Reliefdifferenzierung. Vermutlich war das Gebiet im Stile eines **Primärrumpfes** (PENCK 1924) ausgebildet, der als flache Aufwölbung über dem jurassischen Meeresspiegel in Erscheinung trat.

Es ist lohnenswert, einige Überlegungen über die geologischen Verhältnisse zu Beginn der Festlandsphase anzustellen. Die Gesteine des Juras kamen im Untersuchungsbereich als letzte mesozoische Gesteins-Serie zur Ablagerung, gelangten aber nach 'relativ kurzer' Zeit wieder unter den Einfluss der Atmosphärentropen. Wie an den Xenolithen des alttertiären *Katzenbuckel*-Basalts im Odenwald abzuleiten ist, lagen die Jura-Ablagerungen bereits als feste Gesteinsvarietät vor. An der Oberfläche wurden sie vermutlich von Lösungsverwitterung erfasst, die in Abhängigkeit der paläohydrologischen Gegebenheiten die Bildung von Karstformen begünstigte. Als Verwitterungsrückstände entstanden vermutlich Residuallehme, die lokal zusammen mit anderen Mobilisaten angereichert wurden (vgl. BORGER 2000).

Vermutlich bieten die **Schwäbische Alb** und die **Fränkische Alb**, die rezent durch den Ausstrich von Jura-Gesteinen gekennzeichnet sind, entsprechende Vergleichsmöglichkeiten zum alttertiären Spessart. Mit Einschränkungen sind die Albgebiete, zumindest mit ihrem rezenten geologischen Untergrund, das Pendant zum Spessart zur Zeit des Jura. Darüber hinaus sind in den Albgebieten kreidezeitliche Reliefausschnitte (TRUSHEIM 1936) und korrelierte Verwitterungsbildungen erhalten (BORGER 2000). Die tertiäre Morphodynamik ist ebenfalls belegt, so dass in diesem Gebiet (in Ausschnitten) das gesamte Spektrum der **tropoiden Alterde** enthalten ist. Am

Beispiel der Schwäbischen Alb wurden von BORGER (2000) Untersuchungen an Verwitterungsresiduen durchgeführt und z.B. die Kreidezeit als Phase außerordentlicher Verwitterungsintensität erkannt. In diesem Zusammenhang ist es bemerkenswert, dass nach der Ausräumung möglicher kreidezeitlicher Ablagerungen nur eine geringe Aufarbeitung der jurassischen Karbonatgesteine erfolgte. Dies ist damit zu erklären, dass die jurassischen Gesteine über einen langen Zeitraum der tropoiden Phase nicht in einer exponierten Lage waren. Offensichtlich gab die orographisch niedrige Position keinen Anlass für eine Verwitterung der Juragesteine.

Eine zum Albgebiet vergleichbare Erhaltung jurassischer Gesteine bis in die Kreide ist auch im Untersuchungsgebiet, im benachbarten Odenwald belegt. Wiederum können die Jura-Einschlüsse am *Katzenbuckel*-Basalt herangezogen werden um dies nachzuweisen. Geht man von der alttertiären Entstehung des *Katzenbuckels* aus (60 Ma, NEGENDANK 1975), waren jurassische Gesteinsserien im Bereich der alttertiären Landoberfläche offensichtlich noch verbreitet. Die tropoiden Verhältnisse der Kreide haben offensichtlich nicht ausgereicht, die Jura-Gesteine vollständig aufzuarbeiten.

Die Verwitterungs- und Abtragungsdynamik wurde scheinbar erst im Alttertiär forciert und konnten z.B. mit tektonischen Impulsen korrelieren. Seit dem Alttertiär muss im Gebiet des *Katzenbuckels* eine etwa 600 m mächtige Gesteinsauflage, ausgehend von den Jura-Gesteinen bis auf das heutige Niveau des Plattensandsteins (so₂), abgetragen worden sein (NICKEL 1985). Großräumig muss eine weitgespannte Rumpffläche angenommen werden, deren Bedeutung auch für die weitere Reliefentwicklung häufig zu gering eingeschätzt wird (TRUSHEIM 1936). Eine alttertiäre Lias- und Braunjurastufe, wie sie spekulativ über dem Gebiet des heutigen Spessarts und Odenwalds angenommen wird (DONGUS 2000), war aufgrund der vorherrschenden Flächenbildungsdynamik sicher nicht existent. Das punktuelle Auftreten von Juragesteinen belegt die einstige Gesteinsverbreitung, man kann aber nicht auf die Existenz einer Schichtstufe schließen.

Auch im Spessart wurde die Landoberfläche vergleichbar dem Odenwald auf das Niveau des Buntsandsteins abgesenkt. Man kann davon ausgehen, dass in den rezenten Hochlagen des Spessarts auch das älteste morphologische Prägestockwerk dokumentiert ist. Die ausgeprägten Verebnungsbereiche in diesem Niveau (Kap. 3.2.2 ff) deuten darauf hin. Die nachgewiesene Verbreitung von Sandstein-Saproliten, die als Reste der tropoiden Verwitterungsdecke erhalten blieben, korrelieren nicht konsequent mit den kartierten Flachbereichen. Diese Verwitterungsbildungen treten nur in geringem Umfang auch in den exponierten Lagen auf. Die Vorkommen z.B. im Bereich der Sandsteinstufe in relativ geringer absoluter Höhe belegen, dass chemische Intensivverwitterung nicht nur in der jurassisch-kretazischen bis eozänen Phase, sondern auch

in jüngeren tropoiden Abschnitten stattgefunden hat. Die wenigen Nachweise von Sandstein-Saprolit in den Hochlagen sind nur so zu erklären, dass die ehemals mächtigen Verwitterungsprofile bereits wieder abgetragen wurden. Die vorliegenden Verebnungen in dieser Höhenposition spiegeln das Niveau der ehemaligen Verwitterungsbasis wider, die unregelmäßig tief in das bergfrische Gestein vorgedrungen ist. So ist es zu erklären, dass saprolitisierte Sandsteine neben bergfrischem Sandstein in gleicher Höhenlage vorkommen. Diese Konstellation muss dementsprechend nicht durch eine Verwerfung erklärt werden, welche die unterschiedlich verwitterten Gesteine voneinander absetzt.

Entsprechende Beobachtungen wurden im Bereich der **Dachfläche Horst (GeoRE SH-HF-17) und der Dachfläche Hanauer Berg (GeoRE SH-DF-2)** im Rahmen der Geländebegehungen gemacht. Die beobachtete selektive initiale chemische Verwitterung des Sandsteins steht demnach nicht im Widerspruch zur kretazischen bis paläogenen Einordnung. Wenn man das untere Ende des Verwitterungsprofils in diesem Niveau annimmt, wird diese Konstellation plausibel (vgl. Kap. 4.3.3.3).

4.1.4 Zusammenfassung

Seit dem Oberjura unterliegt das Untersuchungsgebiet fast ausnahmslos festländischen Bedingungen. Mit dem Übergang zur Festlandsphase beginnt die **Geomorphologische Ära** (BÜDEL 1981) und damit die Reliefentwicklung im Untersuchungsgebiet.

Für den ersten Abschnitt dieser Reliefentwicklung, der ausgehend vom Oberjura über die Kreide bis zum Eozän reicht, gibt es im Untersuchungsgebiet keine sedimentologischen oder morphologischen Befunde. Man muss annehmen, dass die klimatischen Verhältnisse im Stile einer **tropoiden Alterde** (BÜDEL 1981) zu einer chemischen Intensivverwitterung geführt haben, die den Gesteinsuntergrund undifferenziert aufarbeiten konnte. Diese Verwitterungsprozesse wurden umgehend nach der oberjurassischen Aufwölbung des Gebietes wirksam, welche das festländische Paläoenvironment einleiteten.

Weitere Hebungen des Gebietes wurden vermutlich von der tropoiden Verwitterungs- und Abtragungsdynamik kompensiert. Die erhöhte Verwitterungsintensität und die dominante Flächenbildungsdynamik haben die Landoberfläche sukzessive abgesenkt, so dass der Aufwölbungsbereich der Spessartschwelle vermutlich nie morphologisch in Erscheinung trat. Möglicherweise war der Betrachtungsraum als **Primärrumpf** (PENCK 1924) ausgebildet und lag vermutlich über lange Zeit in der orographischen Umgebung des Meeresspiegels.

Einhergehend mit den epirogenen Bewegungen im Oberjura ist vermutlich eine Bruch- und Verwerfungs-tektonische Beanspruchung des Gebietes erfolgt. Ergebnis dieses älteren tek-

tonischen Prägestockwerks sind zahlreiche herzynische Verwerfungen, die das Gebiet in einzelne, meist streifenförmige Schollen gliedern (Kap. 2.1.3). Diese herzynischen Strukturen nutzten verschiedene Hydrothermalien als Aufstiegswege. Aktuelle Datierungen belegen, dass die aszendenten Bewegungen in der jungkimmerischen Phase stattfanden (HAUTMANN et al. 1999). Dementsprechend kann vermutlich auch die Schwerspatmineralisation älter als bisher betrachtet und ebenfalls an die Wende Jura-Kreide datiert werden (LORENZ 2005). Dies wiederum setzt voraus, dass die herzynischen Verwerfungen als präexistente Strukturen gesehen werden und ebenfalls oberjurassisches Alter besitzen. Da Schwerspatvererzungen nachträglich nicht mehr wesentlich durch Scherbewegungen beeinflusst wurden, ist diese Sichtweise naheliegend.

Die aktuellen Untersuchungen an Hydrothermalien liefern wertvolle Hinweise für die Reliefentwicklung dieses Gebietes. Geht man davon aus, dass herzynische Verwerfungen möglicherweise seit dem Oberjura weitestgehend konsolidiert sind, muss man eine neogene herzynische, morphologisch relevante Verwerfungstektonik für weite Teile des Spessarts nahezu ausschließen.

4.2 Eozäne bis oligozäne Flächenbildung und regionale Reliefmodifizierung

Im Untersuchungsgebiet gibt es Anzeichen einer ersten regionalen Reliefmodifizierung im Eozän und im Oligozän, die mit der Grabenbruchtektonik im Oberrheingebiet zusammenhängt. Belege für die Auswirkungen der tektonischen Bewegungen sind in zahlreichen Sedimenten gegeben, die in exklusiven Positionen oder flächig in Becken zur Ablagerung kamen.

Die **Hanau-Seligenstädter Senke** mit einer oligozänen bis pliozänen Sedimentfüllung ist das bedeutendste Archiv für die paläogene und neogene Morphodynamik im Betrachtungsraum. Die eozäne **Fossilagerstätte Messel** gibt in bemerkenswerter Weise Aufschluss über das Paläoenvironment dieser Zeit. Nach aktuellen Untersuchungen können auch die oligozänen **Tonlagerstätten Klingenberg** und **Schippach** mit der oberrheinischen Grabenbruchtektonik in Zusammenhang gebracht werden. Als Ergebnis alttertiärer tektonischer Aktivitäten sind vermutlich die Basalte zu sehen, die in der Umgebung von Obernburg a. Main und auch im Vorspessart nachgewiesen wurden. Neben geologischen Befunden gibt es auch morphologische Hinweise für die tektonische Beeinflussung dieses Gebietes. Im Relief selbst können Strukturelemente erkannt werden, die mit der paläogenen Tektonik in Verbindung stehen. Dies deutet an, dass die undifferenzierte mesozoisch bis alttertiäre Flächenbildungsdynamik nunmehr selektiv von strukturellen Vorgaben beeinflusst wird, die nicht unmittelbar auf klimatische Einflüsse zurückgeführt werden können.

Die paläoklimatischen Voraussetzungen waren vergleichbar der jurassisch-kretazisch bis eozänen Phase von tropoiden Bedingungen geprägt, wenn auch erste Klimafluktuationen nachgewiesen werden können (Kap. 3.1.1). Unabhängig von der paläoklimatischen Entwicklung soll

dieser Abschnitt der regionalen tektonischen Beeinflussung durch die Oberrheingrabendynamik als Phase eozäner bis oligozäner Flächenbildung und regionaler Reliefmodifizierung definiert werden.

4.2.1 Eozäne Basalte des Spessarts und des Odenwaldes als Marker der Reliefentwicklung

Grundsätzlich ist im Untersuchungsgebiet eine ältere vulkanische Aktivität der Oberkreide bis Alttertiär, analog zum Vulkanismus im **Kraichgau** und dem **Sprendlinger Horst**, von jungtertiären Vulkanergüssen zu unterscheiden (LIPPOLT et al. 1975). Die Entstehung wurde mit NW-SE-verlaufenden Schwächezonen in Verbindung gebracht (MURAWSKI 1954), die als Aufstiegswege genutzt wurden. Eine Belebung dieser altangelegten Strukturen ist zunächst im Zusammenhang mit dem paläogenen Vulkanismus im **nördlichen Odenwald** und im **Vorderen Spessart** zu sehen.

Bereits BEHLEN (1823) berichtet von Vulkanen und Bergwerken im nördlichen **Sandstein-Odenwald**, allerdings vornehmlich aus lagerstättenkundlichem Interesse. CHELIUS & KLEMM (1894) und KLEMM (1933) haben entsprechende Basaltvorkommen bei geologischen Kartierungen festgehalten, die im Zuge geophysikalischer Untersuchungen noch spezifiziert und ergänzt wurden (MÄUSSNEST 1985). Die Vulkanitvorkommen südwestlich von Großwallstadt, südwestlich Mömlingen und südwestlich Obernburg a. Main/Eisenbach sind an das lokale Verwerfungssystem, z.T. an kleinere erzgebirgisch streichende Gräben, gebunden.

Bereits in der Arbeit von BEHLEN (1823) wird ein Basaltvorkommen im **Vorderen Spessart** westlich von Aschaffenburg im heutigen Stadtteil Strietwald erwähnt. Radiometrische Altersdatierungen ergaben für den Strietwald-Basalt ebenfalls ein eozänes Alter (43 ± 3 M.a., HORN, LIPPOLT & TODT in STREIT & WEINELT 1971). Der Basalt (Olivin-Nephelinit) ist im Steinbruchbetrieb weitestgehend abgebaut, die Nebengesteine in Form von Schlotbrekzien sind z.T. noch erhalten.

Bemerkenswert sind Gesteinsfragmente in der Schlotbrekzie aus Muskovit-Biotit-Gneis des Rotgneis-Komplexes und insbesondere aus feinkörnigem Buntsandstein (STREIT & WEINELT 1971). Sandstein, vermutlich des Unteren Buntsandsteins, war offensichtlich zur Zeit des Eozäns im Bereich Aschaffenburg noch verbreitet und wurde in Folge der eruptiven Tätigkeit fragmentarisch eingearbeitet. Neben anderen Lokalitäten wird das Basaltvorkommen im Strietwald ein wichtiger Marker der Verwitterungs- und Abtragungsgeschichte dieses Raumes.

Insgesamt sind die alttertiären Vulkanite des Odenwaldes und des Vorderen Spessarts überaus wertvolle Archive der paläogenen Landschaftsentwicklung. Sie geben zum einen Aufschluss über die chemische Verwitterungsdynamik des Alttertiärs, darüber hinaus zeigen sie die ursprüngli-

che Verbreitung mesozoischer Gesteine an der Landoberfläche an. Auffälliger Weise wurde im Bereich des Odenwaldes und Vorderen Spessarts nur Buntsandstein-Material in der Basalbreckzie eozäner Vulkanschlote nachgewiesen, während der weiter südwestlich im Odenwald gelegene *Katzenbuckel*-Basalt sogar xenolithische Jura-Gesteine führt (Kap. 4.1.2).

4.2.2 Sedimente als Hinweis auf die alttertiäre Morphodynamik

Terrestrische Sedimente, die nachweislich dem Alttertiär zugeordnet werden können, sind an besondere Ablagerungsräume gekoppelt. Sie sind entweder flächenhaft in Senkungsgebieten unter jüngerer Überdeckung erhalten oder sie liegen in besonderen Schutzpositionen, die eine postsedimentäre Abtragung verhindert haben.

Eozäne bis oligozäne festländische Ablagerungen sind aus dem **Mainzer Becken** bekannt und streichen an dessen Ostrand aus (ROTHAUSEN & SONNE 1984). Kleinräumige Sedimentkomplexe liegen in Grabenpositionen bei Abtsroda und Sieblos an der *Wasserkuppe* (**Rhön**; RUTTE & WILCZEWSKI 1983). Die Einordnung erfolgte biostratigraphisch in das (Unter-) Oligozän (MARTINI & ROTHE 1998). Daneben werden Sedimentfüllungen einer Doline bei Oberleichtersbach nahe Bad Brückenau erwähnt, die aufgrund von Molluskenfunden Ober-Oligozänes Alter besitzen (MARTINI 2000). Aus dem Untersuchungsgebiet werden die **Tone von Klingenberg** und **Schippach** beschrieben. Aus dem westlich angrenzenden **Messeler Hügelland** sollen die **Ölschiefer von Messel** dargestellt werden.

4.2.2.1 Eozänes Paläoenvironment am Beispiel der Ölschiefer von Messel

Eine überregional bedeutsame Lokalität für die Rekonstruktion des alttertiären Paläoenvironments i. S. BORGER's (2000) besitzt die **Grube Messel**. Hier entstand im Eozän ein lokaler Ablagerungsraum in Form einer steilrandigen Hohlform, die in Sedimentgesteine des Oberrotliegenden eingelassen ist. Vergleichbare, aber weniger bekannte Hohlformen gibt es in der näheren Umgebung von Messel, bei Dreieich/Offenthal, im Darmstädter Stadtwald („Prinz von Hessen“), bei Groß-Zimmern und an zwei Stellen westlich Eppertshausen (SCHAAL 1988, www.senckenberg.de/root/index.php?page_id=2601).

Über die Entstehung der Hohlformen konnte zunächst nur spekuliert werden. Zunächst wurden die Hohlformen als Krater-ähnliche Überreste eines eozänen Vulkanismus interpretiert. Darüber hinaus wurden tektonische Einflüsse, z.B. Einbruchstektonik, oder ein Meteoriteneinschlag in Erwägung gezogen (HARMS 1999). Durch eine Forschungsbohrung im Jahr 2001 in der Grube Messel konnte die Entstehung der Messeler Hohlform eindeutig geklärt werden. Es konnte ein phreatomagmatischer Vulkanismus nachgewiesen werden, der sich auch für die Entstehung der benachbarten Hohlformen verantwortlich zeichnet (HARMS 2001). Im Anschluss an mehrmalige Wasserdampfexplosionen entstanden Maarseen, in denen unter anderem Ölschiefer zur Ablage-

rung kamen. Die zeitliche Einordnung in das Mitteleozän wird auf Basis paläontologischer Befunde (z.B. FRANZEN 1988) vorgenommen und kann aktuell durch radiometrische Absolutalter von 47 Ma bestätigt werden (MERZ 2005).

Das **Messeler Maar** wird im Untergrund von Lapillituffen und einer Diatrembrekzie unbekannter Tiefe aufgebaut. Darüber folgen in einer Mächtigkeit von 90 m sog. Resedimente aus z.T. tuffitisch gradiertem Ton, Sand, Kies und einer Amphibolit-Brekzie. Im Hangenden befinden sich in einer Mächtigkeit von 140 m die Schwarzpelite der so genannten Messeler Ölschiefer als Teil der Seesedimente der **Messel-Formation** i.S. von HARMS (1994).

In den Schichten der Ölschiefer sind zahlreiche Fossilien eingelagert, die nach Bergung und Präparation sehr eindrucksvoll ein Bild der mitteleozänen Landschaft vermitteln. Besonders hervorzuheben sind eindeutige Klimazeiger der Maarsedimente (NEGENDANK 1997). Krokodile, z.B. der Gattungen *Asiatosuchus* und *Diplocynodon* sind hier besonders hervorzuheben (z.B. KELLER & SCHAAL 1988). Daneben gibt es floristische Hinweise, z.B. Blüten- und Blattreste von Palmen, die eine „warmgetönte Flora“ repräsentieren (SCHAARSCHMITT & WILDE 1986: 178). Die naturwissenschaftliche Bedeutung der Fossilagerstätte Messel wird mit der Auszeichnung zur **UNESCO-Weltnaturerbe** unterstrichen (HARMS & SCHAAL 1996).

Neben der herausragenden Bedeutung als altpaläozänes Landschaftsdokument und als Anzeiger der eozänen tropischen Klimaverhältnisse ist die Grube Messel auch aus morphogenetischen Gesichtspunkten wichtig. Besonders erwähnenswert ist, dass in der Diatrembrekzie postunterpermische Xenolithe vollständig fehlen und nur Material des Oberrotliegenden eingeschlossen ist. Dies deutet darauf hin, dass die eozäne präeruptive Landoberfläche ausschließlich in Gesteinen des Oberrotliegenden ausgebildet war (FELDER & HARMS 2004). Dies entspricht exakt der rezenten geogenen Situation des **Messeler Hügellandes**, das nach wie vor von Sedimentgesteinen des Rotliegenden und nicht von Kristallingesteinen unterlagert wird.

Offensichtlich ist seit dem Alttertiär nur eine geringe morphologische Veränderung in diesem Gebiet erfolgt, die allenfalls auf eine geringe fluviale Deformation zurückgeht. Die Lage der alttertiären Rumpffläche hat sich nach diesem Befund jedoch kaum verändert und wurde seit dem Eozän nur um wenige Meter, höchstens um wenige Zehnermeter tiefergeschaltet. Zu diesem Schluss kommt man, wenn man die regionale Stratigraphie des Rotliegenden dieser These zu Grunde legt.

Vergleichbar den Gebieten des **Vorderen Spessarts** und des **nördlichen Odenwaldes**, wo ausschließlich Buntsandstein-Xenolithe in einigen vulkanischen Tuffschloten nachgewiesen werden konnten (Kap. 4.2.1), ist auch im **Messeler Hügelland** nur eine geringe posteozeäne Morphodyna-

mik erkennbar. Vermutlich lagen die Gebiete nur wenig erhöht über der alttertiären Denudationsbasis, die sich seit dem Eozän vom nördlichen **Oberrheinigraben** über einzelne Becken nach E ausweitet. Ein plausibler Erklärungsansatz für die morphologische Passivität dieses Raumes ist die geringe Reliefenergie, die sich aus der insgesamt geringen orographischen Differenzierung ergibt. Die alttertiäre Rumpffläche wurde dadurch zumindest im Messeler Hügelland weitestgehend fixiert und ist bis heute lagekonstant in den höchsten Verebnungen konserviert.

Besonders erwähnenswert ist es, dass diesen Gebieten geringer posteoziäner Morphodynamik benachbarte Gebiete, z.B. im angrenzenden zentralen Odenwald, mit bedeutender Abtragungsleistung gegenüber zu stellen sind. Das Odenwaldgebiet überdauerte zunächst die jurassisch-kretazisch bis eozäne Phase ohne größere Abtragung, erlebte aber seit dem Alttertiär eine intensive Morphodynamik (Kap. 4.1.3). Hier wurden über 600 m mesozoische Sedimentgesteine abgetragen (NICKEL 1985), während im Messeler Gebiet nur eine geringe Ausräumung des Gesteinsuntergrundes stattfand. Bei dieser Gegenüberstellung ist allerdings zu beachten, dass zwischen beiden Lokalitäten eine zeitliche Lücke von etwa 11 Ma besteht²³.

4.2.2.2 Oligozäner Ton als Hinweis auf Verwitterung und tektonische Aktivität

Im jüngeren Paläogen entwickelten sich westlich bzw. nördlich des Spessarts und des Odenwalds ausgedehnte Senkungsgebiete. Die jeweils eigenständigen tektonischen Entwicklungen führten zur Differenzierung in den **nördlichen Oberrheinigraben**, das **Mainzer Becken**, die **Wetterausenke**, den **Vogelsberg** und das **Hanauer Becken** i.S. GOLWER's (1968). Dem zunächst festländischen Ablagerungszyklus folgten im Mitteleozän marine Ablagerungen, z.T. im Wechsel mit (brackisch-) limnischen Sedimenten (ROTHAUSEN & SONNE 1984). Der Ablagerungsraum war im Laufe der alt- bis jungtertiären Entwicklungsgeschichte Veränderungen unterworfen, die sich in einer faziellen Differenzierung der Tertiärsedimente äußern und eine weitere Gliederung, z.B. in die **Hanau-Seligenstädter Senke** mit dem **Aschaffener Becken**, notwendig machen.

Aus dem Alttertiär sind einige Tonablagerungen bekannt, die in zweifacher Hinsicht für die Interpretation morphogenetischer Prozesse des Paläogens bedeutsam sind. Die Lagerungsverhältnisse der Tone belegen zum einen die tektonische Belebung im Untersuchungsgebiet als Auswirkung der Grabenbruchtektonek des Oberrheingebietes. Zum anderen stehen die Tonablagerungen für ruhige Sedimentationsbedingungen und damit eine (phasenweise) geringe Morphodynamik. Die Tonablagerungen beinhalten größtenteils Informationen zur zeitlichen Einordnung sedimentärer Prozesse oder zur Morphodynamik der näheren Umgebung.

²³ Das Alter des *Katzenbuckel*-Basaltes wird mit 60 Ma angegeben und ist demnach in das Paläozän zu stellen, während das Messeler Eruptionseignis ins Mitteleozän datiert wird (47 Ma, MERZ 2005)

4.2.2.2.1 Mariner Rupelton bei Eckardroth

Mit dem mitteloligozänen **Rupelton** kamen pelitische Substrate in einem Meeresarm zur Ablagerung, der von der Nordsee bis zur Tethys reichte (GOLWER 1968). Ein Vorkommen von Unterem Rupelton als Ablagerung des Mitteloligozän-Meeres bei Bad Soden-Salmünster/Eckardroth verdankt seine Erhaltung einem tektonischen Graben. Das Vorkommen belegt die räumliche Nähe des Untersuchungsgebietes zum alttertiären Meer und damit zur regionalen Denudationsbasis dieses Gebietes.

Bei einem Schurf nach Braunkohle wurden 1842 bei Eckardroth blaugraue, auch rote, weiße und bunte Tone in schiefrigen Lagen angefahren (GENTH 1848). Ein Wasserriss nordnordwestlich der Siedlung erschloß an der Sohle ebenfalls grünblaugraue Tone. Frühe Untersuchungen der Molluskenfauna (SANDBERGER 1853) und der Foraminiferen (REUSS 1865) erbrachten bereits eindeutige Hinweise auf marine Bildungsbedingungen. Die im Folgenden niedergebrachten Sondierungen erschlossen das insgesamt etwa 34 m alttertiäre Sediment. Sie ermöglichten eine Differenzierung in untere, blaugraugrüne, tonige, fossilführende, etwa 13 m mächtige Schichten und in obere zunächst Glaukonit und Sandschaler führende, dann weitestgehend fossilleere Ton/Sand-Wechselagerungen von rund 21 m Mächtigkeit, die nach oben immer mehr in Sand übergehen. Das aus den Sondierungen paläontologisch ausgewertete Material (KÜMMERLE, E. zit in EHRENBERG & HICKETHIER 1982: 47ff) genügt zur Einstufung als Unterer Rupelton/Oligozän (KÜMMERLE 1974).

Der Rupelton ist im Bachbett des episodisch abkommenden Fließgewässers noch stellenweise einsehbar. Nach großen Niederschlagsspenden verrät eine weiße Suspensionsfracht des Gerinnes die liegenden Tonablagerungen.

4.2.2.2.2 Tonlagerstätte von Klingenberg

Im südwestlichen Sandsteinspessart liegen in tektonischen Gräben mächtige Tone, die als **Klingenger Tone** und **Schippacher Tone** in die Literatur eingingen (WEINIG 1984, DOBNER et al. 1987; Abb. 50). Zwischen beiden Lagerstätten besteht ein genetischer und räumlicher Zusammenhang, ihre Erkundung und bergmännische Erschließung ist aber recht unterschiedlich verlaufen.

Es gibt Hinweise, dass auf die **Klingenger Tone** bereits zur Römerzeit Abbaueversuche unternommen wurden (BACKHAUS & WEINELT 1967). Die ersten archivalisch fassbaren Nachweise eines Bergbaus stammen aus dem Jahr 1667. In einem mainzischen Jurisdiktionalbuch wird die Tonlagerstätte Klingenberg erstmalig als „Litengrube“ erwähnt (BERNINGER 1975: 10; aus dem Jahre 1567 nach STÜRMER, C. 1926, zit. in BERGER 1970: 36). Der Abbau wurde zunächst obertägig in mehreren Schürfen betrieben. Mit der Umstellung auf die untertägige Tonförderung erhielt

der Klingenberger Tonabbau Anfang des 18. Jhd'ts. einen bedeutenden Aufschwung, der letztlich der Stadt Klingenberg als Betreiber des Bergwerkes einen außergewöhnlichen Wohlstand bescherte. Nach wie vor werden im Tonwerk qualitativ hochwertige Tone gefördert, allerdings mit wesentlich kleinerer Belegschaft als zur Blütezeit des Tonabbaus.

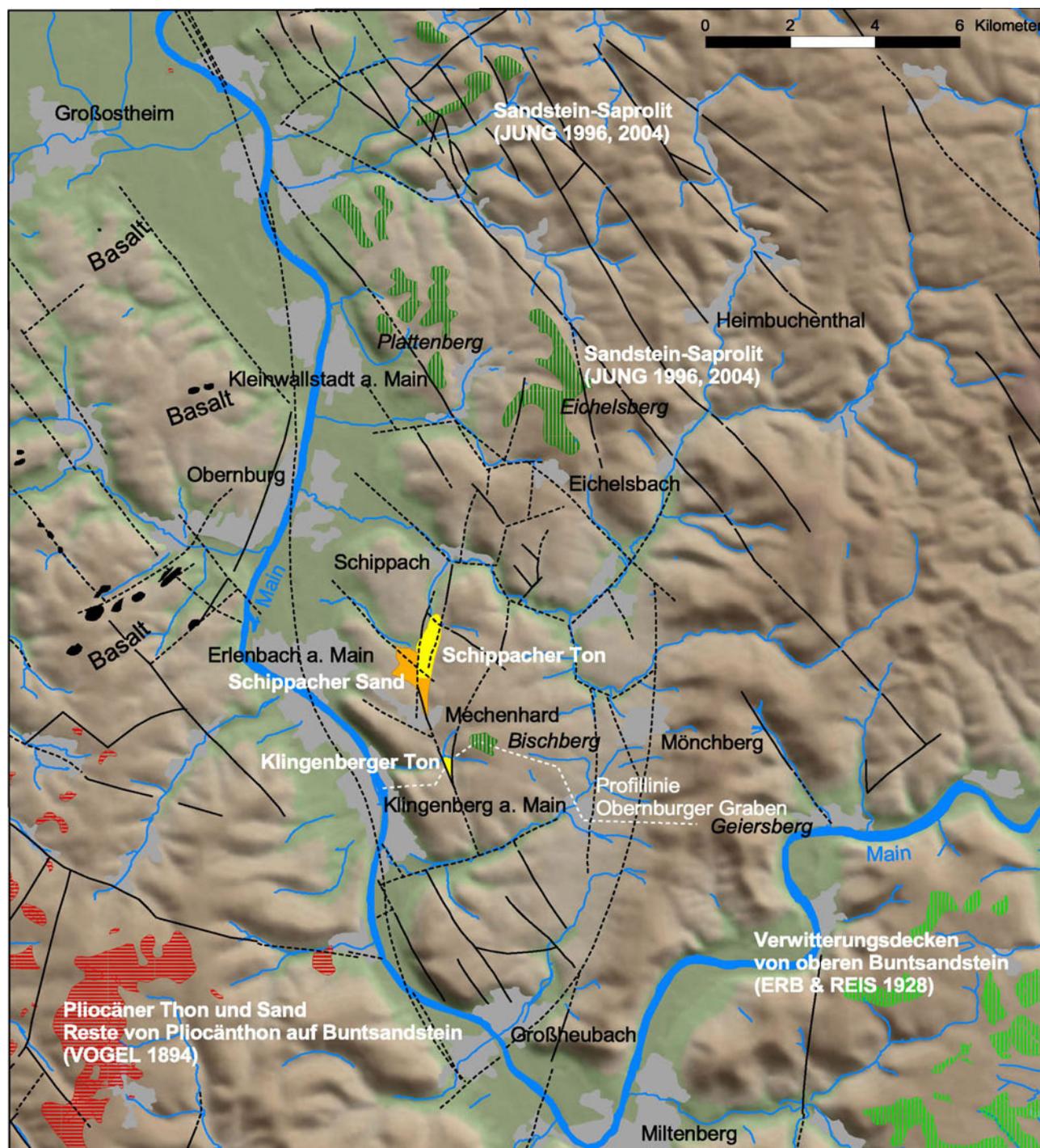


Abb. 50: Karte: Räumliche Lage der Klingenberger Tone, Schippacher Tone und der Schippacher Sande. -morphologischer Überblick und Tektonik des südwestlichen Sandsteinspessarts. - Quellen: SCHWARZMEIER & WEINELT (1993), DTK 25 © Landesamt für Vermessung und Geoinformation.

Derzeit erfolgt der Abbau untertage auf der 70 m-Sohle. Damit werden die tieferen Schichten des Tonlagers angefahren, das nach einer Forschungsbohrung 2003 (Bohrung B 2003) bis zu 100 m unter Flur reicht. Das plastische Gefüge des Tonlagers zwingt zu aufwendigen bergbaulichen Maßnahmen, z.B. zu einem aufwendigen Streckenausbau mit kreisförmigen Verstrebungen. Immer wieder müssen Maßnahmen zur Freihaltung der Förderstrecken ergriffen werden, in die das plastische Tonmaterial in Folge des Gebirgsdrucks kontinuierlich eingepresst wird. Im Jahre 1941 wurde ein Förderschacht aus Stabilitätsgründen und für die kontinuierliche Nutzbarkeit im angrenzenden Sandstein abgeteuft (BERGER 1970, FRANKE 1992: 7, Abb.: [o.Nr.]).

Ausgehend vom zentralen Förderschacht wird die Lagerstätte über die horizontal angelegten Strecken vom Sandstein aus erreicht. Der östliche Kontaktbereich Sandstein-Ton wird dabei passiert und ist im Streckenausbau zumindest auf ehemaligen Abbausohlen sporadisch erschlossen. Bemerkenswert ist der ungewöhnlich scharfe laterale Übergang, der sich vom frischen Sandstein über gelbe und weiße, stark durchfeuchtete Lehme zum kompakten, wasserarmen Ton vollzieht. Bereits wenige Dezimeter vom Sandstein entfernt können Tone bester Qualität anstehen, die vordergründig keinen genetischen Zusammenhang zum Sandstein erkennen lassen.

Die Tonlagerstätten in Klingenberg und in Schippach sind eine Singularität dieses Naturraumes, da im Spessart, wie auch in benachbarten Mittelgebirgsräumen, keine vergleichbaren Ablagerungen nachgewiesen werden konnten. Die Tone sind bekannt für ihre besondere Qualität aufgrund ihrer einheitlichen Korngrößen und geringen Verunreinigungen. Die beste Qualität besteht zu über 90 % aus Tonpartikeln (JUNG 1996, Teil II – Anhang: 13). Die gewonnenen Tone werden daher für spezielle Anwendungen in der Keramikindustrie eingesetzt, etwa bei der Herstellung von Isolatoren. Vor allem aber dient der Ton als Zuschlagsstoff (Fließmittel!) bei der Herstellung hochwertiger Bleistiftminen.

Der Mineralbestand der Tonfraktion ist von Kaolinit, daneben Muskovit/Illit und wenig Quarz geprägt (JUNG 1996). DOBNER (1987) ermittelte zuvor ein vergleichbares Tonmineralspektrum, konnte aber zusätzlich Montmorillonit feststellen, der etwa 4 % des Mineralbestandes ausmacht. Der Ton ist hell- bis dunkelgrau oder schwarz, z.T. mit glänzenden Bruchflächen. Eine lokal beobachtbare gelbliche, vermutlich Fe-führende Äderung könnte mit postsedimentärer Durchwurzelung in Verbindung stehen. Anhaltspunkt für diese These ist ausschließlich das verästelte Auftreten dieser Oxide. Rote Beläge orientieren sich häufig am Mikroluftnetz und werden ebenfalls als Fe-Mobilisate gesehen (HEINE 2004).

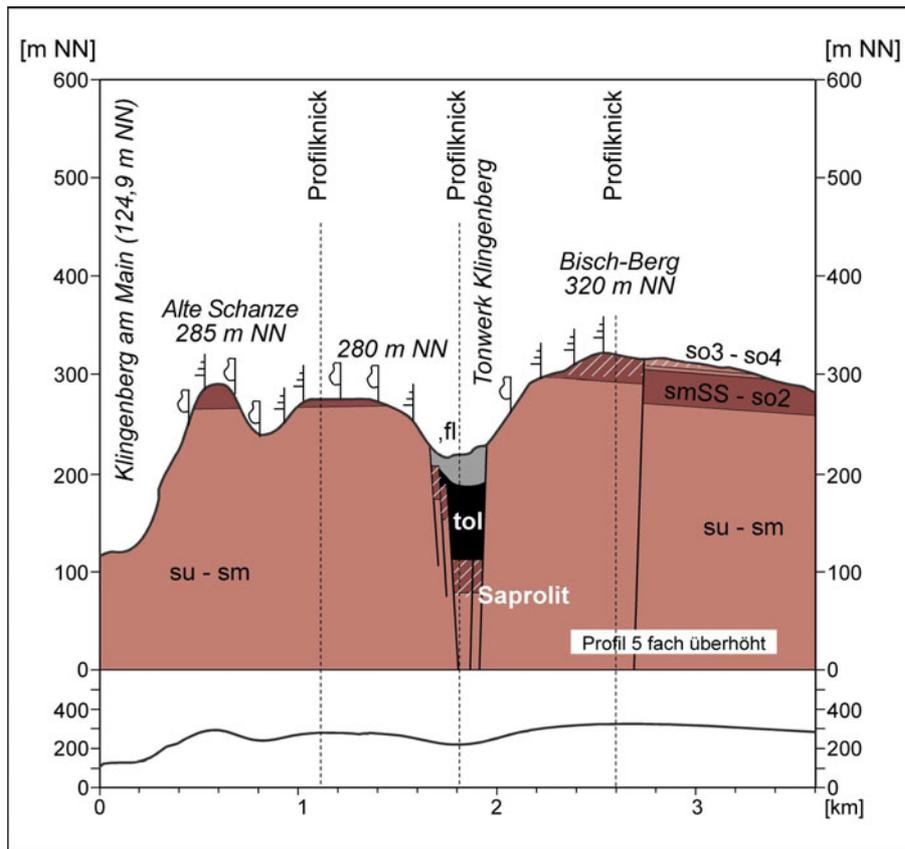


Abb. 51: Profil der Tonlagerstätte Klingenberg. - Quelle: DTK 25 © Landesamt für Vermessung und Geoinformation, Geologie nach HARTMANN (1941 [Karte]), BACKHAUS (1967: 171, Abb.2), DOBNER (1987), VÄTH-GONTSCHAROW (2005).

Die Lagerstätte befindet sich eingesenkt in einer aufklaffenden Spalte, die von rheinischen und fränkischen Störungen östlich und westlich begrenzt wird (Abb. 42, nach SCHWARZMEIER & WEINELT 1981). Nach Reinterpretation der Befunde durch den Werksleiter Hr. E. EARTH, angelehnt an die Darstellung von HARTMANN (1941 [Karte]), liegt das Vorkommen eher in einem rheinisch streichenden Halbgraben, deren tiefste Schollen am östlichen Rand des Halbgrabens liegen. Die Lagerstätte wird nach neuen Erkenntnissen im zentralen Bereich von einer rheinisch orientierten Störung durchzogen, an der die Tone offensichtlich verstellt wurden. Diese Störung zeichnet offenbar verantwortlich, dass Hangschutt mit Buntsandsteinmaterial an verschiedenen Stellen im aktuellen Abbau auf der 70 m-Sohle auftrat²⁴. Auch aufgrund dieses Befundes müssen die Lagerungsverhältnisse des Tones, wie sie z.T. in Profilschnitten dargestellt sind (HARTMANN 1941, Fig. 1 und Fig. 2; DOBNER 1987: 130, Abb. 4), angezweifelt werden. Die Schichtabfolge vom Hangendton über die „Tone erster Qualität“ zum Liegendton ist untertage nicht oder nicht mehr eindeutig nachzuvollziehen.

Diese Schichtabfolge ist heute nicht bzw. nicht mehr erkennbar. Die ursprüngliche Lagerung wurde durch den Jahrhunderte andauernden Abbaubetrieb im plastischen und damit mobilen Tonsubstrat verändert. Auch in juvenilen und damit von der Abbautätigkeit unbeeinflussten Tonen kann eine gestörte Schichtlagerung festgestellt werden. Dies wird auf synsedimentäre,

²⁴ Für die mehrmalige Befahrung des Tonwerks und die weitere Unterstützung danke ich dem Leiter des Tonwerks Klingenberg, Hr. E. EHRT.

subaquatische Rutschungen zurückgeführt, die teilweise durch postdiagenetische tektonische Bewegungen überprägt wurden (HEINE 2004). Dies führt unter Umständen dazu, dass Tone unterschiedlicher Qualitäten unmittelbar z.T. fetzenartig nebeneinander vorkommen.

Auch die ursprüngliche Mächtigkeit des Tonlagers ist nicht mehr eindeutig rekonstruierbar. HARTMANN (1941) gibt für Klingenberg eine Tonmächtigkeit von 45 m an, BACKHAUS (1964) geht von über 60 m mächtigen Tönen aus. Eine Einmuldung über dem untertägigen Abbaubereich und die Freilegung der östlichen Grabenflanke im Buntsandstein belegen die intensive Ausbeute des Tonlagers. Zudem wird die Lagerstätte von nachsackenden quartären Ablagerungen aus Löß und Hangschuttdecken aus der näheren Umgebung stellenweise in großer Mächtigkeit überdeckt, wie anhand der Bohrkerne der Forschungsbohrung 2003 (Bohrung B 2003) belegt ist. Die Quartärbedeckung war ursprünglich nicht gegeben oder sie waren nicht in dieser Mächtigkeit vorhanden, denn die Tone wurden zunächst obertägig erschlossen und abgebaut.

4.2.2.2.3 Tonlagerstätte von Schippach

Die benachbarten **Schippacher Tone** blieben zunächst bis in das Jahr 1900 unbekannt. Beim Pflügen eines Ackers am „... Hungersbrunnen ...“ kam schließlich eine „... helle Tonschicht ...“ zutage, die Anlass für die weitere Erkundung und die bergmännische Erschließung war (Ortschronik Schippach 1960, zit. in SCHLICHT 1990: 340). Die Schippacher Lagerstätte wurde in einigen Tagebaulöchern sowie untertage in mehreren Schächten abgebaut, im Jahre 1967 schließlich wegen Unrentabilität wieder aufgegeben (SCHLICHT 1990: 342).

Vergleichbar der Klingenger Lagerstätte ist die Lage der Schippacher Tone zwischen Erlenbach a. Main/Mechenhard und Elsenfeld/Schippach durch eine besondere Talmorphologie gekennzeichnet. In der Topographischen Karte TK 25 6121 Heimbuchenthal deutet sich im Isohypsenbild und in der Wald-Offenland-Verteilung südlich von Schippach die Struktur der rheinisch streichenden, gestreckten, flachmuldigen Hohlform an. Im Sohlenbereich liegen die mächtigen Ablagerungen der Schippacher Tone (Abb. 42).

Der *Veilchen-Bach* nutzt heute im Unterlauf diese großzügige Hohlform, die bei der Mündung in die *Elsava* bei Schippach den Charakter eines klingenartig zerschnittenen Hängetals hat. In diesem Talabschnitt liegt der ursprüngliche Talboden mit 190 m NN etwa 50 Höhenmeter über dem Vorfluterniveau und streicht heute in der Luft aus (Abb. 44). Der heutige Oberlauf des *Veilchen-Baches* ist ein herzynisch orientiertes, klingenartiges Tal, das die Hochfläche bei Erlenbach a. Main/Streit entwässert. Den ursprünglichen Oberlauf des *Veilchen-Baches* nimmt rezent der *Witters-Bach* auf, der in einem herzynisch ausgerichteten Tälchen vom Maintal bis an die rheinisch orientierte Hohlform heranreicht. Hier liegt auch die Quelle des *Witters-Baches*, der

ursprüngliche Oberlauf bis nach Erlenbach a. Main/Mechenhard wird dagegen nur episodisch entwässert.



Abb. 52: Foto: Paläotal mit hochgelegenen Talboden am Ambergskopf und Position der Schippacher Tone und der Schippacher Sande vor dem Talschluss des Sohlböden-Waldes. - Standort Dachs-Berg bei Elsenfeld/Schipbach, SW-Spessart, Blickrichtung SSW.

Die Tone unterlagern eine Talwasserscheide dieser großzügigen Hohlform, die zwischen beiden Gewässersystemen im Niveau von 190-200 m NN ausgebildet ist. Die Lagerstätte der Schippacher Tone hat eine etwas größere Ausdehnung als das Klingenger Tonvorkommen, wie zahlreiche Sondierungen anzeigen (HARTMANN 1941). Fischteichanlagen und ein Umspanngebäude markieren die ehemaligen obertägigen Abbaubereiche, daneben gab es Schächte für den Untertagebetrieb, die nach der Aufgabe der Anlagen rasch wieder zugewandert sind. Es ist demzufolge nicht mehr möglich, die Tonlagerstätte untertägig zu untersuchen.

Die Tone liegen teilweise oberflächennah und sind z.B. auf der Sohle der ehemaligen Tagebaulöcher mit dem Bohrstock zu erschließen. Sie werden von geringmächtigen lößlehmreichen Hangschuttdecken überlagert, die zahlreiches Sandstein-Blockmaterial der Solling-Folge führen. Die Blöcke können bis 0,50 m im Durchmesser erreichen und finden sich z.T. als Lesesteine an den Ackerrändern wieder.

Bemerkenswert ist die räumliche Vergesellschaftung mit Sand-, Kies- und Schotterablagerungen im Bereich der Talmulde (Kap. 4.2.3.2.5). Das Tonlager bildet offensichtlich das Liegende der Sande und Kiese, steht im gleichen Talabschnitt aber auch etwa 10 Höhenmeter über dem Kiesvorkommen an. Abtragungsvorgänge müssen vor den fluvialen Ablagerungen bereits eine Talmorphologie geschaffen haben, die zumindest im Querprofil der heutigen vergleichbar ist. Nur die Sandablagerungen führten zu einer Aufhöhung und damit insgesamt zur Nivellierung der Talsohle.

4.2.2.2.4 Überlegungen zur Morphogenese der Tonlagerstätte

Die Struktur der Tonlagerstätten von Klingenberg und Schippach, sowie die beispiellose Tonqualität geben nach wie vor Rätsel auf. Morphogenetisch wurden die Tone bisher als Stillwassersedimente im Mündungsbereich eines pliozänen Gewässers, des so genannten **Klingenberger Stroms** interpretiert (RUTTE 1987). Das mutmaßliche Gewässer mündete bei Klingenberg in den **Miltenberger Strom**, der entgegen der heutigen Fließrichtung des *Maines* von Norden nach Süden zur Donau geflossen sein soll. Weiterer Anhaltspunkt für diese Theorie bildeten Schotterablagerungen in der Umgebung der Schippacher Tone (Kap. 4.2.3.2.5).

Zunächst scheint diese Theorie schlüssig, wenn man die Pelite rein sedimentologisch interpretiert. Die Tone könnten demzufolge als Stillwassersedimente eines abgeschnürten pliozänen Altarmes gesehen werden (RUTTE 1957, 1987). Allerdings bleiben bei dieser morphogenetischen Interpretation noch einige Fragen offen. Beispielsweise bleibt ungeklärt, weshalb die Klingenberger und Schippacher Tone keine Verunreinigungen durch Sande, Gerölle oder Blöcke aufweisen. Aus der Lage im Buntsandsteingebiet kann doch zunächst angenommen werden, dass ein Eintrag von grobem Material in die Tonlagerstätte stattfand. Dies war offensichtlich nicht der Fall. Auch die fehlende Schichtung der Tonsedimente ist spontan nicht erklärbar. Die räumliche Eingrenzung der Tonablagerungen und die große Mächtigkeit gibt ebenfalls Rätsel auf.

Diese Beispiele machen deutlich, dass die Genese der Lagerstätte weit komplexer ist, als dies RUTTE (1957, 1987) mit der Theorie der Altarmablagerung eines Urmains erklären könnte. Eine neue morphogenetische Interpretation der Tonlagerstätte ist daher nötig. Eine erste Notwendigkeit ergibt sich aus der aktuellen Datierung der Klingenberger Tone. Das Klingenberger Tonvorkommen wurde bislang anhand palynologischer Befunde zeitlich in das Pliozän gestellt (REIN, U., zit. in MATTHESS & OKRUSCH 1965: 53). Aus der pollenanalytischen Einordnung kohlgiger Schichten aus hangenden Partien der Schippacher Tone wurde für die Entstehung der Schippacher Tone ein untermiozänes bis altpliozänes Alter angenommen (VON DER BRELIE, G., Nachtrag zu BACKHAUS 1967a: 174). Allerdings gibt es für die durchgeführten Pollenanalysen keine publizierten Artenlisten, aus denen die zeitliche Einstufung auf Basis repräsentativer Florenspektren eindeutig hervorginge. Die Interpretation dieser Pollenuntersuchungen ist daher nicht nachvollziehbar. Auch die stratigraphische Stellung der beprobten Tonhorizonte ist nicht rekonstruierbar, da bislang keine aussagekräftigen Profile publiziert wurden.

Neue Erkenntnisse zum Alter der Lagerstätte Klingenberg ergeben sich aus aktuellen Pollenuntersuchungen, die im Rahmen der lagerstättenkundlichen Arbeit von HEINE (2004) angefertigt wurden. Hierfür wurden aus drei basalen, ebenfalls kohlgigen Horizonten der niedergebrachten Kernbohrung B 2003 Proben genommen. Die Proben stammen aus einer Teufe von 83,23 m

(129,37 – 130,49 m NN), 85,40 m (128,67 – 129,05 m NN) und 88,50 (125,22 – 125,50 m NN; HEINE 2004, Anlage: Bohrung B 2003 Schichtenverzeichnis).

Die palynologischen Befunde aller drei Proben ergaben eindeutig eine oligozäne Flora (HOTTENROTT, M. zit. in HEINE 2004: 82f)²⁵. Die Altersangabe erfolgte z.B. aus dem Nachweis von *Boehlensipollis hohli* KRUTZSCH 1962, die als Leitform des Oligozäns gilt (HEINE 2004: 88ff, MAI 1995: 357). Zwei Süßwasseralgen (*Botryococcus* und *Pediastrum*) geben Hinweis auf einen festländischen Ablagerungsraum. „Die Gesamtzusammensetzung der Spektren spricht für das sog. Maxheimer Pollenbild des älteren Oberoligozäns“ (HOTTENROTT, M. zit. in HEINE 2004: 83). Da die Florenelemente mit dem Cyrenenmergel des Mainzer Beckens parallelisiert werden können, wird eine vergleichbare Altersstellung postuliert. „Der Cyrenenmergel wird neuerdings dem jüngeren mittleren Oligozän (Rupelium) zugeordnet, so kann man korrekterweise von einer spät-mitteloligozänen bis früh-oberoligozänen Altersstellung der Klingenger Proben sprechen“ (HOTTENROTT, M. zit. in HEINE 2004: 83).

Damit sind zumindest die unteren Profilabschnitte des Klingenger Tonlagers eindeutig zeitlich fixiert und in das Oligozän zu stellen. Nachdem in der Tonlagerstätte keine Anhaltspunkte für eine Schichtlücke vorliegen, ist davon auszugehen, dass der gesamte Tonkomplex oligozänen Alters ist. Die rezente Mächtigkeit der Tone mit bis zu 60 m (BACKHAUS 1964) ist nicht zwangsläufig ein Hinweis auf einen langen Ablagerungszeitraum, der vom Oligozän bis mutmaßlich in das Pliozän reichte. Letztendlich kann aber über das Ende der Tonsedimentation nichts Genaues gesagt werden, da die jüngsten Sedimente vermutlich durch den obertägigen Abbau fehlen und nicht mehr stratigraphisch ausgewertet werden können. Die bisherigen Altersangaben beruhen auf Pollenuntersuchungen kohligler Schichten der Schippacher Tone. Sie stammen aus der 28 m-Sohle, also aus oberflächennahen Schichten, welche die ausklingende Phase der Tonsedimentation markieren könnten. Die Einstufung der Sedimente in das Pliozän ist unter Umständen aufgrund der Neugliederung des Tertiärs zu revidieren. Die Sedimentation könnte dementsprechend bis in das Miozän (Obermiozän) gedauert haben, wenn die pollenanalytischen Befunde stimmen.

Mit der zeitlichen Fixierung des Sedimentationsbeginns ist vermutlich der gesamte Tonkomplex wesentlich älter einzustufen als bisher angenommen. Die Datierung in das Oligozän animiert dazu, die bisherigen Überlegungen zur Bildung der Tonlagerstätte zu überdenken und nicht im Zusammenhang mit der pliozänen (miozänen), sondern einer oligozänen Morphodynamik dieses Raumes zu sehen.

25 Palynologische Untersuchungen wurden von PD Dr. V. WILDE, Forschungsinst. Senckenberg, Frankfurt und Dr. M. HOTTENROTT, Hess. L.-Amt Umwelt u. Geol., Wiesbaden durchgeführt.

Im Alttertiär waren im Bereich des **Großwallstadt-Obernburger Grabens** noch andere, heute nicht mehr existente triassische Gesteinsserien im Untergrund verbreitet. Sie waren eingebunden in die tiefgründige Verwitterungs- und flächenhafte Abtragungsdynamik, die im Alttertiär vorherrschte. Spekulativ kann man annehmen, dass im Bereich des Obernburger Grabens keine Gesteine verbreitet waren, die bei der Verwitterung grobklastisches Material produzierten. Dabei ist weniger an den Muschelkalk gedacht, der weitestgehend gelöste Stoffe in der Verwitterungslösung führt. Vielmehr müssen die Tonsteine der Röt-Folge berücksichtigt werden, die selbst bei rein mechanischer Aufarbeitung lediglich feinklastische Komponenten bereitstellen. In der stratigraphischen Säule des Buntsandsteins stehen sie nur wenige Meter über dem Platten-sandstein (so₂) an, der rezent die Flachbereiche im Großwallstadt-Obernburger Graben ausbildet. Sie sind damit ein mögliches Verwitterungs- und Abtragungsmaterial zeitgleich zur Entstehung der Tonlagerstätte. Diese hypothetischen Überlegungen wurden in Abb. 52 und Abb. 53 berücksichtigt.

Es gibt tonmineralogische Belege, dass die **Klingenberger Tone** (und auch die **Schippacher Tone**) aus chemisch verwittertem Buntsandstein der näheren Umgebung gebildet wurden. Eine qualitative Übereinstimmung im Mineralbestand der Tonfraktion gibt es zu Umlagerungsprodukten aus Sandstein-Saprolit. Die Umlagerungssedimente wurden am etwa 10 km nördlich gelegenen *Plattenberg* (275 m NN) bei Kleinwallstadt a. Main und am *Eichelsberg* (407 m NN) bei Elsenfeld/Eichelsbach beschrieben (JUNG 1996, 2004; Abb. 42). Im Rahmen dieser Untersuchung wurden Proben aus der Klingenberger Lagerstätte genommen und mit den Verwitterungsprodukten des Buntsandsteins verglichen. Die röntgenographischen Untersuchungen haben einen absolut identischen qualitativen Tonmineralbestand der Klingenberger Tone und der Umlagerungsprodukte am *Plattenberg* und am *Eichelsberg* ergeben (JUNG 1996, Teil II – Anhang: 32 ff, JUNG 2004b: 36 ff).

Der vergleichbare Tonmineralbestand belegt den unmittelbaren morphogenetischen Zusammenhang der Klingenberger und vermutlich auch der Schippacher Tone zur chemischen Sandsteinverwitterung der näheren Umgebung. Die vorherrschend chemischen Verwitterungsprozesse entsprechen den tropoiden Klimaverhältnissen des Alttertiärs. HARTMANN (1941) bringt Überlegungen ein, dass die Tone aus der „Zersetzung und Verwitterung von vulkanischen Tuffen oder von vulkanischen Aschen hervorgegangen waren“. HEINE (2004) greift diesen Gedanken aufgrund seiner tonmineralogischen Befunde auf. Den hohen Anteil von Montmorillonit von etwa 30 % der Gesamttonsubstanz aus Proben der 70 m-Sohle, den er aus dem hohen Anteil von Montmorillonit-Illit-Wechselagerungen ableitet, gibt er als Grund an: „Nur aus der Verwitterung (tertiäre Kaolinisierung) des im Spessart allgegenwärtigen Buntsandsteins sind diese Gehalte nicht ableitbar“ (HEINE 2004: 142). Die eozänen Basalte in der Umgebung von Obernburg

a. Main (Kap. 4.2.1; Abb. 42) könnten als Liefergebiet dienen, allerdings gibt es bislang keinerlei Hinweise aus diesem Gebiet, die auf eine umfangreiche Produktion und Ablagerung von vulkanischem Lockermaterial schließen lässt. Unabhängig von einer möglichen vulkanischen Beeinflussung ist die primäre Entstehung im Zusammenhang mit der tropoiden Verwitterungsdynamik zu sehen.

Weitere Hinweise, die für einen morphogenetischen Zusammenhang von Tonbildung und Sandsteinverwitterung sprechen, ergeben sich auch aus dem Bohrprofil der Forschungsbohrung B 2003. Die Bohrung durchteufte das Tonlager und endete bei 101 m Tiefe in weißem, kaolinitischem, pulvrig bis sandig verwittertem Sandstein. Nach pysiognomischen Kriterien ist die Gesteinsbleichung nicht hydrothermal, sondern verwitterungsbedingt, und zeitlich gesehen, syn- und präsedimentärer Entstehung. Der Sandstein zeigt äußerlich die gleichen Merkmale wie die am *Plattenberg* und am *Eichelsberg* nachgewiesenen Sandstein-Saprolite. Aber auch eine tonmineralogische Vergleichbarkeit von zersetztem Sandstein und dem Substrat der Tonlagerstätte wurde nachgewiesen (HEINE 2004)

Sandstein-Saprolite bilden nicht nur die Basis des Tonlagers, sondern sind auch im Bereich angrenzender Höhen verbreitet. Am *Bischberg* (320 m NN), unmittelbar östlich der Lagerstätte, wurden im Lesesteinbefund gebleichte, wenn auch feste Sandsteine beschrieben (FÄTH-GONTSCHAROV 2005; Abb. 42). Als Bestandteil der Deckschichten markieren sie die Verbreitung saprolitisierter Sandsteine im Dachflächenbereich des *Bischberges*. Die Verwitterungsbildungen sind in tiefergelegenen Aufschlüssen des *Bischberges*, wie auch am Stolleneingang des Tonwerkes selbst nicht mehr nachweisbar. Es kann daher auf eine von oben nach unten abnehmende Verwitterungsintensität geschlossen werden. Die Sandsteinverwitterung ist dementsprechend auf Oberflächeneinflüsse zurückzuführen.

Zusammenfassend kann man festhalten, dass die primäre Entstehung der Klingenger und der Schippacher Tone mit der tropoiden Verwitterungsdynamik des Alttertiärs unmittelbar im Zusammenhang steht. Die Basis der Klingenger Lagerstätte bilden saprolitisierte Sandsteine als Reste der paläogenen Verwitterungsdecke, die schon vor der Tonablagerung existent war. Saprolite am benachbarten *Bischberg* zeigen auf, dass die chemische Intensivverwitterung auch noch nach der Tonentstehung fortwirkte. Die Tone werden quasi von Relikten tropoider Verwitterungsdynamik eingerahmt. Das Ausgangsmaterial der Tonbildung bilden die im Oligozän verbreiteten Gesteine und Lockermaterialien im Bereich des Großwallstadt-Obernburger Grabens, die von der chemischen Intensivverwitterung aufgearbeitet wurden. Insbesondere werden die höheren Gesteinseinheiten des Buntsandsteins im geologischen Untergrund des Alttertiärs vermutet. Die Verwitterungsdecke könnte über lange Zeitabschnitte des Alttertiärs lagekonstant

in den Tonsteinserien der Röt-Folge ausgebildet gewesen sein. Für die lokale Verbreitung von Muschelkalk im Obernburger Graben gibt es Anzeichen in den Liegendtonen der Tonlagerstätte Klingenberg. In der Bohrung B 2003 konnten nahe der Tonbasis wenige kleine Dolomit- und Mg-Calzit-Einsprenglinge nachgewiesen werden, die unter Umständen dem Muschelkalk zugeordnet werden können (HEINE 2004).

Die Bildung der Tonlagerstätten selbst und die Erhaltung der Tone hängt offensichtlich mit der tektonischen Entwicklung des südwestlichen Sandsteinspessarts zusammen. Als Auswirkung der Grabenbruchtektonik im Oberrheingebiet kam es über die Untermainebene zur regionalen Grabenbildung im Südwest-Spessart. Innerhalb des Obernburger Grabens wiederum sind Dehnungsregime entstanden, die zur Bildung eines rheinisch streichenden Halbgrabensystems (oder einer Spalte?) geführt haben. In diesem System liegen heute in großer Mächtigkeit die Klingenger und Schippacher Tone.

Noch vor der Ausgestaltung des Halbgrabens müssen die Tone in einer muldenartigen Vertiefung angereichert worden sein. In diese flache Senke konnten kleine Rinnsale ihre Suspensionsfracht transportieren, die aus den subrosiv oder erosiv aufgearbeiteten tonreichen Verwitterungsdecken stammte. Aus der Fehlordnung des Kaolinit wurde gefolgert, dass ein Materialtransport von etwa 1 – 2 km stattfand (KLEEBERG, R, zit. in HEINE 2004: 141).

Die tropische Vegetation hat u.a. bewirkt, dass die Aufarbeitung des tonigen Untergrundes nur sehr langsam erfolgte. Unter Umständen kam es im tropischen Oberboden auch zum Eintrag von Huminstoffen, die später durch den freigesetzten Kohlenstoff die Färbung der Tone wesentlich mitbestimmte. Weiterer organischer Eintrag in dieses Gewässer wurde nicht konserviert, sondern rasch mineralisiert. Das tropoide Umfeld begünstigte diese raschen Zersetzungsprozesse. Das Gewässer war dementsprechend nicht sehr tief und es entstanden keine Zonen anaerober Bedingungen. Auch eine Konservierung von biogenen Komponenten durch rasche Sedimentüberdeckung fand offensichtlich nicht statt. HARMS (2001: 89) stellt am Beispiel der Messeler Ölschiefer fest, dass Maare im tropenähnlichen Klima des Alttertiärs eine „ideale Voraussetzung für die Ablagerung biogener Sedimente“ darstellen. Zwar waren die klimatischen Bedingungen zur eozänen Fossilienlagerstätte Messel durchaus vergleichbar, nicht aber die Ablagerungsbedingungen. Die oligozänen Seesedimente von Klingenberg und Schippach liefern bis auf Pollen keinerlei floristische oder faunistische Befunde. Die Tone sind nicht das Ergebnis eines kleinen Ablagerungsraumes mit größeren Wassertiefen, wie es für Maare charakteristisch ist. Die Situation in Klingenberg/Schippach ist von großzügigeren Strukturen und von Flachwasserbedingungen geprägt.

Insgesamt müssten konstant tropoide Umweltbedingungen angenommen werden, die vermut-

lich mit einer langsamen und stetigen Einmuldung einherging. Dies kann aus dem einheitlichen, gering differenzierten Tonkomplex und dem Fehlen von größeren Fraktionen geschlossen werden. Das Fehlen von laminaren Sedimentstrukturen kann unterschiedlich erklärt werden. Entweder fand eine kontinuierliche Sedimentation ohne nennenswerten Materialwechsel statt oder es kam nachträglich zu einer Durchmischung des Tonkomplexes. HEINE (2004) fand Anzeichen für synsedimentäre Rutschungen. Diese Massenumlagerung fand zeitlich vor diagenetischen Prozessen statt. Dies belegt, dass nach der Tonsedimentation tektonische Bewegungen stattfanden, die zur Bildung des Halbgrabensystems und zum gestaffelten Absinken der Schollen führten. Im Bereich der heutigen Lagerstätte sanken die Schollen relativ zur Umgebung um etwa 115 m ab. Dieser Betrag geht aus der Bohrung B 2003 hervor, die saprolitisierten Sandstein, vermutlich den Plattensandstein (so₂), als Basis des Tonlagers erschloss. Die tektonischen Bewegungen haben offensichtlich den frischen und unverfestigten Tonkörper erfasst, der sukzessive in die Grabenstruktur abgeglitten ist. Eine diagenetische Verfestigung fand nach HEINE (2004) erst in dieser sekundären Lagerung der Tone statt.

4.2.2.2.5 Mysterium „Schippacher Sande“

In der Umgebung der **Schippacher Tone** zwischen *Sandbuckel* (228,5 m NN) und *Streitberg* (320 m NN) lagern Sande und Kiese, daneben gut gerundetes Schottermaterial in Mächtigkeiten von mehreren Metern. Dieses fluviale Material kam offensichtlich stratigraphisch über den Schippacher Tonen im Niveau von etwa 190 m NN zur Ablagerung. Die Sedimente sollen im Folgenden als **Schippacher Sande** beschrieben werden.

Die in den Schippacher Sanden angelegte Kiesgrube wurde nach Einstellung des Kiesabbaus als Klärschlammdeponie genutzt, die mittlerweile verfüllt und abgedeckt wurde. Die Aufschlussmöglichkeiten dieser wichtigen Lokalität sind heute bedauerlicher Weise nicht mehr gegeben, allerdings gibt es aus der ehemaligen Grube Bilddokumente und Schotteranalysen (RUTTE 1987:44, Abb. 13, 66 ff).

Die damaligen Funde gut gerundeter Sandstein-Schotter sind im Einschnitt des episodisch wasserführenden Fließgewässers im Oberlauf Richtung Erlenbach a. Main/Meckenhard noch nachzuvollziehen. Es handelt sich allerdings nicht um die bei RUTTE (1987) beschriebenen gebleichten, quarzitären Sandsteine mit Verwitterungsrinde, die offensichtlich in nunmehr verhüllten Horizonten aufgetreten sind. Ursprünglich konnte im Aufschluss eine gleichmäßige Lagerung der Kiese und Sande beobachtet werden, die auf ruhige fluviale Ablagerungsverhältnisse schließen lässt (RUTTE 1987).

Die Ablagerungen werden dem arvenensiszeitlichen **Klingenberger Strom** zugeschrieben, dessen Quellbereich in der Umgebung von Wölfersheim in Mittelhessen vermutet wird. Die

dortigen Schottervorkommen sind paläontologisch als arvenensiszeitlich anzusprechen. Ausgehend von der Lokalität Wölfersheim wurde ein N-S-orientiertes, arvenensiszeitliches Fließgewässer rekonstruiert, in dessen mittleren Fließabschnitt die Schippacher Sande zur Ablagerung kamen. Die arvenensiszeitliche Einstufung der Schippacher Sande beruht lediglich auf der Zuordnung zum **Miltenberger Urmain** RUTTE's (1987). Die in den Schippacher Sanden enthaltenen Schotter haben offensichtlich die Theorie einer N-S ausgerichteten Fließrichtung unterstützt.

Als Anhaltspunkt dient der mit 1 % am Schotterspektrum beteiligte Quarzporphyr, dessen Liefergebiet mit der *Hart-Koppe* bei Sailauf angegeben wird (RUTTE 1987). Es ist fraglich, ob der Sailauer Quarzporphyr (Kap. 2.1.2.2) zur Arvenensiszeit bereits angeschnitten war. Versteilung der Sandsteinstufe und Taleinschneidung (Kap. 4.4.4.3), die zur Freilegung des Paläovulkanits unmittelbar am Fuß der rezenten Sandsteinstufe führten, sind vermutlich später einzuordnen. Das mutmaßliche Liefergebiet liegt wohl im **Rodenbacher Hügelland**, das von Gesteinen des Rotliegenden aufgebaut wird. In konglomeratischen Lagen führen die Sedimentgesteine regelhaft Gerölle des unterpermischen Quarzporphyrs von Sailauf (BÜCKING 1892, KOWALCZYK 1983). Das Rotliegende des nördlich angrenzenden Ronneburger Hügellandes kommt aufgrund der Überdeckung mit Untermaintrapp wohl nicht als Liefergebiet in Betracht.

Die Komponenten von Muschelkalk im Geröllspektrum der Schippacher Sande könnten als Lokalmaterial eingeordnet werden und deuten folgerichtig die arvenensiszeitlich zumindest noch lokale Verbreitung von Muschelkalk im Spessart an (RUTTE 1987). Das Auftreten von verkieseltem Malmkalk ist nicht schlüssig, denn eine lokale Verbreitung von Malm ist im Jungtertiär nahezu ausgeschlossen. Jurassische Gesteine waren im Untersuchungsgebiet allenfalls noch im Alttertiär verbreitet. Das jüngere bis mittlere Mesozoikum war zur Ablagerungszeit der Schippacher Sande nicht mehr verbreitet und stand somit nicht mehr für die Abtragung zur Verfügung. Verkieselter Malmkalk - wenn diese stratigraphische Zuordnung stimmt - muss auf Ferntransport zurückgeführt werden und ist als Folge relativer Anreicherung im (pliozänen?) Flussnetz vertreten. Die rezente Verbreitung im Bereich der Schwäbischen Alb und Fränkischen Alb spricht aber eher für einen SE-NW-Transport und steht damit im Widerspruch zu den postulierten Fließrichtungen zur *Donau* hin. Ungeklärt ist das Auftreten von Diabas- und Kieseliefergeröllen aus dem Paläozoikum des **Thüringer Waldes**, die mit insgesamt 13 % einen bedeutenden Anteil am Geröllspektrum einnehmen.

Auch morphologisch geben die Schippacher Sande einige Rätsel auf. Die flache, etwa 3 km lange Einmündung, in der die möglichen arvenensiszeitlichen Ablagerungen liegen, besitzt keine erkennbare nördliche und südliche Fortsetzung. Einen südlichen Riegel bildet der Flächenpass im

Niveau von 270 m NN, der heute von der Siedlung Erlenbach a. Main/Mechenhard eingenommen wird. Auch in nördlicher Fortsetzung bei Elsenfeld/Schippach wird die Einmündung durch markante Erhebungen (*Heinchsthöhe*, 315 m NN und *Bildeckhöhe*, 353 m NN) begrenzt (Abb. 42).

Möchte man im Bereich des Großwallstadt-Obernburger Grabens einen Nord-Süd-gerichteten Flussverlauf konstruieren, muss man zwangsläufig postsedimentäre tektonische Einflüsse einbeziehen. Wenn der Flächenpass bei Mechenhard überwunden werden soll, muss eine relative Verstellung einzelner Schollen um mindestens 70 m stattgefunden haben. Ein weiterer Hinweis auf tektonische Aktivitäten liefert die rezente Höhenlage des Talbodens. Die orographische Position ist nicht stimmig mit den kartierten absoluten Höhen der postarvenensiszeitlichen Übergangsterrassen des angrenzenden Untermains. Hier werden Höhenlagen von 240 – 245 m NN für die untere (UÜT) und 250 – 255 m NN für die obere Übergangsterrasse (OÜT) angegeben (KÖRBER 1962). Die Terrassen tauchen allerdings nördlich angrenzend infolge der Absenkung des **Aschaffener Beckens** deutlich ab (KÖRBER 1959).

Im Widerspruch zu tektonischen Bewegungen steht die offensichtlich ungestörte Lagerung der Schippacher Sande. Möglicherweise sind Tektonik und Lagerung in Einklang zu bringen, wenn man entweder die puffernde Wirkung der unterlagernden Tone annimmt oder wenn man davon ausgeht, dass die Sedimente in gefrorenem und damit in fixiertem Zustand von tektonischen Einflüssen erfasst wurden. Somit könnten sich erste Kälteperioden im Übergang zum Ältestpleistozän andeuten, wie sie bereits für die **Wernfelder Schotter** gefordert wurden (KURZ 1988).

Grundsätzlich ist davon auszugehen, dass die tektonischen Bewegungen eine Modifizierung des Reliefs bedingten, das zuvor von Flächenbildung und fluvialer Dynamik geprägt war. Womöglich kann das Gebiet um Schippach als arvenensiszeitliche Talbucht gesehen werden. Die von KÖRBER (1959, 1962) postulierte Hochterrasse im Bereich des *Forstwaldes* kann in diese Überlegungen einbezogen werden, unabhängig davon, ob deren Geröllbestand eindeutig in das Pliozän gestellt werden kann (BACKHAUS 1967a). Allein die Verflachung im Niveau von 220-237 m NN passt gut in das Konzept des pliozänen Breittales (BÜDEL 1957, BUSCHE et al. 1989).

Zusammen mit dem südlich angrenzenden *Sandbuckel* [Name!] sind die räumlichen Möglichkeiten eines großzügigen Mäanderbogens gegeben, der ausgehend vom heutigen Maintal in den Bereich des Obernburger Grabens eingreift. Durch Aufleben der Grabenbruchdynamik und geringfügige Absenkung der Grabenscholle können die Schippacher Sande in eine Schutzposition gelangt sein und spätere Erosionsphasen überdauert haben. Zu bedenken ist auch eine mögliche Absenkung der Sandvorkommen durch den Abbau der liegenden Schippacher Tone.

Mit der neuen zeitlichen Einordnung der Klingenger Tone, zumindest der basalen Schichten in das Oligozän, ist die morphogenetische Interpretation der Schippacher Tone und Sande nicht klarer geworden. Ist die Datierung der hangenden Schichten der Schippacher Tone in das Altpliozän bzw. nach aktueller Tertiärgliederung in das (Ober-) Miozän gültig (VON DER BRELIE, G., Nachtrag zu BACKHAUS 1967a: 174), dann können die Schippacher Sande aufgrund der stratigraphischen Situation nach wie vor als pliozänzeitliche Ablagerung gesehen werden. Sind die Schippacher Tone vergleichbar den Klingenger Tonen insgesamt ins Oligozän zu stellen, steht für die Schippacher Sande ein vergleichsweise langer potenzieller Ablagerungszeitraum zur Verfügung. Die bisher bekannten Geröllspektren reichen für morphogenetische Interpretationen nicht aus, wenn das Netz an äquivalenten Lagerstätten nicht verdichtet werden kann. Zur Klärung morphogenetischer Fragen wären daneben Untersuchungen im Kontaktbereich Sand-Ton erforderlich, die heute nach Verfüllung der ehem. Kiesgrube nicht mehr ohne Weiteres möglich sind. Ein (schwacher) Hinweis auf oligozänes Alter der Sande ergibt sich aus den nachgewiesenen Schottern. Danach könnte tatsächlich Malmkalk, der womöglich im jüngeren Paläogen im Einzugsgebiet des Schippacher Gewässers noch verbreitet war, im Geröllspektrum auftreten.

4.2.3 Regional modifizierte Morphodynamik durch tektonische Einflüsse am Beispiel des Obernburger Grabens

Die tektonischen Aktivitäten im Oberrheingebiet haben sich im Gebiet des heutigen Spessarts unter anderem dahingehend ausgewirkt, dass verschiedene Sedimente zur Ablagerung kamen. Von diesen Sedimenten eignen sich die **Klingenger Tone** und die **Schippacher Tone** in besonderer Weise, den Einfluss der Tektonik auf die Verwitterungs- und Abtragungsdynamik zu analysieren. Sie unterstützen eine morphogenetische Betrachtung des gesamten **Großwallstadt-Obernburger-Grabens (GeoRE GOG-TG-1, GOG-TG-2)**, in dessen zentralem Bereich sie liegen.

Wenn man den Klingenger und Schippacher Tonen chronostratigraphische Bedeutung beimisst, muss der Beginn der bruchtektonischen Zerlegung im Bereich des Großwallstadt-Obernburger-Grabens in das Oligozän gestellt werden. DIETZ (1981) kommt bei morphologischen Untersuchungen im Main-Tauber-Bereich bereits zu diesem Ergebnis, wenngleich er die Genese der Tonlagerstätten anhand des damals aktuellen, aber insgesamt unsicheren palynologischen Befundes ins Jungtertiär stellt. Auch WEINELT (1962: 20) kommt zu dem Schluss, dass Grabenbrüche [als Element der saxonischen Bruchtektonik] „vermutlich schon im Oligozän angelegt, [...] aber erst im Miozän²⁶ ihre weitere Ausgestaltung“ erfuhren. Dies begründet er damit, dass „auf der abgesunkenen Scholle im Maintal Oligozän erbohrt wurde“. Weitere Informationen z.B. zur Lage der Bohrung und zu biochronostratigraphischen Markern wurden nicht gegeben.

²⁶ Die „Ausgestaltung“ der oligozänen Strukturen wurde evtl. aufgrund der damals verbreiteten Annahme einer miozänen Schwerepatmineralisation ins Miozän gestellt.

Unter Berücksichtigung der Befunde bei Klingenberg und Schippach kann ein Modell für die Entwicklung des Großwallstadt-Obernburger Grabens entwickelt werden (**Abb. 53**). Die präoligozäne Aufwölbung im Oberrheingebiet hat auch im Spessart zu einer sehr geringen Erhöhung der Landoberfläche geführt. Aufgrund der erhöhten Reliefenergie wurde auch die Abtragung der triassischen Gesteine beschleunigt. Die flächenbildenden Prozesse wurden ebenfalls intensiviert. Die flächenhafte Tieferschaltung hat vermutlich die tektonische Hebung im Betrag kompensiert, so dass die präoligozäne bis oligozäne Landoberfläche nie in exponierte Lagen kam. Die Verwitterungsdecke lag im Oligozän vermutlich im Bereich der Röttone, die zunächst ein tieferes Eindringen der chemischen Intensivverwitterung hemmten.

Die Verbreitung der Tonstein-Serien des oberen Buntsandsteins im Oligozän kann nicht eindeutig belegt werden, es gibt allerdings auch keine Anzeichen für anstehenden Muschelkalk oder Keuper in diesem Gebiet. Allein die wenigen Dolomitsplitter an der Sohle der Bohrung B 2003 (HEINE 2004) könnten den partiellen Bestand von Muschelkalk im Bereich der oligozänen Landoberfläche andeuten. Aufgrund der tropoiden Verwitterungsdynamik hätten Karbonate aber in Lösung gehen müssen, so dass hier alternative Bildungsbedingungen diskutiert werden müssen.

Die tektonischen Impulse aus dem Oberrheingebiet haben seit dem Oligozän auch den südwestlichen Spessart beeinflusst. Es muss angenommen werden, dass eine initiale Bruchtektonik zur Ausbildung von rheinisch streichenden Schwächezonen führte. Als Störungsbündel (oder Kluftnetz) haben sie eine bessere Wasserwegsamkeit bewirkt und damit die Tiefenverwitterung begünstigt. Daher konnte im Bereich der heutigen Tonlagerstätte die Intensivverwitterung tiefere Gesteinsschichten erreichen und den Plattensandstein liegend der Röttone entfärben.

Im Zuge der fortschreitenden Tektonik konnte sich im Bereich der heutigen Tonlagerstätten eine rheinisch streichende Schwächezone entwickeln. Darüber konnte sich eine schwache, langgestreckte Senke bilden, die sich von Klingenberg bis Schippach erstreckte. Spülprozesse, welche die tonigen Komponenten der umliegenden Verwitterungsdecke aufarbeiteten, waren auf diese Senke ausgerichtet. Es entstand ein ruhiges und flachgründiges Stillgewässer, in dem die Schwebfracht der zahlreichen Fließgerinne abgesetzt werden konnte. Die kohligen Tonsubstrate, die an der Basis des Klingengerger Tonlagers liegen und in der Bohrung B 2003 erschlossen wurden, gehören in die initiale Phase der Senkenbildung. Dementsprechend wurde die Senke zu Beginn der Tonsedimentation immer mehr durch Staunässe geprägt und versumpfte schließlich vollständig.

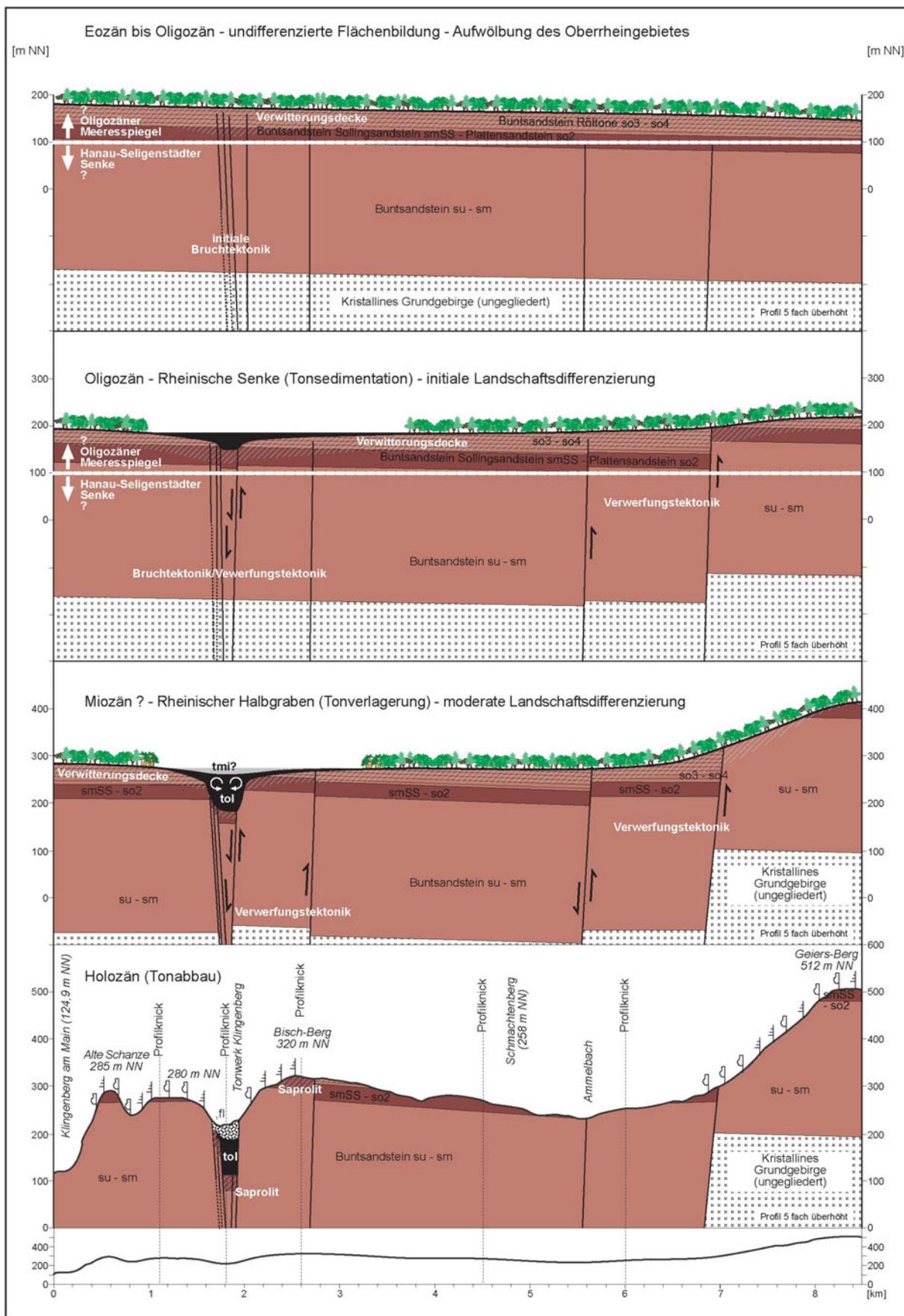


Abb. 53: Tektonische und morphologische Entwicklung des Oberrheingrabens und der Tonlagerstätte Klingenberg (und Schippach) – tol = Tertiär-Oligozän, tmi = Tertiär Miozän.

Im Anschluss an die initiale Bruchtektonik kam es zu Verwerfungstektonik, die zur geringfügigen Verstellung einzelner Schollen führte. Die tropoide Verwitterungsdynamik hat diese initiale Tektonodynamik weitestgehend kompensiert, so dass keine bedeutenden morphologischen Unterschiede entstanden. Das Gebiet lag als undifferenzierte Rumpffläche in der räumlichen Nähe zum Oligozänmeer, das sich in die **Hanau-Seligenstädter Senke** vorarbeitete. Evtl. war die spätere östliche Randscholle des Obernburger Grabens schon morphologisch betont (vgl. **Abb. 53**).

Die Tonsedimentation wurde indessen im Flachwasserbereich kontinuierlich fortgesetzt. In der zentralen Senke konnte über der absinkenden Scholle ein Tiefenbereich entstehen, der als Sedimentfalle wirkte. Zentrale Tonschichten gelangten bei langsamen Absinkbewegungen in Schutzpositionen, während Tonsubstanz aus der umliegenden Verwitterungsdecke kontinuierlich als Schwebfracht nachgeliefert wurde. Da im Klingenger Ton keine Spuren von Oxidationen nachgewiesen werden konnten, muss man davon ausgehen, dass das Stillgewässer nie austrocknete und die tonigen Sedimente dem Luftsauerstoff ausgesetzt waren. Offensichtlich war die kontinuierliche Wasserzufuhr z.B. durch einen hohen Grundwasserspiegel oder ein nahes Fließgewässer gesichert.

Die Bildung des Halbgrabens im Bereich der heutigen Lagerstätte erfolgte sehr gleichmäßig und langsam, so dass sich Tone immer mächtiger über den abgesunkenen Schollen anreichern konnten. Bereits abgelagerte Tonschichten wurden unter Umständen auch turbulent in den immer weiter absinkenden Grabenbereich eingebracht. Damit sind die subaquatischen Rutschungen HEINE's (2004) in diesen morphogenetischen Überlegungen berücksichtigt.

Bemerkenswert ist, dass es nicht zur Verunreinigung durch Grobmaterial kam. Das umliegende Material der Tonlagerstätte war zunächst auch nicht durch Gesteine geprägt, die ein grobkörniges Substrat hätten freisetzen können. Es wird angenommen, dass im ersten Stadium der Lagerstättenbildung eine tiefgründige Verwitterungsdecke in den Röttonen ausgebildet war.

Beim Absinken der zentralen Scholle im Bereich der Lagerstätte konnte sich im Übergang zu den flankierenden Sandsteinlagen des Mittleren Buntsandsteins vermutlich eine Art Gleitfilm bilden. Rezent bildet ein weißer, wenige Dezimeter mächtiger Lehm den Übergang Buntsandstein-Ton (vgl. 4.2.2.2.2). Dieser Lehm bildet auch heute noch einen wasserwegsamem Kontaktbereich, der die Scherbewegungen beim Absinkprozess vermutlich gut abpuffern konnte. Eine mechanische Beanspruchung der Lagerstättenflanken aus Buntsandstein ist ohnehin nicht zu erwarten. Eine mögliche Deformation des Tonkörpers durch tektonische Bewegungen konnte durch das plastische Gefüge des Tones abgefedert werden. Durch zunehmende Auflast wurden die Tone, zumindest in den basalen Lagen auch diagenetisch verfestigt (vgl. HEINE 2004), was ihre Plastizität aber nicht beeinflusste.

Die tektonischen Aktivitäten im Obernburger Graben hielten vermutlich bis in das Miozän an. Die reduzierte Verwitterungsdynamik und die eingeschränkte Flächenbildung (vgl. Kap. 4.3) konnten nicht mehr den tektonischen Bewegungen folgen. Die Schollen, insbesondere die Grabenrandschollen wurden auch morphologisch herausgestellt, wenngleich eine eingeschränkte Saprolitisierung im Bereich der schwach geneigten Hänge angenommen werden kann. Insgesamt muss die Verwitterungsdecke und die korrespondierende Rumpffläche im Obernburger Graben über lange Zeit in den Tonsteinen der Röt-Folge gelegen haben. Die miozäne Hebung hat vermutlich dazu geführt, dass sich am Fuß des *Geiers-Berges* die Verwitterungsdecke in den Mittleren Buntsandstein vorgearbeitet hat (**Abb. 53**).

Bis in das Miozän hinein war das Gebiet in der orographischen Umgebung des oligozänen/miozänen Meeresspiegels gelegen. Es fand keine morphologische Aufwölbung des Gebietes statt, oder auch kein morphologisch nachvollziehbares Einbrechen bzw. Absinken von Schollen. Die zentralen Grabenschollen sind nur relativ abgesunken, indem sie bei der fortschreitenden Aufwölbung im Miozän gegenüber den Randschollen zurückgeblieben sind. Die Bildung des Obernburger Grabens ist also eher durch ein selektives Aufsteigen der Randschollen als durch ein Einbrechen der Grabenschollen zu erklären.

Für die kontinuierliche tektonische Aktivität gibt es aus der Klingenberg Lagerstätte ebenfalls neue Erkenntnisse. Es gibt Anhaltspunkte dafür, dass der Tonkomplex von einer zentralen, rheinisch streichenden Störung gequert wird, an der auch quartäre Deckschichten abgesetzt sind. Vermutlich ist diese Störung dafür verantwortlich, dass die hangenden quartären Sedimente zumindest abschnittsweise nahezu 50 m Mächtigkeit erreichen konnten. Dies wird im Befund der Bohrung B 2003 belegt.

Die heutige Gestalt des **Großwallstadt-Obernburger Grabens (GeoRE GOG-TG-1, GOG-TG-2, Abb. 45, unten)** geht nach den hier dargestellten Befunden also bereits auf die Verwitterungs- und Abtragungsdynamik des Oligozäns zurück. Im Jungtertiär und im Quartär wurden die bestehenden Formen entsprechend akzentuiert, im Wesentlichen dadurch, dass Verwitterungsbildungen abgetragen und strukturelle Elemente betont wurden. Eine subsequente Furche vor der östlichen Landstufe (**GeoRE GOG-HB-1**) kann mit einer jungtertiären räumlich eingeschränkten Flächenbildung erklärt werden. Die Muldentäler gehen im weiteren Verlauf über einen Kerbensprung in Kerbtäler/Kerbsohlentäler über. Diese sind das Ergebnis der jungtertiären bis quartären Entwicklung in diesem Gebiet. Die mächtigen Lößablagerungen im Obernburger Graben, die in **Abb. 53** nicht berücksichtigt wurden, sind unter anderem auf die beckenartige Morphologie im Obernburger Graben zurückzuführen. Gegenüber den Rahmenhöhen bildet der Grabenbereich heute ein großräumiges Becken, in dem die Lößablagerung gefördert wurde. Ob Reste der ehe-

maligen tonigen Verwitterungsdecke ebenfalls die Lößablagerung begünstigten, kann bislang nicht eindeutig nachgewiesen werden.

4.2.4 Persistente Strukturelemente des Eozäns bis Oligozäns

Die Vorzugsrichtung der alttertiären tektonischen Prägung des südwestlichen Untersuchungsgebietes, wie es am Beispiel der Tonlagerstätten Klingenberg und Schippach gezeigt wurde, ist die rheinische Richtung. Dieser Richtung folgen ein Großteil der Verwerfungen im **Großwallstadt-Obernburger Graben (GeoRE GOG-TG-1, GeoRE GOG-TG-2)**, wie auch die Grabenrandverwerfung selbst (DIETZ 1981). Die als Bruchstufe benannte Struktur (vgl. SIEBERT 1934) ist rezent durch einen steilen Anstieg von etwa 215 m morphologisch akzentuiert. Aber auch das Gewässernetz zeichnet vielfach die Schwächelinien dieser Richtung nach, z.B. in der Umgebung von Leidersbach/Roßbach und Hausen (JUNG 1996, 2004), aber auch an anderen Stellen im Obernburger Graben (DIETZ 1981).

Bei der Betrachtung der Reliefdarstellung (Abb. 46), die GIS-gestützt aus dem Digitalen Geländemodell DGM 25 abgeleitet wurde, können weitere rheinisch streichende Strukturen erkannt werden. Es sind in diesem Falle keine Strukturelemente, die durch Fließgewässer akzentuiert und betont werden, vielmehr sind es Reliefausschnitte der Hochlagen des Spessarts, die in ihrer Zusammenschau eine lineare Ausrichtung erkennen lassen.

Ein Reliefausschnitt mit vorwiegend rheinischen Reliefstrukturen liegt östlich der Randverwerfung des Obernburger Grabens (**Höhenrücken Langer Berg GeoRE SH-HR-10**). Nordnordöstlich des Großwallstadt-Obernburger Grabens liegt das **Rumpftreppengebiet Echterspfahl (GeoRE SH-RT-14)**, das in seinen höchsten Lagen ebenfalls rheinische Elemente beinhaltet. Die gleichen Strukturen sind im nördlich angrenzenden **Walm-Höhenrücken Hirschkopf (GeoRE SS-WH-6)** festzustellen. Die Höhenlagen, die hier insbesondere die rheinische Richtung erkennen lassen, liegen im 460 m NN-Niveau. Wiederum nördlich angrenzend, allerdings parallel nach W versetzt, werden die 500 m NN-Höhenlagen im Bereich des **Walm-Höhenrückens Eselshöhe (GeoRE SS-WH-3)** durch diese Richtung dominiert. Auch in der Umgebung der *Hermannskoppe* tritt die rheinische Richtung deutlich in Erscheinung. Teile des **Höhenrückens Waldspitze (GeoRE SH-HR-3)** sowie der **Höhenrücken Mark-Berg (GeoRE SH-HR-2)** bis zur Dachfläche des **Hanauer Berges (GeoRE SH-HF-2)** können ebenfalls in dieses Richtungsschema eingepasst werden. Im südlichen Spessart tritt am **Höhenrücken Geiersberg (GeoRE SH-HR-6)** die rheinische Richtung dominant morphologisch in Erscheinung.

Diese auffälligen, linear rheinischen Strukturen werden hier als **Rheinische Achse des Spessarts** definiert. Dies wird nahezu im gesamten Spessart durch die aufgeführten Höhenrücken dokumentiert, im südwestlichen Sandsteinspessart sind es zudem rheinisch orientierte Gewässersys-

teme und Verwerfungs-tektonische Strukturen.

Es stellt sich die Frage, wie diese Anpassung der Oberflächenformen an das rheinische Strukturinventar in den höheren Reliefstockwerken zu erklären ist. Ein unmittelbar tektonischer Einfluss scheidet aus, denn keiner der angesprochenen Höhenrücken wird im Scheitelverlauf oder am Hangfuß von rheinischen Verwerfungen beeinflusst. Die Verwerfungen folgen im zentralen Spessart weitestgehend herzynisch bis fränkischen Richtungen (Kap. 2.1.3, **Abb. 122** Kap. 6 Anhang) und queren lediglich die rheinisch orientierten Höhenrücken. Die Reliefanpassung an rheinische Richtung im zentralen und nördlichen Sandsteinspessart ist entsprechend unabhängig von Verwerfungslinien.

Auch die Klüftung scheint keinen Einfluss auf die Entstehung dieser rheinischen Reliefmuster zu besitzen. Die in diesem Gebiet nachgewiesenen Klüftungen streichen meist mit 30-50 ° mit etwas flacheren Winkeln als die rheinische Richtung (OKRUSCH & WEINELT 1965: 215). Die heute nachweisbare Klüftung steht offensichtlich nicht in genetischem Zusammenhang mit der rheinischen Orientierung der Höhenzüge. Über ein rheinisches Klüftmuster, das im Oligozän die Verwitterungs- und Abtragungsdynamik beeinflusste (vgl. Kap. 3.1.3.3.2), lässt sich demnach nur spekulieren.

Die rheinische Richtung in den höheren Reliefausschnitten kann plausibel erklärt werden, wenn man eine geringfügige Deformation in Form von rheinisch streichenden Verbiegungen annimmt, die im Spessart als Folge der Grabenbruchtektonik am Oberrhein entstanden.

Es ist nicht eindeutig rekonstruierbar, wie sich die rheinischen Deformationen im heutigen Relief durchpausten. Die oligozäne Verwitterungsdecke war zunächst in stratigraphisch höheren Gesteinslagen ausgebildet und hat sich sukzessive in den Buntsandstein-Untergrund vorgearbeitet. Impulse gaben die tektonischen Bewegungen im Oberrheingebiet, die sich bruchtektonisch bereits im Südwest-Spessart auswirkten (Kap. 4.2.3). Es ist nicht eindeutig zu klären, wann sich im zentralen Spessart diese tektonischen Bewegungen auch morphologisch auswirkten und zur Modifizierung des Flachreliefs führten. Vermutlich haben sich die rheinischen Deformationen zunächst nur subterran ausgewirkt und wurden von der undifferenzierten Intensivverwitterung kompensiert. Mit der allmählichen Klimaverschlechterung wirkten flächenbildende Prozesse nur noch räumlich eingeschränkt, so dass die rheinischen Strukturen des Untergrundes freigelegt werden konnten.

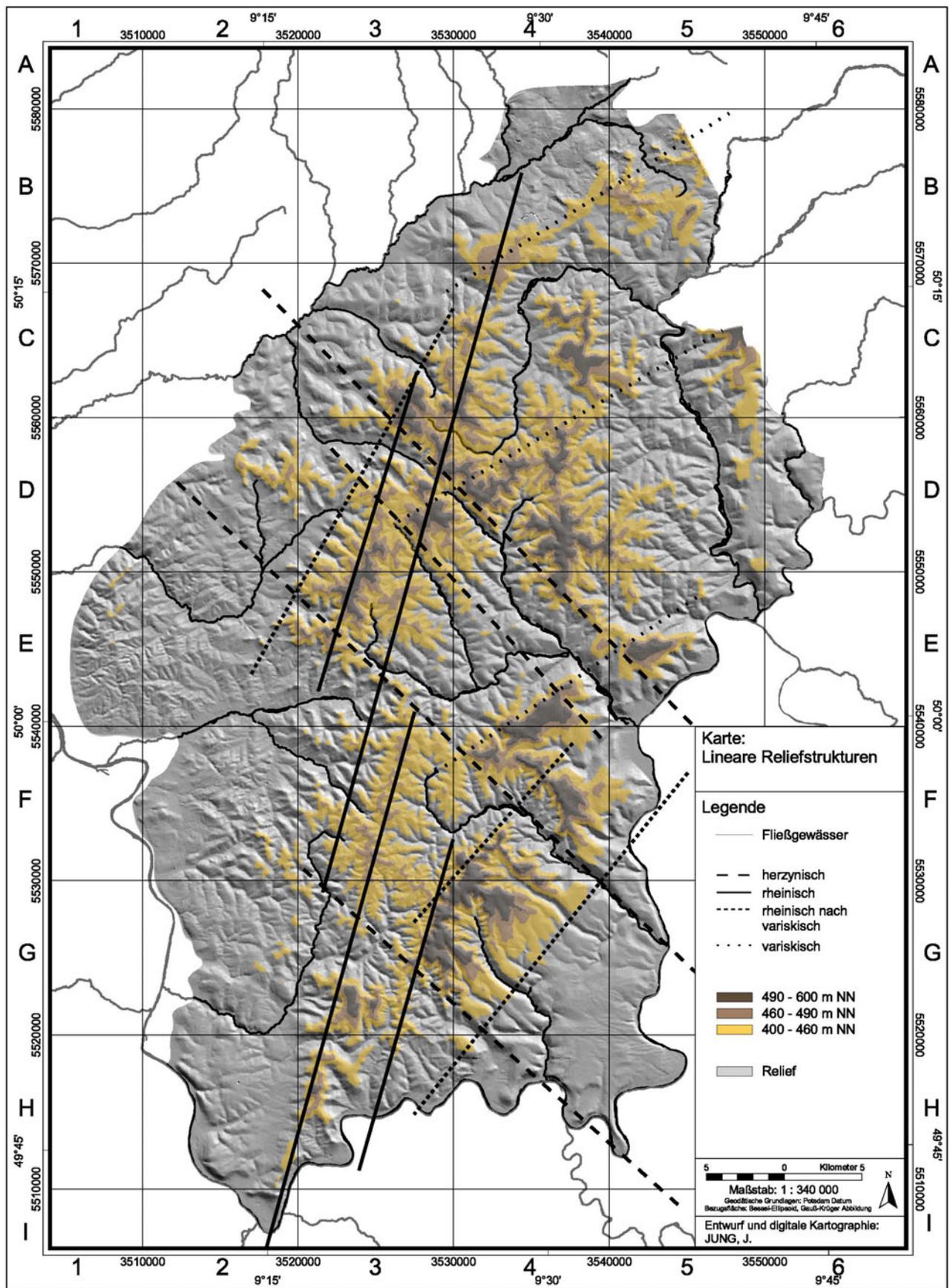


Abb. 54: Karte: Lineare Reliefstrukturen der Hochlagen des Spessarts. - Quelle: Digitales Geländemodell DGM 25 © DTK 25 © Landesamt für Vermessung und Geoinformation.

Dieser Formungsmechanismus, der zuletzt als **restriktive Flächenbildung** bezeichnet wurde (BOLDT 1998, 2001; Kap. 3.2.1) ist im Untersuchungsgebiet uneingeschränkt nachvollziehbar. Am Beispiel der rheinischen Reliefelemente dieser Mittelgebirgsregion stellt sich aber die Frage, in welchem Abschnitt der tropoiden Phase eine zunehmende Betonung des strukturellen Inventars einsetzte. Es könnte sein, dass diese Reliefausschnitte bereits im Alttertiär rheinisch streichende Hochgebiete waren, die als schwach betonte Formen, etwa als flachgewölbte Schildinselberge die oligozäne Rumpffläche überragten. Dann gäbe es Parallelen zum oberpfälzischen **Fichtelgebirge**. Mit dem *Schneeberg*, *Ochsenkopf* und *Kösseine* wurden hier einige Erhebungen ebenfalls als alttertiäre Schildinselberge eingestuft (LOUIS 1984).

Die morphogenetische Deutung als oligozäne Schildinselberge kann am Beispiel des **Walm-Höhenrückens Eselshöhe (GeoRE SS-WH-3)** diskutiert werden. Dieser rheinisch orientierte Höhenzug wird beidseitig, das heißt nach WNW zum heutigen **Stufenvorland (GeoRE SV)** und nach ESE zum heutigen **Intramontanen Becken (GeoRE SH-IMB)** hin von geringfügig abgesetzten Niveaus begleitet. Es handelt sich um 30 bis 40 m tiefer gelegene, teils 5 km breite Flächensäume, die in Folge fluvialer Deformation in einzelne Vorsprünge und Buchten festgelegt sind. Diese Flächensäume werden heute als Bestandteil der Sandsteinstufe (**GeoRE SS-SH**) oder als Saumgebiete (**GeoRE SH-IMBS-1**) des **Intramontanen Beckens Baßberg-Sailhöhe (GeoRE SH-IMB-1)** gesehen.

Im Bereich dieser Flächenstreifen, die von dem rheinisch orientierten **Walm-Höhenrücken Eselshöhe (GeoRE SS-WH-3)** abgesetzt sind, fand eine intensive chemische Verwitterung der Sandsteine (su) statt, die sich heute noch durch die verbreiteten Sandstein-Saprolite z.B. im Bereich der *Kuppe* bei Sailauf/Eichenberg bis zur *Steigkoppe* belegen lassen (vgl. Kap. 3.1.3). Begünstigt durch das tiefgründig aufbereitete Gestein wurde die Rumpffläche im Bereich der Flächenstreifen nach und nach tiefer gelegt. Der heutige Walm-Höhenrücken wurde im Untergrund nur in reduziertem Maße von chemischen Verwitterungsprozessen erfasst und war schließlich der Flächenbildungsdynamik entzogen. Er blieb zunächst als langgestreckte flache Aufwölbung erhalten, während die umliegenden Flächen fortschreitend tiefergeschaltet wurden. Die hydrologischen Bedingungen im Bereich des Inselberges, z.B. die zunehmend gute Drainage des Höhenzuges, haben diese Freistellung zusehends begünstigt.

Wann die morphologische Betonung von rheinischen Strukturen im Spessart-Relief erfolgte, kann nicht abschließend beantwortet werden. Die klimatischen Voraussetzungen waren sicher noch für eine undifferenzierte Flächenbildungsdynamik geeignet. Es deutet sich allerdings an, dass sich eine erste Reliefmodifizierung früher als in anderen Mittelgebirgslandschaften einstellte. Da die rheinische Richtung am Beispiel der **Klingenberger Tone und Schippacher Tone**

zumindest mit der oligozänen Tektodynamik in Verbindung gebracht werden muss, kann auch über eine alttertiäre, tektonisch initiierte Reliefmodifizierung spekuliert werden.

4.2.5 Zusammenfassung

Die tropoiden Klimaverhältnisse der jurassisch-kretazischen Phase setzten sich auch im Alttertiär fort. Trotz nachweisbarer Klimaschwankungen (vgl. Kap. 3.1.1) ist davon auszugehen, dass die undifferenzierte Verwitterungs- und Abtragungsdynamik auch im Alttertiär unverändert wirkte. In der eozänen **Fossilagerstätte Messel**, die westlich an das Untersuchungsgebiet anschließt, gibt es beeindruckende floristische und faunistische Belege für das tropoid geprägte Paläoenviroment des Alttertiärs. Die tropenähnlichen Klimabedingungen förderten die Bildung einer weitestgehend undifferenzierten Rumpffläche, welche die alttertiäre Landschaft im Gebiet des heutigen Spessarts prägte.

Die chemische Intensivverwitterung und flächenhafte Abtragung hat seit dem ausgehenden Jura immer ältere Gesteinsschichten des permotriassischen Deckgebirges erfasst. Aus dem alttertiären Basalt-Vulkanismus, insbesondere in der Umgebung von Aschaffenburg und im **nördlichen Sandstein-Odenwald**, ist bekannt, welche Gesteinsserien im Untergrund der tiefgründigen alttertiären Verwitterungsdecke verbreitet waren. Bei Aschaffenburg/Strietwald wurde ein eozäner Basalt beschrieben (43 ± 3 Ma, HORN, LIPPOLT & TODT in STREIT & WEINELT 1971), der in der Schlotbrekzie Gesteinsfragmente eines Muskovit-Biotit-Gneises des Rotgneis-Komplexes und eines feinkörnigen, teils saprolitisierten Buntsandsteins führt (STREIT & WEINELT 1971). Daraus kann auf die eozäne Verbreitung von Sandsteinen im Bereich des **Vorderen Spessarts** geschlossen werden.

Der Einbruch des **Ober rheingrabens** wirkte sich über das **Mainzer Becken** und schließlich über die **Hanau-Seligenstädter Senke** bis in den westlichen Teil des Untersuchungsgebietes aus. Sedimentologische Befunde führten zu dem Schluss, dass die **Spessartrandverwerfung** bereits im Oligozän angelegt [aber erst im Pliozän ausgestaltet wurde] (SCHOTTLER & HAUPT 1923). Durch tektonische Bewegungen gelangten die marinen **Rupeltone** bei Bad Soden-Salmünster/Eckardroth in Schutzpositionen. Die Tone zeigen heute die räumliche Nähe der marin geprägten Denudationsbasis an, die im Eozän den Festlandsgebieten vorgelagert war.

Der eozäne Basalt des im **zentralen Odenwald** gelegenen *Katzenbuckels* führt sogar noch Fragmente des Jura-Malms (Kap. 4.1.1). Durch den Vergleich beider Basalte ergeben sich Hinweise darauf, dass entweder unterschiedliche Gesteine des Deckgebirges an der alttertiären Oberfläche anstanden und/oder eine erste lokale morphologische Differenzierung vorlag. Tektonische Bewegungen im Oberrheingebiet, die unterschiedlich stark in das Untersuchungsgebiet ausstrahlten, sind die Ursachen für diese lokale Reliefmodifizierung.

Die Lagerstättengeneese der **Klingenberger Tone** und der **Schippacher Tone** kann mit der Grabenbruchtektonik des Oberrheingebietes in Zusammenhang gebracht werden. Zunächst entstanden die Tone durch die chemische Intensivverwitterung von Sandsteinen, wie tonmineralogische Vergleiche mit Umlagerungsprodukten aus Sandstein-Saprolit am nördlich gelegenen *Plattenberg* und *Eichelsberg* belegen (JUNG 1996, 2004). Ihre Anreicherung erfolgte dann in einem flachen Stillgewässer, das in einer rheinisch streichenden Senke über initialen Störungszonen entstand. Aktuelle palynologische Untersuchungen von basalen Schichten dieser Seesedimente führten zur Einstufung in das Oligozän (HOTTENROTT, M. zit. in HEINE 2004). Die noch frischen Tonsedimente sind schließlich auf kleinen Grabenschollen über 100 m tief in einen Halbgraben abgesunken bzw. sie wurden syntektonisch eingeschwemmt. Ihre diagenetische Verfestigung erfuhren sie erst in sekundärer Lagerung im eng begrenzten Halbgraben (HEINE 2004).

Die Tonlagerstätten Klingenberg und Schippach belegen die alttertiäre tektonische Beeinflussung im Bereich des Südwest-Spessarts, die durch die tektonischen Aktivitäten am Oberrhein ausgelöst wurden. WEINELT (1962) und DIETZ (1981) vermuteten die bereits oligozäne Bruch- und Verwerfungstektonik, konnten aber nur wenige geologische und morphologische Anhaltspunkte liefern. Mit der Einstufung der Klingenberger und Schippacher Tone ins Oligozän bekommen diese Befunde neues Gewicht.

Weitere Anhaltspunkte für Auswirkungen der Grabenbruchtektonik des Oberrheingebietes sind die rheinischen Richtungen, die vor allem im Südwest-Spessart auftreten. Fließgewässer bzw. Talzüge zeichnen häufig diese alttertiären tektonischen Schwächezonen nach und verlaufen auffällig rheinisch (DIETZ 1981). Es gibt aber auch Vollformen, die dieser Richtung folgen.

Die GIS-gestützte Darstellung des Spessart-Reliefs auf Basis des Digitalen Geländemodells DGM 25 ermöglicht eine ungestörte visuelle Analyse von dominanten Richtungen im Relief (Abb. 46). Es können Reliefstrukturen erkannt werden, die meist von anderen Karteninformationen überlagert werden. Es fällt auf, dass einige hochgelegene Höhenrücken dominant der rheinischen Richtung folgen. Es sind dies z.B. der **Walm-Höhenrücken Eselshöhe (GeoRE SS-WH-3)** oder der **Höhenrücken Geiersberg (GeoRE SH-HR-6)**. Es wird unterstellt, dass die oligozäne Tektonik für diese Strukturen verantwortlich ist und z.B. eine rheinisch orientierte Deformation erzeugt hat. Leichte Verbiegungen hatten nachhaltigen Einfluss auf die chemischen Verwitterungsprozesse. Posttektonisch wurden die Verwitterungsunstetigkeiten unterschiedlich inwertgesetzt, indem z.B. die Flächenbildung über intensiv verwitterten Gesteinen beschleunigt wirkte. Es muss vermutet werden, dass rheinisch streichende Deformationen auch moderat morphologisch betont wurden und als schwache Aufwölbungen die oligozäne Rumpffläche überragten.

Alle sedimentologischen und morphologischen Befunde sprechen dafür, dass die undifferenzierte Verwitterungsdynamik, die primär vom tropoiden Klima des Alttertiärs beeinflusst und gesteuert wird, regional durch endogene Prozesse modifiziert wird. Als Ursache hierfür wird die räumliche Nähe zum tektonisch aktiven **Oberrheingraben** gesehen. In entfernten Gebieten haben sich diese tektonischen Einflüsse nicht oder nur in geringem Maß ausgewirkt, so dass sich hier eine weitestgehend undifferenzierte Flächenbildungsdynamik fortsetzte. Beispiel hierfür sind die **Haßberge** und ihr Vorland im nordöstlichen Unterfranken (BOLDT 2001). Im Gebiet des Spessarts führte die Tektonik im Oberrheingebiet zu einer frühen Reliefmodifizierung im ausgehenden Oligozän.

4.3 Restriktive Flächenweiterbildung vom Untermiozän bis ins Unterpliozän

Die neogene Reliefentwicklung ist geprägt von einer tendenziellen globalen Klimaverschlechterung vom Untermiozän bis ins Pliozän. Damit verbunden ist eine zunehmend selektiv wirkende Verwitterung, die in ihrer Intensität immer mehr eingeschränkt wurde. Auch die flächenbildenden Prozesse konzentrieren sich zusehends auf Areale, die von ihrer geogenen Ausstattung eine Flächenbildung begünstigten bzw. von der Intensivverwitterung entsprechend vorbereitet wurden. Die Formung dieser ausklingenden tropoiden Phase wird fortan von der **restriktiven Flächenbildung** bestimmt (vgl. BOLDT 1998, 2001). Modifizierend wirkten tektonische Einflüsse, die im Untersuchungsgebiet auch für das Jungtertiär nachgewiesen werden können. Tertiärsedimente und Vulkanite des Jungtertiärs vor allem in den Randlagen des Spessarts eröffnen die Möglichkeit, jungtertiäre Formungsprozesse herauszuarbeiten. Günstige Voraussetzungen bieten die **Hanau-Seligenstädter Senke** und der **Vordere Spessart**. Herausragende Untersuchungsmöglichkeiten sind im nördlichen Untersuchungsgebiet, im Bereich des **Schlüchterner Beckens** im Übergang zum **südlichen Vogelsberg** und zur **Südrhön** gegeben.

4.3.1 Untermiozäne Morphodynamik durch tektonische Aktivität im Schlüchterner Becken

4.3.1.1 Belebung der Verwerfungs- und Bruchschollentektonik

Der nördliche Spessart, insbesondere das **Schlüchterner Becken** sowie die nördlich und östlich angrenzenden Gebiete des **Vogelsberges** und der **Rhön** sind stark tektonisch zerstückelt (Kap. 2.1.3). Dies wird im Bild der Störungslinien und anhand der kleingliedrigen petrographischen Differenzierung dieses Gebietes deutlich. (EHRENBERG & HICKETHIER 1971, SCHWARZMEIER & WEINELT 1981; Kap. 2.1, **Abb. 2**).

Die tektonischen Aktivitäten gehen auf eine Belebung der **Kinzigmulde** und der **Schlüchterner Mulde** (Kap. 2.1.3) zurück. Als Folge von Setzungserscheinungen entstand im Schlüchterner Gebiet ein regelrechtes Schollenmosaik. Die einzelnen Schollen bilden daher eine Depression gegenüber dem südlich angrenzenden Aufwölbungsbereich der **Spessart-Rhön-Schwelle**. Es ist

davon auszugehen, dass ein tendenzielles und gleichzeitig selektives Absinken mit unterschiedlichen Setzungsgeschwindigkeiten erfolgte, wodurch die einzelnen Schollen im relativen Bezug zu Nachbarschollen abwechselnd zur Hoch- und Tiefscholle wurden (EHRENBERG & HICKETHIER 1971). Kleinräumig entstanden dadurch, je nach relativer Position der einzelnen Schollen zueinander, abwechselnd Abtragungs- und Ablagerungsräume. Im Wechselspiel von Abtragung und Sedimentation wurden die tektonisch entstandenen Unterschiede dann wieder ausgeglichen.

Die verbreiteten untermiozänen Sedimente (Kap. 4.3.1.2) und Vulkanite (Kap. 4.3.1.3) bieten die Möglichkeit einer zeitlichen Einordnung der tektonischen Bewegungen dieses Gebietes. Brüche und Verwerfungen erfassen sowohl Sedimente als auch Basalte und verstellen diese in unterschiedlichen Beträgen. Daraus kann gefolgert werden, dass die bruch- und verwerfungstektonischen Aktivitäten dieses Gebietes prä- bis synsedimentär bzw. syn- bis postbasaltisch stattfanden (EHRENBERG & HICKETHIER 1971, 1978, 1982, DIEDERICH & EHRENBERG 1977, DIEDERICH et al. 1988).

Belege für eine präbasaltische tektonische Aktivität ergeben sich durch den unterschiedlichen präbasaltischen Gesteinsuntergrund. Basaltdecken lagern zum einen unmittelbar über (meist saprolitisiertem) Buntsandstein, zum anderen sind teils 95 m mächtige Tertiärsedimente zwischengeschaltet (DIEDERICH et al. 1988). Dies veranschaulicht, dass durch die untermiozäne Tektonik großräumig gesehen ein sehr uneinheitlicher Sedimentationsraum geschaffen wurde. Die hier abgelagerten Sedimente können deshalb nur bedingt stratigraphisch parallelisiert werden.

Die Versetzungsbeträge stehen, zumindest im Gebiet nördlich der Spessartschwelle, in der Regel hinter der oberjurassischen bis kretazischen Intensität zurück (DIEDERICH & EHRENBERG 1977). Entsprechende Beobachtungen liegen auch aus der ehem. **Sandgrube Hellstein** (Kap. 4.3.1.2.1) und aus der ehem. **Tongrube Bellingser Kreuz** (Kap. 4.3.1.2.2) vor. Die dort aufgeschlossenen Sedimente sind lediglich im cm- bzw. dm-Bereich verstellt.

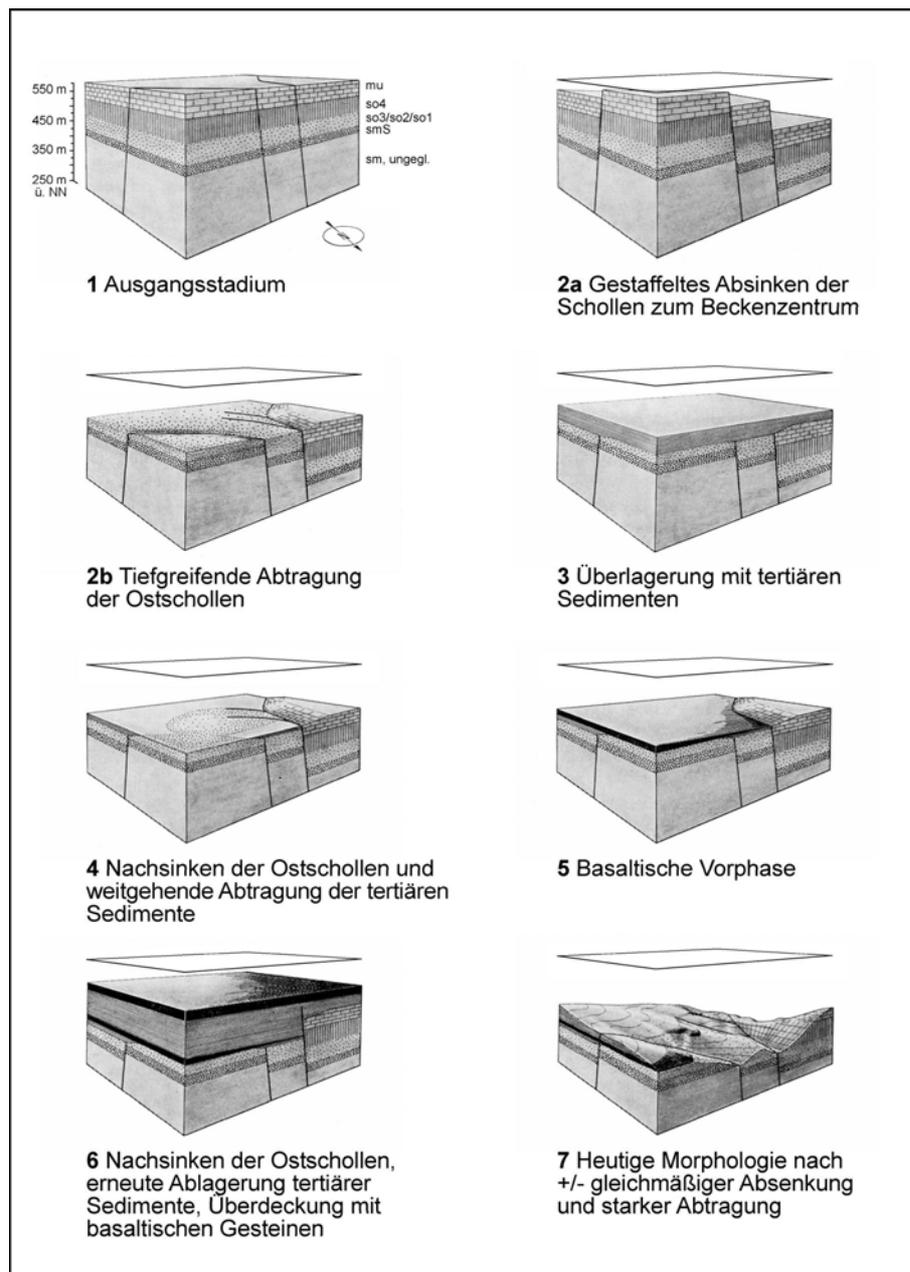


Abb. 55: Schematisierte Darstellung der tektonischen Bewegungen, Abtragungs- und Sedimentationsvorgänge im Gebiet des *Hau-Berges* südwestlich Hutten/Gundhelm. - nach EHRENBURG & HICKETHIER (1971: 142f, Abb. 34 [Veränd.: Blockbildanordnung und z.T. Beschriftung]).

Beispiel für ein frühzeitig tektonisch konsolidiertes Gebiet ist der *Hau-Berg* (405 m NN) zwischen Hutten/Gundhelm und Schlüchtern/Hinkelhof. Das Blockdiagramm (Abb. 55, nach EHRENBURG & HICKETHIER 1971: 142f, Abb. 34) zeigt einen kleinen Landschaftsausschnitt am Ostrand des **Schlüchterner Beckens** und seine komplexe geologische und morphologische Entwicklung. Das gestaffelte Absinken der westlichen Schollen (2a, 2b, Abb. 55) ist hier nur schematisch dargestellt. Die Blockbilder berücksichtigen nur unzureichend, dass klimagesteuerte, flächenbildende Prozesse zeitgleich zur Tektonik wirkten und die Oberfläche unmittelbar beeinflussten, sobald sich Reliefunterschiede einstellten. Daher sind keine exponierten Lagen zu erwarten, die unmittelbar auf tektonische Prozesse zurückzuführen sind. Die Situation im Blockbild 2a war bei tropoid geprägter Verwitterungs- und Abtragungsdynamik nicht existent.

Im Zuge der fortschreitenden tektonischen Entwicklung, dargestellt in den Blockbildern 3, 4, 6 (**Abb. 55**), wird diese nivellierende Formungstendenz wieder berücksichtigt. Sedimente gleichen hier Reliefunterschiede aus, die durch unterschiedliche Hoch- und Tiefschollenpositionen entstanden sind. Als Basaltergüsse das Gebiet des *Hau-Berges* beeinflussten (Blockbild 6), waren tektonische Bewegungen weitestgehend abgeschlossen.

Während am *Hau-Berg* eine präbasaltische Konsolidierung des tektonischen Inventars festzustellen ist, wirkten tektonische Aktivitäten in anderen Bereichen des Schlüchterner Beckens über die Basaltphase hinaus. Am Beispiel des *Hau-Berges* lässt sich demonstrieren, wie unterschiedlich das Gebiet um Schlüchtern im Untermiozän tektonisch beansprucht wurde.

4.3.1.2 Aufarbeitung und Umlagerung saprolitisierter Gesteine der Umgebung

Die Rekonstruktion der tektonischen Entwicklung des **Schlüchterner Beckens** macht bereits deutlich, dass in diesem Gebiet hauptsächlich lokale Umlagerungsprozesse stattfanden. Reliefunterschiede, die durch unterschiedliche Setzungsgeschwindigkeiten einzelner Bruchschollen entstanden, wurden durch Ablagerungen unmittelbar ausgeglichen. Das Liefergebiet für viele Tertiärablagerungen des Schlüchterner Beckens ist vornehmlich in den Buntsandstein-dominierten Rahmenhöhen zu suchen (HUMMEL 1929). Dort bestanden tiefgründige Verwitterungsdecken, die fluvial aufgearbeitet werden konnten. Das Umlagerungsmaterial konnte schließlich den Niederungen zugeführt werden.

Die tropoide Verwitterungsdynamik hat nicht nur die psammitischen Komponenten der Sandsteine freigesetzt und als Umlagerungsmaterial bereitgestellt. Auch Tone wurden neu synthetisiert, wobei die chemisch gelösten Buntsandsteinkomponenten das Ausgangsmaterial für die Tonmineralneubildung lieferten. Es standen entsprechend auch feinklastische Sedimente für die Abtragung bereit, die als Suspensionsfracht den umliegenden Stillgewässern zugeführt und dort abgesetzt werden konnten.

In Abhängigkeit von der Reliefenergie wurde unterschiedliches Material der Umgebung aufgearbeitet und fluvial verfrachtet. Die tonigen Tertiärsedimente sprechen für ein ruhiges Ablagerungsmilieu, das zumindest phasenweise bei geringer Reliefenergie vorherrschte. Sandige und kiesige Substrate stehen für beschleunigte Umlagerungsprozesse, wenn größere, tektonisch entstandene Reliefunterschiede ausgeglichen werden mussten. Allgemein kann man davon ausgehen, dass im Bereich des Schlüchterner Beckens die untermiozäne Bruch- und Verwerfungstektonik keine bedeutende morphologische Differenzierung bewirkt hat, da Reliefunterschiede stets ausgeglichen wurden. Die untermiozäne, tropoid geprägte Vegetation hat diese Umlagerungsprozesse nicht wesentlich behindert.

Hinweise auf einen Ferntransport sind in den unteren Tertiärschichten gegeben. Die dort auftretenden Kiese und insbesondere die nussgroßen Quarzgerölle (Kap.4.3.1.2.1) könnten zunächst durch Ferntransport erklärt werden. Es ist aber naheliegend, diese Gerölle als freigewitterte Komponenten des Mittleren Buntsandsteins zu sehen. Die Solling-Folge (smSS) ist im Gebiet um Schlüchtern durch konglomeratische Sandstein-Lagen charakterisiert, die zahlreiche nussgroße Quarzgerölle führen (BACKHAUS 1968). Die geringmächtigen basalen Kieslagen der Tertiärschichten können aufgrund von petrographischen Vergleichen der Geröllfraktion eindeutig mit dem Solling-Sandstein der näheren Umgebung in Verbindung gebracht werden (STEINHÄUSER 1936, EHRENBERG & HICKETHIER 1971).

Sedimente und ihre möglichen Ausgangsgesteine besitzen häufig vergleichbare petrographische Merkmale. Die physiognomische Übereinstimmung ist z.T. so deutlich, dass zumindest für einige Lokalitäten nur mit Mühe geklärt werden kann, ob es sich um verfestigte Tertiärsedimente oder sekundär veränderte triassische Sandsteine handelt. Die Felsengruppe am *Weißem Stein*, nördlich des **Basaltbruches Breitenborn** (Kap. 4.3.1.4.2) wurde zunächst als mächtige Quarziteinlagerung der sandig-kiesigen Schichten interpretiert (BÜCKING 1978, 1891a; DIEHL 1922a). Nach petrographischen Untersuchungen müssen sie aber als eingekieselte Sandsteine der Solling-Folge betrachtet werden (DIEDERICH & EHRENBERG 1977).

Die aus der hydrolithischen Verwitterung freigesetzte Kieselsäure konnte durch den Prozess der Desilifizierung unter humid-tropischen Bedingungen in gelöster Form verlagert und wieder angereichert werden. Die Kieselsäurezufuhr und -anreicherung in frischen Tertiärsedimenten war offenbar im tropoid geprägten Klima des Untermiozäns möglich. Die zahlreichen Tertiärquarzite, die den sedimentären Tertiärschichten des Schlüchterner Beckens eingeschaltet sind, belegen dies. Kieselsäure kann aber auch in Gel-artigem Zustand ausgefällt worden sein und unregelmäßig wulstige, feste Blöcke bilden. Diese sind z.B. am *Stiftes* (568 m NN) bei Sinntal/Weichersbach beschrieben (EHRENBERG & HICKETHIER 1971) und können heute noch abgelesen werden. Auch die zahlreichen Funde von Kieselhölzern, z.B. *Escheberg* (452m NN) bei Schlüchtern/Elm demonstrieren die Kieselsäuremobilisierung im Untermiozän. Weitere Nachweise von verkieselten Hölzern wurden von JAHN (1996) und SELMAIER (1996) erbracht.

Auch die Kieselsäurebeeinflussung von grobkörnigen, porösen Sandsteinen des Buntsandsteins, z.B. von Solling-Sandstein (smSS) war möglich, wie das Beispiel am *Weißem Stein* zeigt. Die sekundäre Beeinflussung von Festgesteinen durch Mobilisate aus der chemischen Intensivverwitterung ist nicht zu vernachlässigen. Die sekundäre Aufkieselung des Volpriehausener Geröllsandsteins (smVG) am *Plattenberg* bei Kleinwallstadt a. Main (JUNG 1996) ist offensichtlich, da diese Gesteine im räumlichen Umfeld von saprolitisierten Sandsteinen liegen. Meist wird die

Möglichkeit einer sekundären Beeinflussung aber nicht erwogen, wenn die petrographischen Eigenschaften von Sandsteinen dargestellt werden.

Die Einordnung der Tertiärsedimente des Schlüchterner Beckens als lokale Umlagerungsprodukte geschieht, wie eben beschrieben, weitestgehend aufgrund der petrographischen Merkmale. Die Vergleichbarkeit mit Verwitterungsmaterial der Buntsandstein-Verwitterung ist zweifelsohne gegeben. Sie wird um so deutlicher, wenn man sich eingehender mit dem stratigraphischen Aufbau, der Petrographie und der Sedimentologie der Tertiärsedimente beschäftigt. Neben der Auswertung der regionalgeologischen Literatur wurden die Tertiärsedimente im Rahmen eigener Geländebegehungen untersucht und in (ehemaligen) Tagebaulöchern im Aufschluss untersucht.

4.3.1.2.1 Sandig-kiesige Schichten der Sandgrube Hellstein (inkl. Inflaten-Schichten)

Die Tertiärsedimente des nördlichen Spessarts, des Schlüchterner Beckens und des südlichen Vogelsberges sind das Ergebnis eines fluvial-limnischen Ablagerungsmilieus (STEINHÄUSER 1936). Sie können allgemein als kiesige, sandige, schluffige oder tonige Substrate weißer, hellgrauer und hellgelber, z.T. schwarzer Färbung, beschrieben werden. Selten sind Braunkohlen eingeschaltet, die z.B. in der Umgebung von Schlüchtern/Elm auch wirtschaftlich genutzt wurden.

Im nördlichen Bereich des Untersuchungsgebietes können die Tertiärprofile aufgrund ihres unterschiedlichen Schichtaufbaus kaum verglichen werden. In *Kinzig*-nahen Bereichen ist eine Differenzierung in basale sandig-kiesige Schichten (tmiu) und tonige Schichten (tmio) der oberen Profilabschnitte möglich (z.B. EHRENBERG & HICKETHIER 1971). Diese Gliederung geht bereits auf BÜCKING (1878) zurück, der „Ältere Tertiärablagerungen“ aus Kiesen, Sanden und Tonen, sowie intra-, bzw. postbasaltisch „Jüngere Tertiärablagerungen“ aus Tonen und Braunkohle unterscheidet. Gerade die älteren Gliederungsversuche des sedimentären Tertiärs in der Umgebung von Schlüchtern (BÜCKING 1878, STEINHÄUSER 1936, STEGEMANN 1964) belegen, dass eine vollständige Stratigraphie für dieses Gebiet nicht erarbeitet werden kann.

Ein Beispiel hierfür ist ein Tertiärvorkommen aus einem Wasserriss nördlich Bad Soden-Salmünster/Kerbersdorf. Etwa 300 m nördlich der Baiersmühle wurden „graue Sande [gefunden], in welchen in mulmig-kohliger Masse einzelne Kalkbänke von 10-15 cm Dicke lagern“ (SEYFRIED 1912: 13). Der Nachweis von *Hydrobia inflata* und weiterer Gastropoden und Ostracoden führte zur Einordnung als **Inflaten-Schichten**. Sie stellen im Untersuchungsgebiet eine Sonderfazies dar (EHRENBERG & HICKETHIER 1982), sind aber von Bedeutung, da sie als potentielle Süßwasserablagerung mögliche Ausfällungshorizonte aus der Verwitterung des Muschelkalks repräsentieren könnten. Als mögliche Brackwasserablagerung zeigen sie die zeitliche und räumli-

che Nähe zum jungtertiären Meeresspiegel an. Die sandig-kiesigen Schichten werden als eigenständige Fazies beschrieben. Aber auch diese Schichten können unter Umständen zeitweilig brackisch-marin beeinflusst sein (EHRENBERG & HICKETHIER 1982).

Lokal werden die basalen Lagen der sandig-kiesigen Schichten durch grobkörnige Kiese oder durch Schottermaterial aufgebaut (DIEDERICH & EHRENBERG 1977). Im **Schlüchterner Becken** treten in der Umgebung von Sterbfritz/Weiperz in Höhenlagen um 460 m NN Gerölle als Füllmaterial prämiozäner Dolinen des Wellenkalks auf. Das als **Weiperzschotter** (STEINHÄUSER 1936) bezeichnete Schottermaterial konnte z.B. an der Basis tertiärer Tone am Habertshof (*Kiesberg*) nördlich Schlüchtern/Elm, am N-Hang des *Wolfswäldchens* (496,1 m NN) sowie am *Weiperz-Berg* (503,6 m NN) bei Sterbfritz/Weiperz, am *Giebel* (321,7 m NN) südwestlich Schlüchtern und nördlich von Schlüchtern/Hinkelhof verfolgt werden (EHRENBERG & HICKETHIER 1971).

Die **kiesigen Sande von Hohenzell** bei Schlüchtern/Hohenzell werden sporenstratigraphisch zu den Weiperzschottern in Beziehung gesetzt. Sie bilden die unteren Lagen der in einem Graben bei Hohenzell abgelagerten, z.T. über 100 m mächtigen Tertiärsedimente (EHRENBERG & HICKETHIER 1971: 78). Sandige, ehemals abbauwürdige Vorkommen setzen sich in südlicher Richtung unter dem Basalt der *Dallecker* (502,9 m NN) fort. In diesen Schichten liegen vermutlich die Sandkaute südlich von Schlüchtern/Ratzerod (STEINHÄUSER 1936), die dort auch Braunkohle-Einschaltungen führen²⁷. In der Umgebung von Gelnhausen sind sandig-kiesige Schichten, z.B. am E-Hang des *Bracht-Tales* nordwestlich Wächtersbach/Hesseldorf (BÜCKING 1891a) oder in der ehem. Ton- und Sandgrube der Kreuzstruth östlich Wächtersbach/Wittgenborn (DIEDERICH & EHRENBERG 1977) kartiert worden. Die basalen Schotterlagen erreichen hier maximal 8 m Mächtigkeit. An der Basis toniger Tertiärablagerungen wurden im südlichen Vogelsberg geröllführende, kiesige Schichten mit Mächtigkeiten von maximal 5 m bekannt (TROPPE 1936: 26).

In zahlreichen Bohrungen, u.a. bei Büdingen/Rinderbügen in der Kernbohrung 71 sind die sandig-kiesigen Schichten mit 93 m Mächtigkeit nachgewiesen worden (DIEDERICH et al. 1988). In der Umgebung von Steinau a.d. Straße sind Tertiärablagerungen bis zu 82 m bekannt, allerdings lässt sich keine konsequente Differenzierung in basale, sandig-kiesige und hangende, tonige Lagen erkennen (EHRENBERG & HICKETHIER 1982: 51). Primär sandige Tertiärablagerungen treten am *Sandkopf* (297,6 m NN) östlich von Bad Soden-Salmünster/Romsthal, daneben in der Abtl. Sandkaute im *Steinaubach-Tal* südlich Schlüchtern/Kressenbach auf. Die Tertiärvorkommen im *Salz-Tal* und rund um den *Katzenstein* (381,7 m NN) bei Steinau a.d. Straße/Marborn sind ebenfalls den sandig-kiesigen Schichten zuzuordnen.

²⁷ Funde an kieseliger Braunkohle in der Flurwüstung Ratzerod wurden von Hr. H. TRIPP, Steinau a.d. Straße gemacht und dankenswerter Weise zur Verfügung gestellt.

Besonders eindrucksvoll sind die primär grobkörnigen Tertiärablagerungen in der ehem. Sandgrube Brachtal/Hellstein erschlossen. Nördlich der Siedlung befindet sich am Unterhang des *Sandkopfes* (313,2 m NN) die offengelassene **Sandgrube Hellstein**. Aus der Ferne betrachtet, etwa von der Bundesstraße B276, sticht die Sandgrube aus dem bewaldeten Hang heraus. Dafür verantwortlich sind die blütenweißen Sande, welche die Sedimente in der Sandgrube dominieren. Die Tertiärsedimente erreichen im Tagebaubereich eine Mächtigkeit von 45 m und können durch lokale Bohrbefunde um 22 m erweitert werden (DIEDERICH et al. 1988: 46). Aufgrund der hängigen Position sind die Sedimente durch Versturzmateriale weitestgehend verhüllt, weshalb kein vollständiges Profil der Sandgrube erarbeitet werden kann. Kleinere Schürfen eröffnen allerdings die Möglichkeit einer partiellen sedimentologischen Betrachtung und Beschreibung des Komplexes.

In den primär sandigen Lagen sind z.T. weiße und feste Tonhorizonte eingeschaltet, die durch bänderartige Oxidationen gekennzeichnet sind. Mächtige schlierenartige, z.T. unregelmäßige Oxidationen in gelben, orangen und rotbraunen Farbtönen können auch in sandigen Straten beobachtet werden. Im südlichen Grubenbereich sind die Oxidationen bis 20 cm mächtig und stark deformiert (**Abb. 56**). Ein staffelbruchartiger Versatz im cm-Bereich könnte mit einem Nachsacken durch die Abbautätigkeit zusammenhängen und dementsprechend sehr jungen Alters sein. Wenn man sich auf diese These bezieht, könnte man die Oxidationen durch rezente pedogene Prozesse, im Prinzip durch Pseudogleydyamik erklären. Der Nähe zur rezenten Landoberfläche wegen scheint diese Möglichkeit plausibel.

Demgegenüber stehen die Beobachtungen in anderen Aufschlüssen, wo schlierenartige Oxidationen auf miozänzeitliche redoximorphe Aktivitäten zurückzuführen sind (vgl. Kap.4.3.1.2.1). Auch die geringfügige Verstellung der Sedimente wird älter eingestuft und durch postsedimentäre miozäne Tektonik erklärt. Auch in der Sandgrube Hellstein ist eine miozänzeitliche Morphodynamik anzunehmen, die in den Sedimenten fixiert wurde. Die schlierenartigen Oxidationen gehen dementsprechend auf redoximorphe Aktivität der postsedimentären, präbasaltischen Phase zurück.

Als Besonderheit der Grube ist ein 30-50 cm mächtiger quarzitischer und fester Horizont zu erwähnen. Er bildet in einigen Grubenbereichen den hangenden Abschluss des Sedimentkörpers und ist durch Witterungseinflüsse herauspräpariert (**Abb. 57**). Auch im mittleren Aufschlussbereich ist eine quarzitische Lage eingeschaltet, die allerdings noch im Aufschluss ausgeht. Im Schutz dieser bis zu 1 m mächtigen Lage liegt heute ein Hohlraum, dessen Ränder zum einen durch einen geschichteten Sand, zum anderen durch einen tiefbraunen dichten Lehm aufgebaut werden. Bei dem Lehm könnte es sich um ein eingeschwemmtes Substrat handeln, das

ein korrelates Sediment der tertiärzeitlichen oder quartären Landoberfläche darstellt. Die braune Bodenfarbe steht dabei nicht im Widerspruch zu bisherigen Befunden und auch im Untersuchungsgebiet mehrmals nachgewiesenen roten Hämatit-reichen, tertiären Bodenbildungen (Kap. 4.3.3.1ff).



Abb. 56: Foto: Miozäne Sande in der Sandgrube Hellstein - starke re-doxymorphe Dynamik und Bildung von Fe-Konkretionen, stark deformierter bzw. gestörter Verband (linke Bildhälfte). - Ehem. Sandgrube Hellstein, N Brachtal/Hellstein.



Abb. 57: Foto: Tertiärquarzitbank in der Sandgrube Hellstein - Morphologisch herauspräparierte Silkret-Bank (unmittelbar unter der Oberboden-Auflage) über miozänen Sanden. - Ehem. Sandgrube Hellstein, N Brachtal/Hellstein.

Die Einordnung des Lehmes als quartäres Umlagerungssediment erscheint insofern plausibel, als der südliche Sandgrubenbereich durch einen etwa 3 m mächtigen Lößkomplex überlagert wird, der durch mindestens einen 50 cm mächtigen Paläoboden gegliedert ist. Über dem Löß-

komplex ist im Versturz eine etwa 1 m mächtige Hangschuttdecke erkennbar, deren Stein- und Blockfracht im Aufschluss herauspräpariert wurde. Die graubraune Matrix der Hangschuttdecke hebt sie vom liegenden ockerbraunen Lößsubstrat scharf ab. Offensichtlich liegt zwischen beiden Horizonten eine Erosionsdiskordanz. Die zahlreichen Basalt-Blöcke der Hangschuttdecke stammen aus einer Basaltlage wenige Meter oberhalb des Grubenbereichs (DIEDERICH et al. 1988).

Zusammenfassend lässt sich die Stratigraphie der sandig-kiesigen Schichten des nördlichen Untersuchungsgebietes wie folgt beschreiben: Über den Schotter-führenden Lagen folgen kiesige Sande, die vereinzelt Gerölle führen. Insbesondere sind sie durch einen hohen Kaolinanteil charakterisiert. Tone können in Linsen oder einzelnen Lagen eingeschaltet sein, lokal treten auch Braunkohle-Horizonte auf. Die nachträgliche Einkieselung der Braunkohle lässt sich anhand der bräunlich-glatten Oberflächen und der scharfkantig-splittrigen Brüchen erkennen (DIEDERICH & EHRENBERG 1977).

Besonders hervorzuheben sind die zahlreichen Kieselhölzer der sandig-kiesigen Schichten, z.B. am W-Hang des *Bracht-Tales*, die sich häufig an der Oberfläche selektiv anreichern. Quarzitisches Lagen, z.B. am *Katzenstein* und in der Sandgrube Hellstein gehen auf Kieselsäuremobilisation und sekundäre Einkieselungen primär sandiger Partien zurück. Aufgrund von palynologischen Befunden und relativen Bezügen zu datierfähigen Lagen der hangenden **tonigen Schichten** (Kap. 4.3.1.2.2) wird für die **sandig-kiesigen Schichten** allgemein aquitanes Alter angenommen. Untersuchungen liegen aus der Umgebung von Schlüchtern (EHRENBERG & HICKETHIER 1971), Birstein (HOTTENROTT 1987) und Gelnhausen (DIEDERICH & EHRENBERG 1977) vor.

4.3.1.2.2 Tonige Schichten der Tongrube Bellingser Kreuz und der Tongrube Gundhelm

Die tonigen Schichten bilden den höheren, primär feinklastischen Sedimentationszyklus der Tertiärablagerungen im südlichen Vogelsberg und Schlüchterner Becken (EHRENBERG & HICKETHIER 1971). Charakteristisch sind die hellen, grauen, grünlichen und bräunlichen Tonlagen. Abschnittsweise treten Braunkohle-Einschaltungen auf, die z.B. beim Bau des Landrückentunnels [Schlüchterner Tunnel] erschlossen wurden. Sie folgen den Verbiegungen der in einem tektonischen Graben abgesunkenen Tertiärsedimente (STEINHÄUSER 1936, EHRENBERG & HICKETHIER 1971: 76f, Abb. 17) und werden aufgrund von Pollennachweisen und Säugetierfunden für die zeitliche Einordnung der tonigen Schichten herangezogen. Die Sedimente dieser und weiterer Lokalitäten werden übereinstimmend in das (präbasaltische, z.T. synbasaltische) Burdigal gestellt (STEHLIN 1917, WENZ 1922, STEINHÄUSER 1936, PFLUG 1957, STEGEMANN 1964).

Wenn auch die klare stratigraphische Trennung von tonigen Schichten und den basalen, sandig-

kiesigen Schichten nicht möglich ist, so deutet zumindest die Alterseinstufung auf den zweigliedrigen Aufbau der Tertiärsedimente im nördlichen Untersuchungsgebiet. Die Schwierigkeit der Tertiärstratigraphie zeigt sich am Beispiel der **Tongrube Bellingser Kreuz**. Die Schichten werden auch aufgrund der räumlichen bzw. stratigraphischen Nähe zur Basaltüberdeckung gesamtheitlich zu den tonigen Schichten gestellt, auch wenn die hangenden Partien primär sandig ausgeprägt sind.

Die offengelassene Tongrube Bellingser Kreuz liegt auf dem Flächenpass zwischen Steinau a.d. Straße im Kinzigtal und Steinau a.d. Straße/Marjoß im Joßgrund und befindet sich nahe dem Naturpark-Parkplatz an der Abzweigung nach Bellings. Sie war noch bis Ende der 90er Jahre in Betrieb und diente zuletzt den Töpferbetrieben in Marjoß als sporadische Rohstoffquelle. Angelegt im Übergangsbereich der Basalterhebung *Katzenstein* (437 m NN) und *Stilles Acker* (446 m NN) zum Flächenpass *Bellingser Kreuz*, (407,9 m NN; **Abb. 62**, Kap. 4.3.1.2.2) erschließt sie Sedimente, die nach ersten Untersuchungen als „Ober-Oligocän – Tonige Schichten und Gerölle“ (SEYFRIED 1914: [Kartenblatt]) angesprochen wurden. Die Lockersedimente sind der Basaltdecke und dem liegenden grobkörnigen, konglomeratischen Sandstein der Solling-Folge zwischengeschaltet und repräsentieren im westlichen Bereich des Flächenpasses den Erosionsrest einer einst geschlossenen Sedimentabfolge über den Flächenpass hinweg.

Am *Tonkautenkopf* (455 m NN) ergibt sich schließlich die spiegelbildliche Situation zum Vorkommen an der Tongrube Bellingser Kreuz (**Abb. 62**, Kap. 4.3.1.2.2). Die ursprünglich offenbar bedeutenden Abbautätigkeiten auf den Ton sind in den historischen Flurbezeichnungen dokumentiert. Einige hohlförmige Strukturen am Fuße des ebenfalls genutzten Basaltvorkommens am *Tonkautenkopf* lassen Abbauversuche vermuten. Sicher nachgewiesen sind sie im Bereich des Flächenpasses, wo zahlreiche Schurflöcher bzw. Pingen erhalten sind. Der Ton wurde hier z.T. untertägig in vielen kleinen, mehrere Meter tiefen Schächten gewonnen. Die Töpfer selbst legten die zahlreichen Schächte an, die häufig aufgrund mangelnder bergmännischer Kompetenz und unsachgemäßer Ausführung einstürzten (z.T. mit Todesfolge, HARTMANN 1977). Die Tone überlagern in diesem Bereich des Flächenpasses die abtauchenden, vermutlich an einer Störung abgesetzten Sandsteine der Solling-Folge. Sie treten an Stelle des Solling-Sandsteins, der ansonsten den Flächenpass unmittelbar unterlagert (SCHWARZMEIER & WEINELT 1993).

Die abbauwürdigen Tone liegen auf der westwärtigen Pässeite einige Meter tief und wurden in der Tongrube Bellingser Kreuz mit modernem Gerät erschlossen. Zur Tongewinnung wurde ein 4-5 Meter tiefer Schurf angelegt, der den Tonhorizont zur Materialentnahme freilegte, danach aber aus Sicherheitsgründen wieder geschlossen wurde. In der Tongrube sind derzeit vorwiegend weißfarbene sandige Sedimente aufgeschlossen. Grundsätzlich kann eine Diffe-

renzierung des Sedimentkomplexes in einen basalen, vorwiegend durch tonige Substrate geprägten Bereich und einen hangenden Abschnitt mit sandigen Fraktionen festgestellt werden. Die hangenden Partien wurden im **Profil Bellingser Kreuz (Abb. 58, Abb. 59)** bearbeitet.

In den oberflächennahen Horizonten Bel-1 und Bel-2 sind unter einer humosen Streuauflage sandige und tonige Lehme erschlossen, die aufgrund zahlreicher Komponenten des hangenden Basaltvorkommens der Stein- und Blockfraktion als Bestandteil der jungpleistozänen Hangschuttdecken eingeordnet werden können. Die Oxidationsfleckung bezeugt eine pedogene Überprägung mit Pseudogleydyamik über einem grauen tonigen, polyedrisch absondernden Lehm als Stauhhorizont. Der Lehm (Bel-3) ist das Ergebnis pedogener Tonverlagerung, die zeitlich vermutlich mit der ersten postglazialen Erwärmung korreliert (vgl. JUNG 1996). Die konsequent hangparallele Position etwa 60 cm unter Flur spricht für diese These. Eine laminare Schichtung als Hinweis auf eine sedimentäre Entstehung ist nicht vorhanden.

Mit dem Horizont Bel-4 tritt im Profil ein markanter Substratwechsel auf. In dem sandigen Lehm deuten kleinere, vertikal ausgerichtete Schlieren auf eine pedogene Beeinflussung. Lehmanteil und wechselnd fleckige Färbung sprechen für eine warmzeitliche Überprägung. Daneben deutet auch die stratigraphische Position im oberen Profilabschnitt auf eine quartäre oberflächennahe Beeinflussung des Horizonts. Im liegenden Horizont Bel-5 tritt ein weißer homogener Feinsand in Erscheinung, der durch unregelmäßige braune Verfärbungen und Oxidationsfleckungen charakterisiert ist. Die welligen Grenzflächen zu den hangenden und liegenden Horizonten geben Hinweise auf Frostmusterstrukturen.

Schlieren von Eisenausfällungen setzen sich in den liegenden Horizonten fort. Mit steilem Winkel durchsetzen sie gebündelt verschiedene Substrate, u.a. einen braunen grobkörnigen, lockeren Sand, einen weißen Feinsand (Bel-8) und einen Grob- bis Mittelsand (Bel-9). Sie entsprechen offensichtlich einer jüngeren redoxmorphen Dynamik, denn sie queren eine etwa horizontal angeordnete, schwarz-violette Sesquioxid-Schliere in einer grobkörnigen Sandlinse. Ein weißer Feinsand im Horizont Bel-10 bildet den Abschluss des in der Tongrube aufgeschlossenen Sedimentkomplexes. Die liegenden Sedimente sind heute von Versturzmateriale überdeckt.

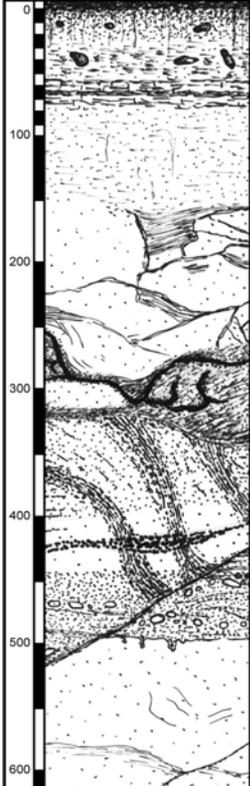
Profilaufnahme		Ort	Steinau a.d. Straße		
Profil Bellingser Kreuz		Rechtswert	3536086		
		Hochwert	5571824		
		Datum	11.12.2003		
		Exposition	SE		
		Abs. Höhe	410 m NN		
		Reliefposition	Unterhang auf Paßfläche		
		Vegetation	Nadelwaldgesellschaften		
[cm]	Profilaufnahme	Nr.	Profilbeschreibung	Munsell	Textur
0		Bel-1	humoser Oberboden mit kleinen Basaltsteinen	10 YR 5/1	sL
		Bel-2	grauer Lehm mit Basaltsteinen und Oxidationsfleckung	10 YR 5/1	tL
		Bel-3	grauer toniger Lehm polyedrisch, schwarzgraues Band	10 YR 5/1	IS
100		Bel-4	grauer sandiger Lehm, unregelmäßig gelbliche Partien, andeutungsweise horizontale, daneben vertikale Strukturen, Basis wellig-unregelmäßig	10 YR 5/1 10 Y	S
200		Bel-5	weißer homogener amorpher Feinsand mit unregelmäßigem Klüftnetz, Klüfte durch braune Ausfällungen nachgezeichnet, flächige braune Partien mit laminaren Strukturen, basal gelbliche Färbung, weißfarbener Ton in einer Linse	10 YR 8/1 10 Y	S
300		Bel-6	rötlichbrauner bis gelbbrauner eisenhaltiger Sand, z.T. unregelmäßig geschichtet, 1-2 cm mächtige Eisenschwarten unregelmäßig angeordnet, weißer Feinsand in einer Linse	10 YR 5/1	S
		Bel-7	brauner grobkörniger lockerer Sand, mit zahlreichen, robbraunen unregelmäßig orientierten, eisenführenden Schlieren	10 YR 5/1 10 Y	S
400		Bel-8	weißer Mittel- bis Feinsand, violett- bis schwarzfarbene, nahezu horizontale Schliere, Fortsetzung rotbraune Schliere aus 7	10 YR 5/1 10	S
		Bel-9	brauner Mittel- bis Grobsand, z.T. kiesig, zwei Lagen mit z.T. nußgroßen Tongeröllen, an einer Störung etwa 20 cm versetzt, wellige Basis mit z.T. tropfenartigen Strukturen	10 YR 10 YR 8/1	S
500		Bel-10	weißer Feinsand, obere Partien z.T. mit blättrigen Strukturen, basale Bereiche homogen, horizontale braunrote eisenhaltige Schliere an Störung um ca. 15 cm versetzt, kleine rotbraune Eisenpigmente lokal angereichert, kleine blaßrosafarbene Sandeinschlüsse	10 YR 8/1	S
600					

Abb. 58: Profil Bellingser Kreuz – Profilaufnahme.

Unregelmäßige Strukturen treten auch in den rötlichbraunen grobkörnigen Sanden im Horizont Bel-6 auf. Das Substrat wie auch die liegenden Sedimente wurden von einer intensiven redoximorphen Dynamik erfasst, die sich heute in intensiv gelb- bis orange-rötlichen, z.T. schwarz unteretzten Schlieren äußert. Eine besondere Anreicherung von Eisen-/Manganverbindungen ist in unregelmäßigen, aberü zusammenhängenden Eisenschwarten gegeben, die sich am grobkörnigen Substrat des Horizonts Bel-6 orientieren. Sie erreichen Mächtigkeiten von wenigen Zentimetern, sind braun-schwarz gefärbt und fest verbacken. Das grobkörnige, sandige Ausgangssubstrat der Eisenausfällung ist noch erkennbar.

Eine Besonderheit des Aufschlusses zeigen die Horizonte Bel-9 und Bel-10. Die Sedimente sind durch flach einfallende Störungen um jeweils ca. 20 cm versetzt. Weniger deutlich ist dies im Horizont Bel-10 an einer blassbraunen Schliere ersichtlich. Die Grenze zum hangenden Horizont Bel-9 ist durch einem markanten Substratwechsel dokumentiert, der sehr viel deutlicher die tektonische Beeinflussung anzeigt. Steil einfallende Sesquioxid-Schlieren werden erfasst und in ihrer ursprünglichen Struktur gestört. Im grobkörnigen Sand enthaltene, weiße Tongerölle werden ebenfalls an der Störung verschoben. Die nahezu lotrecht zur rezenten Landoberfläche angeord-

neten Störungen lassen eine Verwechslung mit Gleitflächen einer staffeligen Rutschung ausschließen. Auch eine Absackung infolge der Tonentnahme für die lokale Tonwarenproduktion ist auszuschließen.



Abb. 59: Foto: Profil Bellingser Kreuz - Miozäne Sande und Lehme mit starker redoxmorpher Dynamik und Bildung von Fe-Konkretionen. Die stark einfallende Störung im unteren Profilabschnitt versetzt die Fe-beeinflussten Sedimente um etwa 20cm - Ehem. Tongrube *Bellingser Kreuz*, S Steinau a.d. Straße.

Einen weiteren, sehr interessanten Aufschluss in den untermiozänen tonigen Schichten des nördlichen Untersuchungsgebietes bietet die **Tongrube Gundhelm**. Sie liegt am nordwestlichen Mittelhang der *Breite First* (Kap. 4.3.1.4.2) an der Straße Hutten/Gundhelm - Volmerz. Die Tongrube wird heute noch genutzt, um Zuschlagsstoffe zur Herstellung von Qualitätserde für den Produktionsgartenbau zu gewinnen. Durch die Entnahme von Tonen haben sich zahlreiche Rotationsrutschungen gebildet, die heute eindrucksvoll das gesamte Abbaugelände prägen. Die klassische Abfolge von Abrissgebiet, Bewegungszone und Akkumulationsgebiet (z.B. HARDENBICKER 1994) ist in der Tongrube Gundhelm typisch ausgeprägt. Die anhaltende Rutschungsdynamik produziert gute, wenn auch kurzlebige Aufschlüsse. Im **Profil Gundhelm** (Abb. 60, Abb. 61) wurde die nördliche Aufschlusswand exemplarisch bearbeitet.

Die in der Tongrube aufgeschlossenen Sedimente gehören zur tonigen Fazies der Tertiärablagerungen im Schlüchterner Becken. Tertiärsedimente der näheren Umgebung, die z.B. beim Bau

des Eisenbahntunnels am Landrücken erschlossen wurden, konnten anhand von sporenstratigraphischen Befunden und Säugetierresten erdgeschichtlich in das Burdigal gestellt werden (EHRENBERG & HICKETHIER 1971). Die zeitliche Einordnung ist vermutlich auf die tonigen Schichten bei Gundhelm zu übertragen. Für ein vorbasaltisches Alter steht zum einen die stratigraphische Position unterhalb der Basalte der *Breiten First*, daneben können eingeschaltete Phonolith-Tuffite mit der vorbasaltischen Phase in Verbindung gebracht werden.

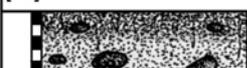
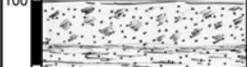
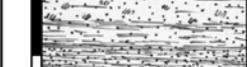
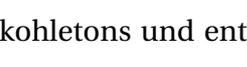
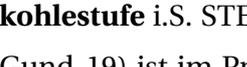
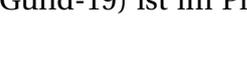
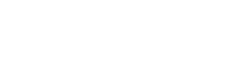
Profilaufnahme		Ort	Tongrube Schlüchtern/Gundhelm		
Profil Gundhelm		Rechtswert	3544500		
		Hochwert	5580450		
		Datum	17.12.2003		
		Exposition	WSW		
		Abs. Höhe	420 m NN		
		Reliefposition	Mittelhang mit Verflachung		
		Vegetation	Grünlandgesellschaften		
[cm]	Profilaufnahme	Nr.	Profilbeschreibung	Munsell	Textur
		Gund-1	Dunkelbrauner humoser, lehmiger Sand	10 YR 3/2	sL
		Gund-2	dunkelbrauner lehmiger Sand mit z.T. schalig absondernden, z.T. festen Basaltsteinen und -Blöcken	10 YR 4/4	sL
100		Gund-3	weißer, sehr plastischer lehmig-sandiger Ton mit wenigen Oxidationsfleckungen	5 YR 6/4	IT
		Gund-4	grauer lehmiger Sand mit Oxidationsfleckung	5 YR 8/2	IS
		Gund-5	grauer Lehm	5 YR 7/2	L
		Gund-6	rotbrauner eisenschüssiger Lehm	5 YR 6/6	L
200		Gund-7	weißer Lehm mit Oxidationsfleckung	5 YR 7/6	L
		Gund-8	grauer Lehm	5 YR 6/4	L
		Gund-9	brauner violettstichiger Lehm	5 YR 5/4	L
		Gund-10	grauer Lehm	5 YR 6/2	L
300		Gund-11	grauer Lehm mit starker Oxidationsfleckung, klein inkohlte Holzstücke	5 YR 6/4	L
		Gund-12	rotbrauner fester, polyedrisch zerfallender Lehm	5 YR 5/4	L
		Gund-13	grauer Lehm mit starker Oxidationsfleckung	5 YR 6/6	L
400		Gund-14	grauer Lehm	5 YR 7/2	L
		Gund-15	grauer Lehm mit Oxidationsfleckung	5 YR 7/4	L
		Gund-16	grauer Lehm	5 YR 6/2	L
500		Gund-17	violettbrauner Lehm	2,5 YR 6/2	L
		Gund-18	brauner Lehm, wenige braune durchfeuchtete Holzstücke	5 YR 5/2	L
		Gund-19	hellgrauer Lehm, wenige inkohlte Holzstücke z.T 10 cm Länge	5 YR 6/2	L
600		Gund-20	braun-schwarze plattige, z.T. krümelige Braunkohle, modriger Geruch, durchfeuchtet, hangend eingebettet schwarzes plättrig absonderndes, etwa 40cm breites Holzstück	7,5 YR 3/2	L
700		Gund-21	dunkelgrau-schwarzer Lehm, z.T. mit gelblichen Schlieren, modriger Geruch, durchfeuchtet	7,5 YR 3/1	L
800					

Abb. 60: Profil Gundhelm – Profilaufnahme.

Im Horizont Gund-20 ist lignitische Braunkohle mit deutlich erkennbaren Pflanzenstrukturen und Pflanzenresten erfasst. Der liegende Horizont Gund-21 hat eher den Charakter eines Braunkohletons und enthält gelbe Schwefelausfällungen. Beide Horizonte gehören zur **Elmer Braunkohlestufe** i.S. STEINHÄUSER's (1936, Kap. 4.3.1.4). Im Hangenden der Braunkohle (Gund-4 bis Gund-19) ist im Profil eine kleingliedrige Wechsellagerung toniger bis tonig-lehmiger Schichten

in weiß, grau, violettgrau und braunen Farbtönen erschlossen. Gelegentlich zeigt eine Oxidationsfleckung redoxymorphe Dynamik an. Nach bisherigen Beobachtungen in anderen Aufschlüssen (vgl. Kap. 4.3.1.2.1) sind die Fe-Ausfällungen als fossile Bildungen zu sehen.

Vergleichbar dem Horizont Bel-3 liegt mit dem Horizont Gund-3 ein weißes tonreiches Substrat an der stratigraphischen Grenze Tertiärsediment-Solifluktuionsmaterial. Die Entstehung dieses Horizontes kann zumindest im Profil Gundhelm nicht abschließend geklärt werden. Die oberflächenparallele Ausrichtung macht die Entstehung durch Bodendifferenzierungsprozesse wahrscheinlich; zu den hangenden Horizonten besteht allerdings kein pedogenetischer Zusammenhang.



Abb. 61: Foto: Profil Gundhelm - Miozäne Lehme und Tone, geschichtet, teils redoxymorph beeinflusst über bröckeliger Braunkohle mit z.T. lignifizierten Makroresten. - Tongrube Gundhelm, S Hutten/Gundhelm.

Die Horizonte Gund-1 und Gund-2 sind aufgrund ihres deutlichen Sandgehaltes, eindeutiger noch durch die Stein- und Blockfracht als Hangschuttlagen zu klassifizieren. Die mitgeführten Basalte zeigen eine durch Kernsteindynamik entstandene Kantenrundung bis hin zur vollständigen Rundung. Die Basalt-Kernsteine sondern im Substrat der Hangschuttdecke meist sphäroidal ab, wobei die einzelnen Schalen sich geordnet um den eigentlichen Gesteinskern gruppieren. Dies kann als Hinweis darauf gewertet werden, dass die Hangschuttdecke nicht mehr

nennenswert bewegt und kryoturpat durchmischt wurde, als physikalische Prozesse im Substrat wirkten. Vermutlich haben postglaziale Prozesse das Absondern der Schalen bewirkt, wobei ältere Schwächezonen nachgezeichnet wurden.

Mit etwa 60 cm ist die Hangschuttdecke nur geringmächtig und allenfalls durch die holozäne Bodenbildung (Gund-1 und Gund-2), nicht aber durch solifluidale Dynamik weiter gegliedert. Aufgrund des hängigen Reliefs oberhalb der Tongrube können insgesamt mächtigere und komplexere Hangschuttdecken erwartet werden.

4.3.1.2.3 Tertiärsedimente und ihr morphogenetischer Aussagewert

Die in der **Tongrube Bellingser Kreuz** erschlossenen Sedimente und die Lagerungsverhältnisse der umliegenden Gesteine eignen sich, um morphogenetische Aspekte zu diskutieren (Abb. 54). Die Basis der Tertiärschichten am *Bellingser Kreuz* bilden die oberen Einheiten des Mittleren Buntsandsteins. Der konglomeratische Sandstein der Solling-Folge (smSS) ist hier vollständig gebleicht und dementsprechend als Sandstein-Saprolit anzusprechen. Aufgrund seines Verwitterungsverhaltens ist die Beeinflussung durch chemische Verwitterung nicht ohne weiteres erkennbar, denn er besitzt eine hohe mechanische Festigkeit. Vom Flächenpass Bellingser Kreuz leitet er mit z.T. scharfer Kante zu den Hängen über. In Oberhangbereichen ist die Sandsteinlage stellenweise noch als lockere Streu aus kubikmetergroßen Blöcken angereichert.

Die ursprüngliche Verwitterungsdecke wurde offensichtlich erosiv beansprucht und gekappt, so dass mit dem gebleichten Solling-Sandstein ursprünglich tiefere Schichten des Verwitterungsprofils an die Oberfläche gelangten. Sie bildeten eine flache Senke, die von einem Stillgewässer erfüllt wurde. Die basalen, heute nicht mehr erschlossenen, tonigen Ablagerungen belegen diese Stillwassersituation. Gleichzeitig zeigen sie an, dass die umliegenden Gebiete, die als Liefergebiet für die Tone in Betracht kommen, entsprechend erhöht waren. Diese Reliefsituation im Untermiozän steht im Gegensatz zur heutigen Situation am Bellingser Kreuz. Die tonigen Tertiärschichten als Bestandteil des Flächenpasses sind heute in einer absolut exponierten Lage.

Die sandigen Substrate, wie sie im Profil Bellingser Kreuz erschlossen sind, deuten einen auflebenden Materialtransport an. Sandige Materialien lösen die bislang dominierende Suspensionsfracht ab. Die intensiven Fe-Oxidationen zeigen das (mehrfache?) Austrocknen der frischen Sedimente an.

Ob die sedimentären Eisenerze, wie sie z.B. im Horizont Bel-6 erschlossen sind, mit dem mittelalterlichen Eisenerzabbau in diesem Gebiet in Verbindung stehen, bleibt offen. Hinweise auf die Abbautätigkeiten ergeben sich z.B. aus der Eintragung der TK 25, Blatt-Nr. 5723 Altengronau. Nördlich des *Stilles Acker* (**Abb. 62**) werden *Erzlöcher* ausgewiesen, daneben finden sich

Pingensignaturen in der Karte. In der Nähe bestand die Dorfstelle Neudorf, die wie vergleichbare Höhensiedlungen in der Umgebung im Spätmittelalter wieder wüst gefallen ist. Ihre Existenz ist noch heute an ausgedehnten Waldlichtungen nachvollziehbar (HARTMANN 1975). Außerordentlich große Halden mit Eisenschlacken zeugen von der Weiterverarbeitung der Erze vor Ort (KRANZ 2005).

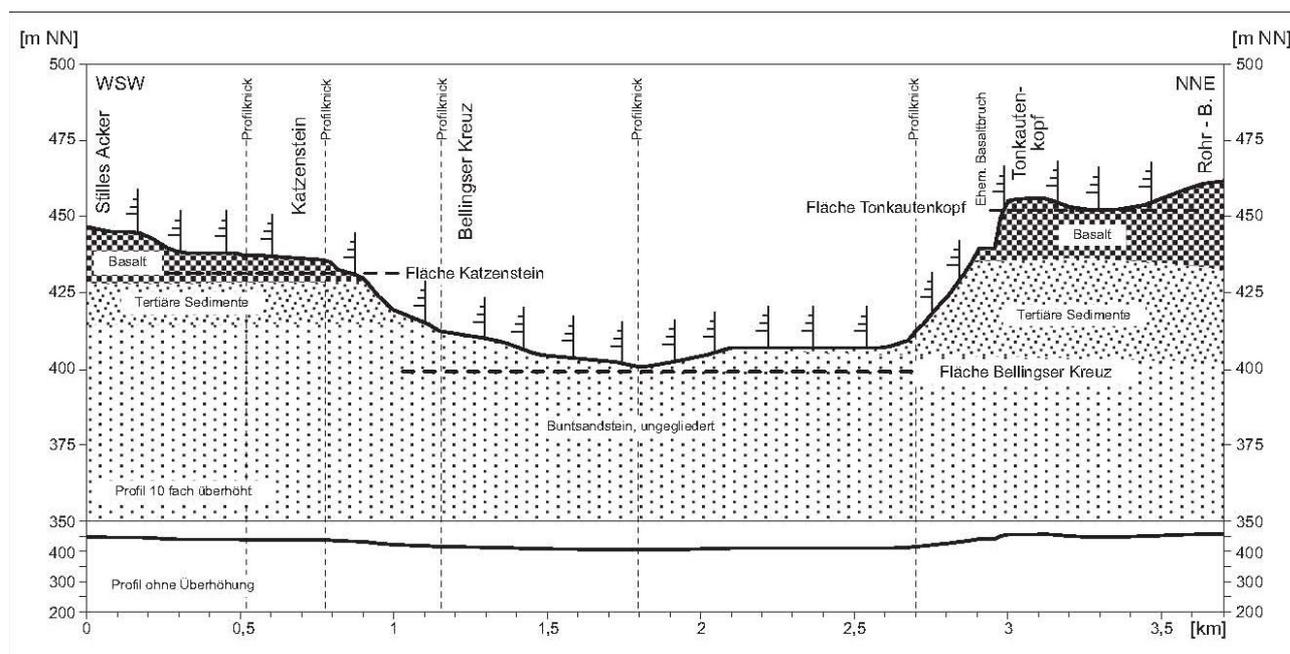


Abb. 62: Geländeprofil Bellingser Kreuz, S Steinau a.d. Straße. - Grundlage: SEYFRIED (1914), DIEDERICH & EHRENBERG (1998), aus BOLDT, BUSCH & JUNG (2002: 95, Abb. 2).

Im Zuge des Vogelsberg-Vulkanismus kommt es auch in der Umgebung des Bellingser Kreuzes zur Überdeckung mit basaltischen Magmen. Anhaltspunkte möglicher Förderschloten auf der **Alsberger Platte** (Kap. 4.3.1.3.1) sind mehrere trichterartige Vertiefungen, die heute meist durch Nassstellen geprägt sind. Sie könnten aus Schrumpfungsprozessen beim Abkühlen der Gesteinschmelze über einem potenziellen Förderschlot resultieren. Die Volumenänderung wirkte sich im Betrag dementsprechend deutlicher aus als über den umliegenden Basaltdecken mit geringerer Mächtigkeit. Demgegenüber steht die sedimentologisch nachweisbare Einordnung einiger Vertiefungen als eiszeitliche Reliktform in Gestalt von fossilen Pingos (WIEGAND 1965).

Die ursprünglich flächige Basaltüberdeckung der Tertiärsedimente am Flächenpass Bellingser Kreuz scheint plausibel. Problemlos lässt sich die ursprüngliche Basaltdecke über den heutigen Flächenpass hinweg rekonstruieren. Das blasige Gefüge der Basalte, die in einem offengelassenen Bruch am *Katzenstein* etwa 200 m nordwestlich der Tongrube zutage treten, könnte aber dahingehend interpretiert werden, dass es sich um eine laterale, blasige Schlackenzone handelt (vgl. EHRENBERG & HICKETHIER 1971). In diesem Fall wären die Basaltdecken des **Als-**

berger Plateaus und des *Tonkautenkopfes* als räumlich getrennte, wenn auch geochemisch vergleichbare Basaltdecken zu sehen.

Von den postbasaltischen Prozessen ist im Geländebefund nur die jungpleistozäne Hangschuttdynamik dokumentiert. Die relativ geringmächtige Hangschuttdecke im Profil Bellingser Kreuz, die andeutungsweise in eine Hauptlage und eine Basislage differenziert werden kann (Bel-1 und Bel-2), repräsentiert eindeutig das postbasaltische Prozessgeschehen. Eine jungtertiäre Verwitterung der Basalte oder alt- bis mittelpleistozäne kryogene Dynamik ist nicht nachweisbar.

Die Situation am *Bellingser Kreuz* ist auf das gesamte **Schlüchterner Becken** und die Übergangsbereiche zum **südlichen Vogelsberg** und zur **südlichen Rhön** zu übertragen. Der präsedimentäre Untergrund wird allgemein von triassischen Sedimentgesteinen, meist des Mittleren Buntsandsteins, seltener des Unteren und Oberen Buntsandsteins oder des Unteren Muschelkalks aufgebaut. Es handelt sich meist um saprolitisierte, aber auch um bergfrische Gesteine. Gerade der lokal auftretende bergfrische Gesteinsuntergrund belegt, dass vor der Sedimentüberdeckung erosive Prozesse wirksam wurden, welche die tropoiden Verwitterungsdecken zum Teil komplett abgetragen haben. Damit wird die bislang vorherrschende Phase der intensiven und undifferenziert wirkenden chemischen Verwitterung unterbrochen. Die Verwitterungsleistung genügt offensichtlich nicht mehr, um endogene Prozesse ausnahmslos zu kompensieren. Eine eingeschränkte bzw. restriktive Flächenbildungsdynamik wurde auch in benachbarten Gebieten festgestellt (vgl. BOLDT 2001). In den Haßbergen und ihrem Vorland setzten die räumlich eingeschränkten flächenbildenden Prozesse aber erst im ausgehenden Obermiozän ein (BOLDT 2001). Im Schlüchterner Becken und den benachbarten Gebieten ist der Wandel im Verwitterungsgeschehen bereits als präsedimentär einzuordnen und ist damit mindestens ins Untermiozän zu stellen.

Auch die mächtigen, vorwiegend festländischen Tertiärablagerungen sind eine Besonderheit des gesamten Untersuchungsgebietes. Im zentralen Spessart und den angrenzenden Gebieten fand ein kontinuierliche Hebung statt, so dass die restriktive Flächenbildung hier Vollformen, z.B. in Form von Rumpftreppen herauspräparieren konnte. Dem steht das Senkungsgebiet des Schlüchterner Beckens gegenüber, das gleichzeitig ein räumlich variierendes Ablagerungsgebiet darstellt. Durch einen postsedimentären Vulkanismus erfährt dieser Bereich zusätzlich eine endogene Prägung.

4.3.1.3 Untermiozäner Vulkanismus als Marker der neogenen Reliefgeschichte

Der jungtertiäre Vulkanismus im Untersuchungsgebiet ist im wesentlichen durch basaltische Gesteinsschmelzen geprägt, die zum Teil mit vulkanischen Lockerprodukten in Form von Basalttuff und Phonolittuffit wechsellagern.

Herausragend sind die mächtigen deckenartigen Ergüsse im größten Vulkangebiet Mitteleuropas, dem **Vogelsberg**, der mit seinen südlichen Ausläufern in das Untersuchungsgebiet hineinragt (Kap. 2.1, **Abb. 2**). Im Übergangsbereich zur **Rhön** und zum **nördlichen Spessart** gibt es flächenhafte, aber deutlich isolierte Basaltvorkommen, die den mesozoischen Gesteinssockel und/oder Tertiärsedimente überlagern. Drei kleinere Basaltvorkommen liegen gestreut im Nordspessart, daneben gibt es mehrere Basaltschlote im Kristallinen Vorspessart. Am westlichen Spessartrand werden Basaltvorkommen eher als Erosionsreste einer zusammenhängenden Basaltdecke, des so genannten **Untermain-Trapps**, gesehen (MURAWSKI 1992). Die flächigen Vulkanitergüsse im Ronneburger Bergrücken über tertiären Sedimenten und Gesteinen des Rotliegenden gehören ebenfalls zum Untermain-Trapp.

4.3.1.3.1 Basaltische Gesteine des Vorderen Spessarts und des nördlichen Sandsteinspessarts

BÜCKING (1892:213) erwähnte aus dem **Vorderen Spessart**, östlich Haibach/Winzenhohl einen stark „in eine erdige, graue Masse“ zersetzten Basalt. Er konnte bei Straßenbauarbeiten 1978 wieder entdeckt und im Aufschluss beschrieben werden (LORENZ & WEINELT 1981). Gangförmig liegt der Basalt etwa 1 m mächtig, mit etwa 45° nach SE einfallend im Muskovit-Biotit-Gneis. Aus dem Basalt wurden Verwitterungsbildungen in Form von sphäroidalen Absonderungen beschrieben, daneben Verwitterungsrinden mit Eisen- und Manganausscheidungen (LORENZ & WEINELT 1981). Die verwitterten Basalte liegen im Tal des *Winzenhohler Baches* bei etwa 220 m NN und damit etwa 60 m tiefer als die angrenzenden Höhen (Pkt. 282 m NN und 320 m NN). Ebenfalls in Tallage befindet sich ein lange Zeit unbekanntes Vorkommen eines Olivin-Plagioklas-Basalts bei Bessenbach/Oberbessenbach, der ebenfalls stark zersetzt ist (WEINELT & LORENZ 1983).

Weitere basaltische Gesteine konnten im Vorland des *Hahnenkamms* unter fluvial und äolisch geprägter quartärer Bedeckung nachgewiesen werden (RÜCKER 1985). Der tholeiitische Basalt hat eine flächige Ausbreitung und wird als **Untermain-Trapp** mit den so genannten Trappdecken des **Ronneburger Hügellandes** parallelisiert. Die Einstufung in das Mittlere Miozän erfolgt nach Absolutdatierungen mit einem ermittelten Alter von ± 17 Ma (LIPPOLT et al. 1975). Hervorzuheben sind die oberflächige lateritische Verwitterung und die intrabasaltischen Bodenbildungen, die Förderpausen markieren.

Aus dem **nördlichen Spessart** sind drei isolierte Basaltvorkommen im Buntsandsteingebiet bekannt (BÜCKING 1892). Das Vorkommen im *Kasselgrund* bei Biebergemünd/Kassel liegt im Bereich der südlichen Talflanke in Höhe Günthersmühle (BÜCKING 1891b). Im Versturzmateriale ist der säulig absondernde Basalt im ehemaligen Steinbruch noch zu sehen. Wenige Meter hangwärts steht bereits der bergfrische Buntsandstein an. Der angrenzende Sandstein soll nach

BÜCKING (1891b) kontaktmetamorph stark verändert und z.T. aufgeschmolzen worden sein. Zur Zeit liegt der Kontakt Buntsandstein-Basalt allerdings im Versturzbereich und kann nicht untersucht werden. Morphologisch tritt dieses Basaltvorkommen nicht in Erscheinung.

Beide Vorkommen sind durch gleichmäßige, aushaltende Basaltsäulen bekannt, die in den offengelassenen Steinbrüchen - heute Naturschutzgebiete – zu sehen sind. Die Basalte werden als vulkanische Schlotfüllungen eines ehemaligen Vulkans interpretiert, der bis auf das rezente Oberflächenniveau abgetragen ist (BÜCKING 1892).

Im Gegensatz hierzu sind die Basalte am *Beilstein* (od. *Beulstein*, 499,5 m NN) bei Joßgrund/Lettgenbrunn und am Hohen Berg/*Madstein* (521 m NN) bei Bad Orb stärker morphologisch akzentuiert (BÜCKING 1891c). Der *Beilstein* ragt nur wenige Zehnermeter aus dem muldenförmigen oberen Talabschnitt der *Jossa* heraus. Er zwingt das Gewässer, in südliche Richtung auszuweichen und den Vorsprung zu umfließen. Das Basaltvorkommen ist Bestandteil des Verebnungsgebietes im Mittleren Buntsandstein bei 460 m NN, das sich östlich anschließt und als Bestandteil der **Dachfläche Horst (GeoRE SH-DF-15)** gesehen wurde. Der *Hohe Berg* bildet den oberen Abschluss des *Orbgrundes*, der sich ausgehend von den Orbquellen verästelt und in zwei Tälern den *Hohen Berg* umschließt. Dieses Basaltvorkommen liegt im Bereich der ausgedehnten Verebnung des *Schwarzen Berges* (521,2 m NN) im 500 m NN-Niveau, die ebenfalls zur **Dachfläche Horst (GeoRE SH-DF-15)** gehört.

Besondere Beobachtungen konnten an der ehemaligen Abbauwand des *Beilstein*-Basaltes gemacht werden. Die Basaltsäulen streichen hier lotrecht oder mit steilem Winkel in der Aufschlusswand aus. In einigen Bereichen sind runde bzw. wellige Formen der einzelnen Säulenenden vorherrschend, die zu einer flachwelligen Oberfläche verschmelzen. Ursprüngliche Hohlräume zwischen den einzelnen Säulen sind mit einer schwarzen Matrix gefüllt, die z.T. kleine Stege bildet oder als Patina die Säulenenden überzieht. Eingestreute Olivindrüsen können völlig herausgewittert sein oder besitzen rötliche Krusten. Mit scharfer Grenze geht der verwitterte Basalt lateral in bergfrischen Basalt über, der die üblichen kantigen, unregelmäßig gebrochenen Säulenenden zeigt. Entsprechende Beobachtungen wurden auch bei der Begehung eines spaltenartigen Zwischenraumes an der südwestlichen Abbauwand gemacht, der sich wenige Meter im Berginnern zu einer Höhle erweitert (Kap. 3.1.3.6). Die Spalte scheint im Kontakt zweier Basaltkörper entstanden zu sein. Sie bietet dem Oberflächenwasser günstige Wegsamkeit in den Basalt.

Die flachwelligen Oberflächen der Basaltsäulen im Höhleninnern und im Bereich der Aufschlusswand sind durch Lösungsverwitterung entlang des Kluftnetzes entstanden. Chemisch aggressive Lösungen konnten hier infiltrieren und den Basalt entsprechend verändern. Die

Verwitterungsbildungen sind im Zusammenhang mit der jungtertiären Morphodynamik zu sehen. Die chemische Intensivverwitterung war in den basaltischen Gesteinen des Untersuchungsgebietes offensichtlich uneingeschränkt wirksam. Im Zuge der Abbautätigkeit auf den Basalt wurden die ehemaligen Verwitterungsoberflächen wieder freigelegt.

Neben freigewitterten Schlotfüllungen gibt es im Nordspessart auch flächige Basaltdecken. Ein tholeiitischer Basalt überdeckt die Höhen zwischen Salmünster/Alsberg, Steinau a.d. Straße/Seidenroth und -/Marjoß in einer Höhenlage von 440 bis 493 m NN. Diese Basaltdecke ist als **Alsberger Platte** bekannt (SEYFRIED 1912). Die plateauartige Hochfläche wurde auch als eigenständige **Geomorphologische Raumeinheit** erfasst (Kap. 2.2, **GeoRE-SH-DF-7**). Die Alsberger Platte leitet zum Schlüchterner Becken über, das an seinen Rändern ebenfalls stark durch Basalte im Bereich der Hochflächen bestimmt wird. Als Fortsetzung des Alsberger Plateaus liegt im Anschluss an den Flächenpass **Bellingser Kreuz (GeoRE SH-RT-6)** die Basalthochfläche **Tonkautenkopf (GeoRE SB-DF-2)**. Wiederum leitet ein Flächenpass (**GeoRE SB-RT-6**) zur nächsten **Hochfläche Kelterberg (GeoRE SB-DF-3)** über, die aber nur zum Teil von Basalt unterlagert wird. Es folgen die des **Landrückens** und des **Vogelsberges**.

4.3.1.3.2 Basaltische Gesteine des Vogelsberges und des Landrückens

Mit dem **Vogelsberg** liegt nördlich des Spessarts das größte zusammenhängende Vulkangebiet Mitteleuropas (MURAWSKI 1992). Die kegelförmige Physiognomie des Vulkankomplexes mit der zentralen Erhebung des *Taufsteins* (774 m NN) und einem zentrifugalen Entwässerungssystem hat dazu beigetragen, dass der Vogelsberg lange Zeit als Vulkankegel mit einem zentralen Förderschlot gesehen wurde. SCHOTTLER (1937) bringt tektonische Überlegungen ein und deutet den zentralen Bereich als Hochscholle mit einer ausgedünnten Basaltdecke. Tiefenbohrungen erbrachten jedoch den Nachweis einer zunehmenden Mächtigkeit des Basaltkomplexes, die bei Schotten/Rainrod die bislang tiefstgelegene Basaltbasis mit 96 m unter NN erreichte (SCHENK 1968). Die Basalte folgen, staffelförmig abgesetzt, einer großräumigen Einmuldung mit Zentrum im hohen Vogelsberg, bzw. in östlicher Richtung der Einmuldung des **Schlüchterner Beckens** (WIEGAND 1977).

Mineralbestand und Gesteinschemismus, meist mikroskopisch und chemisch-analytisch oder makroskopisch durch Pyroxene zu ermitteln, sind für die weitere Differenzierung der Vogelsberg-Basalte relevant. Grundsätzlich wird im Vogelsberggebiet anhand des Alkali-Kieselsäure-Verhältnisses in eine tholeiitische Gesteinsserie (einschließlich körniger Olivinbasalte) und eine alkali-olivinbasaltische Gesteinsserie unterschieden (EHRENBERG & HICKETHIER 1982). Die Gesteine der letztgenannten Serie kommen dominant vor. Doleritische Olivinbasalte, die z.B. an der *Breiten First* anstehen, konnten im Bereich des **Landrückens** nicht eindeutig den vorherr-

schenden Gesteinsserien zugeordnet werden und bilden auf dem Blattgebiet Nr. 5623 Schlüchtern eine eigenständige Gruppe (EHRENBERG & HICKETHIER 1971)²⁸.

Vergleichbar den Basaltschloten des (Vorderen-) Spessarts werden auch aus den Basalten des Vogelsberges exogene Einschlüsse der Größen 1 mm bis 15 cm beschrieben. Sie reichen von Ton- und Sandsteinen des Buntsandsteins bis zu Kalksteinen des Muschelkalks, abhängig vom Gestein, das beim Aufdringen der Schmelze durchschlagen wird. Diese Xenolithe sind in der Regel wenig thermometamorph überprägt, mit der Ausnahme der Einschlüsse des *Breite First*-Basaltes, der thermisch beeinflusste Mineralneubildungen zeigt (EHRENBERG & HICKETHIER 1971).

Eine kontaktmetamorphe Entstehung wird für den Buchit, eine cordieritreiche Hornfelsscholle auf dem *Wernerstein*, 2 km WSW von Birstein angenommen. Offensichtlich wurde hier ein late-ritisiertes, vulkanisches Ausgangsmaterial thermometamorph überprägt (DIEDERICH et al. 1988).

Die vulkanischen Aktivitäten beginnen im **Vogelsberg** pollenanalytisch nachgewiesen (VAN DER BRELIE, zit. in EHRENBERG & HICKETHIER 1978: 87), im Aquitan und korrelieren zeitlich demnach nicht konsequent mit der Basaltförderung im (**Vorderen-**) **Spessart**. Die Hauptförderphase wird dort im Burdigal-Helvet angenommen. Die vulkanische Tätigkeit des Vogelsberges dauerte insgesamt bis in das Torton-Sarmat an (STEGEMANN 1964). K/Ar-Datierungen erbrachten Entstehungsalter zwischen 18 und 10 Ma, wobei der Förderschwerpunkt bei 17 bis 15 Ma liegen dürfte (KREUZER et al. 1973).

Die vulkanische Frühphase ist zum einen durch einzelne explosionsartige Förderungen bestimmt, die nach Abtragung jüngerer Überlagerung heute, z.B. im *Stöckwald* bei Bad Soden-Salmünster/Eckardroth oder am *Schwadelsberg* zwischen Steinau a.d. Straße/Ulmbach und -/Marborn wieder oberflächlich anstehen. Daneben gibt es im südwestlichen Vogelsberg trachytische Tuffe, die zum Teil 65 m unter der Basaltbasis eingebettet in tertiären Sedimenten liegen. Trachytgerölle beweisen eindeutig den lokalen trachytischen Vulkanismus und widerlegen die Annahme eines Ferntransportes. Daneben gibt es alkalibasaltische Pyroklastika und Intrusiva, die allerdings vor der ersten Deckenförderung wieder vollständig eingerumpft wurden. Ebenfalls als lokale Bildung, an einer Scholle abgesetzt, sind bis zu 100 m mächtige basanitische Vulkanite zu sehen, die in der Bohrung Bg. 71 nordöstlich Birstein erschlossen wurden (DIEDERICH et al. 1988). Sie belegen die anhaltende Bruchscholldynamik in diesem Gebiet, die durch Ab-

²⁸ Die subaerisch ausgeflossenen Lavaströme als kleinste petrogenetische Einheit werden in der Regel in die Kernzone, die hangende Dachschlacke und die liegende Sohlacke differenziert. Aneinandergrenzende Ströme mit mehr oder minder gleicher Petrographie bilden Lavadecken. Eine Gliederung der einzelnen Decken wird u.a. durch tuffitische Zwischenlagen, Verwitterungshorizonte oder Bolusanreicherungen begünstigt. Von Subfusion wird gesprochen, wenn Basalte in Tuffe, Laven oder tertiäre Sedimente intrudierten (SCHENK 1964).

tragungs- und Umlagerungsvorgänge oder durch vulkanische Lagen in Verbindung mit flächenbildenden Prozessen ausgeglichen wurden.

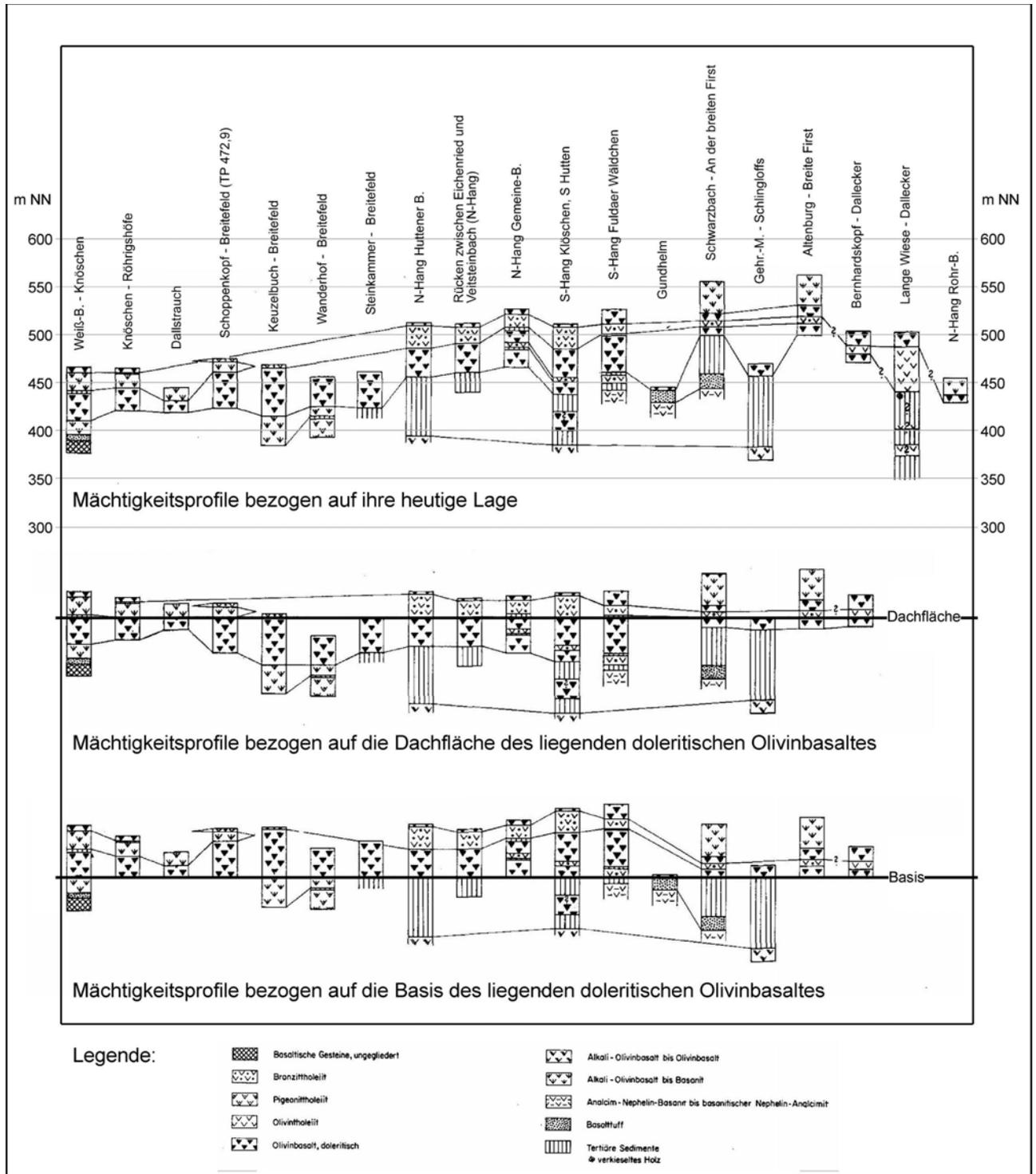


Abb. 63: Deckengliederung und Mächtigkeitsprofile der vulkanischen Gesteine auf Blatt Nr. 5623 Schlüchtern - ausgewählte Bohrprofile des Vogelsberges und des Landrückens. - nach EHRENBERG & HICKETHIER (1971: 88-89), Abb. 21; [Veränd.: Beschriftung; Lage der Profile in Beibl. zur Geol. Karte].

Eine erste flächenhafte Förderung erbrachte tholeiitische-olivinbasaltische Gesteine, die sich

plateauartig vom **Vogelsberg** bis in den **Nordspessart** bei Bad Soden-Salmünster/Alsberg erstrecken (Kap. 4.3.1.3.1). Basanite werden erneut gefördert und schließlich von körnigen Alkali-Olivinbasalten überlagert. Eine weitere tholeiitische olivinbasaltische Serie wird wiederum von körnigen Alkali-Olivinbasalten überdeckt, dies allerdings lokal beschränkt. Basanite und Alkali-Olivinbasalte als Wechselfolge bilden den hangenden Abschluss der im südlichen Vogelsberg erfassten Vulkanitserie.

Die vorgestellte Deckengliederung ist aufgrund des differenzierten Fließverhaltens nicht räumlich konstant. Hinzu kommen die zahlreichen Intrusiva, die räumlich und zeitlich stark variieren und die Vulkanitserie weiter differenzieren können. Der prinzipielle Deckenaufbau ist in **Abb. 63** nachzuvollziehen, wobei auch Schwierigkeiten der Parallelisierung deutlich werden.

4.3.1.3.3 Konservierung des präbasaltischen Reliefs

Die Basis der untermiozänen Basaltlagen bildet ein mesozoischer Gesteinssockel, der teils von mächtigen tertiären Sedimenten überlagert wird. Die mesozoischen Schichten werden durch die *Kinzig* oder die Unterläufe der *Kinzig*-tributären Gewässer angeschnitten und treten vielfach saumartig an den Hängen zu Tage.

Verwitterungsbildungen sind in den mesozoischen Gesteinen meist nur im Lesesteinbefund zu erfassen. In den Kaolingruben in der Umgebung von Ortenberg sind Ausschnitte der präbasaltischen Verwitterungsdecke in Form eines weißgebleichten, grobkörnigen Sandsteins im Aufschluss zu sehen (Kap. 3.1.3.2). Basaltdecken überlagern den saprolitisierten Sandstein in etwas höherer Position. Sie streichen einige Zehnermeter höher am Hang aus (EHRENBERG & HICKETHIER 1978).

In einem Aufschluss im **Basaltbruch Breitenborn** ist der Kontaktbereich Basalt-Sandstein-Saprolit zu sehen (Kap. 4.3.1.3.2). Südlich des Verbindungsweges zwischen aktuellem Abbau und Schotterwerk sind die triassischen Basisgesteine mit dem Kontaktbereich zum Dachbasalt abgeschlossen. Die Basisgesteine gehören dem oberen Bereich der Solling-Folge des Buntsandsteins an (DIEDERICH & EHRENBERG 1977). Es handelt sich um blütenweiße, grobkörnige Sandsteine mit z.T. nussgroßen weißen Quarzitzeröllen. Auffällig ist auch das große Porenvolumen und die sekundäre Aufkieselung des Sandsteins.

Der Kontaktbereich zum Basalt ist durch eine sedimentäre Zwischenlage gegliedert (**Abb. 64**). Unter dem Basalt liegt zunächst eine 20 cm mächtige, verwürgte bzw. in einzelnen Fetzen aufgearbeitete Braunkohle. Die Braunkohle überlagert wiederum einen 20 cm mächtigen Sand mit gebänderten Eisen- und Mangankrusten. Es folgt ein fester kaolinisierter mittelkörniger Sandstein, der bereits als Rest der untermiozänen Verwitterungsdecke gesehen wird. Es handelt sich nicht

um den grobkörnigen, konglomeratischen Solling-Sandstein, der wenige Meter unterhalb ansteht, sondern offensichtlich um eine stratigraphisch höhere Schicht des Buntsandsteins.



Abb. 64: Foto: Kontaktbereich Sandstein-Saproilit – Basalt im Basaltbruch Breitenborn.

Der Aufschluss zeigt, dass die Basaltüberdeckung nicht für die erosive Beanspruchung der untermiozänen Verwitterungsdecke verantwortlich ist. Die fließende Magma hat lediglich den Braunkohlehorizont aufgearbeitet und in einzelnen Schollen verstellt. Die Kappung der Verwitterungsdecke ist präbasaltisch und geht auf fluviale Prozesse zurück. Die geringmächtigen Sandlagen, die durch (mehrmaliges?) Trockenfallen zahlreiche Oxidationen führen, belegen die präbasaltische fluviale Beanspruchung des Verwitterungsprofils. Daneben könnten auch hydrothermale oder kontaktmetamorphe Erscheinungen in den Übergangssedimenten dokumentiert sein.

Präbasaltisch muss entsprechend ein ausgeglichenes Relief bestanden haben, das im **Schlüchterner Becken** und dem **südlichen Vogelsberg** durch erosive bzw. denudative Prozesse geschaffen wurde. Dies ist lokal am Beispiel des **Basaltbruches Breitenborn** belegbar, wird aber auch durch die mächtigen Tertiärsedimente angezeigt. Dieses Flachrelief wurde von den aquitanen Basaltlagen flächenhaft überlagert und weitestgehend konserviert. Meist wurden die Schichten syn- und/oder postbasaltisch wieder tektonisch verstellt, wobei jetzt anhand des doleritischen Olivinbasaltes als Bezugshorizont das vorbasaltische Relief gut rekonstruiert werden kann (Kap. 4.3.1.3.2, **Abb. 63**).

Die Basaltdecken in diesen Gebieten sind dementsprechend gut geeignet, die untermiozäne

Reliefentwicklung zu dokumentieren. Ohne Basaltabdeckung wäre der chemisch aufbereitete Gesteinsuntergrund der jungtertiären bis quartären Abtragungsdynamik zum Opfer gefallen. In weiten Bereichen der Mittelgebirgslandschaft ist dies geschehen, so dass sich hier keine Rekonstruktionsmöglichkeiten bieten. Die Basalte sind dementsprechend ein wichtiger stratigraphischer Marker der untermiozänen Landschaftsentwicklung.

4.3.1.4 Braunkohle als Hinweis für das Paläoenvironment

Die Tertiärsedimente des nördlichen Spessarts und des südlichen Vogelsberges enthalten verschiedene Braunkohleeinschaltungen in unterschiedlicher stratigraphischer Position. Der sog. **Sandflöz** (TROPP 1936) liegt als lokale, eher linsenartige Einschaltung im oberen Teil der sandig-kiesigen Schichten. Er tritt hinsichtlich seiner Mächtigkeit und historischen Nutzung hinter die Braunkohlehorizonte der hangenden tonigen Schichten zurück.

Zur **Elmer Braunkohlestufe** gehören die in den tonigen Schichten unregelmäßig eingebetteten Braunkohlelagen, die sich z.T. an tektonisch vorgegebenen Muldenstrukturen orientieren. Beim Bau des Landrückentunnels wurden diese Braunkohlelagen erschlossen (EHRENBERG & HICKETHIER 1971: 76, Abb. 17, nach STEINHÄUSER 1936). Sie wurden aufgrund paläonthologischer Belege für die Einordnung der tonigen Tertiärschichten in das Burdigal herangezogen. Die in der **Tongrube Gundhelm** erschlossenen Braunkohlelagen gehören zur Elmer Braunkohlestufe (Kap. 4.3.1.2.2). Auch die Braunkohlelagen, die im ehemaligen **Braunkohletagebau Schlüchtern/Elm** abgebaut wurden, gehören zu diesem Schichtkomplex. Die Braunkohle wurde für die Energiegewinnung im benachbarten Zementwerk eingesetzt. Als Rohstoff für die Zementherstellung diente der Muschelkalk, der im liegenden der tonigen Schichten, das heißt wenige 10er Meter unterhalb der Braunkohlevorkommen abgebaut wurde.

In den basaltischen Tertiärschichten können zwei Braunkohlen-führende Horizonte nachgewiesen werden. Der **Wächtersbacher Braunkohlehorizont** liegt zwischen dem Dach- und Sohlbasalt. Ein Braunkohle-führender Tonhorizont (**Planteichhorizont**), ist in der stratigraphischen Säule etwa 20 m höher über dem Dachbasalt lokalisiert.

Eine Aufschlussmöglichkeit des **Wächtersbacher Braunkohlehorizonts** besteht derzeit im **Basaltbruch Breitenborn** (Kap. 4.3.1.3.2). Im aktuellen Abbaubereich kann die zweigliedrige Basaltlagerung mit dem liegenden „Sohlbasalt“ (Limburgit) und dem hangenden „Dachbasalt“ (Alkali-Olivinbasalt bis Basanit) beobachtet werden (DIEDERICH & EHRENBERG 1977: 65ff). Als trennendes Element sind geringmächtige Tertiärschichten eingeschaltet, die den Wächtersbacher Braunkohlehorizont beinhalten.



Abb. 65: Foto: Wächtersbacher Braunkohlehorizont im Basaltbruch Breitenborn, östlich Gründau-Breitenborn. Überlagert wird der Braunkohlehorizont von Alkali-Olivinbasalt, im oberen Bereich tiefgründig zersetzt (Bildhintergrund).

Bei der Begehung des Steinbruchs wurde im östlichen Bruchbereich ein 25 m langer und 2 m tiefer Graben entdeckt, der vom Betreiber für Entwässerungszwecke ausgehoben wurde. Es konnten weiße, z.T. ockerfarbene Tone in Wechsellagerung mit schwarzen Tonen und Braunkohlelagen nachgewiesen werden. Die Lokalität liegt stratigraphisch an der basalen Grenze des Dachbasaltes, der nur wenige Meter entfernt an einer ehemaligen Abbauwand ansteht (**Abb. 65**).

Der eigentliche Braunkohlehorizont ist im Aufschluss mit starken Mächtigkeitsschwankungen von etwa 10 cm bis 75 cm zu beobachten, insgesamt hält der Horizont aber aus. Eingebettet ist die Braunkohle in unterschiedliche Tonsubstrate, die keine stabile Schichtung aufweisen. Eine auffällige Wellung und kleingliedrige Verbiegung begleitet die Substrate des beschriebenen Aufschlusses. Diese Beobachtung korrelieren mit den Befunden früherer Aufnahmen des Wächtersbacher Braunkohlehorizontes im gleichen Bruch (DIEDERICH & EHRENBERG 1977: 67ff). Die Verbiegungen können auf Deformationen der frischen Tertiärsedimente zurückgeführt werden, die durch die Druckauflast der hangenden Basaltlage entstanden sind.

Im Jahr 2002 wurden bei der Erstbegehung des Basaltbruches Reste einer tiefgründigen Verwitterungsrinde aus Basalt untersucht. Dieser Bereich wurde aufgrund der schlechten Gesteinsquali-

tät vom Abbau ausgespart. Der Basaltersatz ragte als kegelförmige Erhöhung etwa 20 m aus der ehemaligen Abbausohle heraus. Der plattig absondernde Basalt war größtenteils in einzelne Kernsteine verwittert, die in toniges, bräunlich bis gelbes Verwitterungsmaterial eingebettet waren. Inmitten des Basaltes konnte eine etwa 30 cm mächtige Braunkohle nachgewiesen werden, die bandartig eingearbeitet war. Bemerkenswert war die steile Ausrichtung mit einem Einfallswinkel von etwa 45° und die Verjüngung nach oben. Schließlich keilte die Braunkohle schlierenartig im Basaltkörper aus. Die Braunkohle wurde demnach während der Magmenförderung im tieferen Untergrund aufgenommen und während der Fließbewegung schräg nach oben verschleppt.

Braunkohlen liefern eindrucksvolle Hinweise über das untermiozäne Paläoenvironment in diesem Gebiet. Dies ist insofern von Bedeutung, als die präbasaltischen Tertiärsedimente allgemein wenig Anhaltspunkte über biogene Aktivitäten liefern. Ausnahme bilden die eingelagerten Blatt- und Holzreste der Tertiärschichten von Schlüchtern/Elm Sedimente, die eindeutig als Paläobodenrelikte identifiziert werden könnten, sind nicht bekannt. Meist können die hellen und aufgrund der farblichen Anhaltspunkte, sesquioxidarmen Sedimente nur als Umlagerungsprodukte tieferer Horizonte des Verwitterungsprofils gedeutet werden. Sie belegen damit eher eine rasche fluviale Aufarbeitung, die nur in geringem Umfang eine Bodenbildung zuließ. Die verschiedenen Braunkohle-Horizonte wie auch die tonigen Substrate der höheren Tertiärschichten stehen für die lokale und zeitlich eingeschränkte morphologische Ruhe. Da die Braunkohlelagen keine aushaltenden Horizonte bilden, sind sie offensichtlich auf lokale morphologische Depressionen des untermiozänen Flachreliefs beschränkt.

4.3.2 Restriktive Flächenbildung und Entwicklung der Landstufe des Buntsandsteins

Mit der globalen Klimaverschlechterung wird die undifferenzierte Flächenbildung durch den Prozess der **restriktiven Flächenbildung** abgelöst (BOLDT 1997, 2001). Rumpfflächen werden in der Folge nur noch räumlich eingeschränkt weiterentwickelt. Die selektive Rumpfflächendynamik führte zu einer differenzierten Tiefschaltung von Flächen. Die Landoberfläche lag über einen langen Zeitraum des Alt- und Jungtertiärs geologisch im Buntsandstein. Durch sukzessive Tiefschaltung von Flächen im **Vorderen Spessart** wurde auch das Grundgebirge erreicht. In Kristallingesteinen haben sich Flächen noch räumlich eingeschränkt weiterentwickelt. Als Ergebnis dieser Dynamik entstanden Rumpftreppengebiete mit unterschiedlich abgesetzten Flächenniveaus.

Im Konzept der Geomorphologischen Raumeinheiten wurden Gebiete mit unterschiedlichen Flächenniveaus berücksichtigt und explizit als Rumpftreppengebiete ausgewiesen (**GeoRE SH-RT, GeoRE SV-RT**). Morphogenetisch gehören auch fluviale **Deformationsgebiete** (**GeoRE SH-**

DG, GeoRE SV-DG) und Zertalungsgebiete (GeoRE SH-ZT, GeoRE SV-ZT) dazu. Dabei handelt es sich ebenfalls um Rumpftreppengebiete, die allerdings durch eine stärkere fluviale Auflösung oder eine stärkere Zertalung geprägt sind.

Es ist zu berücksichtigen, dass durch die globale Klimaverschlechterung seit dem Obermiozän ein restriktives Verhalten der Flächenbildungsdynamik ausgelöst wurde. Die Intensität der Verwitterung und Abtragung wurde tendenziell aufgrund der geringeren Temperaturen und des geringeren Wasserangebotes reduziert. Sie wirken dort traditional i.S. BÜDEL's (1981) fort, wo günstige geogene oder morphologische Voraussetzungen gegeben waren. Dies können ein heterolithischer, mineralreicher, klüftiger und damit wasserwegsamere Gesteinsuntergrund sein oder eine morphologische Senke, die von höheren Lagen Zuschusswasser erhält.

Die Tieferschaltungsprozesse insgesamt werden wiederum von der anhaltenden großräumigen Hebung angeregt. Die Formung war darauf ausgerichtet, morphologische Unterschiede umgehend zu kompensieren. Dies impliziert auch, dass keine orographisch hochgelegene Rumpffläche existierte, aus der niedrigere Niveaus herauspräpariert wurden. Die heute hochgelegenen Flächen sowie die abgesetzten Flächenniveaus lagen zur Zeit der aktiven Bildung vermutlich immer im Umfeld des jeweiligen tertiären Meeresspiegels. Der Begriff Tieferschaltung ist somit relativ zu sehen und bezieht sich orographisch auf die kontinuierlich angehobenen Bereiche, die aus der Flächenbildung herausgefallen sind.

Ferner muss beachtet werden, dass die verschiedenen Flächenniveaus nicht das Ergebnis einer zyklischen Flächenbildung aufgrund zyklischer Hebungsprozesse sind, wie es z.B. ältere Modelle zur Entstehung von Rumpftreppen fordern (DAVIS 1912). Einzelne Flächenniveaus können mit dem Mechanismus der restriktiven Flächenbildung einfach dadurch erklärt werden, dass sich die flächenbildenden Prozesse räumlich immer mehr auf solche Gebiete konzentrieren, die günstige geogene oder morphologische Voraussetzungen für die Flächenbildung bieten. Die Bildung von Rumpftreppen kann also auch ohne die Hypothese von Hebungszyklen erklärt werden.

Im Spessart sind zwei Gebiete besonders hervorzuheben, die durch restriktive Flächenbildung gestaltet wurden. Im Bereich des **Vorderen Spessart** hat die räumlich eingeschränkte Flächenbildung bis auf das Niveau der Kristallingesteine gewirkt. Im zentralen Sandsteinspessart entstanden verschieden deutlich ausgeprägte **Intramontane Becken**. Wichtige Informationen zu morphodynamischen Prozessen im zentralen Untersuchungsgebiet enthalten die korrelierten Sedimentationsräume der **Hanau-Seligenstädter Senke**.

4.3.2.1 Sedimentstratigraphie der Hanau-Seligenstädter Senke als Anhaltspunkt der regionalen Morphodynamik

Die **Hanau-Seligenstädter Senke** war über einen langen Zeitraum des Alt- und Jungtertiärs hindurch eine bedeutende regionale Denudationsbasis. Das durch die Verwitterung freigesetzte Material aus den umliegenden Gebieten wurde über größere Fließgewässer oder kleinere Gerinne in die Senke transportiert und kam hier zur Ablagerung. Durch verschiedene Meeresvorstöße sind phasenweise marine Ablagerungsräume entstanden. Dies führte zu einer sehr komplexen Stratigraphie der Tertiärsedimente.

Nach einer vorübergehenden Aussüßung im Oberoligozän, die durch die brackischen **Cyrenenmergel** und die **Süßwasserschichten** belegt ist (RISCH 1996), kam es an der Wende Oligozän-Miozän erneut zum Meeresvorstoß im **Hanauer Becken** (GOLWER 1968). Die Stratigraphie der aquitanen Tertiärablagerungen reicht von den marinen **Cerithien-Schichten** über die marinen bis brackischen **Corbicula (-inflata) Schichten** und die brackischen **Hydrobien-Schichten** bis zu dem brackisch-limnischen **Landschneckenmergel**. Die aquitane Sedimentationsfolge wird schließlich durch die Randfazies der **Vilbeler Sande** ergänzt. Als burdigale Ablagerungen schließen sich hangend die **Prosothenien-Schichten** oder **Braunkohlentone** und die **Congerien-Sande** an, die schließlich noch im Burdigal von Basaltdecken überlagert werden (GOLWER 1968). Das jüngere Miozän ist als Periode festländischer Verwitterung mit Rotlehmbildung über Basalten gekennzeichnet (Kap. 4.3.4.1.) in der keine nennenswerten Sedimentationsprozesse stattfanden.

Viele sandigen und tonig-lehmigen Substrate, die in der **Hanau-Seligenstädter Senke** abgelagert wurden, stammen aus Verwitterungsdecken der umliegenden Abtragungsgebiete. Auch die tiefgründig zersetzten Gesteine des Spessarts konnten fluvial aufgearbeitet und dem Tertiärbecken zugeführt werden (SCHOTTLER 1922). Dementsprechend haben die Ablagerungen der Hanau-Seligenstädter Senke einen tendenziell inversen Schichtaufbau im Vergleich zu den Gesteinslagen, aus denen sie freigesetzt wurden. Im Umkehrschluss kann man über die stratigraphische Analyse der Tertiärsedimente Aussagen über die verbreiteten Gesteine der Umgebung machen. Die Sedimente bzw. ihre spezifischen Merkmale veranschaulichen, welche Gesteine in einem bestimmten Zeitabschnitt Bestandteil der jeweiligen Verwitterungsdecke waren und als solche aufgearbeitet wurden.

Im Spessart muss auf dieser Grundlage die Frage geklärt werden, wann im **Vorderen Spessart** die Schichten des Buntsandsteins abgetragen und die kristallinen Gesteine freigelegt wurden. Dass die permotriassischen Gesteine ursprünglich den Vorderen Spessart überdeckten, ist nachweisbar. Im Gebiet der **Spessartrandverwerfung** sind kleine Schollen eingekieselten Zechstein-

Dolomits (Kap. 2.1.2.3) im Verband mit Buntsandstein (Kap. 2.1.2.4) erhalten (OKRUSCH & WEINELT 1965). Weitere Reste von Buntsandstein sind partiell am Rand des Tertiärbeckens der Hanau-Seligenstädter Senke verbreitet und werden temporär im Zuge von Baumaßnahmen oder Bohrungen erschlossen (SCHOTTLE 1922).

Um die Abtragung der Sandsteinschichten im Bereich des **Vorderen Spessarts** zeitlich einzugrenzen, können ergänzend alttertiäre Vulkanite berücksichtigt werden. Die Vulkanite führen als Einschlüsse zahlreiche Sandsteine, welche die ursprüngliche Verbreitung des Buntsandsteins anzeigen. Für die Vulkanite liegen Absolutalter von 43 ± 3 M.a. vor (HORN, LIPPOLT & TODT in STREIT & WEINELT 1971). Damit wird belegt, dass mindestens noch im Eozän der Buntsandstein im Vorderen Spessart verbreitet war. Die Tertiärsedimente der **Hanau-Seligenstädter Senke** ermöglichen es wiederum, die Freilegung des Grundgebirges im Vorderen Spessart zu rekonstruieren (GOLWER 1967). Dies gelingt durch die unterschiedliche Stauolith-Führung der Tertiärstraten. Mit dem Stauolith-Granat-Plagioklas-Gneis der Stauolithgneis-Gruppe (OKRUSCH & WEINELT 1965) ist im zentralen Vorderen Spessart ein mögliches Liefergebiet vorhanden.

In einer Bohrung bei Großkrotzenburg wurde an oligozänen Sedimenten ein Stauolith-Gehalt des Schwermineralspektrums von 0,26 - 0,27 % ermittelt. Hangende untermiozäne Schichten erreichen dagegen einen beachtlichen Stauolith-Anteil von maximal 49,37 %. In unterpliozänen und pleistozänen Straten ist wiederum eine geringere Stauolith-Führung von 9,72 und 6,28 % festzustellen (GOLWER 1968: 17, Abb. 8; GOLWER, A. zit. in OKRUSCH et al. 1967: 214).

Aufgrund dieses Befundes muss man davon ausgehen, dass im Oligozän Stauolith-führende Grundgebirgsgesteine noch nicht oberflächigen Abtragungsprozessen zugänglich waren. Der Grund hierfür ist die bestehende Überlagerung des Grundgebirges durch das sedimentäre Deckgebirge im Oligozän. Im Untermiozän wurden offensichtlich Gesteine des Grundgebirges freigelegt und von Sedimentgesteinen entblößt. Stauolith-führender Gneis konnte fluvial aufgearbeitet und in der Hanau-Seligenstädter Senke abgelagert werden. Dadurch ist der hohe Stauolith-Anteil in den untermiozänen Straten des vorgelagerten Tertiärbeckens zu erklären.

Es muss berücksichtigt werden, dass das Verbreitungsgebiet des Stauolith-führenden Gneises heute fast ausnahmslos von der *Kahl* entwässert wird. Ein verhältnismäßig kleiner Gesteinsaustrich liegt im Bereich des *Hahnenkamms*, dessen Fließgerinne direkt der Hanau-Seligenstädter Senke zustreben. Es muss in Erwägung gezogen werden, dass der Stauolith-Gehalt der Tertiärsedimente aus dem Gneisanschnitt am *Hahnenkamm* stammt. Deshalb muss nicht zwangsläufig eine Ausräumung des Sandsteins gefordert werden um die Stauolith-Fraktion im Schwermineralspektrum zu erklären.

Gegen diese These spricht im wesentlichen die Lage der relevanten Bohrung. Sie liegt etwa 8 km nordwestlich vom Westhang des *Hahnenkamms*. Zudem haben die mutmaßlichen Fließgerinne ihre Sedimentfracht im Tertiärbecken weit südlicher abgelagert. Es ist daher unwahrscheinlich, dass die kleinen Fließgerinne bis in die Umgebung von Großkrotzenburg reichten. Die Nähe Großkrotzenburgs zur heutigen *Kahl*-mündung legt eher nahe, dass es sich um Stauolith-führende Sedimentfracht aus der *Urkahl* handelt. Geht man von dieser Möglichkeit aus, dann besteht kein Zweifel über die Freilegung der Stauolith-führenden Gneise im zentralen Vorderen Spessart.

Wenn die *Urkahl* die Sedimente angeliefert hat, bestand offensichtlich schon ein Abfluss des heutigen *Kahlgrundes* zur Hanau-Seligenstädte Senke hin. Das heutige Durchbruchstal der *Kahl* wird aber nicht durch Anzapfung eines bestehenden Fließgewässers im heutigen *Kahlgrund* erklärt. Die Entstehung des **Kahldurchbruches** muss in die vorherrschende Flächenbildungsdynamik des Untermiozäns eingebunden werden. Mit der untermiozänen Landoberfläche hat sich das Niveau der *Urkahl* geologisch vom Buntsandstein bis in das Niveau des kristallinen Gesteinsuntergrundes abgesenkt. Diese relative Tieferlegung der Landoberfläche inklusive der Urgewässersysteme korreliert mit epirogenen Hebungen des gesamten Gebietes. Der Kahldurchbruch wäre demnach als epigenetischer Durchbruch einzuordnen, der durch das Herunterprojizieren der *Urkahl* von relativ höher gelegenen Rumpfflächenniveaus herrührt.

4.3.2.2 Aufwölbung der Spessart-Rhön-Schwelle – Hebung des Spessarts

Im zentralen Untersuchungsgebiet erfolgte gegenüber den westlichen Randsenken eine großräumige Hebung. Für eine untermiozäne Belebung der Aufwölbung der **Spessart-Rhön-Schwelle** spricht die Bruch- und Verwerfungstektonik des **Schlüchterner Beckens**. Die Tektonik in diesem Bereich steht im Zusammenhang mit der Belebung der **Schlüchterner Mulde** und der **Kinzig-Mulde**, in deren Kreuzungsbereich das Schlüchterner Beckens liegt. Es muss angenommen werden, dass auch die Spessart-Rhön-Schwelle als parallele Struktur zur Kinzig-Mulde in Bewegung kam und herausgehoben wurde.

Im Bild der Streichlinien des Spessarts (MATTHESS & MURAWSKI 1978, MURAWSKI 1992; Kap. 2.1.3.2, Abb. 5) ist die Spessart-Rhön-Schwelle bzw. ihr südwestlicher Teil, die **Spessartschwelle**, als Aufwölbung gut erkennbar. Wenn die Karte auch kritisch bewertet werden muss (Kap. 2.1.3.2), können auf dieser Grundlage doch Überlegungen über einen Zusammenhang von Schichtlagerung und Stufenposition angestellt werden. Es fällt zunächst auf, dass die Stufenfront halbkreisförmig dort lokalisiert ist, wo eine kuppelartige Aufwölbung des Untergrundes vorliegt. Die Lage der Sandsteinstufe steht offensichtlich mit dieser lokalen Aufwölbung im Zusammenhang. Das Schichteinfallen nach SE, das im Abdachungsgebiet (**GeoRE SH-AD**) östlich des Hö-

henrückens *Geiersberg* (**GeoRE SH-HR-6**) anschließt, hat mit der Stufengenesse dementsprechend nichts zu tun.

Auch der eigentümliche, gewinkelte Verlauf der Stufe kann mit dem Schichteinfallen nach SE nicht in Einklang gebracht werden. Der Stufenabschnitt (**GeoRE SS-WH-4**) nördlich des Laufachtales zwischen Sailauf/Eichenberg und Laufach/Hain verläuft parallel zum Schichteneinfallen. Ein kontinuierliches Schichteinfallen, wie es herkömmliche Modelle der Schichtstufenentstehung fordern (SCHMITTHENNER 1954), ist im Fall der Landstufe des Buntsandsteins nicht gegeben. Die Entstehung der Landstufe im Spessart ist im Wesentlichen durch flächenbildende Formungsmechanismen zu erklären (Kap. 4.3.2.3.1).

Auch die Morphologie beinhaltet Informationen über Hebungsaktivitäten im Untersuchungsgebiet. Grundlage bildet eine Reliefdarstellung, die GIS-gestützt erarbeitet wurde (Abb. 46, Kap. 4.2.4). Es wurde darauf hingewiesen, dass sich rheinische Elemente im Relief der obersten Reliefstockwerke durchpausen. Sie gehen vermutlich auf Deformationen zurück, die als Auswirkungen des Einbruchs am Oberrheingraben zu sehen sind und daher vergleichbar der **Klingenberger Tonlagerstätte** ins Oligozän zu stellen sind (Kap. 4.2.4).

Die Richtungen, die im Relief zum Teil in niedrigeren Niveaus vorherrschend auftreten, weichen von der rheinischen Richtung etwas ab. Es ist nahezu ein Umkippen der Vorzugsrichtungen zu flacheren Winkeln erkennbar. Insbesondere die Stufentrauf (**GeoRE SS-SH-3**), die bei dieser Analyse durch das 400 m NN-Niveau definiert wurde, ist wesentlich flacher ausgerichtet als der rheinisch streichende **Walm-Höhnrücken Eselshöhe** (**GeoRE SS-WH-3**). Auch Teilbereiche des **Höhnrückens Geiersberg** (**GeoRE SH-HR-9**) folgen tendenziell den flacheren Winkeln. Daneben kann diese flachere Richtung auch an der 400 m NN-Fläche der SE-Abdachung (**GeoRE SH-AD**) festgemacht werden. Andere Höhensysteme, wie z.B. die **Dachfläche Hirschberg** (**GeoRE SH-DF-5**), zusammen mit Abschnitten des **Höhnrückens Waldspitze** (**GeoRE SH-HR-3**), folgen schließlich konsequent der erzgebirgischen Richtung. Auch die südlichen Rahmenhöhen (**Steckenlaubshöhe** **GeoRE SH-DF-9** und **Sohlhöhe** **GeoRE SH-DF-8**) des **Intramontanen Beckens** (**GeoRE SH-IMB-1**) sind vorzugsweise erzgebirgisch ausgerichtet.

Diese Umorientierung der Vorzugsrichtung von rheinisch nach erzgebirgisch kann mit einer Belebung der **Spessart-Rhön-Schwelle** begründet werden, die ebenfalls erzgebirgischen Richtungen folgt. Dementsprechend haben sich die strukturellen Vorgaben im Relief durchgepaust und die Differenzierung der Hochgebiete mitbestimmt. Dies wurde erst dadurch möglich, dass die tropoid geprägte Verwitterungsdynamik aufgrund der klimatischen Veränderungen seit dem Untermiozän nicht mehr undifferenziert wirken konnte. Das strukturelle Inventar wurde im Zuge der restriktiven Flächenbildung sukzessive in Wert gesetzt. Die geologischen Strukturen

haben zunehmend Einfluss auf die Reliefgestaltung, indem z.B. die Vorzugsrichtungen im Relief übernommen werden.

Es zeigt sich, dass im höher gelegenen Spessartrelief ein Wandel sowohl der klimatischen Bedingungen wie auch tektonischer Aktivitäten dokumentiert ist. Beide Veränderungen überlagern sich, so dass eine zunehmend differenzierte Verwitterung und Abtragung mit zunehmend ergebirgisch streichenden Strukturen einhergeht. Dieser Wandel hat insbesondere die Entstehung der Landstufe beeinflusst, die im Unteren Buntsandstein ausgebildet ist.

4.3.2.3 Restriktive Flächenbildung und Flächentieferschaltung im Vorderen Spessart

Herkömmliche, strukturbetonte Erklärungsansätze zur Entstehung von Schichtstufen (TRICART 1951, SCHMITTHENNER 1954 1956, SCHMIDT 1976, FISCHER 1998) können im Spessart nicht angewendet werden. Dies belegt allein die Schichtlagerung des Buntsandsteins, welche die großtektonische Entwicklung des Gebietes veranschaulicht. Durch die zentrale Aufwölbung der Spessart-Rhön-Schwelle war nie eine einheitlich einfallende Gesteinslagerung vorhanden, so dass der Mechanismus der Rückverlagerung der Stufenfront nie hätte funktionieren können. Die Entstehung der Stufe ist nur durch selektiv wirkende Flächenbildungsprozesse zu erklären. Dieser Formungsmechanismus wurde als **restriktive Flächenbildung** beschrieben (BOLDT 1998, 2001). Die folgende morphogenetische Betrachtung zeigt auf, dass auf Grundlage der restriktiven Flächenbildung eine Genese der Sandsteinstufe plausibel erklärt werden kann.

4.3.2.3.1 Strukturunabhängige Entstehung der Sandsteinstufe

Die Sandsteinstufe orientiert sich abwechselnd in rheinischer bzw. flach rheinischer daneben in herzynischer Richtung (Kap. 2.2.8). Höchstens der herzynisch orientierte Stufenabschnitt (**GeoRE SS-WH-4**) könnte durch Verwerfungstektonik beeinflusst worden sein. Die tektonische Aktivität in dieser Richtung wird allerdings als jungkimmerisch eingestuft und ist dementsprechend weit älter als die Entstehung der Buntsandsteinstufe selbst. Verwerfungen dieser Richtung waren im Miozän nicht mehr aktiv, sie wurden aber von der Tiefenverwitterung als Schwächezone genutzt und als solche inwertgesetzt. Für einzelne Auslieger-Inselberge (**GeoRE SS-IB-2**, **GeoRE SS-IB-3**, **GeoRE SS-IB-5**, **GeoRE SS-IB-6**) des angesprochenen Stufenabschnitts Sailauf/Eichenberg-Laufach wurde im Sattelbereich eine Störung vermutet (OKRUSCH & WEINELT 1965, Kap. 2.2.8.4.4). Diese Konstellation impliziert aber nicht, dass diese Störung aktiv war, als die Inselberge herauspräpariert wurden. Es ist viel naheliegender, dass die Tiefenverwitterung diese Schwächezone nutzte und somit die Lage der Einsattelung vorgab.

Für die rheinische Richtung gibt es in diesem Gebiet keine bekannte Verwerfungstektonik, so dass der reliefbildende Einfluss tektonischer Prozesse auch für diese Richtung ausgeschlossen werden kann. Bereits im Alttertiär entstanden aber Strukturen, vermutlich als lokale, rheinisch

streichende Deformationen, die bereits einen moderaten Einfluss auf die tropoid geprägte Verwitterungsdynamik hatte (Kap. 4.2.4).

Entscheidend ist, dass sich strukturelle Vorgaben, wie eben geschildert, erst seit dem Untermiozän in der Reliefgestaltung durchsetzen konnten. Die Hintergründe sind in der nachlassenden Verwitterungsintensität zu suchen, die mit den klimatischen Veränderungen korrespondiert. Die chemische Intensivverwitterung wirkte insgesamt fort, beschränkte sich allerdings auf Bereiche mit günstigen Voraussetzungen. Porenvolumen (Korngrößen), Mineralzusammensetzung, Gesteinschemismus oder die morphologische Position gehören zu den beeinflussenden Größen der Intensivverwitterung (BORGER 1992, 2000). Letztendlich beeinflussen diese Gesteinsparameter das Angebot an Wasser, das als Träger chemischer Prozesse eine übergeordnete Rolle spielt.

Der Bereich des heutigen **Vorderen Spessart** bot offensichtlich günstige Voraussetzungen für eine fortschreitende chemische Verwitterungsdynamik. Evtl. bestand im heutigen Stufenvorland eine leichte Senke, die ein erhöhtes Angebot an Oberflächenwasser veranlasste. Denkbar wäre auch eine erhöhte Grundwasserzügigkeit in Richtung des Vorderen Spessarts, der an die Denudationsbasis der **Hanau-Seligenstädter Senke** anschließt. Letztlich können die Hintergründe der fortschreitenden Intensivverwitterung nicht mehr eindeutig rekonstruiert werden. Es kann aber belegt werden, dass die chemischen Verwitterungsprozesse in diesem Gebiet fortwirkten, während sie in exponierten Lagen weitestgehend reduziert wurden.

Die Sandsteine des Unteren Buntsandsteins sind im Bereich der Sandsteinstufe abschnittsweise intensiv chemisch verwittert (Kap. 3.1.3). Die vorgelagerten Auslieger-Inselberge des **Sailauf-Rottenberger Inselberg-Komplexes** und des **Gailbach-Dörmorsbacher Inselberg-Komplexes** sind ausnahmslos bis zu den Tonsteinen des Bröckelschiefers chemisch zersetzt (Kap. 2.2.8.4). Eingeklemmte Buntsandstein-Schollen an der **Spessartrandverwerfung**, westlich des heutigen **Hahnenkamm-Haidkopf-Höhenzuges (NRE 142.0)** sind ebenfalls völlig chemisch verwittert. Es ist mehr als naheliegend, dass der gesamte Bereich zwischen heutiger Stufenfront bis an den heutigen *Hahnenkamms* heran durch die chemische Intensivverwitterung beeinflusst wurde. Dieser Bereich war Bestandteil einer tiefgründigen Verwitterungsdecke, die sich ausgehend von den **Walm-Höhenrücken (GeoRE SS-WH)** in westliche Richtung erstreckte.

Eine spiegelbildliche Situation gab es östlich des **Walm-Höhenrückens Eselshöhe (GeoRE SS-WH-3)** im Bereich des heutigen **Intramontanen Beckens (GeoRE SH-IMB-1)**. Sandstein-Saprolite als Hinweis auf die jungtertiäre Verwitterung konnte auch hier festgestellt werden, wenn auch nicht flächendeckend. Es hat den Anschein, dass dieser Bereich chemisch geringer beansprucht wurde, als das Gebiet westlich der *Eselshöhe*.

Am **Aufschluss Baßberg** konnte die lokale Anpassung der Verwitterungsbildungen an das Kluftnetz nachgewiesen werden (Kap. 3.1.3.3.2, **Abb. 34**). Die Intensivverwitterung orientierte sich am plombierten und damit hydrologische Prozesse beeinflussenden Kluftnetz. Sie wirkte dadurch im Sandstein-Untergrund teilweise selektiv und verursachte ein unregelmäßiges Verwitterungsmuster. Das Füllmaterial der Klüfte stammte z.B. aus den oberflächennahen Horizonten der miozänen Oberfläche. Das Ton-reiche und Sesquioxid-reiche Substrat wurden teilweise in das Kluftnetz eingeschlemmt und konnte dann laterale Zirkulationen der Verwitterungslösung beeinflussen. Ein Beispiel eines eingeschlemmten Rotlehms fand sich auch in einer Kluft im **Steinbruch Kuppe** bei Sailauf/Eichenberg.

Die Sandstein-Saprolite insbesondere im Bereich des Stufenhanges oder der Auslieger-Inselberge belegen, dass die Position der Stufe nicht konsequent den strukturellen Vorgaben folgt. Die spätere Ausräumung der Verwitterungsdecke orientierte sich zumindest in einigen Abschnitten der Stufe nicht am selektiv verwitterten Gesteinsuntergrund. Der leicht erodierbare Sandstein-Saprolit wurde nicht konsequent ausgeräumt, sondern liegt heute noch in exponierten Lagen der Stufe.

Darüber hinaus gibt es für die Sandsteinstufe keinen klar definierbaren Stufenbildner. Es kann keine Sandsteinlage benannt werden, die in besonderer Weise die Morphologie der Sandsteinstufe prägt. Im Querprofil ist die Stufe teils getreptt aufgebaut. Nach einem Steilanstieg im Heigenbrücker Sandstein (suGH) geht der Stufenhang an der Trauf in eine Verflachung über. Die Lage der Trauf scheint eher mit dem 400 m NN-Niveau zu korrelieren als mit dem ECKschen Geröllhorizont (suGE), der teilweise in diesem Höhenniveau liegt. Im Miltenberger Dickbanksandstein suGD steigt die Landoberfläche, z.T. in verschiedene Verebnungsniveaus gegliedert, zum Walm-Höhenrücken an. Der Walm-Höhenrücken liegt über weite Bereiche in der gleichen Einheit des Buntsandsteins. Teilweise bildet der Tonlagensandstein der Salmünster Wechselfolge (suSM) den Untergrund des Walm-Höhenrückens.

4.3.2.3.2 Selektive Flächenbildung im Stufenvorland und Inselberg-Entstehung

Die Walmbereiche sind nach dem Prinzip der **divergierenden Verwitterung und Abtragung** BREMER's (1971) aus den flächenbildenden Prozessen ausgeklammert worden. Eine flächenhafte Tieferschaltung der Landoberfläche erfolgte dagegen im heutigen Stufenvorland. Die denudativen Prozesse orientierten sich am bereits aufgearbeiteten Material der Verwitterungsrinde, sie setzten aber nicht konsequent die Bereiche unterschiedlicher Verwitterungsintensität inwert. Es blieben Flächensäume entlang der Walmbereiche erhalten, deren Untergrund ebenfalls tiefgründig zersetzt ist. Daneben wurden einige **Auslieger-Inselberge** von der Abtragung ausgespart, deren Sandsteinuntergrund auch bis auf das Niveau der Tonsteine der Bröckelschiefer-Folge chemisch aufgearbeitet wurde (**Abb. 66**).

Für die Entstehung einiger Inselberge könnte ein Abdeckelungseffekt verantwortlich sein. An der *Kuppe* des *Rottenberges*, des *Schwab*, des *Linden-Berges* und des *Bischlings-Berges* wurden gebleichte, aber feste, feinkörnige, dünnbankige Sandstein-Lesesteine angetroffen, die bereits dem ECKschen Geröllhorizont zugeschrieben wurden (OKRUSCH & WEINELT 1965). Es hat den Anschein, dass diese Gesteinslage durch sekundäre Zufuhr von quarzitischem Bindemittel an Festigkeit gewonnen hat. Diese vermutlich lokale mechanische Festigkeit des suGE konnte im Zuge der fortschreitenden Tiefenverwitterung der Umgebung geringfügig betont werden.

Die Erhaltung der Inselberge und ihre heutige Lage vor der Sandsteinstufe wird aber auch auf tektonische Strukturen zurückgeführt. Das Profil *Bischlings-Berg* – Sandsteinstufe (Kap. 2.2.8.4.1, **Abb. 24**) verdeutlicht die Tiefschollenposition des *Bischlings-Berges* gegenüber den angrenzenden Sandstein-Höhen. MURAWSKI (1967b: 125) macht die grabenartige Struktur für die „regionale Lokalisation dieser Zeugenberge“ verantwortlich, die eine vergleichsweise zurücktretende Erosionsdynamik bedingt. Es fällt auf, dass alle Inselberg-Bereiche des Spessarts von fränkisch streichenden Störungen bzw. Störungsbündeln begleitet werden. Daneben muss festgestellt werden, dass der *Klosterberg-Rottenberg-Komplex* und der *Gräfen-Berg* im Bereich einer Sattelachse des Grundgebirges liegen (MURAWSKI 1967b).

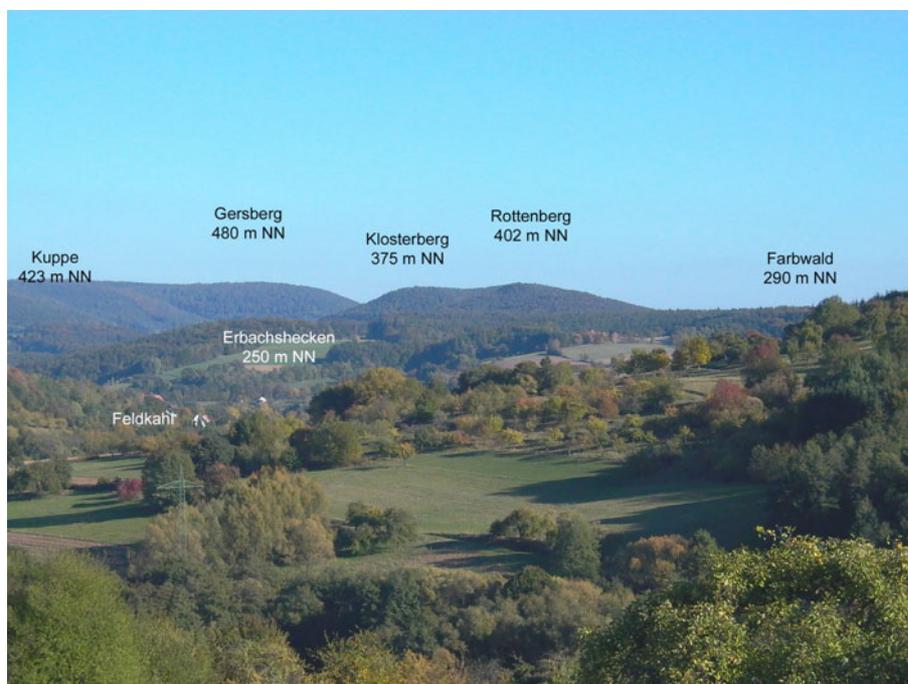


Abb. 66: Foto: Auslieger-Inselberg Klosterberg – Rottenberg bei Feldkahl und Sandsteinstufe bei Sailauf/Eichenberg.

Die tiefgründige Sandstein-Verwitterung gerade im Bereich der Inselberge verdeutlicht, dass morphogenetische Ansätze die tropoide Flächenbildungsdynamik berücksichtigen müssen. Die Entstehung der Inselberge kann auf heute nicht mehr exakt nachvollziehbare Unstetigkeiten im Verwitterungsgeschehen zurückgeführt werden. Lokale Einkieselung poröser Sandsteinlagen, z.B. des ECKschen Geröllhorizontes, ist eine Möglichkeit (vgl. ADAMOVIČ 2001). Es könnte auch

eine Betonung von Klüften, Störungen oder lokalen tektonischen Deformationen erfolgt sein. Strukturelle Vorgaben oder tektonische Impulse können zu einer geringfügigen morphologischen Akzentuierung eines Flächenbereiches innerhalb der Rumpffläche geführt haben.

Nach dem Prinzip der **divergierenden Verwitterung und Abtragung** BREMER's (1971) wurde das Umland weiter flächenhaft tiefergeschaltet, während kleinere Bereiche ausgespart wurden. Bei zunehmender Eintiefung der umgebenden Fläche hat sich der Freistellungseffekt nur noch verstärkt, da die exponierten Bereiche nicht mehr durch Staunasse, sondern durch wechselfeuchte Bedingungen geprägt wurden. Somit konnten im Zuge der sukzessiven Flächenbildung im Stufenvorland einzelne Kuppen als Auslieger-Inselberge herauspräpariert werden. Vermutlich waren es zunächst moderate Formen im Bereich der Inselberge, wie auch im Bereich der Landstufe. Sie wurden in späteren Formungsabschnitten deutlich akzentuiert.

Auch andere Inselberg-Komplexe des Untersuchungsgebietes können auf diese Weise morphogenetisch erklärt werden. Bei den **Meerholzer Zeugenbergen** hat sich im Volksmund ein geographischer Begriff zur Umschreibung dieser Hügelgruppe etabliert. Als **Zeugenberge** wurden herkömmlich die der Schichtstufe vorgelagerten Kuppen definiert, die im Zuge der Rückverlagerung einer Schichtstufe ausgespart wurden. Die Terminologie geht auf die Arbeiten von SCHMITTHENNER (1954) zurück und ist morphogenetisch mit der Schichtstufenentwicklung durch Stufenrückverlagerung nach rückschreitender Erosion der obsequenten Fließgewässer verknüpft (TRICART 1951, SCHMITTHENNER 1954, SCHMIDT 1976, FISCHER 1998, AHNERT 2003).

Wie dargestellt, kann die Entwicklung der Sandsteinstufe über den Mechanismus der divergierenden Verwitterung und Abtragung plausibel erklärt werden. Die Landstufe und Inselberge sind demnach durch selektive flächenbildende Prozesse lagekonstant aus dem Untergrund herauspräpariert worden. Eine rein strukturbetonte Entstehung als Schichtstufe kann weder mit den strukturellen Vorgaben noch mit den tropoiden Klimabedingungen in Einklang gebracht werden. Auch der Prozess der rückschreitenden Erosion ist am Beispiel der Sandsteinstufe des Spessarts nicht vorstellbar (vgl. SCHWENZER 1967a).

Der Beginn der Tiefschaltung der Flächen und die Entstehung der Landstufe sowie der Auslieger-Inselberge muss zeitlich in das Untermiozän gestellt werden. Eine kontinuierliche Hebung, welche die Impulse für die flächenhafte Eintiefung des Gebietes gab, ist seit dem Untermiozän belegt (Kap. 4.3.2.2). Daneben kann aufgrund der Stauolithführung von untermiozänen Sedimenten der **Hanau-Seligenstädter Senke** auf eine Ausräumung der Sandsteinschichten im Miozän geschlossen werden (Kap. 4.3.2.1).

4.3.2.3.3 Entstehung des Erbinselberges Hahnenkamm-Haidkopf

Die Entstehung des **Hahnenkamm-Haidkopf-Höhenzuges** kann auf die gleiche Weise erklärt werden, wie die Entstehung der Auslieger-Inselberge. Es ist zunächst unerheblich, welche Gesteine im Untergrund verbreitet sind. Unabhängig von der sedimentären oder metamorphen Gesteinsgrundlage wurde noch im Alttertiär der Untergrund undifferenziert durch die chemische Intensivverwitterung aufgearbeitet. Belege für die intensive chemische Beeinflussung der metamorphen Gesteine des *Hahnenkamms* wurde bereits im **Profil Eichelberg** (Kap.3.1.3.1, **Abb. 32**) und **Profil Mömbris** gefunden (Kap.3.1.3.1, **Abb. 30**). Ein beachtlicher Nachweis des tiefgründigen Gesteinszersatzes im Kristallingebiet konnte im **Quarzit-Bruch Hemsbach** erbracht werden (Kap.3.1.3.1, **Abb. 31**).

Zeitgleich zu den Untersuchungen im Quarzit-Bruch wurden Sondierungsarbeiten des Betreibers durchgeführt, die Informationen zur Gesteinsqualität im nördlichen Erweiterungsbe- reich liefern sollten. Die Aushubarbeiten führten zu interessanten Aufschlussbedingungen. Der geklüftete Quarzitschiefer und Glimmerschiefer mit Quarzitlagen folgt im südwestlichen Strei- chen dem *Hahnenkamm-Höhenzug* (LORENZ 1996). Die Schieferflächen fallen mit 55° bis 67° nach NW bis N ein (OKRUSCH et al. 1967). Zur Landoberfläche hin, welche die metamorphen Gesteine in spitzem Winkel schneidet, geht das mechanisch feste Ausgangsgestein im Bereich der Abbausohle lateral in eine weiche grabbare Varietät über. Es handelt sich um einen tiefgrün- digen Gesteinszersatz, der von intensiven Einfärbungen begleitet wird. Entsprechend den Schichtflächen können streifenförmig gelbe, rote, violette bis schwarze Farbtöne auftreten. Daneben gibt es reduzierte Partien mit einheitlich grauen Farben. Der Gesteinszersatz erreicht Mächtigkeiten bis zu 15 m mit basal unscharfem Übergang zum bergfrischen Gestein. Einzelne Lagen chemisch zersetzten Gesteins können gangartig tief in das feste Gestein hineingreifen. Die Verwitterungsprodukte in Form bauxitischer Tone zeugen von einer fast vollständigen che- mischen Aufarbeitung des anstehenden Gesteins (LORENZ 2002).

Bemerkenswert ist die räumliche Anordnung saprolitisierter Gesteine, die dem Verlauf der re- zenten Oberfläche weitestgehend folgen. Die höchsten Erhebungen des *Hahnenkamms* (435,4 m NN), angedeutet durch die Felsdurchragungen des Quarzits, liegen bergfrisch vor und sind nicht chemisch zersetzt. Die Saprolitisierung beginnt offensichtlich im Hangbereich und ist nur im Steinbruch selbst nachzuvollziehen. Eine etwa 4 m mächtige mehrgliedrige, teils lößlehmge- stützte Hangschuttdecke führt in mehreren Horizonten Steine und Blöcke ausschließlich des fes- ten Quarzits (Kap.3.1.3.1, **Abb. 67**). Durch solifluidale Prozesse wurde die Grobfraction von höhe- ren Positionen des *Hahnenkamms* angeliefert. Der Lesesteinbefund außerhalb des Steinbruch- bereiches liefert deshalb nur feste Quarzite, welche die eigentliche oberflächennahe Konsistenz des Gesteinsuntergrundes verschleiern. Die Fehlinterpretation des Lesesteinbefundes liefert

dementsprechend der Einordnung des *Hahnenkamms* als 'Härtling' Vorschub.

Dieser Befund belegt, dass die Entwicklung des *Hahnenkamms* im Zusammenhang mit der tropoiden Verwitterungsdynamik zu sehen ist. Es ist anzunehmen, dass sich die heutige morphologische Aufwölbung bereits im jungtertiären Verwitterungsgeschehen andeutet. Damit ist gemeint, dass der Quarzit/Glimmerschiefer (si,gl) bereits als geringfügige Erhöhung innerhalb der jungtertiären Verwitterungsdecke bestand. Bei der planparallelen Tieferschaltung der Rumpffläche konnte dieser Bereich herauspräpariert werden, als die chemische Verwitterung nicht mehr in der Lage war, die Flächentieferschaltung durch undifferenzierte Tiefenverwitterung zu kompensieren. BÜDEL (1986: 66ff) hat solche azonalen Inselberge als **Erbinselberge** bezeichnet.



Abb. 67: Foto: Saprolitierter Glimmerschiefer/Quarzit im Quarzit-Bruch Hemsbach, nördliche Abbauwand.

Die morphologische Entwicklung beginnt mit dem Stadium des Primärrumpfs, der im Eozän und Oligozän noch im Buntsandstein ausgebildet war (Kap. 4.2.1, Kap. 4.3.2.3.2, **Abb. 68**). Die Intensivverwitterung berücksichtigte das jeweilige Niveau des Meeresspiegel in der **Hanau-Seligstädter Senke**. Das Tertiärbecken stellt eine wichtige orographische Referenzfläche für die umliegenden Flachlandschaften dar. GOLWER (1968: 182) beschreibt eine oligozäne bis untermiozäne „flache Landschaft mit verlandeten Süßwasserseen“ und spielt damit auf die geringen Höhenlagen an.

Motor der Flächentieferlegung und der Freistellungsprozesse am *Hahnenkamm* ist die anhaltende Heraushebung des Gebietes (vgl. auch Kap. 4.4). Es wird vorausgesetzt, dass die herzynisch bis fränkisch streichenden Verwerfungen konsolidiert und nicht mehr aktiv waren. Mit der Heraushebung gingen aber beachtliche Bewegungen der **Spessartrandverwerfung** einher, die N-S bzw. NE-SW streicht (**Abb. 68**).

Durch die Vorlandtieferlegung konnte die Sandsteinstufe herauspräpariert werden. In einigen Bereichen der Landstufe sind Zwischenniveaus eingeschaltet, die belegen, dass im Zuge der fortschreitenden Flächentieferlegung immer mehr Bereiche ausgespart wurden. Die untermiozäne Rumpffläche erreichte, geologisch gesehen, permische Sedimentgesteine (falls vorhanden, siehe Kap. 2.1.2.3) oder die metamorphen Gesteine des Grundgebirges. Der Gesteinswechsel im Untergrund der untermiozänen Rumpffläche fällt in einen Zeitraum, der auch von klimatischen Veränderungen und von einem Wandel in der Flächenbildungsdynamik geprägt ist. Der Quarzit/Glimmerschiefer wurde noch geringfügig chemisch aufgearbeitet, innerhalb der Verwitterungsdecke aber schon als bergfrischer Kern akzentuiert. Die anschließende Ausräumung der chemisch aufbereiteten Gesteine hat dazu beigetragen, dass der **Hahnenkamm-Haidkopf-Höhenzug** bereits als Aufwölbung in Erscheinung trat.

Die Urkahl, deren ursprünglicher Quellbereich vermutlich in der Umgebung von Mömbris/Schimborn zu suchen ist, entwässerte das Stufenvorland in Richtung **Hanau-Seligenstädter Senke**. Der Oberlauf der *Kahl* bzw. der *Westernbach* waren also subsequent vor der Stufe aktiv und strebten zunächst der *Aschaff* zu (WILZ 1911). Noch während der aktiven Bildung der Rumpfflächen im **Vorderen Spessart** wurde diese Fließabschnitte an das *Kahl*-system angeschlossen. Durch die Heraushebung des Gebietes wurde der Gewässerlauf fixiert und die *Kahl* konnte sich epigenetisch²⁹ in den Untergrund einschneiden und ihr heutiges Durchbruchstal (**GeoRE SV-AG-1**) herausarbeiten. Heute besitzt die *Kahl* ein nahezu ausgeglichenes Längsprofil (Kap. 6 Anhang, **Abb. 87**). Der *Hahnenkamm* ist im Profil allenfalls durch eine schwache Aufwölbung der Profillinie zwischen Gewässerkilometer 10 und 15 erkennbar.

Die Verwitterungsbildungen des Glimmerschiefer/Quarzits, die im **Bruch Hemsbach** aufgeschlossen sind, gehören in die erste Einschneidungsphase der *Kahl*. Hier sind offensichtlich Prozesse der fluvialen Zerschneidung noch nicht dominant wirksam. Die Zersatzzone im Bruch Hemsbach deutet darauf hin, dass die Intensivverwitterung zumindest lokal varriierend wirksam war. Infolge der Flächenexpansion der Rumpfflächen im 300 m NN-Niveau wurden Bereiche im heutigen Durchbruchstal in flächenbildende Prozesse einbezogen. In geringer Entfernung, im Bereich des **Kahldurchbruchs**, deuten zahlreiche Verebnungen beidseitig des Tales im Niveau zwischen 280 und 330 m NN (SCHWENZER 1967a) auf vererbte Altflächen hin.

Die weitere Ausgestaltung des **Hahnenkamm-Haidkopf-Höhenzuges** erfolgte im Miozän und Pliozän. Flächenbildende Prozesse beschränkten sich auf das Gebiet des inneren Vorspessarts. Der Quarzit/Glimmerschiefer wurde zusehends nach dem Prinzip der divergierenden Verwitterung und Abtragung (BÜDEL 1981, BREMER 1989) akzentuiert. Der *Hahnenkamm-Haidkopf-*

29 Je nach Blickwinkel sind beide Begriffe anwendbar.

Höhenzuges bildet einen Riegel des intra- bzw. randmontanen Beckens i.S. von NIEMZ (1964). Dies wird im Profil Neuses – *Eselshöhe* (**Abb. 68**) nicht besonders deutlich, allerdings ist auch zu berücksichtigen, dass dieses Profil den nördlichen, schwächer akzentuierten Höhenrücken schneidet. Der *Hahnenkamm* selbst erreicht mit 435,4 m NN vergleichbare Höhen zur Stufentrauf an der *Kuppe* (423 m NN). Dieser Abschnitt des Erbinselberges beinhaltet somit Flächenreste, die ein erstes Stadium der restriktiven Flächenbildung im Vorderen Spessart repräsentieren.

4.3.2.3.4 Entwicklung der P1- und P2-Fläche im Vorderen Spessart

Im Vorderen Spessart wurden von SCHWENZER (1967a) im Rahmen morphologischer Untersuchungen des Gebietes Flächenreste erkannt und kartographisch festgehalten. Es handelt sich um die Bereiche *Ziegel-Berg*, *Schneppenbacher Höhe* und *Kalmus*, sowie der Höhenzug *Auf der Höh*, die hier als Dachfläche/Rumpftreppengebiet festgehalten wurden (**GeoRE SV-DF-1**, **GeoRE SV-RT-2**, **GeoRE SV-RT-4**). Diese Flächen werden von der *Kahl* und dem *Westerngrund* eingerahmt und darüber hinaus vom *Krombach* und *Schneppenbach* in einzelne Rücken gegliedert.

Die Flächenreste wurden von SCHWENZER (1967a) in zwei verschiedene Niveaus gegliedert, die als **P1- und P2-Fläche** bezeichnet wurden. Aufgrund der absoluten Höhenposition von 320-340 m NN könnte die P1-Fläche mit der **Thundorfer Phase** BOLDT's (1997) und/oder mit der **Oberen Gäufläche** BÜDEL's (1957) parallelisiert werden und entsprechend ins Unterpliozän gestellt werden. Die jüngere P2-Fläche im Niveau von 270-300 m NN wurde entsprechend ins Oberpliozän gestellt und korelliert Niveau-bezogen und zeitlich mit der **Hauptgäufläche** BÜDEL's (1957). Anhaltspunkt der zeitlichen Einordnung war auch die Einmuldung des Aschaffgebietes, die ebenfalls als Oberpliozän angesehen wird (NIEMZ 1964).

Die pliozäne Einordnung der P1- und P2-Fläche des Vorderen Spessarts ist insofern problematisch, als sie mit den Befunden aus der **Hanau-Seligenstädter Senke** nicht kompatibel ist. Anhand der Stauolith-führenden untermiozänen Sedimente muss gefolgert werden, dass das Sandstein-Material des Vorderen Spessarts im Untermiozän bereits weitestgehend ausgeräumt war. Da die P1- und die P2-Fläche zu einem Großteil im Liefergebiet der Stauolith-führenden Sedimente ausgeprägt ist, muss die Bildung der Flächen entsprechend früher eingeordnet werden. Die Bildung dieser Flächen muss ebenfalls untermiozänen Alters sein.

Die Verebnungen, die im Bereich der P1- und der P2-Fläche kartiert wurden (Kap.3.2.2), kappen verschiedene Gesteinsschichten oder Verwerfungen. Das wurde im GIS-gestützten Abgleich von Verebnungen und der Geologie ermittelt (Kap.3.2.2.5). WEIDMANN (1929) und SIEBERT (1934) haben bereits darauf hingewiesen, dass der Strukturbaue des Grundgebirges, insbesondere kleinepirogene Strukturen nicht mit der heutigen Oberflächenform korrelieren. Auch SCHWEN-

ZER (1967a: 22) erkennt die Kappung von Strukturen und kommt zum Schluss: „P1 und P2 sind Verebnungen von Rumpfflächencharakter“.

Ein Beleg für Kappungen von geologischen Strukturen gibt es im Bereich des Höhenrückens **Auf der Höh (GeoRE SV-RT-4)** zwischen Johannesberg/Daxberg und der *Feldkahler Höhe*, der ebenfalls zur P1-Fläche gezählt wird. Im Wesentlichen liegt der gesamte Höhenzug im Stauroolithgneis (cb,gn), wird aber nahe der *Feldkahler Höhe* auch von Muskovit-Biotit-Gneis (mbgn) und schließlich von Zechstein-Dolomit unterlagert. Daneben wird der Höhenzug von verschiedenen herzynischen Störungen, morphologisch unbeachtet, gequert. Letztlich muss man im gesamten Ausstrichbereich kristalliner Gesteine eine undifferenzierte Flächenbildung fordern, da lithogen keine Flachformen und damit kein potenzielles Adaptionsniveau vorgegeben werden. Man kommt aufgrund der strukturunabhängigen Anlage der P1- und der P2-Fläche zu dem Schluss, dass Prozesse der tropoid geprägten Flächenbildung für die Entstehung der Flächenreste im Vorderen Spessart verantwortlich sind.

4.3.3 Ausgestaltung der Intramontanen Becken

Das **Intramontane Becken Baßberg-Sailhöhe (GeoRE SH-IMB-1)** wurde zunächst in der Höhengschichtenkarte erkannt (Kap. 2.2.5). Der Beckencharakter ist im Wesentlichen durch die exponierten Höhenzüge erkennbar, die das Gebiet einrahmen. Das Beckeninnere ist durch die *Lohr* und ihre Haupttributäre *Lohrbach/Aubach* und *Flörsbach* stark fluvial aufgelöst. Dies betrifft auch andere Gebiete, wie z.B. das obere Einzugsgebiet der *Hafenlohr*, des *Dammbachs* oder der *Jossa*. Sie sind wesentlich kleiner dimensioniert und stärker fluvial zerschnitten als der Bereich *Baßberg-Sailhöhe*, so dass der Beckencharakter nicht ohne weiteres erkennbar ist.

Der direkte Vergleich von Schichtlagerung und Morphologie lässt keinen unmittelbaren Zusammenhang zur Entstehung des Beckens erkennen. Nur einzelne Schollen sind innerhalb der kuppelartigen Aufwölbung der Spessartschwelle eingesenkt (Kap. 2.1.3.2, **Abb. 5**). Hinweise auf die tektonische Beeinflussung beinhaltet die Karte der Höhengschichten-Lineationen. Die auffälligen Wechsel von fränkischen und variszischen Elementen deuten auf strukturelle Vorgaben (**Abb. 130**, Kap. 6 Anhang). Auch das Gewässernetz zeigt eine hohe Adaptionstendenz an die tektonischen Richtungen. Besonders markant ist der über 12 km gestreckte Talverlauf des *Aubachs* nach seinem Kerbensprung bei Wiesen.

Letztlich ist die morphologische Gegebenheit des **Intramontanen Beckens Baßberg-Sailhöhe (GeoRE SH-IMB-1)** anschaulich mit dem Prozess der restriktiven Flächenbildung erklärbar. Die Verwitterungsdynamik wurde zunächst über tektonischen Schwächezonen beschleunigt, so dass die anstehenden Sandsteine intensiver aufgearbeitet wurden als in der Umgebung. Flächenbildende Prozesse beschränkten sich schließlich auf diese Bereiche mit morphologisch weichem

Gesteinsuntergrund. Die heutigen Höhenrücken innerhalb des Intramontanen Beckens repräsentieren das ursprüngliche Flächenniveau, bevor die Flächenbildung völlig ausklang (s.u.).

Weitere Beispiele für Intramontane Becken können aus dem Südwest-Spessart beschrieben werden. Die Beckensituation ist hier weniger deutlich, letztlich sind die Becken auch wesentlich kleiner als in der Umgebung des *Baßbergs*. Die oberen Fließabschnitte der *Gollasch* bei Hausen und das Einzugsgebiet des *Buschgrabens* bei Kleinwallstadt a. Main sind kleinere, heute stark zertalte Becken. Ihre zentripetal ausgerichteten, z.T. nur episodisch genutzten Entwässerungssysteme deuten die Beckensituation an. In diesem Bereich konnte in mehreren Profilen an Wegböschungen rotbrauner Lehm erschlossen werden, der offensichtlich mit der tiefgründigen Zersetzung des anstehenden Buntsandsteins in Verbindung steht. Auffällig ist das Auftreten des Lehms in hängiger Lage im 300 m NN-Niveau. Der Sandstein-Saprolit am benachbarten *Eichelsberg* erreicht knapp 400 m NN (**Abb. 69**). Es wird angenommen, dass der rote Lehm auf sekundäre Fe-Ausfällung zurückgeführt werden kann. Dies kann damit erklärt werden, dass im Zuge der Tieferschaltung der Flächen westlich des *Eichelsberges* die zunächst hochliegende Grundwasser Oberfläche mit abgesenkt wurde. Die Belüftung von der Oberfläche her reicht aber nicht aus, um das reduzierte Eisen zu oxidieren. Das reduzierte Eisen bleibt in der Verwitterungslösung mobil. Im Zuge der Flächentieferlegung kommt es zum „Auslaufen des Saprolits“³⁰.

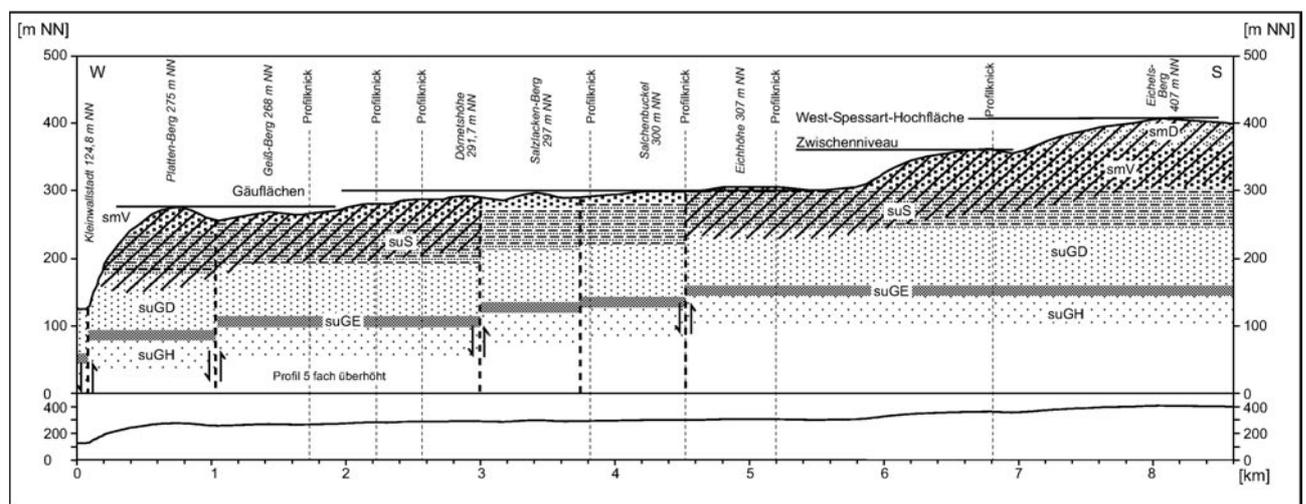


Abb. 69: Geländeprofil Plattenberg – Eichelsberg - Kappungsfläche im 300 m NN-Niveau bei Kleinwallstadt a. Main. - Legende: Abb. 85, Kap. 6 Anhang.

30 Erklärung von Prof. P. FELIX-HENNINGSSEN bei der Exkursion zur 24. Jahrestagung des Arbeitskreises Paläopedologie am 06.05.2005 in Hofheim am Taunus am Exkursionshalt 1: Oligozäner Laterit am Bacharacher Kopf.

4.3.4 Selektive Verwitterungsdynamik seit dem Obermiozän

4.3.4.1 Anhaltende Intensivverwitterung in basaltischen Gesteinen des Vogelsberges

Basaltische Gesteine insbesondere im **Vogelsberg** und im **Schlüchterner Becken** sind aus morphologischer Sicht wichtige Marker der Landschaftsgeschichte. Sie fixieren das präbasaltische Relief und die korrespondierenden morphodynamischen Prozesse, die in den Locker- und Festgesteinen dokumentiert sind. Von besonderem Interesse sind die Verwitterungsbildungen in basaltischen Gesteinen, die, modifiziert durch die Petrographie der Vulkanite, die andauernden Verwitterungs- und Klimabedingungen des Jungtertiärs veranschaulichen.

Die Geologischen Karten GK 25 des südlichen Vogelsberg-Gebietes zeigen Verwitterungsbildungen in basaltischen Gesteinen, die als „tmi, La“ (Vulkanitzersatz, Paläosolrelikte), „t, Be“ (Verwitterungsbildungen der Vulkanite) oder „tmiV“ auskartiert wurden (EHRENBERG & HICKETHIER 1978: [Kartenblatt], EHRENBERG & HICKETHIER 1982: [Kartenblatt]). Damit sind Rotverwitterungsprodukte gemeint, die als Paläobodenrelikte oberflächlich anstehen und häufig von Bauxitknollen im Lesesteinbefund begleitet werden. Es handelt sich um die höheren Profilabschnitte eines tiefgründigen Verwitterungsprofils, das die Anreicherungshorizonte von Sesquioxiden beinhaltet.

Aufgrund von farblichen Unterscheidungsmerkmalen und durch die Anreicherung konkretionärer Bildungen lassen sich die Paläosolrelikte gut identifizieren und entsprechend auskartieren. Die Geologischen Karten GK 25 zeigen ihre inselhafte Verbreitung, eingebettet in z.T. mächtige quartäre Lößablagerungen. Durch die lokale Erosion der Lößauflage erklärt sich die rezent inselhafte Verbreitung der Verwitterungsprodukte. Allgemein ist von einer flächenhaften Verbreitung von Paläosolrelikten auf der gesamten Vogelsberg-Hochfläche auszugehen.

Die Vermutung liegt nahe, dass lehmreiche Paläoböden während der eiszeitlichen Lößauswehung und -verlagerung pedogene Gunststandorte gegenüber den flachgründigen, Rohbodenähnlichen Substraten über frischen Basalten und Sedimentgesteinen darstellten. Die Standortgunst führte im Spätglazial möglicherweise zur bevorzugten Besiedlung durch Pionierpflanzen. Diese Erhöhung der Oberflächenrauigkeit mag die Lößablagerung auf den Hochflächen entscheidend gefördert haben. Entsprechende Beobachtungen liegen auch aus dem Vorderen Spessarts vor, wo regelhaft Gesteinszersatz des metamorphen Grundgebirges von pleistozänen Lössen verhüllt und meist nur in Bohrprofilen erschlossen wird (MURAWSKI 1992).

Verwitterungsbildungen in Basalten als Rotlehm bzw. Roterde wurden nordwestlich Hirzenhain (EHRENBERG & HICKETHIER 1978), auf der Hochfläche zwischen *Salz* und Steinau a.d. Straße/Ulmbach sowie nordöstlich von Rebsdorf (EHRENBERG & HICKETHIER 1982) kartiert.

Daneben wurden Vorkommen östlich von Büdingen/Waldensberg und zwei weitere Vorkommen zwischen Waldensberg und Brachtal/Spielberg bekannt (DIEDERICH et al.1988). Tiefgründiger Gesteinszersatz wird explizit auf Blatt GK 25 5721 Gelnhausen unter „Lößlehm mit Gesteinschutt als dünne Decke“ (DIEDERICH & EHRENBERG 1977: 122) ausgewiesen und ausgedehnt auf den Hochflächen kartiert.

Die Vergesellschaftung Verwitterungslehm - Löß konnte im **Basaltbruch Rinderbügen** (Kap. 4.3.3.1.1) und im **Basaltbruch Breitenborn** (Kap. 4.3.3.1.2) nachgewiesen werden. Im Übergangsbereich zur **Südrhön** sind ebenfalls Verwitterungsbildungen über Basalt bekannt. „Tiefgründig verwitterte basaltische Gesteine“ stehen flächenhaft auf der *Breiten First* östlich von Schlüchtern/Rahmholz an (EHRENBERG & HICKETHIER 1971: [Kartenblatt]) und konnten im **Basaltbruch Breite First** in Profilen erschlossen werden (Kap. 4.3.3.1.3). Ein weiteres Vorkommen gibt es auf der Höhe 458,6 im *Breitfeld* nördlich des Bahnhofs Elm. „Basalteisenstein“ liegt auf der Höhe östlich Kalbach/Veitsteinbach (EHRENBERG & HICKETHIER 1971: 149).

4.3.4.1.1 Verwitterungsbildungen im Basaltbruch Rinderbügen

Der **Basaltbruch Rinderbügen** südwestlich Kefenrod/Rinderbügen ist im Abbaubereich in einzelne Abbausohlen gegliedert. Die besten Gesteinsqualitäten werden auf der dritten und vierten Sohle erreicht. Die beiden oberen Sohlen sind im minderwertigen Basalt oder in der ferritischen Verwitterungsrinde angelegt. Die Sohlen zeichnen prinzipiell Verwitterungszonen des Verwitterungsprofils nach. Charakteristisch ist die von oben nach unten abnehmende Verwitterungsintensität.



Abb. 70: Foto: Paläoboden über basaltischer Verwitterungsrinde überdeckt von pleistozänen Lössen. - Basaltbruch Rinderbügen südwestlich Kefenrod/Rinderbügen.

Im zentralen Steinbruchbereich ist auf mehreren 100 m Länge eine etwa 10 m hohe Abbauwand zu sehen, welche die oberen Verwitterungshorizonte unter quartären Deckschichten erschließt. Eine stratigraphische Untersuchung ist in dem steil geböschten Gelände kaum durchführbar. Es kann nur eine grobe visuelle Bewertung des Profils vorgenommen werden.

Unter der etwa 2-3 m mächtigen Auflage pleistozäner Lössse treten braune und rote, dichte Lehme auf. In einem kleinen Profilabschnitt ist etwa 50 cm mächtiger, dunkelbrauner rotstichiger Lehm aufgeschlossen, der ohne scharfe Untergrenze über der basaltischen Verwitterungsrinde liegt (**Abb. 70**). Es könnte sich um verlagertes quartäres Bodensubstrat handeln, evtl. entspricht der Horizont auch dem jungtertiären Oberbodenbereich und steht somit in pedogenem Zusammenhang mit der liegenden Verwitterungsrinde aus Basalt.



Abb. 71: Foto: Eiskeilpseudomorphose gefüllt mit pleistozänem Löß in basaltischer Verwitterungsrinde - Basaltbruch Rinderbügen südwestlich Kefenrod/Rinderbügen.

Aus der Distanz ist eine intensive kryogene Morphodynamik in Form von mächtigen Eiskeilpseudomorphosen nachzuweisen (**Abb. 71**). Bemerkenswert ist, dass die Eiskeile nicht nur die pleistozänen Deckschichten erfassen, sondern auch in den jungtertiären Gesteinszersatz um 1 bis 2 m eindringen. Der hellgelbe Löß als Keilfüllung setzt sich dabei deutlich von den rotbraunen Verwitterungslehmen des Basalts ab. Neben relativ schlanken Keilformen können auch

bauchige Formen auftreten, die im oberen Bereich bis zu 2 m Breite aufweisen und nach unten nicht auskeilen, sondern muldenartig ausgeprägt sind.

Der Übergangsbereich von Verwitterungslehm zum festen, nicht mehr grabbaren Basalt ist durch einen Schuttkegel auf der ersten Abbausohle verhüllt. Offensichtlich vollzieht sich der Wechsel der mechanischen Gesteinshärte aber innerhalb weniger Meter. Der festere Basalt ist auf der zweiten Sohle aufgeschlossen, wird aber aufgrund der minderen Qualität nicht abgebaut.

Der insgesamt plattig absondernde Basalt ist im oberen Bereich ausgehend von den engmaschigen Kluftflächen in einzelne Gesteinskerne aufgelöst und stark gerundet, die Zwischenräume sind mit Verwitterungsmaterial gefüllt. Für die Kernsteine im Basaltbruch Rinderbügen sind oft selektive Bleichungen in Nestern und Flecken charakteristisch, die als **Sonnenbrandzerfall** bezeichnet werden. Selektiv chemische Veränderungen lassen den Basalt entsprechend fleckig aussehen. Typisch sind auch die schaligen, sphäroidalen Absonderungen, die mit der Verwitterungsdynamik der Kernsteinbildung korrelieren.

Auf der gleichen Abbausohle stehen im unteren Bereich sehr kantige Basaltsteine an. Die Zerlegung des Gesteins geht auf das vorhandene Kluftnetz zurück, wobei die kantigen Formen die nach unten abnehmende Verwitterungsintensität andeuten. Die anhaltende Beeinflussung durch chemische Verwitterungsprozesse ist an weißen Tönen festzumachen, die als Belag zum Teil in Mächtigkeiten von 1 cm den Kluftflächen aufliegen. Sie sind als autochthone, vermutlich kaolinitische Verwitterungsbildungen zu sehen, die eine Phase der Kernsteinverwitterung repräsentieren.

4.3.4.1.2 Verwitterungsbildungen im Basaltbruch Breitenborn

Im **Basaltbruch Breitenborn** sind präbasaltische Sedimentgesteine in Form von saprolitisierten Sandsteinen der Solling-Folge sowie verschiedene basaltische Decken erschlossen worden (Kap. 4.3.1.3.3). Die Basaltdecke selbst ist postvulkanisch von intensiv-chemischen Verwitterungsprozessen verändert worden. Die Verwitterung äußert sich im gesamten Bruch durch eine meist über 10 m mächtige Verwitterungsdecke. Erschlossen ist die Verwitterungsdecke auf einer ersten Abbausohle, die zum Abtrag des sog. Abraums angelegt wurde. Die unteren Horizonte der Verwitterungsdecke sind durch Versturzmateriale verhüllt, das auf der Sohle aufläuft.

Das **Profil Basaltbruch Breitenborn** (Abb. 72; Abb. 73) zeigt die hangenden Horizonte des Verwitterungsprofils. Es kann nicht abschließend geklärt werden, ob das Profil erosiv verkürzt wurde und weitere Horizonte fehlen. Die Horizonte Breit-1 und Breit-2 repräsentierten den holozänen Boden in einem Löß-angereicherten Substrat. Eine mögliche Erosionsdiskordanz zwischen dem Horizont Breit-2 und Breit-3 ist im Zuge der alt- und mittelpleistozänen Überprägung

verschwommen. Aufgrund der Anreicherungen an Sesquioxiden könnte der Horizont Breit-3 als fossiler Oberbodenhorizont interpretiert werden, allerdings spricht die relativ geringe Mächtigkeit für eine erosive Kappung.

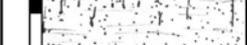
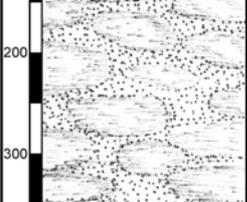
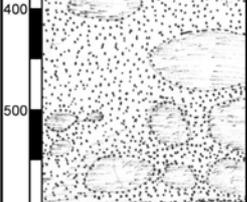
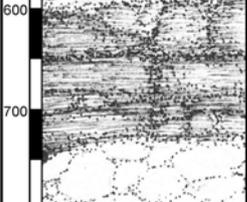
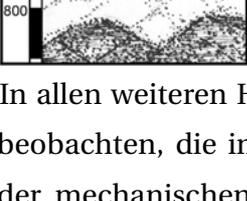
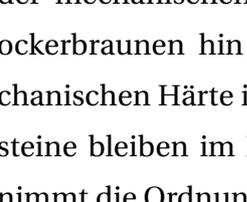
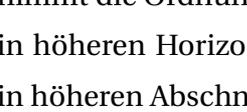
Profilaufnahme		Ort	Basaltbruch Breitenborn		
Profil Basaltbruch Breitenborn		Rechtswert	3515125		
		Hochwert	5570375		
		Datum	23.06.2004		
		Exposition	ESE		
		Abs. Höhe	390 m NN		
		Reliefposition	Verebnungsbereich		
		Vegetation	Buchenwaldgesellschaften		
[cm]	Profilaufnahme	Nr.	Profilbeschreibung	Munsell	Textur
		Breit-1	Dunkelbrauner humoser Lehm	5 YR 4/2	L
		Breit-2	brauner schluffiger Lehm, wenige Basaltsteine und -Blöcke	5 YR 4/8	uL
100		Breit-3	Rot bis rotvioletter Lehm, hoher Anteil an Sesquioxiden, kleingliedriges polyedrisches Gefüge	2,5 YR 4/10	L
200		Breit-4	Violette bis graue, weiche, unregelmäßig angeordnete Basalt-Kernsteine unterschiedlicher Größe in roter lehmiger Matrix	10 YR 4/10	L
300		Breit-5	Weißgebleichte Verwitterungslehme	10 R 8/4	L
400		Breit-6	Violette bis graue, weiche, teils unregelmäßig angeordnete, teils geordnete Basalt-Kernsteine unterschiedlicher Größe, tendenziell größer als in Breit4, in roter lehmiger Matrix, z.T. mit gebleichten Partien	10 R 4/10	L
500		Breit-7	Dunkel-violette, teils ockerbraune weiche, aber geringfügig härtere Basalt-Kernsteine als in Breit6, regelmäßig angeordnet, geringmächtige rote lehmige Fugenfüllungen, z.T. gebleichte Partien	2,5 YR 4/4	L
600		Breit-8	Weißgebleichte, unregelmäßig angeordnete Basalt-Kernsteine, z.T. in kleine Steine aufgelöst, in orangeroter lehmiger Matrix	10 YR 9/2	L
700		Breit-9	Dunkel-violetter bis grauschwarzer weicher Basalt, z.T. in Kernsteine aufgelöst, z.T. geringmächtige rote lehmige Fugenfüllung	5 YR 4/4	sL
800					

Abb. 72: Profil Basaltbruch Breitenborn – Profilaufnahme.

In allen weiteren Horizonten des Profils (Breit-4 bis Breit-9) sind zersetzte Basalt-Kernsteine zu beobachten, die im Profil hinsichtlich Farbe, Anordnung, Größe, Häufigkeit und insbesondere der mechanischen Härte variieren. Es kann eine Farbänderung von violettgrauen, vereinzelt ockerbraunen hin zu grauschwarzen Tönen festgestellt werden. Auch die Zunahme der mechanischen Härte in unteren Profilabschnitten ist im Aufschluss zu beobachten. Die Basalt-Kernsteine bleiben im Profil aber insgesamt grabbar. Im unteren Bereichen des Profils Breitenborn nimmt die Ordnung der verwitterten Kernsteine zu und das Kluftnetz ist deutlicher erkennbar als in höheren Horizonten. Die Fugen- bzw. Kluftfüllungen sind nur noch geringmächtig, während in höheren Abschnitten rote Verwitterungslehme volumenmäßig gegenüber den Kernsteinen dominieren. Alle Parameter lassen eine Verwitterungsintensität erkennen, die von oben nach unten abnimmt, wobei der Übergang zu bergfrischem Basalt im Profil Basaltbruch Breitenborn nicht erreicht wird.

Eine Rammkernsondierung wurde ergänzend zum Profil niedergebracht. Die Bohrbefunde konnten zwar die Ergebnisse des Profils Breitenborn bestätigen, neue Erkenntnisse z.B. zum Übergangsbereich Verwitterungsdecke-Basalt konnten aber nicht gewonnen werden. Die Bohrung erreichte mit 5,5 m etwa den Aufschlussbereich des Profils und blieb in rotem lehmigen Substrat stecken. Der bergfrische Basalt dürfte etwa 5-10 m tiefer anstehen.

Nicht direkt zugängliche Verwitterungsprofile in nördlichen Bereichen des Steinbruchs zeigen einen relativ scharfen Übergang innerhalb weniger Meter. Die Verwitterungsbasis wird hier auffällig von selektiver Gesteinsbleichung geprägt, daneben treten Verkrustungen auf. Auffällig sind horizontale Strukturen, die witterungsbedingt in der Aufschlusswand herauspräpariert wurden. Sie kappen mit welliger Oberfläche die steil stehenden Basaltsäulen innerhalb von etwa 0,5 m. Es handelt sich hier um eine Verwitterungsbasisfläche i.S. BÜDEL's (1981).



Abb. 73: Foto: Profil Basaltbruch Breitenborn.

Verwitterungskerne und das gesamte Inventar an Verwitterungsbildungen lassen sich auf den Halden des Steinbruchs intensiv studieren, wenn auch der Befund nicht mehr stratigraphisch zuzuordnen ist. Prozesse der Gesteinsbleichung veränderten die Gesteinsfarbe von Dunkelgrau

über Hellgrau bis hin zu einem matten Weiß. Völlig gebleichte Basalt-Steine können noch eine hohe mechanische Festigkeit erreichen oder sie zerfallen beim Spateneinsatz, wie im Horizont Breit-8 des bearbeiteten Profils. Initiale Verwitterungsprozesse werden durch Sonnenbrandzerfall angezeigt. Daneben sind die Farben aller oxidischen Eisenverbindungen vertreten, die von den Klufträndern her oder angelehnt an das porphyrische Gefüge auftreten.

4.3.4.1.3 Verwitterungsbildungen im Basaltbruch Breite First

Randlich des ausgedehnten Verebnungsbereiches nordöstlich Schlüchtern/Rahmholz liegt der **Basaltbruch Breite First/Rahmholz**, der in der regionalgeologischen Literatur auch als „Stbr. Schlingloffs“ beschrieben wurde (EHRENBERG & HICKETHIER 1971: 112ff). Die Abbautätigkeiten auf der ersten Abbausohle haben einen mächtigen Verwitterungslehm freigelegt, der wegen seiner intensiven Rotfärbung auffällt. Zur stratigraphischen Untersuchung wurde das **Profil Breite First I (Abb. 74)** angelegt, das den oberen Ausschnitt des tiefgründigen Basaltzersatzes erschließt. Auch hier erreichte eine Rammkernsondierung, die ergänzend zum Profil niedergebracht wurde, nur vergleichbare Profiltiefe wie das Profil Breite First I selbst.

Profil und Bohrung erschlossen identische Horizonte der Verwitterungsdecke. Ein dichter, intensiv rotgefärbter, teils polyedrisch absondernder Lehm (BF-I7), geht basal in einen gelbfarbenen Lehm über (BF-I8). Während im oberen Horizont die Strukturen aufgelöster Kernsteine ersichtlich sind, kann der untere Horizont mit Kernsteinen unterschiedlicher Größe und Festigkeit durchsetzt sein.

Im Bereich des rezenten Solums kann das Profil Breite First I stärker differenziert werden. Das Profil beginnt mit einer geringmächtigen Aufschüttung (BF-I1). Es folgen einzelne Horizonte, die nicht allein mit der nacheiszeitlichen Bodenbildung erklärt werden können. Während des Pleistozäns fanden in dem nahezu ebenen Gelände keine solifluidalen Bewegungen statt. Es fehlen allgemeine Hinweise auf eine kryogene Beeinflussung dieses Bereiches.

Auffällig sind die Horizonte BF-I4 und BF-I6 als schwarzfarbener Lehm mit plattigem Gefüge oder als schwarze, knollige, teils krustenartige Bildung. Vermutlich handelt es sich um modifizierte Bildungen des bei SEYFRIED (1914: [Kartenblatt]) als „Basaltwacke“ auskartierten Basalt-eisensteine. Die Horizonte repräsentieren oberflächennahe Bildungen ehemaliger Landoberflächen. Demzufolge konnten diese Strukturen durch Oxidationen im Bereich ehemaliger Grundwasserhorizonte entstehen. Der durchweg tonige Unterboden hat das Versickern von Niederschlagswasser weitestgehend verhindert, so dass sich ein hoher Grundwasserhorizont einstellte. Bei episodischer Belüftung wurden oxidative Prozesse wirksam, so dass die zirkulierenden Stoffe zu Krusten ausfällen konnten. Die nachträgliche erosive und/oder pedogene Überprägung wird durch die zwischengeschalteten beige- bis ockerfarbenen Lehme angedeutet.

Der Basaltzersatz der *Breiten First* (558,8 m NN) wurde flächig als „Tiefgründig zersetzte basaltische Gesteine; mit Basalteisensteinbröckchen“ auskartiert (EHRENBERG & HICKETHIER 1971: [Kartenblatt]). Die Mächtigkeiten von 20 m und mehr sind im Basaltbruch Breite First erkenntlich. Daneben kann beobachtet werden, dass der Basalt uneinheitlich tief zersetzt ist und der Gesteinszersatz z. T. taschenförmig in den Untergrund hineingreift (**Abb. 75**). Gleichzeitig ist festzustellen, dass der Bereich der *Breiten First* eine ausgedehnte Verebnung in exponierter Lage darstellt.

Profilaufnahme		Ort	Basaltbruch Breite First/Rahmholz		
Profil Breite First I		Rechtswert	35 46 740		
		Hochwert	55 79 050		
		Datum	17.03.2000		
		Exposition	ENE		
		Abs. Höhe	551 m NN		
		Reliefposition	Hochfläche		
		Vegetation	Mischwaldgesellschaften		
[cm]	Profilaufnahme	Nr.	Profilbeschreibung	Munsell	Textur
0		BF-10	Pflanzenreste, Streu		
20		BF-11	Rotlehm, Aufschüttung	10 YR 3/6	L
40		BF-12	Lehm, schwarz, humos, Krümelgefüge, mit Holzrest	10 YR 2/1	L
60		BF-13	Lehm, beige- bis ockerfarben, krümelig	10 YR 6/2	L
80		BF-14	Lehm rötlich-schwarz, horizontal-plattiges Gefüge, schwarzfarbene Komponenten, Basalt-Blöcke und -Steine	10 YR 2/1	L
100		BF-15	Lehm, ockerbraun, z.T. rötlich	7,5 YR 5/6	tL
120		BF-16	Kruste, schwarz, verfestigt, knollig	10 YR 2/1	-
140		BF-17	Rotlehm, homogen mit kantengerundeten Basalt-Blöcken und -Steinen, z.T. polyedrisch absondernd	10 YR 3/6	tL
160	Keine Profildifferenzierung 1,0 m - 5,40 m Homogener Horizont BF-17				
180		BF-18	Gelber Lehm, Verwitterungsbildung aus Basalt, mit gerundeten Basalt-Blöcken	10 YR 5/1	tL
200					

Abb. 74: Profil Breite First I
– Profilaufnahme.

Am Beispiel der *Breite First* kann demzufolge anschaulich demonstriert werden, dass der Prozess der Flächenbildung als Wechselspiel von chemischer Intensivverwitterung im Untergrund und denudativer Abtragung an der Oberfläche zu verstehen ist. Demzufolge ist die Kombination von mechanisch weichen Verwitterungslehmen und ausgedehnten Flächen kein morphologischer Widerspruch. Diese Konstellation hatte, wie es die Hochfläche *Breite First* veranschaulicht, auch über die pleistozänen Kaltzeiten hinweg Bestand. Für die Entstehung und die Erhaltung von Verebnungen müssen also keine strukturellen Gesteinsmerkmale in den Vordergrund gestellt werden.

Klimatisch sind die flächenbildenden Prozesse an die Phase der tropiden Alterde gebunden, die auch im Jungtertiär noch vorherrschte. Die untermiozänen Basalte wurden vollständig von diesen Prozessen erfasst und verwitterten tiefgründig, wie es die Beispiele **Basaltbruch Rinder-**

bügen, Basaltbruch Breitenborn und Basaltbruch Breite First verdeutlichen. Die Prozesse können zeitlich nicht genau gefasst werden. Sie können zumindest als postbasaltisch eingestuft werden. Vermutlich dauerte ihre Verwitterung bis in das Obermiozän, vielleicht sogar ins Unterpliozän. Dies ist am Beispiel der *Breite First* nicht abschließend zu beantworten. Vermutlich bilden die Basalte ein günstiges Verwitterungssubstrat, das traditionell chemisch aufbereitet wurde, während über anderen Gesteinen aufgrund der Klimafluktuationen bereits die strukturellen Eigenschaften in den Vordergrund rückten.



Abb. 75: Foto: Selektiver Gesteinszersatz neben frischem, plattig absonderndem Alkali-Olivinbasalt im Basaltbruch Breite First.

4.3.4.2 Lagekonstante Landoberfläche seit dem Jungtertiär am Beispiel des Zechstein-Bruchs auf der Feldkahler Höhe

Für die konstante Position der Sandsteinstufe seit ihrer Entwicklung im Jungtertiär gibt es verschiedene Hinweise im Untersuchungsgebiet. NAGEL (1965) und ZIENERT (1992) führen den jungtertiären Vulkanismus des **Ronneburger Hügellandes (NRE 233.0)** als Beweis an. Die pontischen Trappdecken liegen nur wenige Kilometer vor der Landstufe des Buntsandsteins (**Büdinger Wald, NRE 143**) und belegen, dass die Stufe seit dem Pliozän nicht mehr nennenswert zurückverlagert werden konnte.

Verwitterungsbildungen in Kristallingesteinen können ebenfalls für die Festlegung der Stufenposition herangezogen werden. Wenn die Wollsackverwitterung in Gesteinen des Quarzdiorit-Granodiorit-Komplexes in das Jungtertiär datiert werden kann, muss die subaerische Verwitterung in kristallinen Gesteinen gewirkt haben, die von hangenden Sandsteinlagen entblößt waren. Am Pkt. 264 m NN südöstlich Bessenbach/Keilberg liegt eine Felsburg-artige Ansamm-

lung von Kernsteinen, letztere nur etwa 400 m von der Stufenfront am *Sommer-Berg/Birken-Berg* (417,8 m NN) entfernt. Weitere Verwitterungsbildungen im Zechstein-Dolomit können in diesem thematischen Zusammenhang genannt werden.

Weitere Belege führt SCHWENZER (1967a) am Beispiel der Schwerspatvererzungen auf. Bei Kleinkahl/Wesemichshof im oberen Kahlthal und bei Sailauf/Eichenberg nahe der Einsattelung zwischen Sandsteinstufe und **Rottenberg-Klosterberg-Komplex** wurde scharf abgegrenzter Baryt im vergrusten Zechstein-Dolomit festgestellt. Daraus wurde auf eine posthydrothermale Vergrusung des Dolomits geschlossen, der ansonsten Infiltrationen in Form von feinen Baryt-Adern gezeigt hätte (SCHWENZER 1967a). Aufgrund der damals aktuellen Einordnung der Schwerspatbildung in das Miozän konnte die Dolomit-Vergrusung nur dadurch erklärt werden, dass die jungtertiäre Flächenbildung unmittelbar am Fuß der Sandsteinstufe wirksam war. Damit war die Rückverlagerung zumindest im Pliozän weitestgehend ausgeschlossen. Aufgrund der zeitlichen Neubewertung der Schwerspatgänge wie auch der Ausräumung des Sandsteins im Vorderen Spessart kommt man zu dem Schluss, dass die Sandsteinstufe bereits postuntermiozän lagekonstant ausgebildet war.

Verwitterungsbildungen im Dolomitsteinbruch auf der *Feldkahler Höhe* wurden von verschiedenen Bearbeitern beschrieben (OKRUSCH & WEINELT 1965, MURAWSKI 1992, LORENZ 1999). In der Regel werden die Bildungen als Paläokarst angesprochen und die gesteinsverändernden Prozesse bereits in den Abschnitt z2 des Zechsteins gestellt. Anhaltspunkt der chronologischen Fixierung ist eine geringmächtige, ebenfalls Zechstein-zeitliche Dolomitstein-Bank, welche die Karstschlotten und -spalten überlagert (GEYER 2002: 92, Abb. 35).

Das **Profil Feldkahler Höhe (Abb. 76, 77)** zeigt unter einer Lößauflage einen roten Paläoboden, Karstschlotten und Dolomitstein-Zersatz (**Dolomitasche** i.S. SCHWENZER's 1967b). Der Gesteinszersatz im Dolomit äußert sich durch eine Entfärbung von ursprünglich braun bzw. ocker nach grau-weiß. Der feste Gesteinsverband wird in ein pulvriges, lockeres Substrat der Schluffkorngröße, mit z.T. knolligem Charakter durch festere Dolomitkerne aufgelöst (FH-13).

Die aufgeschlossene Karsthohlform greift trichter- bzw. tropfenartig in den lockeren, dolomitischen Untergrund. Die Füllung besteht aus einem schwarzen, lehmigen, fett glänzenden Substrat (FH-10), das unmittelbar im Kontaktbereich zum Ausgangsgestein eine, im cm-Bereich tief-schwarze Färbung annimmt (FH-12). Der Horizont FH-10 ist keineswegs nur Füllmaterial der Karstformen, vielmehr ist es ein eigenständiger Horizont, der in horizontaler Fortsetzung des Profils mit konstanter Mächtigkeit von 20-35 cm aushält. Im Bereich von Karstschlotten nimmt er entsprechend der Verwitterungstiefe zu. Mit unscharfem Übergang, z.T. schlierenartig wechselt er in einen hangenden rotbraunen Lehm (FH-9) mit Manganknöllchen, der sich eben-

falls mit gleichbleibender Mächtigkeit im weiteren Aufschlussbereich fortsetzt.

In nördlicher Fortsetzung des **Profils Feldkahler Höhe** konnte beobachtet werden, wie die Mächtigkeit des Rotlehmhorizontes FH-9 auf z.T. 5 m zunimmt. Im lateralen Übergang wird die plattige Struktur von Tonsteinen erkennbar. Insgesamt scheint der gesamte Rotlehm-bereich intensiv verwürgt, wobei eine ursprüngliche Schichtung überprägt wurde. Die Vermutung liegt nahe, dass es sich um die erosiv reduzierten Tonstein-Schichten des z3 handelt, die im Profil Feldkahler Höhe nur noch mit geringen Restmächtigkeiten vorliegen (und evtl. weiter südlich völlig auskeilten).

In beiden Horizonten FH-10 und FH-9 sind zahlreiche Krotowinen (FH-11) enthalten, wobei sich das Löß-artige Füllmaterial farblich markant von der Grundmatrix absetzt. Krotowinen wie auch langgestreckte, Löß-gefüllte Wurmrohren leiten zu den hangenden Lößsubstraten über, die durch eine Verlehmungszone, vermutlich der letzten Warmphase des Pleistozäns differenziert wird. Beim Horizont FH-6 handelt es sich um einen fossilen Bt-Horizont, der als Relikt einer interglazialen Bodenbildung gesehen werden muss.

Die hangenden Lößsubstrate wurden teilweise von Bodendifferenzierungsprozessen, etwa der Kalkverlagerung oder Sesquioxidverlagerung erfasst. Insbesondere im Horizont FH-8 gibt es einen starken Manganbesatz der polyedrischen Oberflächen. Der Profilabschluss zur rezenten Landoberfläche hin ist durch diverse Aufschüttungsbereiche unklar gegliedert. Der Horizont FH-2 könnte der holozänen Bodenbildung entsprechen, wobei die scharfe Horizontuntergrenze und der Fund von Ziegelsteinpigmenten für eine anthropogene Überprägung und die Einstufung als Pflughorizont spricht.

Während die z.T. pedogen veränderten Lößsubstrate eindeutig als quartäre Bildung einzustufen sind, ist die Datierung des rotbraunen Lehms (FH-9) zunächst unklar. Der schwarzfarbene Residuallehm, der die Karstschlotten ausfüllt und darüber als Horizont auftritt (FH-10, FH-12), kann als Bildung des z2 gesehen werden. Die Substrate des Horizontes FH-9 sind vermutlich ebenfalls Zechstein-zeitlich (z3) und gehören ursprünglich zum Tonstein-Komplex.

Vermutlich überdauerten die Tonsteine das Mesozoikum unter sedimentärer Bedeckung und wurden erst im Jungtertiär wieder freigelegt. Als die Sandstein-Serien des Buntsandsteins im Vorderen Spessart abgetragen und die metamorphen Gesteine freigelegt wurden, gelangte der Horizont FH-9 erneut an die Landoberfläche und wurde der subaerischen Verwitterung ausgesetzt. Die chemische Beeinflussung und die Überprägung des Horizontes durch Rotverwitterung spricht für ein tropoides Klima, das abschnittsweise im Obermiozän (und Unterpliozän?) noch gegeben war. Die mechanische Beanspruchung des Horizontes FH-9 geht auf kaltzeitliche Ein-

flüsse zurück. Die intensive Durchmischung und Auflösung von Strukturen muss durch krypturbate Dynamik erklärt werden. Die Durchmischung ist das Ergebnis einer kaltzeitlichen Überprägung.



Abb. 76: Foto: Paläokarst mit Mn-reichem Verwitterungslehm in Zechstein-Dolomit (z1). Der mit Krotowinen durchsetzte rote Lehm ist der tertiärzeitlich überprägte Erosionsrest der Tonsteinserien des z3-z4 (zB), der von pleistozänem Löß überlagert wird. - Dolomit-Bruch *Feldkahler Höhe*, S Feldkahl.

Diese These wird auch durch zahlreiche, Löß-gefüllte Krotowinen (FH-11) gestützt, die in den Rotlehm FH-9 eingeschaltet sind. Der Horizont FH-9 muss über einen langen Zeitraum in der Nähe der pleistozänen Landoberfläche gelegen haben, die episodisch von Bodenwühlern erreicht werden musste. Geht man davon aus, dass die Lößablagerungen mit einem zwischengeschalteten interglazialen Boden höchstens Riß-zeitlichen Alters ist, so muss der rotbraune Lehm des Horizontes FH-9 auch im Bereich der prärißzeitlichen Landoberfläche gelegen haben. Dann wäre der Rotlehm das Ausgangsprodukt der äolischen Akkumulation durch mittelpleistozäne Löss.

Die chemische wie auch die mechanische Überprägung der Zechstein-zeitlichen Tonsteine (z3) belegen sehr eindrucksvoll, dass die Landoberfläche im Bereich der *Feldkahler Höhe* ausgehend vom Jungtertiär bis in das Pleistozän hinein relativ lagekonstant war. Offensichtlich gelangte der Bereich der *Feldkahler Höhe* noch im Jungtertiär unter chemische Verwitterungsprozesse der ausklingenden Phase der tropoiden Alterde. Die Landoberfläche wurde seither nicht erniedrigt und liegt nahezu konstant im 280 m NN-Niveau. Die mögliche erosive Verkürzung des Horizontes FH-9 wurde durch eine mittel- bis jungpleistozäne Lößakkumulation wieder kompensiert.

Ein weiterer Aspekt: Im Vorderen Spessart kommt es schließlich lokal zur Überlagerung mit der präoberpermischen Landoberfläche (SCHWENZER 1967a), die nur unwesentlich verändert, in der Regel etwas höher gelegen haben muss. Der präoberpermische Gesteinszersatz an der *Hart-*

Koppe (Kap. 3.1.3.1) und auf der *Feldkahler Höhe* (Kap. 3.1.3.3.1, 4.3.4.2), die teils inselhaft vorkommende Zechsteinauflage (Kap. 2.1.2.3) und speziell die flach ausstreichenden Rotliegend- und Zechstein-Ablagerungen bei Geiselbach (Kap. 2.1.2.1) belegen dies.

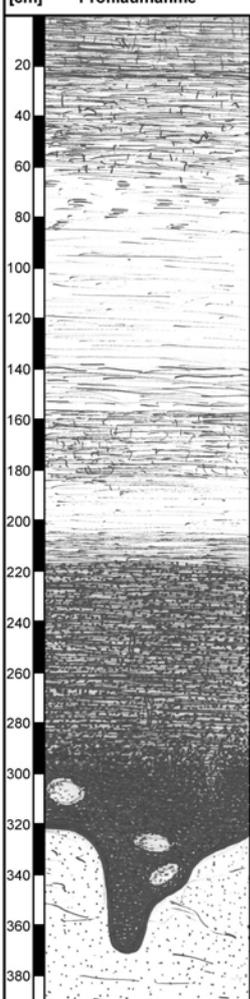
Profilaufnahme		Ort	Dolomitstein-Bruch Feldkahler Höhe		
Profil Feldkahler Höhe		Rechtswert	3515400		
		Hochwert	5544000		
		Datum	08.06.2004		
		Exposition	NNE		
		Abs. Höhe	275 m NN		
		Reliefposition	Verebnung im Zechstein-Dolomit		
		Vegetation	Brachland-Vegetation		
[cm]	Profilaufnahme	Nr.	Profilbeschreibung	Munsell	Textur
20		FH 1	graubrauner schwach humoser, schwach toniger, schwach polyedrischer Lehm, Ziegelsteinpigmente, basal scharfe Grenze	10 R 4/2	tL
40		FH 2	grauer schwach lehmiger Löß, Ziegelsteinpigmente, basal scharfe Grenze	7,5 YR 5/2	IU
60		FH 3	ockergelber Löß, Oxidationsfleckung	10 YR 7/6	IU
80		FH 4	ockerbrauner Löß (zur Zeit der Profilaufnahme stark ausgetrockneter Horizont, basal wieder feucht)	7,5 YR 5/6	U
100		FH 5	heller, lehmiger Löß, unregelmäßig geschichtet	7,5 YR 7/6	IU
120		FH 6	brauner Lößlehm mit unregelmäßig großen Linsen, diese gefüllt mit hellem Lößlehm, kleine Mangankonkretionen	7,5 YR 4/8	uL
140		FH 7	braungrauer geschichteter Löß, z.T. fleckig	10 YR 5/1	IU
160		FH 8	braungrauer bis ockerfarbener geschichteter Lößlehm	10 R 7/6	uL
180		FH 9	rotbrauner sandiger Lehm, Mn-Konkretionen bis 5 mm, zahlreiche Wurzelröhren	10 R 4/6	sL
200		FH 10	schwarzer fett glänzender Lehm, zahlreiche mit Löß-Material ausgekleidete Wurzelröhren und Krotowinen, taucht in Karstschlotten ein	7,5 YR 3/4	tL
220		FH 11	tiefschwarzer lehmiger Verwitterungsgrus als dünne Schicht	10 YR 3/1	tL
240		FH 12	Dolomit-Verwitterungsgrus, z.T. völlig pulverisiert, z.T. knollig absondernd	7,5 YR 7/2	IU
260					
280					
300					
320					
340					
360					
380					

Abb. 77: Profil Feldkahler Höhe – Profilaufnahme.

4.3.4.3 Ausklingende Intensivverwitterung über Kristallingesteinen

Aus dem Aschaffgebiet hat NIEMZ (1964: 29) „Rotverwitterung“ bzw. Rotlehmgebildungen beschrieben, die er folgerichtig durch chemische Intensivverwitterung des kristallinen Gesteinsuntergrundes erklärt. Sie konnte punktuell nachgewiesen werden, hält vermutlich aber konstant unter den teils mächtigen Lößauflagen aus (NIEMZ 1964: 29, **Abb. 3**, Kap. 3.1.3.1). Die Verwitterungsbildungen liegen heute in geringen Höhenlagen, z.T. nur wenige Zehnermeter über dem Vorfluterniveau der *Aschaff*. Da es sich nicht um präoberpermische Bildungen handelt, müssen

sie erst nach der Ausräumung der Sandsteinlagen (und Zechsteinlagen) entstanden sein. Ihr möglicher Bildungszeitraum beginnt somit im Untermiozän.

Ihre Bildung wird, auch aufgrund überregionaler Vergleiche, tropoiden Klimabedingungen zugeschrieben (BAKKER 1960, NIEMZ 1964, BAKKER, J.P. zit. in NIEMZ 1964: 57). Der Rotlehm wird als Bestandteil einer Verwitterungszone eingestuft, die in der ehem. **Ziegeleigrube Hösbach** noch mit 20 m Mächtigkeit erschlossen war, aber auch hier erosiv verkürzt vorliegen dürfte (NIEMZ 1964: 37). Unter Berücksichtigung von Lagerungsverhältnissen, Bildungsbedingungen und überregionalen Vergleichen wird das Alter der Rotlehme mit Obermiozän bis Unterpliozän angegeben (NIEMZ 1964), in älterer Literatur wird auch Oberpliozän bis Mittelpleistozän genannt (CREDNER 1922, BRUNNACKER 1956).

Neben den Rotlehmen im Aschaffgebiet wurden weitere, z.T. verlagerte Rotlehme auf der Fußfläche vor dem *Hahnenkamm*-Anstieg beschrieben (OKRUSCH et al. 1967), daneben gibt es zahlreiche lehmig-grusige Varietäten, die aus verschiedenen Bereichen des Kristallingebietes bekannt wurden (BÜCKING 1892, WEIDMANN 1929, WEINELT 1962, OKRUSCH & WEINELT 1965). Verwitterungsbildungen in Kristallingesteinen wurden auch in verschiedenen Aufschlüssen beschrieben (**Profil Mömbris, Profil Eichelberg, Profil Quarzit-Bruch Hemsbach**, Kap. 3.1.3.1).

Ihre Position in teils hängiger Lage spricht dafür, dass sie unter Klimabedingungen gebildet wurden, die unter Umständen nicht mehr flächenbildende Prozesse förderten. Linear-fluviale, erosive Prozesse lösten offensichtlich nach und nach denudative Prozesse ab. Dieses traditionelle Fortführen der Intensivverwitterung basiert offensichtlich auf der guten chemischen Verwitterbarkeit der Kristallingesteine. Zu diesem Schluss kommt MURAWSKI (1992: 107) bei seinen Ausführungen zu Rotlehmen: „Vor allem die für eine solche Beanspruchung [eine flächenhafte Verwitterung unter feucht-warmem Klima] besonders empfindlichen Gneise und Glimmerschiefer wurden von dieser chemischen Verwitterung betroffen“.

Für die Verwitterungsbildungen in Kristallingesteinen, die durch chemische Prozesse entstanden sind, ist ein langer Bildungszeitraum vom Untermiozän bis in das Unterpliozän (Oberpliozän?) möglich. Lehmiger und Hämatit-reicher Zersatz ist vermutlich noch in ältere Abschnitte des Jungtertiärs zu stellen, grusiger, lehmarmer Kristallinzersatz gehört vermutlich in die ausklingende Phase der tropoiden Alterde. In Kristallingesteinen waren in diesem Zeitraum aufgrund der guten Verwitterbarkeit noch überwiegend chemische Prozesse wirksam, während im Sandstein-Gebiet schon mechanische Prozesse vorherrschten.

4.3.4.4 Inwertsetzung der Lithovarianz von Sandsteinen

Mit dem **Schlüchterner Becken** und dem **Vorderen Spessart** wurden zwei 'morphologische

Brennpunkte' des Spessarts ausführlicher beschrieben. Dies wurde notwendig, weil die betreffenden Gebiete entsprechend vielfältige Informationen zur neogenen Reliefentwicklung beinhalten. An diesen Beispielen wurden die vorherrschenden morphodynamischen Prozesse des Jungtertiärs dargestellt, die im Abgleich mit Befunden aus anderen Gebieten an verschiedenen Aufschlüssen festgemacht werden konnten. Diese Prozesse sind im wesentlichen auf den gesamten Spessart zu übertragen, da die klimatischen Rahmenbedingungen entsprechend identisch waren.

Abgesehen vom Schlüchterner Becken war auch die tektonische Entwicklung vergleichbar. Es ist davon auszugehen, dass ein weitestgehend konsolidiertes System an herzynisch bis fränkischen Brüchen und Verwerfungen vorliegt. Die tektonischen Aktivitäten 'reduzieren' sich auf eine fort-dauernde großräumige Heraushebung mindestens seit dem Oligozän. Die kontinuierliche Hebung war im übertragenen Sinne die Motivation für flächenbildende Prozesse. Die Flächenbildung konnte durch Erhöhung der Oberfläche forciert werden, denn die denudative oder subter-rane Abfuhr von Stoffen aus der Verwitterungsdecke wurde beschleunigt (BREMER 1989).

Eine Veränderung der klimatischen Rahmenbedingungen seit dem Obermiozän führte auch zu Veränderungen im Formungsmechanismus. Strukturelle Vorgaben des Gesteinsuntergrundes wurden zusehends bei Verwitterungs- und Abtragungsprozessen berücksichtigt. Dies bedeutet für das Sandstein-Gebiet, dass einzelne Gesteinslagen aufgrund ihrer lithologischen Merkmale hinsichtlich der Reliefgestaltung Relevanz erlangen konnten. Die Lithovarianz des sedimentären Gesteinsuntergrundes kam zum Tragen (BOLDT 2001). Im Zuge der klimatischen Veränderungen seit dem Obermiozän wurde das Verwitterungs- und Abtragungsgeschehen immer mehr von physikalischen Prozessen dominiert. Die morphologische Härte (BREMER 1989) der Gesteine ändert sich – mechanisch harte Gesteine werden auch zu morphologisch harten Gesteinen.

Der Wandel im klimatisch-strukturellen Wirkungsgefüge und die zunehmende Inwertsetzung des strukturellen Inventars kann am Beispiel des Plattensandsteins und des Grenzquarzits erläutert werden. Diese Gesteinsschichten kommen dominant im Bereich der Dachflächen des östlichen Spessart (**GeoRE SH-DF**), des **Großwallstadt-Obernburger-Grabens (GeoRE SH-GOG)** oder der Abdachungsfläche (**GeoRE SH-AD**) vor. Auch außerhalb des Spessarts sind die Sandsteine des **so** verbreitet, z.B. im Bereich der **Wertheimer Hochfläche (NRE 141.1)**.

Die Schichtlagerung des Oberen Buntsandsteins begünstigt insgesamt das dominante Auftreten des Plattensandsteins in Plateaulagen. Mit den hangenden Tonstein-Serien der unteren Röttone (so3T) liegt ein feinklastisches Material vor, das im vorwiegend tropoid geprägten Verwitterungsgeschehen als morphologisch hartes Gestein anzusprechen ist (Kap. 3.1.3.3.4). Die Tonsteine haben vermutlich - heute nicht mehr eindeutig nachweisbar - die hydrologischen Bedingungen

innerhalb der Verwitterungsdecke nachhaltig verändert, indem sie das Vordringen der Verwitterungsbasis hemmten. Der Grenzquarzit (so3Q) und der Plattensandstein (so2) sind dagegen aufgrund ihrer mechanischen Härte erst bei einer physikalischen Verwitterungsdynamik morphologisch relevant.

Durch den Wandel im klimatisch-strukturellen Gefüge wurden zusehends die Tonsteine des so3T durch die Sandsteine des so3Q/so2 hinsichtlich ihrer morphologischen Bedeutung ersetzt. Diese Betonung der Gesteinsstrukturen konnte geschehen, ohne dass die Landoberfläche verändert bzw. nennenswert erniedrigt werden musste, denn beide Gesteinsserien liegen in stratigraphischer 'Nachbarschaft'. Die Betonung mechanischer Prozesse hat nicht nur dazu geführt, dass die härteren Sandsteine betont wurden. Es wurden gleichzeitig die Tonsteine der Röt-Folge ausgeräumt, die nunmehr als morphologisch weiches Gestein erosiven Prozessen zugänglich waren. Für die Etablierung der Flachlandschaften im Niveau des Plattensandsteins war es Voraussetzung, dass sich das miozäne Rumpfflächenniveau bzw. die Verwitterungsbasis in der stratigraphischen Umgebung des so3 bewegte.

Dieser Formungsmechanismus kann grundsätzlich auf den gesamten Spessart übertragen werden. Auch wenn die Gesteinsserien nicht so deutlich wechselnd widerständig sind wie die Röttone und der Plattensandstein, führt dieser Formungsprozess zu einem vergleichbaren Ergebnis. In moderatem Umfang ist diese Anpassung einer ehemaligen Rumpffläche an eine Schichtfläche auch im gesamten Sandsteinspessart möglich. Akkordanzen i.S. von MORTENSEN (1949) aber keineswegs der Regelfall, wie die GIS-Analyse zeigte. Zu diesem Ergebnis kommt die GIS-gestützte Analyse von Verebnungsbereichen (Kap. 3.2.2). Meist beschränken sich Akkordanzflächen auf kleine Bereiche, die als Reste tieferer Flächenniveaus übrig blieben.

4.3.5 Zusammenfassung

Im Untermiozän klingt die Phase der weitestgehend undifferenzierten Reliefgestaltung aus. Das geringfügig modifizierte Relief wird weiter verändert und die initialen Formen werden immer stärker betont. Die Grabenbruchtektonik im Oberrheingebiet strahlt fortwährend in das Untersuchungsgebiet aus und äußert sich in einer kontinuierlichen Heraushebung. Damit werden flächenbildende Prozesse angeregt, welche die Rumpffläche nach und nach tiefer schalten und im Niveau des neogenen Meeresspiegels 'einpendeln'.

Die großräumige Tektonik hat die **Spessart-Rhön-Schwelle** und parallele Strukturen wieder aktiviert. Die Belebung der **Kinzig-Mulde** im Untermiozän führt zu einer lokalen Bruch- und Verwerfungstektonik im **Schlüchterner Becken**. Im Kreuzungspunkt der Kinzig-Mulde und der **Schlüchterner Mulde** entstand ein kleingliedriges und unregelmäßiges Schollenmosaik (EHRENBERG & HICKETHIER 1971).

Allgemein hat das differenzierte Absinken einzelner Schollen lokale, räumlich abwechselnde Sedimentationsräume geschaffen. Umliegende Verwitterungsdecken, meist im Buntsandstein ausgebildet, wurden fluvial aufgearbeitet und den lokalen Senken zugeführt (STEINHÄUSER 1936). Die aquitanen Tertiärsedimente wurden nicht regelmäßig abgelagert und sind insgesamt uneinheitlich ausgeprägt. Andeutungsweise lässt sich eine Stratigraphie der Sedimente erstellen. Sie können in basale kiesig-sandige Schichten und hangende tonige Schichten differenziert werden (EHRENBERG & HICKETHIER 1971).

In drei verschiedenen ehemaligen Tagebaubetrieben wurden die Tertiärsedimente in Profilen erschlossen. In der ehemaligen **Sandgrube Hellstein** sind zahlreiche Oxidationen, Tertiärquarzite, Paläosolrelikte zu sehen. Hier gibt es kleinere Störungen, welche die sandigen Substrate gegeneinander verstellen. Dies konnte auch im Profil der **Tongrube Bellingser Kreuz** beobachtet werden. In der **Tongrube Gundhelm** sind vorwiegend tonige und lehmige Substrate erschlossen, die im unteren Profilbereich eine Braunkohlelage überdecken.

Die Erhaltung der Sedimente geht auf die Überdeckung mit Basalten zurück, die eine postsedimentäre Abtragung verhinderten. Als Auswirkung des **Vogelsberg-Vulkanismus** wurden basaltische Gesteine auch im **Nordspessart** gefördert. Es gibt kleinere Basaltvorkommen im **Vorderen Spessart**, daneben bedeutende Basaltschlote am *Beilstein*, am *Hohen Berg* und im *Kasselgrund*, sowie mit der **Alsberger Platte** auch ein Basaltplateau. Die Basalte mit aquitanem bis burdigalem Alter konservieren das präbasaltische Relief und geben Aufschlüsse über die neogene Morphodynamik. Anhand verschiedener prä- oder intrabasaltischer Braunkohlelagen, wie z.B. des **Wächtersbacher Braunkohlehorizontes** oder des **Planteichhorizontes**, können Aussagen zu den Umweltbedingungen im Untermiozän getroffen werden.

Die Aktivität der **Spessart-Rhön-Schwelle** wird außerhalb des Schlüchterner Beckens bereits morphologisch wirksam. Die Analyse der höher gelegenen Reliefeinheiten des **Sandsteinspessarts** ergab eine Umorientierung der Vorzugsrichtung von rheinisch nach variskisch. Das Einlenken der vorherrschenden Relieforientierung wird dadurch erklärt, dass neben der kontinuierlichen Aufwölbung der Spessart-Rhön-Schwelle auch die **restriktive Flächenbildung** wirksam wurde.

Mit der globalen Klimaverschlechterung kommt es zum Wandel im klimatisch-strukturellen Wirkungsgefüge (BOLDT 2001). Die strukturellen Vorgaben werden nach und nach bedeutsamer für die Reliefgestaltung. Die Intensität der chemischen Verwitterung geht klimatisch bedingt zurück. Verwitterungs- und Abtragungsprozesse beschränken sich zusehends auf Bereiche, die aufgrund ihrer geogenen Ausstattung oder morphologischen Situation günstige Voraussetzungen bieten. Die Flächenbildung wirkte fortan nur noch räumlich eingeschränkt, so dass bei andau-

ernder Hebung unterschiedliche Flächenniveaus entstehen konnten.

Diese Formungsmechanismen kamen im gesamten Spessart zum Tragen. Vermutlich aufgrund der unterschiedlichen Hebungsbeträge variierte auch die Differenzierung des Reliefs. Die fortschreitende Aufwölbung der Spessartschwelle zeigt im Bild der Streichlinienkarte nach MATTHESS & MURAWSKI (1978) eine kuppelartige Hochposition der su-sm-Grenze im Bereich des zentralen Spessarts. Daher waren flächenbildende Prozesse in diesem Bereich besonders wirksam und haben die Flächen im heutigen Stufenvorland deutlich erniedrigt. Der Prozess der **divergierenden Verwitterung und Abtragung** (BREMER 1989) liegt dieser selektiven Formung zu Grunde.

Im heutigen Stufenvorland hat die chemische Intensivverwitterung die Sandsteine des unteren Buntsandsteins völlig aufgearbeitet. Die tropoid geprägte Verwitterungsdynamik äußerte sich in einer tiefgründigen Gesteinsbleichung, die bis auf das stratigraphische Niveau der Tonsteine der Bröckelschiefer-Folge reicht. Strukturmuster des Gesteinsuntergrundes bedingen unterschiedliche Grundwasserdynamik und damit eine unterschiedliche Verwitterungsintensität. Somit kann z.B. die vorherrschende Orientierung der Stufentrauf in wechselnd flach rheinisch und herzynisch erklärt werden.

Die **Auslieger-Inselberge** werden selektiv aus der Flächenbildungsdynamik ausgespart. Sie werden vergleichbar einigen Abschnitten der Stufenfront von Sandstein-Saprolit aufgebaut. Die denudativen Abtragungsprozesse konnten nicht konsequent das Verwitterungsmaterial aufarbeiten. Daher zeugt heute noch Sandstein-Saprolit von der Verwitterungsdynamik im Jungtertiär, z.B. im **Steinbruch Kuppe**.

Vergleichbar den Auslieger-Inselbergen kann die Entstehung des *Hahnenkamm*-Höhenzuges ebenso durch divergierende Verwitterung und Abtragung erklärt werden. Er wird daher als **Erbinselberg** i.S. BÜDEL's (1981) angesprochen.

Herauszustellen ist, dass sich die Stufe weitestgehend lagekonstant entwickelte. Sie kann letztendlich als stehengebliebene Sandstein-Hochfläche gesehen werden, während das Stufenvorland durch restriktive Flächenbildung immer weiter abgesenkt wurde. Theorien der Rückverlagerung der Stufenfront durch rückschreitende Erosion (TRICART 1951, SCHMITTHENNER 1954, SCHMIDT 1976, FISCHER 1998) sind aufgrund der Befunde im Untersuchungsgebiet nicht haltbar.

Anhaltspunkte für die zeitliche Einordnung der restriktiven Flächenbildung im **Vorderen Spessart** bietet die Sedimentstratigraphie der **Hanau-Seligenstädter Senke**. Aufgrund der deutlichen

Erhöhung des Stauolith-Anteils in der Schwermineralfraktion untermiozäner Sedimente (GOLWER 1968), wird auf weitestgehende Ausräumung des Sandsteins im Vorderen Spessart geschlossen. Demzufolge waren die Stauolith-führenden Paragneise der **Mömbris Formation** bereits im Untermiozän freigelegt.

Flächenreste im Kristallingebiet um das 300 m NN-Niveau wurden als P1- und P2-Flächen kartiert (SCHWENZER 1967a). Diese Flächenreste belegen die anhaltenden, allerdings räumlich eingeschränkten Prozesse der Flächenbildung seit dem Untermiozän. Rotlehme im Aschaffgebiet (NIEMZ 1964), daneben grusige Verwitterungen in Kristallingesteinen allgemein (**Profil Eichelberg, Profil Quarzit-Bruch Hemsbach**) zeigen, dass die Intensivverwitterung noch aktiv wirkte, z.T. aber schon ausklang. Im **Schlüchterner Becken** und im **südlichen Vogelsberg** ist zumindest die postuntermiozäne Intensivverwitterung nachweisbar. Basaltlagen sind teilweise zu mächtigen Rotlehmen verwittert (**Profil Rinderbügen, Profil Breitenborn und Profil Breite First**).

Die pliozäne Flächenbildung hat analog zum Vorland der **fränkischen Haßbergstufe** flächenexpansiv gearbeitet und die vorhandene Stufe versteilt. Am Fuß der Sandsteinstufe entstanden dabei abschnittsweise subsequente Furchen, die heute vom Oberlauf der *Aschaff* und der *Kahl* genutzt werden. Linienhaft-fluviale Prozesse sind bereits im ausgehenden Tertiär wirksam und haben zur Deformation oder starken randlichen Auflösung der Flächen geführt. Es entstanden zahlreiche Flächenreste, die in einer GIS-gestützten Kartierung und Auswertung als **Verebnungen** geführt wurden.

4.4 Oberpliozäne bis ältestpleistozäne Reliefdifferenzierung

Die oberpliozäne bis ältestpleistozäne Reliefgestaltung ist durch einen radikalen Klimawandel gekennzeichnet. Die deutliche Temperaturreduktion und Veränderungen der Niederschlagsverhältnisse bewirkten eine nachhaltige Veränderung der Formungstendenz (BOLDT 2001). Flächenbildende Prozesse kamen auch in solchen Gebieten zum Erliegen, die durch besonders günstige Voraussetzungen eine traditionale Flächenweiterbildung ermöglichten (BUSCHE et al. 2005). Zertalungsprozesse wirkten nun im gesamten Gebiete an der Überformung der Rumpfflächen bzw. der Rumpftreppen mit. Im Ältestpleistozän waren die Formungsprozesse durch kaltzeitliche Bedingungen beeinflusst. Sie bewirkten, dass neben der fluvialen Dynamik auch kryogene Prozesse forciert wurden.

Hervorzuheben ist, dass lineare Zerschneidungsprozesse bereits über lange Zeit des Jungtertiärs an der Reliefgestaltung beteiligt waren. Es gibt dementsprechend keine zeitliche Fixierung auf das Oberpliozän. Die Zertalung beschränkte sich allerdings auf die höheren Lagen, die aus der Flächenbildung bereits ausgeklammert waren. Während in den abgesetzten Niveaus noch die

Flächenbildung aktiv war, wurden die Dachflächen und höhere Rumpftreppenniveaus aufgrund der höheren Reliefenergien von Zertalungsprozessen überformt.

Mit dem Klimawandel wird auch die Inwertsetzung des Gesteinsuntergrundes forciert. Die geologische Struktur gewinnt in der Reliefgestaltung zusehends an Bedeutung. Skulpturformen als Ergebnis exogen geprägter Formungsmechanismen werden zu Strukturformen umgewandelt bzw. durch solche ergänzt.

Dieser klimatisch bedingte Wandel von flächenhaften zu linear-fluvialen Prozessen sowie die zunehmende Betonung des strukturellen Inventars ist im Untersuchungsgebiet vielfältig dokumentiert. Für die zeitliche Einordnung liefert meist nur die morphologische Position die entsprechenden Hinweise, Kenntnisse des Absolutalters oder biogene Altersangaben fehlen vollständig. Als morphologischer Anhaltspunkt dienen die Terrassen des Mains oder auch die Terrassen der tributären Gewässer. Fanglomeratähnliche Substrate können auf Schlammstromabkommen zurückgeführt werden. Sie zeigen extrem wechselfeuchte Bedingungen an, die evtl. innerhalb eines semiariden Klimas im Oberpliozän gegeben waren. Alle Formungsprozesse sind im Zusammenhang mit der anhaltenden Heraushebung des Gebietes zu sehen, für die es einige Belege gibt.

Die anhaltende pliozäne Tektonik äußert sich im Untersuchungsgebiet in der **Hanau-Seligensstädter Senke** mit der Ausweitung des Sedimentationsgebietes und der Anlage des **Aschaffener Beckens** (GOLWER 1967). Ein Absinken des Aschaffener Beckens wird durch Sedimente (mutmaßlich) pliozänen Alters belegt (KÖRBER 1959). Abschiebungen in oberpliozänen Sedimenten sind aus der **Tongrube Mainflingen** bekannt geworden (OKRUSCH et al. 1967, STREIT 1967). Ein genetischer Zusammenhang besteht zur **Spessart-Schwelle**, die im Pliozän wiederholt belebt und aufgewölbt wurde (CRAMER & WEINELT 1978, SCHWARZMEIER 1979, 1984). Dies hatte die Heraushebung des zentralen Spessarts um 100 m und eine Belebung der Bruch- und Verwerfungstektonik zur Folge (DIEDERICH & HICKETHIER 1970: 194). Es ist anzumerken, dass insgesamt von einer kontinuierlichen Hebung des Untersuchungsraumes auszugehen ist. Der Begriff „Belebung“ ist wohl eher im Sinne einer Beschleunigung, nicht aber als Reaktivierung zu verstehen.

Außerdem sollte erwähnt werden, dass viele geowissenschaftlicher Befunde, die ins Pliozän gestellt wurden, kritisch zu hinterfragen sind. Gerade beim Lesen der älteren Literatur gewinnt man den Eindruck, dass präquartäre Prozesse in Unkenntnis des tertiären Prozessgeschehens pauschal als Pliozän eingestuft wurden. Beispielsweise hat VOGEL (1894: [Kartenblatt]) den Sandstein-Saprolit des **nordwestlichen Odenwaldes** (Kap.4.2.2.2.2, Abb. 50) als „Pliocäner Thon und Sand“ bzw. als „Reste von Pliocänthon auf Buntsandstein“ bezeichnet. Zudem muss man berücksichtigen, dass sich stratigraphische Grenzen des Jungtertiärs etwas verschoben haben, so

dass heute viele pliozäne Alter korrigiert und ins Miozän gestellt werden müssen. Es ist notwendig absolute Alter und Altersangaben aufgrund relativer Bezüge differenziert auf die aktuelle Tertiärchronologie zu beziehen.

4.4.1 Formungsprozesse im semiariden (?) Klima

Einige Ablagerungen im Vorland der Sandsteinstufe lieferten Anhaltspunkte für ein semiarides Klima im Oberpliozän. Kantengerundetes Sandstein-Blockmaterial, eingebettet in unterschiedliche feinkörnige Substrate liegt hier im Bereich einiger Verebnungen, die der Stufe vorgelagert sind. In der Regel liegen die Sandstein-Blöcke isoliert von ihrem Liefergebiet, das im Bereich der Sandsteinstufe zu suchen ist.

Im Lesesteinbefund am *Harten-Berg* können kantengerundete Sandstein-Blöcke neben deutlich gerundeten Schottern festgestellt werden. Letztere sind als Hochschotter des benachbarten Kinzigsystems anzusehen, das vermutlich im Altquartär zumindest zeitweise auch aus südlich verlagerten Fließgerinnen bestand. Sie haben die Meerholzer Zeugenberge im Niveau um 200 m NN südlich umflossen (SEIDENSCHWANN 1980). Das kantengerundete Blockmaterial resultiert aus einem anderen Transportmechanismus und bildete vermutlich die Basis der Schotterablagerungen. Die Sandstein-Blöcke haben nichts mit dem geologischen Untergrund zu tun, der von Gesteinen des Rotliegenden und von einer geringmächtigen Auflage von vergrustem Zechstein-Dolomit (**Dolomitasche**) aufgebaut wird.

Ein Beispiel für ortsfremdes Blockmaterial ist am *Harten-Berg* (201,8 m NN) gegeben, der zwischen den Ortschaften Linsengericht/Geislitz, -/Großenhausen und -/Altenhaßlau westlich der **Meerholzer Zeugenberge** liegt (BOLDT, BUSCHE & JUNG 2002). Ein Pass im Niveau von 190 m NN leitet in südsüdöstliche Richtung zum 2 km entfernten Stufenhang über, der in diesem Stufenabschnitt mit dem *Franzosenkopf* (481,0 m NN) und der *Rauhe Heil* (435,4 m NN) zwei markante Höhenpunkte besitzt. Die direkte mutmaßliche Transportbahn wird auch vom Oberlauf des *Eichel-Baches* abgeschnürt, der z.B. am Hof Eich im Niveau von 180 m NN fließt. Ein weiteres Liefergebiet wäre mit den Sandsteinkuppen der Meerholzer Zeugenberge gegeben, die in 3 km Entfernung westlich des *Harten-Berges* liegen. Hier isolieren der *Brühlgraben* und der *Schandel-Bach* (bei 140 m NN) die Sandsteinvorkommen am *Harten-Berg*.

In einem Entwässerungsgraben randlich einer landwirtschaftlichen Nutzfläche konnte diese Schichtfolge in den zwei Profilen **Harten-Berg I** und **Harten-Berg II** untersucht beobachtet werden (**Abb. 78**, **Abb. 79**). Über einer weiß-braun gebänderten Basis aus Dolomitasche als Ausgangsmaterial stehen im mittleren Profilabschnitt blockführende, sandig-lehmige, im unteren Bereich rotbraune Substrate an. Sie gehen hangend in einen mächtigen, tiefbraunen Horizont über, der pedogenetisch als Ap-Horizont einzuordnen ist. Das kantengerundete Blockmaterial

scheint in den Profilen auf den Horizont Hart I-1, Hart I-2 bzw. Hart II-2, Hart II-3 beschränkt, findet sich aber auch in hoher Dichte als Lesesteinmaterial auf den benachbarten Ackerflächen.

Neben der Kantenrundung deutet die stratigraphische Position der Sandstein-Blöcke über der Dolomitasche auf präquartäre Ablagerungen. Die Dolomitasche repräsentiert den erosiv verkürzten Teil der jungtertiären Intensiverwitterung im Stufenvorland. Wenn keine Erosionslücke vorhanden ist, belegt die unmittelbare Überlagerung durch die Sandstein-Blöcke zumindest die zeitliche Vergesellschaftung. Auch die Block-führenden Horizonte sind offensichtlich erosiv verkürzt. Auch Geröll-führendes Terrassenmaterial wurde offensichtlich postsedimentär verkürzt. Gerölle sind als Lesesteine selektiv angereichert, während Sande und Kiese nicht mehr als eigener Horizont auftreten.

Die Horizonte Hart I-1, Hart I-2 bzw. Hart II-2, Hart II-3 bezeichnen den Erosionsrest einer Schlammstrom-ähnlichen Ablagerung, die Rückschlüsse auf die klimatischen wie morphologischen Bedingungen zulässt. Für Bildung von Schlammströmen muss ein Klima vorherrschen, dass zumindest phasenweise durch ein Wasserüberangebot charakterisiert ist. Es muss also im Oberpliozän abschnittsweise ein extrem wechselfeuchtes nicht zwangsläufig ein semiarides Klima angenommen werden.

Die Morphologie war anhand des Befundes am *Harten-Berg* durch einen moderat geneigten Stufenhang charakterisiert. Die Senken, die zwischen Harten-Berg und Stufenhang zwischengeschaltet sind und durch die flach eingetieften Fließgewässer nachgezeichnet werden, waren noch nicht existent. Die Schlammströme müssen über einem flachgeneigten Hang in einem höheren Niveau abgegangen und am *Harten-Berg* und der näheren Umgebung abgelagert worden sein. Durch die nachträgliche fluviale Beanspruchung sind diese Ablagerung größtenteils wieder abgetragen worden. Die Sedimente am *Harten-Berg* bilden einen bescheidenen Erosionsrest einst mächtiger Ablagerungen.

Vergleichbar dem *Harten-Berg* gibt es im Untersuchungsgebiet weitere Lokalitäten mit kantengerundeter Grobfraktion. Beim Bau eines Parkplatzes am östlichen Ortsausgang Biebergemünd/Wirtheim im unteren Kinzigtal wurden in der Böschung ebenfalls fanglomeratische Ablagerungen unter jüngerem Terrassenschotter nachgewiesen. Die kantengerundeten Sandsteine sind vollständig saprolitisiert und liegen in einem weißen sandig-lehmigem und mehrere Meter mächtigen Substrat. Beachtlicher Weise ist die Lokalität nur wenige Meter über dem rezenten *Kinzig*-Niveau. Es hat den Anschein, dass hier die fanglomeratischen Ablagerungen als Ergebnis der *Kinzig*-Eintiefung abgegangen und im frischen Talgefäß zur Ablagerung gekommen sind. Das Liefergebiet ist vermutlich im angrenzenden *Hirschbachgrund* zu suchen, da außer Sandstein-Saprolit kein Material enthalten ist, das für ein Liefergebiet im Oberlauf der *Kinzig* spricht.

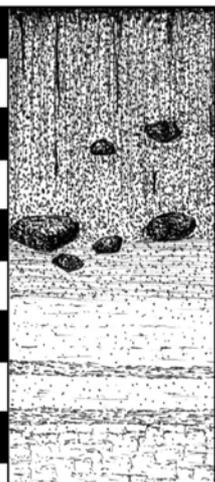
Profilaufnahme		Ort	Harten-Berg, Linsengericht		
Profil Harten-Berg I		Rechtswert	3513920		
		Hochwert	5559700		
		Datum	10.05.99		
		Exposition	SSE		
		Abs. Höhe	193 m NN		
		Reliefposition	Verebnungsbereich		
		Vegetation	Landwirtschaftliche Nutzung		
[cm]	Profilaufnahme	Nr.	Profilbeschreibung	Munsell	Textur
10		Hart I-1	Humoser Oberboden, nutzungsbedingt aufgehöhrt, durchwurzelt, kleine Sst.-Steine, wenige Sst.-Blöcke	10 YR 5/6	IS
20		Hart I-2	Rötlich lehmiger Sand, meist kantengerundete Sst.-Blöcke und -Steine	7,5 YR 7/8	LS
30		Hart I-3	Heller, beige-farbener schluffiger Lehm, gebändert, braunfarbenedes Substrat als Band, aufgewölbter Schichtverband	5 YR 8/6	uL/U
40		Hart I-4	knollig absondernder, vergruster Zechstein-Dolomit z1	5 YR 8/4	U
50					
60					
70					
80					
90					

Abb. 78: Profil Harten-Berg I – Profilaufnahme.

Profilaufnahme		Ort	Harten-Berg, Linsengericht		
Profil Harten-Berg II		Rechtswert	3513930		
		Hochwert	5559700		
		Datum	10.05.99		
		Exposition	SSE		
		Abs. Höhe	193 m NN		
		Reliefposition	Verebnungsbereich		
		Vegetation	Landwirtschaftliche Nutzung		
[cm]	Profilaufnahme	Nr.	Profilbeschreibung	Munsell	Textur
10		Hart II-1	Humoser Oberboden, nutzungsbedingt aufgehöhrt, durchwurzelt, kleine BS-Steine	10 YR 5/8	IS
20		Hart II-2	Lehmiger, eisenschüssiger Sand, zahlreiche meist kantengerundete Sst.-Blöcke und -Steine, z.T. plattig-krustiges Gefüge	7,5 YR 8/6	IS
30		Hart II-3	Rötlich-brauner lehmiger Sand, wenige, meist kantengerundete Sst.-Blöcke und -Steine	7,5 YR 7/8	LS
40		Hart II-4	Heller, beige-farbener schluffiger Lehm, gebändert, braunfarbenedes Substrat als Band, aufgewölbter Schichtverband	5 YR 8/6	uL/U
50		Hart II-5	knollig absondernder, vergruster Zechstein-Dolomit z1	5 YR 8/4	U
60					
70					
80					

Abb. 79: Profil Harten-Berg II – Profilaufnahme.

Weitere Schlammstrom-ähnliche Ablagerungen mit abgeschnittenen Liefergebieten gibt es im Bereich des **Vorderen Spessarts**, z.B. an der *Hart-Koppe* (vgl. Kap. 2.1.2.2, **Abb. 3**) oder im Einzugsgebiet der *Aschaff* (Kap. 4.4.3). Die mächtigen Deckschichten am *Plattenberg* bei Kleinwallstadt a. Main beinhalten in den untersten Lagen vermutlich diese Umlagerungssubstrate (JUNG 2004). Auch aus anderen Gebieten, z.B. dem östlichen **Mainfranken**, liegen entsprechende Befunde vor. Vergleichbare Ablagerungen wurden am *Dürren-Berg* im Vorland der **Haßberge** nachgewiesen (BOLDT 2001), daneben gibt es Beispiele von der **Frankenhöhe** (FUGMANN 1988).

4.4.2 Hangversteilung und fortschreitende Stufenakzentuierung

Die Stufenhänge der Sandsteinstufe waren ursprünglich wesentlich flacher und großzügiger gestaltet als heute. Dafür gibt es im Untersuchungsgebiet einige Anhaltspunkte in Form von Ablagerungen im heutigen Stufenvorland, die durch postsedimentäre Prozesse von ihrem Liefergebiet isoliert wurden.

Die ursprünglich moderate Hanggestaltung des Stufenhangs kann am Beispiel des *Kors-Berges* (234 m NN) südwestlich Bessenbach/Straßbessenbach demonstriert werden. Der in der Geologischen Karte GK 6021 Haibach dargestellte Erosionsrest an „suBt“ (Bröckelschiefer-Folge, WEINELT 1962, Kartenblatt), muss als allochthones Schuttmaterial aus Buntsandstein interpretiert werden. Die zahlreichen Lesesteine an kantengerundetem Sandstein wurden nicht als autochthones Material der Bröckelschiefer-Folge gesehen. Nach petrographischen Vergleichen handelt es sich um Material vom Stufenhang. Ein mögliches Liefergebiet könnte das Gebiet des *Steigknückls* (353 m NN) sein. Dann muss eine hypothetische Transportbahn über das Tal des *Bessenbaches* (174 m NN) gelegt werden. Die Ablagerungen sind heute vom Liefergebiet isoliert. Als Transportmechanismus wird eine gravitative Massenbewegung, konkret ein Schlammstrom-ähnliches Abkommen angenommen (Kap. 4.4.2).

Im Wesentlichen geht die Versteilung der Stufe auf eine Tiefschaltung von **Fußflächen**, die **Flächenexpansion** im Stufenvorland und die Entwicklung von **Stufenrandsenken** zurück. Diese Prozesse wirkten an der Hangversteilung mit, ohne dass sich der Hang rückschreitend verlagerte. Die Stufenposition blieb während der pliozänen bis quartären Überformung stets lagekonstant.

Der Stufenhang war vermutlich im Stile einer Dachfußfläche gestaltet, die von der Stufentrauf zum Stufenvorland mit sanften Winkeln abdachte. Im Zuge der Absenkung der Landoberfläche im Stufenvorland wurde die Dachfußfläche überprägt (vgl. BOLDT 2001) und in Vorland und Fußfläche gegliedert. Mit den Flächen im Stufenvorland wurden die Fußflächen ebenfalls flächenhaft tiefergeschaltet (BRUNOTTE 1978). Die Fußflächen liegen heute in den Tonsteinen der Bröckelschiefer-Folge ausgebildet. Teilweise gehen sie morphologisch unmerklich in den Zechstein-Dolomit über und setzen sich dann in den Kristallingesteinen fort. Teils ist der Übergang zum Grundgebirge durch mächtige Hangschuttdecken, die hier auslaufen, verhüllt.

Die Fußflächen wurden abschnittsweise zu Stufenrandsenken weiterentwickelt. Das großzügige Wasserangebot am Fuß der Stufe mag dazu beitragen haben, dass eine schlauchförmige, subsequente Tiefschaltung von Flächen stattfand, die zu einer Randsenke ausgestaltet wurde (vgl. BÜDEL 1981, BREMER 1989).

4.4.3 Intensive fluviale Flächenauflösung

Die fluviale Dynamik hat zu einer randlichen Deformation der Flächenreste geführt und dazu beigetragen, dass die ursprünglich großzügigen Formen überprägt wurden. Beispiele für diese Auflösungs-dynamik sind im *Dammbachtal* gegeben. Verschiedene Talzüge, die von Norden ins Dammbachtal münden und teils nicht von Gewässern durchflossen werden, gehen im 400 m NN-Niveau aus einem muldenartigen Oberlauf bzw. einer Quellmulde über einen markanten Kerbensprung in ein steiles Kerbtal über. Es hat den Anschein, dass Mulden-artige Abflussbahnen auf älteren Rumpfflächenniveaus durch die Dynamik der Vorfluter überprägt wurden. Die Kerbtalmorphologie wurde nicht durch rückschreitende Erosion eines Fließgewässers geschaffen, das sich von der Talsohle des Vorfluters in die Hochfläche vorarbeitete. Diese Dynamik ist kaum nachvollziehbar, denn vielfach werden die Täler aktuell nicht von Gewässern durchflossen. Das Tälchen zwischen *Düren-Berg* (422 m NN) und *Birkenhöh* (436 m NN) nördlich Dammbach/Krausenbach ist hierfür ein Beispiel. Es handelt sich um ein Trockental, an dessen Einmündung ins *Dammbachtal* heute der *Klaffen-Brunnen* liegt. Offensichtlich wurde der Quellhorizont mit der Erniedrigung des Vorfluterniveaus durch kryogene Prozesse sukzessive nach unten verlegt. Die Quelle liegt heute, wie in den meisten Spessarttälern dort, wo der Grundwasserkörper durch die renzente Talsohle angeschnitten wird.

Eine vergleichbare Situation ist in höheren Lagen, z.B. am Übergang des **Höhenrückens Geiersberg (GeoRE SH-HR-6)** zu den südöstlich anschließenden Abdachungsgebieten gegeben. In der Darstellung der **Geomorphologischen Raumeinheiten** dieses Gebietes (Kap. 2.2.6, **Abb. 12**) ist besonders auffällig, dass die größeren Fließgewässer im unteren Verlauf in geradlinigen Talgefäßen verlaufen, die durch steile, wenig gegliederte Talhänge charakterisiert sind. Diese Bereiche wurden auch als **Zertalungsgebiete (GeoRE.SH-ZT)** erfasst. Im Oberlauf sind die Täler aufgefächert. Dem Vorfluter streben in diesem Fließabschnitt zahlreiche Fließgerinne zu. Hier sind die Reste der Altflächen noch deutlicher erhalten, wenn auch stark aufgelöst, so dass diese Bereiche als **Deformationsgebiete (GeoRE.SH-DG)** eingeordnet wurden. Verschiedentlich ist der Quellbereich im Bild der Hangneigungen auch als flachgeneigter Bereich erkennbar, so dass hier **Quellmulden (GeoRE.SH-QM)** ausgewiesen wurden. Der *Kropfbach (GeoRE.SH-ZT-16, GeoRE.SH-DG-12, GeoRE.SH-QM-6)* veranschaulicht diese Abfolge in idealer Weise.

Morphogenetisch ist diese Abfolge umzukehren, denn der *Kropfbach* und alle weiteren größeren Fließgewässer haben sich von oben nach unten, also vom Quellbereich zur Mündung entwickelt. Die ältesten Fließabschnitte dieser Gewässer bzw. der größeren Spessartgewässer allgemein sind somit im (ehemaligen³¹) Quellbereich zu suchen. Die Quellbereiche sind bereits im Zuge der restriktiven Flächenbildung entstanden. Sie liegen letztlich am Fuß der morphologisch akzentu-

31 Falls dieser heute trocken liegt.

ierten Dachflächen oder Höhenrücken, die von der Flächenbildungsdynamik nicht betroffen wurden. Dort haben sie den Grundwasserkörper der Hochgebiete entwässert. Die ursprünglichen Spülmulden waren in die tieferen Rumpfflächen eingebunden, haben sich aber bei fortschreitender Tieferschaltung der Flächen auch zu Kerbtälern entwickeln können. Diese Überprägung war nach Ausklingen der Flächenbildung am deutlichsten, weshalb dieser Formungsmechanismus im Zusammenhang mit der oberpliozänen Formung behandelt wird. Letztlich setzte dieser Mechanismus ein, sobald die restriktive Flächenbildung eine Differenzierung der Landschaft erreichte.

Auf die gleiche Weise muss auch die Entstehung der zahlreichen Talbuchten der Sandsteinstufe erklärt werden. Besonders markant ist die Zerlappung des Stufenhanges im Stufenabschnitt **Eselshöhe (GeoRE SS-SH-3)** zwischen Großkahl/Bamberger Mühle und Sailauf/Eichenberg ausgeprägt. Hier gliedern einige parallel verlaufende, fränkisch streichende Talbuchten die Sandsteinstufe und greifen jeweils 4-5 km in diese hinein. Sie setzen meist unmittelbar am Walmhöhenrücken an und fächern in diesem Bereich sogar etwas auf. Besonders deutlich ist dies im Bereich der *Sommerkahl* zu sehen.

Auch hier kann die Talentwicklung dadurch erklärt werden, dass ursprüngliche Quell- und Spülmulden am Fuß des **Walm-Höhenrückens Eselshöhe (GeoRE SS-WH-3)** im Zuge der fortschreitenden Flächenbildung überprägt wurden. Offensichtlich zeigten die ersten Spülmulden, die lotrecht zum Walm-Höhenrücken ansetzen, eine Anpassung an die fränkische Richtung. Als die eingeschränkte Flächenbildung nur noch nordwestlich der Linie Sailauf/Eichenberg - Großkahl/Bamberger Mühle wirkte und die Landstufe herauspräpariert wurde, stellten sich die Gewässer auf das jeweilige Flächenniveau ein. Die Zerschneidung des Stufenhanges zeitgleich zur Flächenbildung im Vorland war die Folge. Die Sandsteinstufe existierte demnach nie als geschlossene und geradlinige Stufenfront, sondern wurde umgehend fluvial verändert, sobald sich Reliefunterschiede einstellten. Es handelt sich also um eine syngenetische Zertalung der Schichtstufe (BUSCHE et al. 2005: 149).

4.4.4 Ausgestaltung der Talsysteme

Mindestens seit dem Oberpliozän kam es zur dominanten Einwirkung der Fließgewässer. Für die obermiozänen bis pliozänen Urgewässer wird angenommen, dass sie Spülmulden durchflossen, die leicht in die Rumpfflächen eingelassen sind. Es war daher möglich, dass sich die Gewässer umorientieren und ihre Fließrichtung ändern konnten (MÜLLER 1996). Diese Dynamik war im Spessart aufgrund der frühen Ausgestaltung des Reliefs vermutlich eingeschränkt. Die meisten Reliefstrukturen waren bereits vorhanden, wenngleich die Formen insgesamt moderat und großzügig ausgeprägt waren. Die größeren Fließgewässer hatten zwar tendenziell ihr heutiges Er-

scheinungsbild, waren aber nicht deutlich eingetieft.

Die *Jossa* zeigt im Grundriss ein auffälliges, S-förmiges Fließbild, das auf Flussumleitungen zurückgeführt werden kann. LOTZ [ohne Erscheinungsjahr] nimmt an, dass sich der Oberlauf ursprünglich in Richtung des *Lohr*-Systems oder der unteren *Sinn* orientierte. In Ermangelung eindeutiger Schotterfunde bzw. Sedimentnachweise kann dies aber nicht belegt werden. Die *Kahl*, die heute über den **Hahnenkammdurchbruch** in die **Untermainebene** entwässert, orientierte sich im Jungtertiär zur *Aschaff* hin. Dies belegen Schotterfunde im Bereich der **Feldkähler Höhe** (SCHWENZER 1967a). Die zeitliche Einordnung ins Pliozän ist nach heutigen Befunden in der **Hanau-Seligenstädter Senke** wieder unklar. Zumindest war der Mittellauf etwa ab Mömbris bereits im Untermiozän zum Tertiärbecken orientiert. Es ist denkbar, derzeit aber nicht belegbar, dass der Oberlauf der *Kahl* inklusive des *Westernbaches* über einen langen Zeitabschnitt des Jungtertiärs zur *Aschaff* hin entwässerte. Ob diese Abflussrichtung bis in das Pliozän hinein Bestand hatte, ist nicht abschließend zu sagen. Vielleicht erfolgte der Anschluss an die Mittelkahl auch schon im Miozän.

Auch im Aschaffgebiet belegen Schotterfunde die jungtertiäre fluviale Dynamik. Hier konnten am *Hammels-Berg* (240 m NN), südöstlich Haibach/Klingerhof gut gerundete Gerölle aus Buntsandstein gefunden werden. Das Niveau der Schotter, wie auch der Geröllbestand, der keine Kristallingesteine führt, belegt die allgemein jungtertiäre Ablagerung. Die Verflachung in diesem Bereich entspricht vermutlich einer Hochterrasse des *Urbessenbachs*.

Eine besondere Situation ist am *Erbig* (285 m NN) gegeben, der als Gebiet fluvialer Prägung erkannt wurde (**GeoRE SV-FG-1**). Bei der Betrachtung des Isohypsenbildes vermutet man, dass der *Erbig* als Umlaufberg und der südlich angrenzende *Obernauer Wald* als Terrasse im 190-200 m NN-Niveau zu sehen ist. Dementsprechend könnte der Main auf einem höheren Niveau über Aschaffenburg/Schweinheim in Richtung **Aschaffsenke** geflossen sein, um von dort der Untermainebene zuzustreben

Die nachgewiesenen fluvialen Sande und die wenigen Schotterlagen (WEINELT 1962: 132, Abb. 31) belegen die fluviale Prägung dieses Gebietes. Die vorherrschend sandige Ausprägung der Ablagerung steht nicht im Widerspruch zur Einordnung als fluviale Akkumulationsterrasse. Vielmehr ist dies ein interessanter Hinweis auf Sandstein-Saprolit im Einzugsgebiet. In der näheren Umgebung wurden Saprolite am *Weiß-Berg*, *Stengerts*, *Find-Berg*, *Kaisels-Berg* und *Reh-Berg* nachgewiesen (Kap. 3.1.3.2). Daneben steht tiefgründiger Sandsteinersatz am Plattenberg bei Kleinwallstadt a. Main an, der wenige Kilometer südlich des *Erbigs* liegt. Man muss berücksichtigen, dass aus der chemischen Verwitterungsdynamik weitestgehend Sande und Tone freigesetzt werden. Nachdem die Tone in einem fließenden Gewässer in Schweb gehalten werden,

können sich die Sande bei Nachlassen der Schleppkraft absetzen. Gerölle, die fluvial aus Blöcken und Steinen präpariert werden, waren dementsprechend nicht zu erwarten. Nur wenn bergfrischer Sandstein fluvial aufgearbeitet wird, ist die Bildung von Geröllen möglich. Die sandigen Ablagerungen im Bereich des *Erbigs* und des *Obernauer Waldes* belegen die Verbreitung von Verwitterungsdecken in der näheren Umgebung.

4.4.4.1 Pliozänterrassen in der Umgebung von Schlüchtern

Im Buntsandsteingebiet des nördlichen Spessarts stellt sich die Problematik, dass die Verwitterung konglomeratischer Sandsteine Gerölle freisetzen kann. Das Herauswittern von Geröllen, z.B. aus dem konglomeratischen Solling-Sandstein (smSS), geschah bereits im Untermiozän und hat zur Ablagerung der basalen Schotterschicht der sandig-kiesigen Tertiärsedimente geführt. Ein mögliches Liefergebiet liegt im Verebnungsbereich im Niveau von 415 m NN südlich des Leim-Berges zwischen Sinntal/Ziegelhütte und Sinntal/Breunings. Die Gerölle im Lesesteinbefund könnten ohne weiteres als fluviale Ablagerungen mit relativer Anreicherung an Quarzen gedeutet werden. Hier gaben die Geröllvorkommen allerdings Anlass für die Kartierung eines „konglomeratisch sandigen Sandstein [-s] (sm2)“ (SEYFRIED 1914: 13), der an Verwerfung scharf gegenüber den Sandsteinen des Unteren Buntsandsteins abgesetzt ist. Auch pliozäne Schottervorkommen können unter Umständen damit erklärt werden (vgl. BACKHAUS (1967a)).

In der Umgebung von Schlüchtern gibt es Ablagerungen, die als fluviale Ablagerungen eines jungtertiären Gewässers beschrieben wurden. Im *Reisigwäldchen* südöstlich von Schlüchtern/Herholz wurden im Bereich einer Verebnung (325 m NN, 80 m über dem *Kinzig*-Niveau) Sande und Kiese mit kleinen Quarzgeröllen bekannt, die in ehemaligen Sandkuhlen wieder freigelegt wurden (**Abb. 80**). Laut einer hier niedergebrachten Bohrung liegen die sandigen Substrate über weißgrauen Schluffen und Tonen, die basal bei etwa 3 m Tiefe in braune Tone miozänen Alters übergehen. Die sandigen Ablagerungen werden als Pliozän eingestuft (SEMMELE, A., zit. in EHRENBERG & HICKETHIER 1971). Die Sedimentmerkmale und die Höhenlage lieferten die Anhaltspunkte für die zeitliche Einordnung. Korrelationen werden zu sandigen Ablagerungen bei Schlüchtern/Hohenzell hergestellt, die auf vergleichbaren Schotternachweisen mit Quarz, Sandstein, Karneol, verkieseltem Muschelkalk, Quarzit, Lydit und Muskovit-führendem Quarzitschiefer beruhen (MEISEL, S., zit. in EHRENBERG & HICKETHIER 1971: 77).

Ein weiteres Pliozänvorkommen befindet sich weiter abwärts der *Kinzig* südlich von Steinau a.d. Straße. An der *Bellinger Warte* (342 m NN) liegen um ortsfremde Muschelkalkschollen, die als Rutschmasse (EHRENBERG & HICKETHIER 1982) oder als Versturzmateriale über Salinarkarst (PRINZ 1970) gesehen werden, weißgraue bis braungraue Sande. In tieferen Bereichen des insgesamt 4,50 m mächtigen Substrates konnte ein Übergang in rötliche und gelbliche Schluffe und

Tone beobachtet werden (EHRENBERG & HICKETHIER 1982).

Die als Pliozänsedimente beschriebenen Lokalitäten treten aus dem Kanon der tertiärzeitlichen Ablagerungen physiognomisch hervor. Die Nähe zum rezenten *Kinzig*-System und die Höhenlage beeinflusste die Klassifizierung. Neben Ablagerungen werden sedimentfreie Verebnungsbereiche als pliozäne Formenelemente beschrieben, wie z.B. eine Felsterrasse am *Borgels* (230-240 m NN).

Profilaufnahme		Ort	Reisigwäldchen, SE Herholz			
Profil Reisigwäldchen I		Rechtswert	35 41 300			
		Hochwert	55 77 800			
		Datum	08.03.2000			
		Exposition	W			
		Abs. Höhe	326 m NN			
		Reliefposition	Hochterrasse			
		Vegetation	Mischwaldgesellschaften			
[cm]	Profilaufnahme	Nr.	Profilbeschreibung	Munsell	Textur	
0		RW-10	Pflanzenreste, Humusauflage			
10		RW-11	humoser Oberboden	10 YR 5/1	uS	
20		RW-12	ockerfarbener bis bräunlicher schwach schluffig-toniger Sand	10 YR 5/1	uS	
30						
40		RW-13	bräunlicher schwach schluffiger Sand	10 YR 5/1	uS	
50		RW-14	beige-farbener schwach schluffiger Sand, kiesig, Geröll-führend	10 YR 5/1	uS	
60						
70						
80						
90						
100						
110						
120						
			RW-15	bräunlicher schwach lehmiger Sand, kiesig, Geröll-führend (meist Quarzite, wenige Buntsandsteine und Basalte)	10 YR 5/1	IS

Abb. 80: Profil Reisigwäldchen – Profilaufnahme.

4.4.4.2 Übergangsterrassen des Maintals

Die Aktivität der jungtertiären Fließgewässer hängt mit der Entwicklung des Vorfluters *Main* zusammen. DONGUS (2000: 99, Abb. 9.1.) rekonstruiert für das Obermiozän bis Unterpliozän noch ein Talsystem des Urmains, das nach Süden zur Urdonau ausgerichtet ist. Der mittelplozäne Main zeigt im Mainviereck schon die heutige Morphologie. Die Quelle wird in der Umgebung von Würzburg vermutet (DONGUS 2000: 34, Abb. 9.2.). RUTTE (1987) dagegen zeichnet in der Arvenensiszeit noch geradlinige Abflussbahnen des Untermains und des Mittelmains zur Urdonau. BÜDEL (1981) und HANTKE (1993) gehen übereinstimmend davon aus, dass der oberplozäne Untermain bereits dem *Rhein* tributär war, während der Mittelmain noch über das *Altmühl-* bzw. *Regnitz*-system zur *Donau* entwässerten. Mit dem **Main-Event** wird der Ober-

main, der noch Richtung *Donau* orientiert war, an den Mittel- und Untermain angeschlossen.

Mit den **Schippacher Sanden** (Kap. 4.2.2.2.5) gibt es fluviale Ablagerungen, die nach früheren Darstellungen als arvenensiszeitlich angesehen wurden (RUTTE 1987). Die zeitliche Neueinstufung der liegenden **Schippacher Tone** deutet darauf hin, dass sie womöglich älter sind und bereits ins Miozän gehören. Die bisherige Einordnung ohne Absolutdatierungen ist problematisch. Ohne verlässliche Angaben zur Zeitstellung kann auf Basis dieser Schottervorkommen keine Aussage über die jungtertiäre Fließgewässerentwicklung getroffen werden. Auch die geringe Dichte an korrelierbaren Schottervorkommen macht diese Bemühungen überflüssig.

Als arvenensiszeitliche Ablagerungen anerkannt sind die **Wernfelder Schotter** am *Vorderen Bauwald* östlich Gemünden/Wernfeld bei 260 m NN. Aus dem Vorkommen von Sandsteinen aus den höheren Einheiten des Buntsandsteins wurde ursprünglich ein Nord-Süd gerichtetes Gewässer rekonstruiert, das aus der Rhön kommend ab Wernfeld das mittlere Maintal entgegen der heutigen Fließrichtung nutzte und schließlich der Donau zustrebte (RUTTE 1987). Die Vorkommen von Keuperhornsteinen und Chalzedonen, deren Liefergebiete weiter östlich liegen, erlauben dagegen, eine Fließrichtung von Ost nach West zu postulieren (KÖRBER 1962, KURZ 1988). Im oberflächigen Lesesteinbefund finden sich auch Basalte, deren mögliches Liefergebiet von der Südrhön bis zur Hohen Rhön reicht. Aus dem Nachweis von Sandsteinen mit Kantenlängen bis 40 cm wurde ein kaltzeitlicher Einfluss und ein Transport als Driftblöcke abgeleitet (KURZ 1988).

So ist ein neues Schottervorkommen im Südwest-Spessart vorerst nur als sedimentologischer Befund zu verbuchen. Die Schotter eignen sich derzeit noch nicht für morphogenetische Aussagen. Das neue Schottervorkommen liegt im Bereich des **Großwallstadt-Obernburger Grabens**. Am *Fuchs-Graben*, östlich des *Heubachs* zwischen Röllbach und Großeubach konnten in einer Pflugspur an einem Ackerrandstreifen zahlreiche Buntsandstein-Gerölle zwischen 0,5 und 3 cm Größe gefunden werden. Sie liegen im Übergangsbereich zum konkaven Unterhang des *Radsteins* (435 m NN) in einer absoluten Höhe von 230 m NN. Sie befinden sich abseits jeglicher Wegbefestigung und sind deshalb nicht als Kulturschotter einzuordnen. Die Mn-krustigen, unregelmäßigen Gerölloberflächen und die lehmig-sandige, Mn-fleckige und z.T. fahlgraue Matrix sprechen für das hohe Alter der Ablagerungen. Offensichtlich blieben die Schotter als Erosionsrest eines ursprünglich ausgedehnten Schotterkörpers in hängiger Position liegen.

Eine weitere pliozäne Ablagerung mit 2-3 m mächtigen weißen Quarzsanden und quarzitischen Bänken wurde am *Flöhberg* (237,2 m NN) bei Waldenhausen im Taubertal gefunden (HILDEBRAND 1924). KÖRBER (1962) kartierte im *Forstwald* (237 m NN) zwischen Elsenfeld und Elsenfeld/Schippach pliozäne Schotter, die BACKHAUS (1967a) als freigewitterte Gerölle des Solling-Sandsteins einordnete. Weiße entfärbte, graue oder gelbe geröllfreie Sande finden sich daneben

im südlichen Mainviereck unter Hochterrassenschottern, z.B. bei Dorfprozelten, Faulbach oder Freudenberg/Boxtal (ERB 1928). Hochliegende Schotter, etwa 130 m über dem Mainniveau, liegen auf dem Plateau *Hagflur* (282,4 m NN) östlich von Wertheim (ERB 1928). SCHREPFER (1924) beschreibt Schotter auf dem Plateau der *Sohlhecke* nordwestlich von Wertheim/Hasloch in 100 m relativer Höhe über dem *Main*.

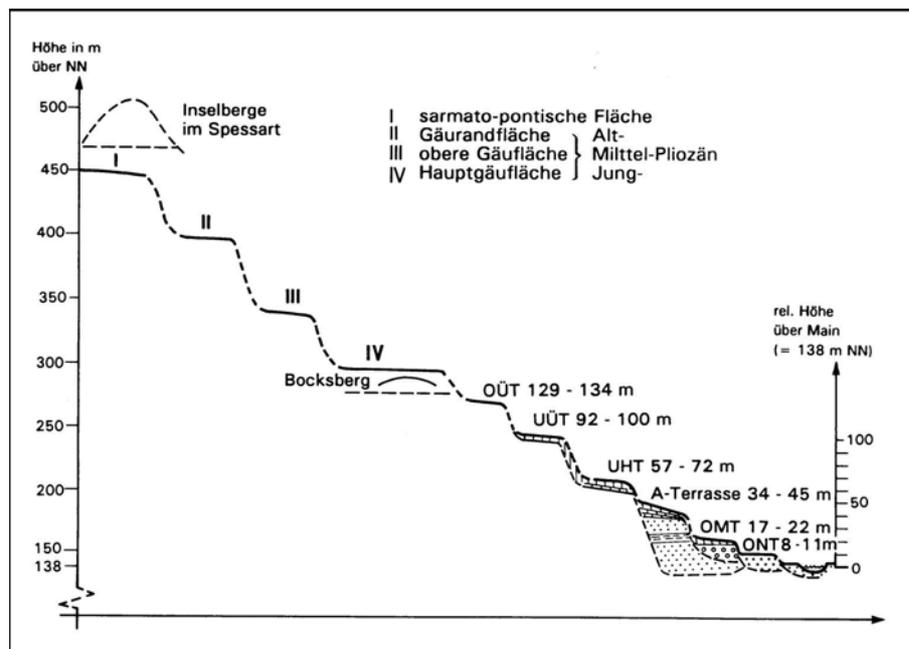


Abb. 81: Flächenniveaus des SE-Spessarts und die Terrassenabfolge des Mains bei Marktheidenfeld. - aus MÜLLER (1996: 287, Abbildung 60, nach GRUNERT & SEIDENSCHWANN 1988).

Unabhängig von Schotterfunden sind Verebnungsbereiche entlang des Maintals hervorzuheben, die abhängig von der Höhenlage als Terrassen des *Mains* eingestuft werden. Die fluvialen Akkumulations- und Erosionsformen wurden bei einer umfassenden Kartierung des Maintals erfasst und in einen genetischen Zusammenhang gestellt. Hier wurden zwei Terrassenniveaus erkannt, die vom Niveau der Gäuflächen abgesetzt sind und als oberpliozäne Formen eingestuft werden. Die **obere Übergangsterrasse** (OÜT) liegt im unteren Maintal im Niveau von 250 – 255 m NN, für die **untere Übergangsterrasse** (UÜT) wird ein Niveau von 240 – 245 m NN angegeben (KÖRBER 1962). Ein Standardprofil der Terrassen des unteren Mittelmains³² wurde bei Klingenberg/Trennfurt aufgenommen (KÖRBER 1962).

Die Terrassen gehören zur Breittalphase des *Mains* und stehen gleichzeitig für die Fixierung des Mainverlaufes (BUSCHE et al. 1989). Vor dem Hintergrund des „vermittelnden Formungscharakters“ zwischen Flächen und der Zertalung, führt BOLDT (2001: 174f) die Begriffe „obere Übergangsterrasse (oÜV)“ und „untere Übergangsterrasse (uÜV)“ ein. Die niedrigeren und jüngeren Terrassen werden jeweils als „Talboden“ bezeichnet. Hinweise auf dieses Niveau gibt es z.B. auch am *Plattenberg* und an der *Kirchhöhe* bei Kleinwallstadt a. Main (vgl. KÖRBER 1962).

32 Mittelmain i.S. KÖRBER (1962). Demgegenüber steht die Gliederung der Geographischen Landesaufnahme, die den Main von Gemünden/Wernfeld bis zum Eintritt in die Untermainebene (232) als Untermain (141.0) ansieht (MENSCHING & WAGNER 1963, KLAUSING 1967, SCHWENZER 1968).

Hier wurden weißfarbene tonige Sande mit kantengerundeten quarzitischen Sandsteinen als fluviatile Umlagerung des Sandstein-Saprolits im Zusammenhang mit der Breittalphase des *Mains* gefunden (JUNG 1996, 2004).

Ein Profil durch die Flächenniveaus des **SE-Spessarts** und die Terrassenabfolge des *Mains* bei Marktheidenfeld (GRUNERT & SEIDENSCHWANN 1988; **Abb. 81**) verdeutlicht den vermittelnden Formungscharakter. Die zeitliche Einordnung der höheren Flächenniveaus muss nach neuen Erkenntnissen allerdings revidiert werden. Die Altflächen sind vermutlich älter und entstanden im Anschluss an die oligozäne Akzentuierung des **Geiersberg-Höhenrückens (GeoRE SH-HR-6)**. Die höchsten Flächenreste sind analog zum **Vorderen Spessart** mindestens ins Untermiozän zu stellen. Für die jüngeren Flächen kann ohne Absolutdatierungen keine Chronologie erarbeitet werden. Eine Parallelisierung mit Flächenniveaus der östlich anschließenden Gäuflächen ist aufgrund der unterschiedlichen tektonischen Entwicklung (**Zellinger Mulde**) nicht angebracht. MÜLLER (1969) bewertet die Datierung von Flächen aufgrund relativer Bezüge kritisch. Darüber hinaus konnte die Kartierung von Verebnungen (Kap. 3.2.2) im Bereich der Südostabdachung wesentlich mehr Niveaus erfassen, die allerdings nicht weiter chronologisch ausgewertet wurden.

4.4.4.3 Ältestpleistozäne Maintaleintiefung

Beim Pliozän-Pleistozän-Übergangszeitraum wird von „der „black box“ der mitteleuropäischen Landschaftsentwicklung“ gesprochen (BOLDT 2001: 173). Die morphodynamischen Prozesse in diesem Zeitraum sind von unterschiedlichen klimatischen Rahmenbedingungen beeinflusst, die tendenziell zu den pleistozänen Kaltzeiten überleiten.

Die ältestpleistozänen **Hauptterrassen** bzw. **Haupttalböden** bilden eine dreigliedrige Abfolge (UHT, MHT und OHT bzw. oHTB, m HTB und uHTB; KÖRBER 1962, BOLDT 2001). Der obere Haupttalboden wird zeitlich an die Wende Prätegelen - Tegelen und damit ins ausgehende Oberpliozän gestellt. Die jüngeren Haupttalböden werden der Donau-Kaltzeit zugeschrieben und gehören somit in das Ältestpleistozän. Im Kinziggebiet konnte eine weitere Differenzierung dieses Terrassenkomplexes vorgenommen werden (SEIDENSCHWANN 1980).

Die Terrassen repräsentieren eine Phase fortschreitender Taleinengung bei gleichzeitiger Taleintiefung. Dadurch wurden gerade im südlichen Mainviereck die ausgeprägten Mainschlingen als Talmäander fixiert. Die Mäander gaben Anlass, über einen möglichen Gewässerrückstau am Höhenzug *Langer Berg-Greinberg* zu spekulieren, der durch die Mäanderbewegungen kompensiert wurde (SCHREPFER 1924).

Im Ältestpleistozän kommt es schließlich zu einer markanten **Taleintiefung des Mains**, die

vermutlich durch tektonische Impulse in Kombination mit klimatischen Effekten ausgelöst wurde. Dabei wurde das Maintal bis auf das heutige Flussniveau, teilweise tiefer eingeschnitten. Belege finden sich z.B. in Form von Rotlehmen, die als cromerzeitliche, autochtone Bodenbildung gesehen wurde (VALETON 1956). Es könnte sich auch um Umlagerungsmaterial aus Sandstein-Saprolit handeln. Tonlagen in den Sedimenten des Aufschüttungskomplexes (s.u.) zeigen vergleichbare Tonmineralspektren zu Sandstein-Saproliten und können als deren Umlagerungsprodukt gesehen werden. Im Altpleistozän und vor allem im Ältestpleistozän gab es noch beachtliche Reste der kretazo-tertiären Verwitterungsdecke, die noch nicht vollständig aufgearbeitet wurden (JUNG 1996, 2004).

Die Abschnürung von Mäandern und die Bildung von **Umlaufbergen** wird mit der Eintiefung in Verbindung gebracht. Beispiele sind im südlichen Spessart mit dem *Achtelsberg* bei Hafenlohr, dem *Rainberg* bei Kreuzwertheim und dem *Grohberg* bei Faulbach gegeben. Die zeitliche Stellung der Umlaufbergentstehung wird durch Bohrbefunde in Auffüllungen bei Breitenbrunn unterstützt. Mindestens zwei ausgeprägte Paläoböden im Lößsubstrat belegen die Entstehung im Altpleistozän oder früher. Als Reaktion auf die Maintaleintiefung bildeten sich Klingen, die direkt von der Hochfläche zum Hauptvorfluter entwässern (KURZ 1988).

Die Talverfüllung im Altpleistozän hat das Maintal wieder um 40-60 m verfüllt. Der **Aufschüttungskomplex** bzw. **A-Talboden** (KÖRBER 1962, BOLDT 2001) ist in verschiedenen Talbuchten noch erhalten, z.B. bei Wörth a. Main oder bei Marktheidenfeld. Den Untersuchungen von KURZ (1988) ist es zuzuschreiben, dass sich heute ein recht differenziertes Bild des Cromerkomplexes ergibt. Sediment-stratigraphische Auswertungen, z.B. am heute nicht mehr erschlossenen Aufschüttungskomplex in der **Ziegeleigrube Marktheidenfeld**, ergaben mehrfache Kalt- und Warmzeitzyklen des Altpleistozäns. SEMMEL (1974)

Ebenfalls ältestpleistozän ist die markante Taleintiefung im Bereich der **Aschaffsenke**, die unter das heutige Gewässerniveau reichte (NIEMZ 1964). Der Aufschüttungskomplex, der z.B. in der ehem. **Ziegeleigrube Hösbach-Bahnhof** aufgeschlossen war, erreicht mit 160-170 m NN vergleichbare Höhen wie im Maintal selbst (KÖRBER 1959), so dass die zeitliche Einordnung synchron mit der Maintalentwicklung ins Altpleistozän gestellt werden kann. Der mächtige Aufschüttungskomplex spiegelt sich heute im Inventar an mittel- bis jungpleistozänen Terrassen wider, die in die Aufschüttungssedimente eingelassen sind.

Auch im Kahl- und im Kinzigssystem ist eine kräftige Eintiefungsphase nachweisbar, die z.T. bis unter das heutige Niveau reichte (SEIDENSCHWANN 1980). In beiden Gebieten ist mit der T1-Terrasse ein Aufschüttungskomplex vorhanden, der 40-60 m relativ über die heutige Flussaue reicht (SEIDENSCHWANN 1980: 145, 1989b). Die Aufschüttungen der benachbarten Flusssysteme

me verzahnen sich teilweise im Bereich der Wasserscheide. Die Untersuchung der Maintributäre hat insgesamt Ergebnisse geliefert, die mit dem Maintal und der Untermainebene vergleichbar bzw. korrelierbar sind. Die Eintiefungsphase wird allerdings an die Wende Oberpliozän-Altpleistozän gestellt (SEIDENSCHWANN 1980) und ist damit älter als die Einstufungen KÖRBER's (1962) und BOLDT's (2001).

4.4.5 Zusammenfassung

Eine radikale 'Klimaverschlechterung' im Oberpliozän hat zu einer grundlegenden Veränderung der Formungstendenz geführt (BOLDT 2001). Prozesse der Flächenbildung werden von Zertalungsprozessen endgültig abgelöst. Durch das Zurücktreten chemischer Verwitterungsprozesse zugunsten mechanischer Gesteinsaufbereitung wird nun vorherrschend das strukturelle Inventar inwertgesetzt.

Die physikalischen Prozesse wurden dadurch beschleunigt, dass der Spessart kontinuierlich herausgehoben wurde, wodurch Reliefunterschiede entstanden. Die freiwerdende Reliefenergie führte zu einer Ausräumung des tiefgründigen, chemisch aufbereiteten Gesteinsuntergrundes und zur morphologischen Betonung der bergfrischen Gesteinslagen im Untergrund. Im Sandsteinspessart entstand teilweise eine Anpassung an mechanisch harte und nunmehr morphologisch harte Gesteinslagen. Akkordanzen sind aber nicht die Regel, da nur ein Teil der Verebnungen tatsächlich als Schichtfläche einzuordnen ist.

Die fortschreitende mechanische Aufbereitung des Gesteinsuntergrundes wird durch Grobseimente angezeigt, die als Erosionsreste von Schlammstromabkommen interpretiert werden. Am *Harten-Berg* (201,8 m NN) im Nordspessart erschließen die **Profile Harten-Berg I** und **Harten-Berg II** kantengerundete Sandsteine, die von der Sandsteinstufe stammen. Der direkte Transportweg ist heute durch eine der Senken abgeschnitten. Vergleichbare Ablagerungen wurden an der *Hart-Koppe* (297 m NN) bei Sailauf und am *Kors-Berg* (234 m NN) bei Bessenbach festgestellt. Die Fanglomerat-ähnlichen Ablagerungen deuten auf ein teilweise semiarides Klima mit wechselnden Feuchtebedingungen hin.

Diese Lokalitäten können zugleich herangezogen werden, um die Versteilung des Stufenhanges zu belegen. Vermutlich geht die heutige Hangmorphologie auf eine Dachfußfläche zurück, die durch restriktive Flächenbildung tiefergeschaltet wurde und in eine Fußfläche und die Fläche des Stufenvorlandes gegliedert werden kann. Zwei Stufenabschnitte werden von subsequenten Stufenrandsenken begleitet, die heute vom Oberlauf der *Kahl* und des *Bessenbaches* genutzt werden.

Fluviale Prozesse nehmen im Formungsgeschehen an Bedeutung zu. Akkumulations- oder Ero-

sionsterrassen werden in Anlehnung an BOLDT (2001) als vermittelnde Formen der oberpliozänen Reliefentwicklung gesehen. Sie sind entlang des Maintales in Höhenlagen von 240 bis 255 m NN verbreitet und in die Niveaus der oberen und der unteren Übergangsterrasse (KÖRBER 1962) bzw. Übergangsverebnung (BOLDT 2001) gegliedert. Sie markieren das Stadium der Maintalfixierung, das nunmehr als Breittal in die Ausgangsflächen eingesenkt ist.

Mit der Dynamik der Vorfluter wird auch die fluviale Beanspruchung der Flächen forciert. Fluviale Prozesse waren seit der Reliefdifferenzierung, mindestens seit dem Untermiozän, wirksam. Sie richteten sich jeweils auf das Niveau der vorgelagerten Rumpffläche aus, die durch restriktive Flächenbildung von der Dachfläche abgesetzt wurde. Die Quellmulden der größeren Fließgewässer entstanden als Folge dieser selektiven Tieferschaltung. Sie entwässerten die ausgesparten Hochgebiete, deren Grundwasserstrom auf die umliegenden Flächenniveaus ausgerichtet war. Von den Quellmulden aus entwickelten sich demnach die Fließgewässer und tieften sich fortan immer weiter ein.

4.5 Pleistozäne Reliefakzentuierung

Das Untersuchungsgebiet liegt ganzheitlich im Periglazialgebiet und beinhaltet somit ausschließlich den **periglazialen Formenschatz**. Ursprüngliche Deutungen einer glazialen Überprägung (KLEMM 1893) müssen nach dem heutigen Kenntnisstand revidiert werden. Im Pleistozän wurde durch die Zertalung das vererbte Flachrelief aus der Zeit der tropoiden Alterde überprägt und differenziert. Ein konsequenter Wandel im Wirkungsgefüge von chemischen zu vorwiegend physikalischen Prozessen hat diese Überprägung ermöglicht. Das Ergebnis war ein vielgestaltiges Relief, das in dieser Konstellation vermutlich noch nie in den Mittelbreiten oder in anderen Gebieten bestand. Man kann von einer „**Einmaligkeit der Reliefbildung** seit dem Endtertiär“ sprechen (BUSCHE et al. 2005: 19).

Der **perglaziale Formenschatz** (z.B. SEMMEL 1985, 1990, JERZ 1993) wird im Wesentlichen durch kryogene Prozesse bestimmt, die den Gesteinsuntergrund mechanisch aufbereiten. Der **Eisrindeneffekt** hat dabei großen Anteil an der Effektivität der Gesteinsaufbereitung (BÜDEL 1981). Das aufgelockerte Material kann nunmehr durch fluviale oder äolische Prozesse abgetragen, verlagert und teilweise wieder sedimentiert werden. Unter periglazialen Bedingungen vorwiegend Abtragungsformen, in geringerem Maße auch Akkumulationsformen geschaffen. Dies geschieht in den **morphodynamischen Aktivitätsphasen** (RHODENBURG 1968), die klimatisch mit den Kaltzeiten zusammenfallen. Die Warmzeiten sind mehr oder minder durch morphologische Ruhe gekennzeichnet, die mit Wiederbewaldung und mit einer Stabilisierung des Reliefs einhergeht. Diese zyklische Abfolge von Formungsprozessen ist auf die quartäre Reliefentwicklung beschränkt. Es hat sich gezeigt, dass die hier auftretenden Formungszyklen in ihrer

Bedeutung weit hinter den Wandel der Formungsstile zurücktritt, der im Übergang Jungtertiär-Pleistozän stattgefunden hat. Es ist daher naheliegend, das BÜDELSche Konzept der **Reliefgenerationen** (BÜDEL 1979) weiterzuverfolgen.

Anhand einiger morphologischer Belege kann demonstriert werden, dass in der Reliefgeschichte des Spessarts die Tektonik nicht als zyklische, sondern als kontinuierliche Größe auftritt. Tektonische Bewegungen im Pleistozän lassen sich z.B. anhand des gestörten Schotterkörpers der Main-Niederterrasse in der ehem. **Kiesgrube Karlstein/Dettingen** nachweisen³³. Eine pleistozäne Hebung ist im Aschaffgebiet nach WEINELT (1962) durch ausgeprägte, 15-30 m hohe Tal-schultern dokumentiert, die steil zum rezenten Talboden abfallen. Die von CREDNER (1922) und SCHREPFER (1924) geäußerte Vermutung intrapleistozäner tektonischer Aktivität der **Spessartrandverwerfung** werden auch von SCHWENZER (1967b) durch die Untersuchungen der Kahlterrassen gestützt. Anhaltspunkt einer noch andauernden Bewegung im **Schlüchterner Becken** sind Feinnivellements, die im Untersuchungszeitraum 1949-1956 ein Absinken des Gebietes um 8 mm ermittelten (SCHNEIDER 1961, 1963).

4.5.1 Fluvialer Formenschatz

Hinweise auf fluivale Morphodynamik im Betrachtungsraum gibt es in Form von Terrassen, die sich im Wesentlichen auf den Vorfluter *Main* beschränken, aber auch von größeren Tributären angelegt wurden. Umfassende Untersuchungen zur Maintalentwicklung liegen von SCHREPFER (1924), WURM (1956) und insbesondere von KÖRBER (1959, 1962) vor. Entsprechende Ergänzungen wurde im Zuge der geologischen Landesaufnahme geliefert (FREUDENBERGER 1990, SCHWARZMEIER 1979, 1980, 1989, STREIT & WEINELT 1971, OKRUSCH et al. 1967). Die Untersuchungen bilden die Grundlage weiterer landeskundlicher, morphologischer oder hydrologischer Betrachtungen des Main Einzugsgebietes (MATTHESS & MURAWSKI 1978, RUTTE 1987, TROST 1990, GERLACH 1990). Die Untersuchungen von NIEMZ (1964) und SEIDENSCHWANN (1980, 1989a) erbrachten eine differenzierte Terrassengliederung der bedeutenden Maintributäre *Aschaff*, *Kahl* und *Kinzig*. KESSLER (1962) führte sedimentologische Untersuchungen an der *Mümling* durch, DIETZ (1981) bearbeitete den *Main-Tauber*-Bereich, WELTE (1931) bearbeitete die Flussgeschichte der *Fränkischen Saale*, SIEBERT (1928) .

Somit liegt heute ein recht differenziertes Bild der quartären Entwicklung des Gewässernetzes vor. Altquartäre Abfolgen sind z.T. in Talbuchten oder Umlaufbergen erhalten (Kap. 4.4.4.3), allerdings gibt es kaum Aufschlussmöglichkeiten. In der Kiesgrube südlich Klingenberg/Röllfeld kann im Übergang zum Hang des *Ober-Waldes* die Bildung einer Flußterrassenglacis beobachtet werden. Die äußert sich in einem flachgeneigten Hangfuß, der die geschichteten Sande des

33 Freundliche mndl. Mitt. J. LORENZ, Karlstein/Dettingen

Aufschüttungskomplexes im östlichen Aufschlussbereich in flachem Winkel kappt. Ob auch der anstehende Buntsandstein von dieser Fußfläche geschnitten wird, kann nicht beurteilt werden.

In den zahlreichen Kies- bzw. Sandgruben im Maintal³⁴ sind in der Regel die Schotterkörper rißzeitlichen **Mittelterrassenfolge** aufgeschlossen. Dieser Schotterkörper stellt eine zweigliedrige, eigenständige Aufschüttung dar und ist in die Sedimente der A-Terrasse eingebettet (KÖRBER 1962). Die Mittelterrassen liegen etwa 10-20 m über dem heutigen Mainniveau und stellen im Maintal ein hochwasserfreies Gelände dar, das für Siedlungen und Verkehrswege geeignet ist. Die **Niederterrasse** kann episodisch überschwemmt werden, da sie nur etwa 3-4 m über das Mainniveau reicht, das in Folge der Gewässerregulierung zusätzlich erhöht ist. Diese Terrassenniveau ist als würmzeitliche Bildung eingestuft. Die **Auenterrasse** korreliert mit dem Hochflutbett des Mains, das periodisch von Hochwässern erfüllt wird. SCHIRMER et. al (1988) haben im Obermaingebiet eine mehrmalige Terrassenabfolge festgestellt, welche mit der jüngeren Flußdynamik, z.B. der Abschnürung von Altarmen, in Verbindung steht.

Die jüngeren Terrassen werden in der Regel von einer unterschiedlich mächtigen Lage an **Auelehm** überlagert. Er geht auf die Bodenerosion im Gewässereinzugsgebiet zurück, die durch eine intensive landwirtschaftliche Nutzung ausgelöst wird. Dieses Sediment resultiert also aus der Aktivität des Menschen (Kap. 4.6).

4.5.2 Solifluidale Prozesse und Deckschichtengliederung

Während der pleistozänen Kaltzeiten wirkten im Untergrund der Talsohle kryogene Prozesse, die ein intensive mechanische Gesteinsaufbereitung hervorgerufen haben. Diesen Mechanismus hat (BÜDEL 1981: 79) als **Eisrindeneffekt** bezeichnet. Er sieht ihn als „Motor der Tiefenerosion“, der die Gewässereintiefung entscheidend begünstigt. Das hohe Wasserangebot im Bereich der Talsohle unterstützte dabei die Effektivität der Eisrinde. Fluviale Prozesse wirkten somit nicht unmittelbar erosiv, sondern nehmen lediglich aufbereitetes Material auf.

Auch an den Hängen wirken kryogene Prozesse an einer mechanischen Gesteinsaufbereitung mit. Der Auftauhorizont kommt bereits bei geringen Neigungsgraden in Bewegung und verlagert sich gravitativ talwärts. Es werden einzelne **Solifluktlagen** gebildet, die abhängig von der Beeinflussung durch äolische Komponenten in Anlehnung an SEMMEL (1964, 1968) und spätere Aktualisierung (AG Boden 2005) als **Hauptlage, Mittellage und Basislage** angesprochen werden.

³⁴ Die Kies- und Sandgruben des Untersuchungsgebietes sind aus den Topographischen Karte am Bestand der ‚Baggerseen‘ der Mainniederung abzuleiten. Der Bestand spiegelt allerdings nicht die derzeitigen Aufschlussmöglichkeiten wider, die sich z.T. durch Renaturierungsmaßnahmen und Sekundärnutzungen verschlechtert haben. Aufschlussmöglichkeiten bestehen noch in den Gruben Großkrotzenburg, Karlstein a. Main/Dettingen, Niedernberg, Großwallstadt, Kleinwallstadt a. Main, Erlenchbach a. Main, Klingenberg/Röllfeld, Großheubach, Miltenberg, Stadtprozelten/Faulbach, Freudenberg, Tiefenstein/Trennfeld, Marktheidenfeld und Lohr a. Main/Steinbach.

Sie sind Bestandteil der **quartären Deckschichten**, die flächenhaft und nahezu lückenlos den festen (oder saprolitisierten) Gesteinsuntergrund überlagern und damit verhüllen.

Die Solifluktionlagen im Untersuchungsgebiet sind meist in der Abfolge Basislage-Hauptlage festzustellen (WITTMANN 1967, SABEL 1996) und repräsentieren demzufolge nur den jungpleistozänen Abschnitt des Quartärs. Diese Ergebnisse korrelieren mit den Befunden aus anderen Mittelgebirgsregionen, z.B. dem **Bayerischen Wald** (VÖLKEL 1995). Eindeutige Differenzierungsmöglichkeiten der Deckschichten sind durch die Beimischung äolischer Komponenten gegeben. Sie führen die Alleröd-zeitlichen vulkanischen Aschen des **Laacher Maars** (FRECHEN 1959), die im Schwermineralspektrum nachweisbar sind (SABEL 1989).

Die Prozesse der Solifluktion, Solimixtion, Abluation, äolische Dynamik und Pedogenese (BOLDT & KEMPF 2002) sollen am Beispiel des **Auslieger-Inselberges Bischlings-Berg (GeoRE SS-IB-4)** demonstriert werden. Hier wurden im Zuge der forstlichen Standortbestimmung mehrere Bodeneinschläge gemacht, die untersucht werden konnten. Drei Profile in den periglaziären Lagen veranschaulichen eine Catena über verschiedene sedimentäre Ausgangsgesteine. Das **Profil Bischlingsberg I (Abb. 82)** liegt im Bereich einer Verflachung bei 332 m NN in saprolitisierten aber festen Sandsteinen des Heigenbrücker Sandsteins (suGH). Es zeigt im zentralen Profilabschnitt Bisch-I4 eine Zerrüttungszone des anstehenden Sandsteins. Die hangenden Horizonte Bisch-I3 und Bisch-I4 sind erosiv stark verkürzt. Die relativ mächtige Streuauflage im Horizont Bisch-I1 ist nahezu das einzige Dokument der postglazialen Bodenbildung.

Im **Profil Bischlingsberg II (Abb. 83)** sind im geologischen Untergrund bereits die Tonsteine des Bröckelschiefers anstehend, die in den Deckschichten allerdings nur in den basalen Lagen Bisch-II7 auftreten. Prinzipiell werden die Deckschichten vom Substrat des hangenden Sandsteins bestimmt, daneben ist eine geringe äolische Beimengung festzustellen. Das **Profil Bischlingsberg III (Abb. 84)** wird nun deutlicher vom liegenden Tonstein (Bisch-III4) bestimmt. In den obersten Horizonten sind nach wie vor sandige Substrate vorherrschend. Die Substratdifferenzierung geht nicht auf pedogene Prozesse zurück, sondern auf die Differenzierung der Deckschichtenglieder. Das Bodenprofil ist demnach als Phäno-Parabraunerde i.s. SEMMEL's (1976) anzusprechen.

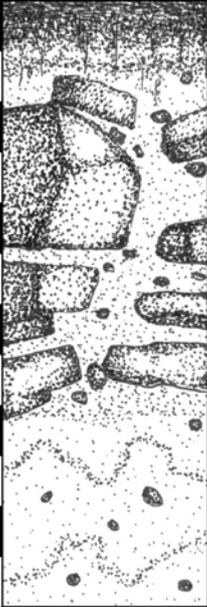
Profilaufnahme		Ort	Bischlingsberg bei Sailauf		
Profil Bischlingsberg I		Rechtswert	35 19 395		
		Hochwert	55 42 505		
		Datum	23.03.2000		
		Exposition	S		
		Abs. Höhe	332 m NN		
		Reliefposition	Riedelfläche im Kulminationsbereich		
		Vegetation	Mischwaldgesellschaften		
[cm]	Profilaufnahme	Nr.	Profilbeschreibung	Munsell	Textur
10		Bischi-11	Mächtige Streu- und Humusauflage, humoser Sand bis Feinsand		S/FS
20		Bischi-12	fahlgrauer Sand bis Feinsand	10 YR 6/1	S/FS
30		Bischi-13	bräunlicher schwach lehmiger Sand	10 YR 4/4	IS
40		Bischi-14	brauner lockerer Sand bis Feinsand, zahlreiche Sst.-Saprolit-Steine, zahlreiche Sst.-Saprolit-Blöcke, quarzitisches, fest	10 YR 5/8	S/FS
90		Bischi-15	weißfarbener Sand bis Feinsand, zahlreiche Sst.-Saprolit-Steine, wenige Sst.-Saprolit-Blöcke, zwei braune bandartige Einschlüsse eines lehmigen Sandes, kryoturbar verwürgt	10 YR 7/3	S/FS

Abb. 82: Profil Bischlingsberg I – Profilaufnahme.

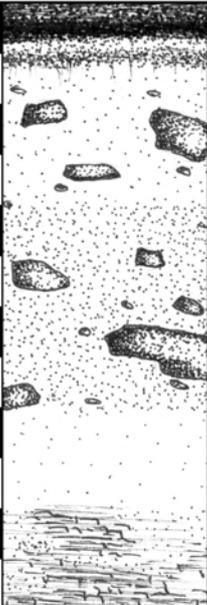
Profilaufnahme		Ort	Bischlingsberg bei Sailauf		
Profil Bischlingsberg II		Rechtswert	35 19 313		
		Hochwert	55 42 647		
		Datum	23.03.2000		
		Exposition	N		
		Abs. Höhe	305,5 m NN		
		Reliefposition	Mittelhangabschnitt		
		Vegetation	Mischwaldgesellschaften		
[cm]	Profilaufnahme	Nr.	Profilbeschreibung	Munsell	Textur
10		Bischi-II1	Streu- und Humusauflage, humoser Sand bis Feinsand		S/FS
20		Bischi-II2	fahlgrauer Sand	10 YR 6/1	IS
30		Bischi-II3	brauner lehmiger Sand, z.T. wellig	10 YR 5/6	IS
40		Bischi-II4	brauner schwach lehmiger Sand, Sst.-Saprolit-Steine, Sst.-Saprolit-Blöcke	10 YR 6/4	(I)S
50		Bischi-II5	beige-brauner schwach lehmiger Sand, Sst.-Saprolit-Steine, Sst.-Saprolit-Blöcke	10 YR 7/4	IS
80		Bischi-II6	beige- bis weißfarbener lockerer, schwach schluffiger Sand, vereinzelt Sst.-Saprolit-Steine	10 YR 6/4	uS
110		Bischi-II7	rotbrauner fester Tonstein, z.T. mit braunem Sand vermischt	10 R 4/4	sT

Abb. 83: Profil Bischlingsberg II – Profilaufnahme.

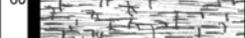
Profilaufnahme		Ort	Bischlingsberg bei Sailauf		
Profil Bischlingsberg III		Rechtswert	35 19 194		
		Hochwert	55 42 648		
		Datum	23.03.2000		
		Exposition	N		
		Abs. Höhe	283 m NN		
		Reliefposition	Konkaver Mittelhangabschnitt		
		Vegetation	Mischwaldgesellschaften		
[cm]	Profilaufnahme	Nr.	Profilbeschreibung	Munsell	Textur
0-10		Bisch-III1	geringmächtige Streu- und Humusauflage, humoser Feinsand		FS/S
10-20		Bisch-III2	brauner lehmiger Feinsand, wenige Sst-Saprolit-Steine	10 YR 4/4	IFS
20-30		Bisch-III3	beige-brauner lehmiger Sand, zahlreiche Sst.-Saprolit-Steine, wenige Sst.-Blöcke	10 YR 7/4	IS
30-40		Bisch-III4	Rotbrauner Tonstein, plattig bis bröckeliges Gefüge	10 R 4/4	tl
40-50					
50-60					
60-70					
70-80					
80-90					

Abb. 84: Profil Bischlingsberg III -Profilaufnahme.

Vergleichbare Befunde wurden auch im Rahmen früherer Untersuchungen an Graulehmen am *Plattenberg* bei Kleinwallstadt a. Main erbracht (JUNG 1996, 2004b). Auch hier beschränken sich die Deckschichten an den Ober- und Mittelhängen auf die Abfolge Hauptlage-Basislage. Der Graulehm im Untergrund ist das Ergebnis periglazialer Aufbereitung des anstehenden Sandstein-Saprolits. Dieses tonreiche Ausgangssubstrat bildet die Grundlage für redoxymorphe Prozesse insbesondere in Plateaulagen und die Entwicklung eines Pseudogleys. Mit zunehmender Löß-beimischung in Oberhanglage entwickelten sich auch hier Phäno-Parabraunerden (JUNG 1996, 2004b).

Für eine Bewertung solifluidaler Prozesse können basaltführende Solifluktionslagen wertvolle Hinweise liefern. Bereits BÜCKING (1892) und SEYFRIED et al. (1913) berücksichtigten die solifluidale Einarbeitung von Basaltkomponenten. Sie kartierten eine „Basalt - Beschüttung“ und daneben „Basaltgerölle über verschiedenen Schichten“ im Bereich kegelförmiger Basaltauftragungen im Nordspessart und in der Südrhön. Der Begriff: „Basaltgerölle“ suggeriert fälschlicherweise einen fluvialen Transport (vgl. OEHM 1994). Es handelt sich um bergfrische Kerne, die aus der Kernsteinverwitterung freigesetzt wurden. Die Basalte besitzen eine wichtige Markerfunktion, da sie Rückschlüsse auf die Verlagerungsdynamik zulassen. Die kartierbare Verbreitung der Basalte in den Hangschuttdecken beschränkt sich auf die nähere Umgebung des Fördergebietes und endet meist im Mittelhangbereich (vgl. MENSCHING 1957). Die Verlagerungsdynamik im Jungpleistozän ist somit vergleichsweise gering einzuschätzen.

Komplexe Hangschuttdecken sind im nördlichen Bereich der **Sandsteinstufe** vertreten, die den anstehenden Zechsteins z.T. völlig verhüllen. Ein differenzierter Deckschichtenaufbau liegt auch

am Westhang des *Hahnenkamms* im Übergang zum Senkungsgebiet der **Hanau-Seligenstädter Senke** vor. Hier kann aufgrund der ungünstigen Aufschlussverhältnisse keine vollständige Stratigraphie der solifluidalen Lagen angegeben werden, allerdings bietet der Aufschluss der **Ziegeleigrube Alzenau** im Verzahnungsbereich mit Lössen Anhaltspunkte der jungpleistozänen Gliederung (JUVIGNÉ & SEIDENSCHWANN 1989). Ein komplexer Deckschichtenaufbau wurde im **Südwest-Spessart** durch eine Bohrreihe erschlossen (JUNG 1996).

Hangrutschungen stellen ebenfalls gravitative Verlagerungsprozesse dar, die auch im Pleistozän morphodynamisch wirksam waren. EHRENBERG & HICKETHIER (1971) sowie PRINZ (1978b) beschreiben zahlreiche Rutschungen im Schlüchterner Gebiet. Hier sind meist Schollen des Muschelkalks über den liegenden Röttonen abgekippt bzw. abgerutscht. Über den Tonsteinen der Bröckelschiefer sind Hangrutschungen bisher nicht bekannt geworden. Es kam an der Sandsteinstufe zu keinen Rutschungen, die wie im östlichen Unterfranken Einfluss auf die Stufengestaltung gehabt hätten (GLASER & SPONHOLZ 1993).

4.5.3 Äolische Akkumulationen

In der **Untermaineben** gibt es Flugsandfelder, die eine äolische Umlagerungsdynamik im ausgehenden Pleistozän anzeigen. Die Gebiete mit Flugsandakkumulationen liegen in der Umgebung von Stockstadt (STREIT & WEINELT 1971), in der Umgebung von Alzenau i. Ufr. (OKRUSCH et al. 1967) und am nördlichen Spessartrand in der Umgebung des **Rodenbacher Hügellandes** (BÜCKING 1891a, b). Der teils mächtige Flugsand wird bzw. wurde in einigen Sandgruben wirtschaftlich genutzt. Die Flugsandfelder sind morphologisch an Strichdünen erkennbar, stellenweise gibt es auch „Ansätze zu Parabeldünen“ (STREIT & WEINELT 1971: 178). Bei Untersuchungen an den Bänderflugsanden des Alzenauer Dünenfeldes konnten wellige, keilförmige und tropfenartige Strukturen in den Sanden erschlossen werden. Es wurde nachgewiesen, dass primäre Prozesse für die Fe-Bänderung verantwortlich sind. Sie gehen offensichtlich auf eine In-situ-Verwitterung zurück. Die tropfenförmigen Strukturen gehen nicht auf Kryoturbation zurück, sondern wurden durch Fe-Ausfällungen an Pflanzenwurzeln erzeugt (KOWALCZYK & WINTER 1973).

Pleistozäne Löss sind in mächtigeren Abfolgen im **Vorderen Spessart**, im **Großwallstadt-Obernburger Graben** und im **Schlüchterner Becken** verbreitet. Kleinere Vorkommen sind im Sandsteinspessart eingestreut. An der *Pollershöhe* bei Dammbach konnten bei aktuellen Untersuchungen flächige, bisher nicht bekannte Löß- bzw. Sandlößakkumulationen nachgewiesen werden. Die lokalen Ablagerungen zeigen, dass teils flächige Lößakkumulationen im Spessart verbreitet waren. Sie wurden vielerorts wieder abgetragen, da die Flächen durch die intensive landwirtschaftliche Nutzung destabilisiert wurden. Die korrelierten Sedimente liegen teils als

mächtige Auelehmablagerungen in der Talsohle und führen dort zur Nivellierung der pleistozänen Formen (Kap. 4.6).

Die z.T. mächtigen Lößablagerungen des **Vorderen Spessarts** können vor allem durch verschiedene Naßböden stratigraphisch gegliedert werden (vgl. SEMMEL 1969). In einem Straßenanschnitt östlich von Alzenau i. Ufr. wurde ein Lößprofil erschlossen, das entsprechend gegliedert werden kann (SEIDENSCHWANN 1989a). Hier beginnt die äolische Sedimentation mit einem Riß-zeitlichen Löß, der von verschiedenen Naßböden (**Bruchköbler Naßböden**, Jungwürm-Naßböden) Reste eines Interglazialbodens und der **Mosbacher Humuszone** differenziert ist. Die äolische Sedimente lagern auf den Terrassenschottern der Tk5-Terrasse nach SEIDENSCHWANN (1989a).

In der **Ziegeleigrube Hösbach** wurde ein Lößprofil bearbeitet, das ebenfalls eine differenzierte Stratigraphie aufweist (SCHIRMER 1967). An der Abbausohle ist der Gesteinszersatz in Form von rotem Verwitterungslehm aufgeschlossen. Es bestätigt sich in diesem Profil die Vermutung, dass die Lößakkumulation im Vorderen Spessart auf Verwitterungslehmen gefördert wird. Über den jungtertiären Lehmen folgt im Profil ein altquartärer Sedimentkomplex, in dem auch Sande und Kiese vorkommen. Im Mittel- und Jungpleistozän wurden Löss abgelagert, die durch interglaziale Bodenbildungen und daneben von Fließerden differenzierte sind.

4.5.4 Zusammenfassung

Die pleistozäne Morphodynamik hat zur weiteren Reliefdifferenzierung in der Mittelgebirgslandschaft beigetragen. Vorwiegend mechanische Prozesse arbeiteten die vererbten Formen der tropiden Phase weiter auf. Dies führte im Wesentlichen zur weiteren Akzentuierung des präquarären Ausgangsreliefs.

Während der pleistozänen Kaltzeiten wurde der Gesteinsuntergrund durch kryogene Prozesse sukzessive mechanisch aufbereitet. Dadurch wurde Lockermaterial bereitgestellt, das durch fluviale oder äolische Prozesse verlagert werden konnte. Fluviale Ablagerungen sind insbesondere im Maintal (KÖRBER 1962), aber auch an den größeren Maintributären erhalten (KESSLER 1962, NIEMZ 1964, SEIDENSCHWANN 1980). Die **Mittelterrasse** und die **Niederterrasse** gehören zum mittel- bis jungpleistozänen Formenschatz. Die Aueterrassen entstanden erst im Holozän (SCHIRMER et al. 1988). Die Überlagerung mit Auelehm geht auf die Bodenerosion im Einzugsgebiet zurück.

Die solifluidale Dynamik der pleistozänen Kaltzeiten hat an der Hanggestaltung mitgewirkt. Durch solifluidale Prozesse und die unterschiedliche Einmischung äolischer Komponenten entstanden periglaziäre Lagen, die im Untersuchungsgebiet meist nur durch die Hauptlage und die

Basislage repräsentiert sind. Die Prozesse der Solifluktion, Solimixtion, Abluation und Pedogenese können an drei verschiedenen Profilen am *Bischlings-Berg* bei Sailauf demonstriert werden. (**Profil Bischlingsberg I, II, III**). In weiten Bereichen des Untersuchungsgebietes scheinen sich die quartären kryogenen Prozesse, die in den Solifluktionsschichten dokumentiert sind, zeitlich auf das Jungpleistozän zu beschränken. Komplexe, größtenteils nicht untersuchbare Deckschichten sind nur in wenigen Lagen erhalten, so z.B. am Westhang des *Hahnenkamms*.

Die äolische Dynamik ist in der **Untermainebene** anhand von Flugsandablagerungen dokumentiert, die z.T. als mächtige Binnendünen vorliegen. Lößakkumulationen sind dominant im **Vorderen Spessart**, im **Großwallstadt-Obernburger Graben** und im **Schlüchterner Becken** verbreitet. Eine stratigraphische Gliederung der Lößablagerungen wurde z.B. aus der **Ziegeleigrube Alzenau** (SEIDENSCHWANN 1989a) und der **Ziegeleigrube Hösbach** (SCHIRMER 1967) vorgelegt. Meist ist der Löß im zentralen Sandsteinspessart nur noch als Beimischung in den oberen Deckschichtengliedern erhalten. An der *Pollershöhe* bei Dammbach gibt es flächige Löß- bzw. Sandlößakkumulationen, die bisher nicht bekannt waren.

4.6 Holozäne Reliefnivellierung

Die Beeinflussung des Reliefs in der Nacheiszeit geschieht vordergründig durch den Menschen und seine Tätigkeit zur Nutzung des natürlichen Landschaftspotenzials. Direkte Eingriffe in die Landschaft und unmittelbare Formung der Oberfläche sind heute durch den Einsatz von Maschinen entsprechend intensiv. Im Zuge von Baumaßnahmen werden z.T. sehr markante Aufschüttungs- und Abtragungsformen geschaffen, die das natürliche Formeninventar deutlich modifizieren.

Zum anthropogenen Formeninventar gehören z.B. die **Wässerwiesen** in Form von Rückenwiesen oder Kanälen zur Hangbewässerung (HAHN 2001). Kanäle wurden daneben auch im Zusammenhang mit dem Bergbau angelegt, z.B. im *Lochborn* bei Biebergemünd/Bieber. Hier lieferte das Wasser die Energie für den Betrieb der sog. Kettenkünste. **Pingen, Tagebaulöcher** und **Halden** gehören ebenfalls zu den Hinterlassenschaften des Bergbaus im benannten **Bergbaugbiet Lochborn** (FREYMANN 1991).

Hohlwege oder Hohlwegbündel z.B. an der Wegscheide bei Bad Orb markieren den Verlauf der alten Handelsrouten durch den Spessart (KAMPFMANN 1988). Nahezu flächendeckend sind im Untersuchungsgebiet Platzmeiler der lokalen Köhlerei zu finden (MALKMUS 2004).

Vergleichbare Formen besitzen die urtypischen **Weingärten**. Die rundlichen, in den Hang eingegrabenen Podeste gingen der hangparallelen Terrassierung der Weinbergsanlagen voraus. Nach-

weise gibt es südlich von Miltenberg (JÄGER & SCHAPER 1961), bei Erlenbach a. Main/Schmachtenberg (KAMPFMANN 1991), in der Waldabteilung *Wingertsberg* in Mespelbrunn und Wingertshecke bei Heimbuchenthal (DENZER 1996). Entsprechende Podeste am südexponierten Oberhang der *Pollershöhe* bei Dammbach/Wintersbach müssen dieser Aufzählung nach ersten Untersuchungen hinzugefügt werden³⁵.

Auf Ackerbauflächen können hangparallele **Acker- oder Feldraine** die ursprünglichen Nutzungseinheiten, evtl. die durch Realerbteilung entstandenen Besitzverhältnisse anzeigen. Durch die Arrondierung der Flur und durch die großflächige, mechanisierte Bewirtschaftung können diese Strukturelemente auch wieder überprägt sein. Eine umfassende Zusammenstellung des antropogenen Formenschatzes, beschrieben als Relikte und persistente Elemente der Kulturlandschaft am Beispiel des südwestlichen Spessarts, ist der Arbeit von DENZER (1996) zu entnehmen.

Neben den Formen, die durch aktive menschliche Tätigkeit geschaffen wurden, gibt es quasinatürliche Formung (BREMER 1989), die durch die menschliche Tätigkeit ausgelöst, letztlich aber auf natürlichen Prozessen beruhen. Durch die ackerbauliche Tätigkeit des Menschen werden Landschaftsausschnitte dadurch destabilisiert, dass die schützende Vegetationsdecke entfernt wird. Dadurch werden Bodenverlagerungsprozesse ermöglicht und schließlich von erosiven Niederschlägen ausgelöst. In Anlehnung an RICHTER (1965) und BORK (1983) wird von **Bodenerosion** gesprochen, die insbesondere in der Mittelgebirgslandschaft zu beachtlicher Materialverlagerung führte und auch rezent führt (HAHN 1992).

Die holozäne Erhöhung der Talfüllungen konnte exemplarisch an der *Aschaff* bei Bessenbach/Unterbessenbach nachgewiesen werden. Im Rahmen von Kanalarbeiten waren kurzfristig die Talbodensedimente auf eine Tiefe von 3 m erschlossen. Die schluffreichen Sedimente sind die korrelierten Ablagerungen der Lößakkumulationen im Einzugsgebiet des *Bessenbachs*. Etwa 2 m unter Flur konnte in einem anmoorigen Horizont ein etwa 1,50 m langes Eichenholz geborgen werden, das randlich Bearbeitungsspuren aufwies. Dendrochronologische Untersuchungen waren dennoch erfolgreich und konnten ein Fälldatum von 1325 n.Chr. ermitteln³⁶. Die Eiche lagert demnach mindestens seit dem Spätmittelalter unter kolluvialen Sedimenten und wird damit zu einem wichtigen zeitlichen Marker sedimentärer Prozesse im Holozän.

35 Im Rahmen einer Exkursion mit Dr. V. DENZER/Geogr. Inst. Univ. Frankfurt, Dr. G. KAMPFMANN/Aschaffenburg, Dr. G. HIMMELSBACH/Aschaffenburg, H. FÖRSTER/Geogr. Inst. Univ. Frankfurt, J. JUNG/Forschungsinst. Senckenberg Biebergemünd/Bieber u.a. wurden entsprechende Voruntersuchungen unternommen.

36 Für die dendrochronologischen Untersuchungen danke ich herzlich T. WESTPHAL, Seminar Vor- und Frühgesch., Univ. Frankfurt a. Main.

Profilaufnahme		Ort	Kimbach - Bad König/Odw.		
Profil Kimbach IV		Rechtswert	35 05 354		
		Hochwert	55 08 924		
		Datum	03.09.1999		
		Exposition	Süd		
		Abs. Höhe	359 m NN		
		Reliefposition	Tiefenlinie		
		Vegetation	Gräser, Stauden		
[cm]	Profilaufnahme	Nr.	Profilbeschreibung	Munsell	Textur
0		KimIV0	Pflanzenreste, Humusauflage		
0-10		KimIV1	Graubraunfarbenes, sandig-schluffiges Kolluvium, Humusanteile	7,5 YR 6/2	uS
10-40		KimIV2	Ockergraues, sandig-schluffiges Kolluvium	7,5 YR 6/4	uS
40-50		KimIV3	Orangefarbener lehmiger Sand, Ziegelsteinpigmente, Oxidationsfleckung	5 YR 5/8	IS
50-60		KimIV4	Graugrüner toniger Schluff, Oxidationsfleckung, wellige Basis	10 YR 6/3	tU
60-70		KimIV5	Beigefarbener, schwach lehmiger Sand	10 YR 7/3	sS
70-80		KimIV6	Dunkelgrauer lehmiger Sand, Holzkohlestücke, Oxidationsfleckung	10 YR 5/2	IS
80-90		KimIV7	Beigefarbener, toniger Sand, gerundete Buntsandsteine	10 YR 6/4	tS
90-100		KimIV8	Wechselagerung graufarbener, stark schluffiger, Sand (Lagen 2 - 30 mm) und weiß bis beigefarbener schwach schluffiger Sand (Lagen 5 - 30 mm), Oberflächen z.T. wellig	10 YR 5/1 (Lehm) 10 YR 7/2 (Sand)	uS uS
100-120		KimIV9	Dunkelgrauer bis anthrazitfarbener lehmiger Sand, weinrote Oxidationsfleckung, Holzkohlestücke, wenige gerundete Buntsandsteine	10 YR 3/1	IS
120-150		KimIV10	Heller Sand	10 YR 7/2	sS
Bemerkungen:		Konkaver Profilquerschnitt, deshalb überhöhter Maßstab. Tatsächliche Profilhöhe 1,10 m			

Abb. 85: Profil Kimbach IV südöstlich Bad König/ Kimbach – Profilaufnahme.

Die holozäne Landschaftsdynamik der Mittelgebirgsregion kann exemplarisch am **Profil Kimbach IV** (Abb. 85) dargestellt werden. Das Profil liegt im oberen Kimbachtal bei Bad König/Kimbach im **Sandstein-Odenwald**. Bei einem außergewöhnlichen Starkregenereignis am 19. Mai 1996 entstand eine Erosionsrinne, welche die Talbodensedimente auf einer Länge von etwa 60 m bis zu 1,50 m tief freilegte (JUNG 2004a). Im mittleren Profilabschnitt kam ein schwarz-grauer Horizont zu Tage, der auf ein Brandereignis zurückgeführt wurde und evtl. mit der lokalen Köhlerrei in Zusammenhang gebracht werden kann. Der Fund von Keramikware am oberen Rand des Brandhorizontes erbrachte erste Hinweise zur zeitlichen Stellung. Die mahlhorndekorierte Ware mit einem erkennbaren Hirschmotiv ist typisch für die zweite Hälfte des 17. Jahrhunderts³⁷.

Die hangenden Ablagerungen des Brandhorizontes sind jüngerer Entstehung und resultieren aus der Hangabtragung seit der Frühen Neuzeit. Die als **Kolluvien** zu bezeichnenden Sedimente variieren in ihrer Mächtigkeit von 0,5 bis 1,20 m. Bewerksenswert ist auch der häufige Substratwech-

37 Mndl. Mitt. H. ROSMANITZ MA, Europäisches Koordinationsbüro Lohr a. Main

sel von sandig-schluffigen Lagen bis hin zu Blockschutt-ähnlichem Material (JUNG 2004: 50, Abb. 5 und 51, Abb. 6). Zur Abtragung dieser Grobsedimente wurde beachtliche Energie freigesetzt, die aus der Hangneigung und der Wassermenge aus Starkregenereignissen resultiert.

Am **Profil Kimbach IV** kann zudem eine zyklische Verlagerung von Hangsedimenten demonstriert werden. Gliederungsmöglichkeit bieten die anthrazitfarbenen Zwischenlagen, die offensichtlich aus der Umlagerung des Brandhorizontes hervorgehen. Das Profil Kimbach IV repräsentiert somit den Verzahnungsbereich von umgelagerten Sedimenten verschiedener Liefergebiete. Die Abtragsphasen könnten mit einzelnen erosiv wirksamen Niederschlägen in Verbindung gebracht werden, die eine durch menschliche Nutzung destabilisierte Landschaft antreffen.

Dies betrifft nicht nur die Ackerbauflächen selbst, sondern auch die bewaldeten Gebiete, die bis in das 20. Jahrhundert hinein als Ergänzungsflächen der Landwirtschaft dienten. Die Entnahme von **Laubstreu** als Strohersatz in den Stallungen oder für die Mineraldüngerproduktion durch **Laubäschern** unterbrach den natürlichen Nährstoffkreislauf und führte zu einer Verarmung der Böden. Daneben waren die **Waldweide** oder das Mähen der Gräser im Unterwuchs übliche Nutzungsmethoden im Waldbereich. Die Maßnahmen hatten zur Folge, dass große Waldflächen devastiert und die Böden schließlich degradierten (KAMPFMANN, G. in KAMPFMANN & KRIMM 1988).

Pedologische Untersuchungen im Umfeld von Wüstungsstandorten im **nördlichen Spessart** kamen zu dem Ergebnis, dass historische Bodenverlagerung zu erheblicher Verschlechterung der standörtlichen Bedingungen führte. Im Zusammenhang mit Kriegen und Epidemien, z.B. im Spätmittelalter in Folge des Dreißigjährigen Krieges oder von Pestepidemien, kam es häufig zur Aufgabe und zum Wüstfallen von Siedlungs- und Wirtschaftsflächen. Die **Wüstung Hergersfeld**, die exemplarisch für die zahlreichen nachgewiesenen Wüstungsstandorte im Nordspessart erwähnt werden soll, ist ein Beispiel hierfür. Im Umfeld der ehemaligen Dorfstelle gibt es heute noch Ackerraine unter Wald, welche die ehemalige landwirtschaftliche Nutzfläche markieren. Die kolluvialen Sedimente am heute bewaldeten Unterhang entsprechen dem spätmittelalterlichen Oberbodenmaterial der Ackerflächen (SKORUPINSKI 1993).

Abtragungsvorgänge an den Hängen und Sedimentationsprozesse in den Tallagen führen zu einer Nivellierung der Landschaft. Das nacheiszeitliche Relief war dementsprechend durch geringfügig akzentuiertere Formen gekennzeichnet, die infolge der Bodenerosion zusehends verwischt wurden. GOLAN et al. (2003) konnte dies mit GIS-gestützten Modellen für Südböhmen demonstrieren. Die Befunde aus dem Untersuchungsgebiet korrelieren mit diesen Ergebnissen.

An wenigen Beispielen aus dem Untersuchungsgebiet kann demonstriert werden, dass nach dem Ende der letzten Eiszeit noch eine beachtliche Oberflächenformung stattfand. Sie steht in der Regel im Zusammenhang mit der anthropogenen Tätigkeit, dadurch dass aktiv Formen geschaffen werden bzw. natürliche Formung ermöglicht wird. Die nacheiszeitliche Stabilität unter geschlossener Vegetationsdecke wird somit von Phasen menschlicher Teilaktivität abgelöst (ROHDENBURG 1968, 1971).

Seit der Sesshaftwerdung und der Umstellung auf Ackerbau im Neolithikum beeinflusst der Mensch morphogenetische Prozesse und wird damit zu einer Einflussgröße der Reliefgestaltung (BORK et al. 1998). In der Mittelgebirgslandschaft geschieht dies mit weit größerer Intensität, als dies gewöhnlich angenommen wird. Dies betrifft nicht nur die pedogenen und klimatischen Gunsträume, wie z.B. die Randlagen des Spessarts. Diese Räume waren seit dem Neolithikum eher kontinuierlich besiedelt. Auch der Hochspessart blickt auf eine lebhaft Besiedlungsgeschichte zurück. Im vordergründig sterilen und wenig fruchtbaren Sandstein-Gebiet gibt es ebenfalls zahlreiche Dolumente aus der vorgeschichtlichen Zeit - Steinbeile wurden bei Damm bach gefunden, jungsteinzeitlichen Siedlungsplätze im Joßgrund (MENDE 1971) und ein bronzezeitliches Tüllenbeil in Flörsbachtal/Lohrhaupten.

Die Meinung, dass der Spessart auch in den zentralen Hochlagen eine nahezu unbeeinflusste Naturlandschaft sei, muss dementsprechend revidiert werden. Der Spessart ist eine Kulturlandschaft, die entgegen herkömmlicher Meinungen auf eine abwechslungsreiche (Besiedlungs-) Geschichte zurückblicken kann und mindestens 6000 Jahre zurückreicht (HIMMELSBACH 2002, ERMISCHER 2002, HIMMELSBACH & ERMISCHER 2002). Der Mensch avanciert seit dieser Zeit zu einem ubiquitären Faktor der Landschafts- und damit der Reliefgestaltung - auch im Spessart.

5 ZUAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE

– VOM SKULPTURRELIEF ZUM STRUKTURELIEF

Das heutige Relief des Spessarts und der angrenzenden Mittelgebirgsregionen ist das Ergebnis eines komplexen Wirkungsgefüges, das von klimatischen wie auch strukturellen Faktoren beeinflusst wird. Über einen langen Bildungszeitraum wurden die Formungsprozesse von tropoiden Bedingungen geprägt (BÜDEL 1957b, BORGER et al. 1993), die im Zuge des neogenen Klimawandels sukzessive von strukturellen Einflussgrößen abgelöst wurden (BOLDT 2001). Dieser Wandel im **klimatisch-strukturellen Wirkungsgefüge** deutet sich im Untersuchungsgebiet schon im Oligozän an, eindeutig ist er für das Untermiozän belegt. Durch die Nähe zum **Oberrhaingraben** wird die tropoide Reliefgestaltung im Spessart deutlicher und auch früher von tektonischen Aktivitäten beeinflusst, als dies in peripheren Mittelgebirgslagen der Fall ist. Das Spessartrelief des frühen Jungtertiärs war bereits deutlich in einzelne **Rumpftreppen** differenziert, während andernorts aufgrund der anhaltend tropoiden Bedingungen noch undifferenzierte **Rumpfflächen** gebildet wurden.

Diese Erkenntnis basiert zunächst auf einer ausführlichen Naturraumanalyse (Kap. 2). Unter Berücksichtigung des klimatischen Werdegangs und der vorherrschenden Formungsprozesse (Kap. 3) können die geomorphologischen 'Puzzleteile' zusammengefügt und in einen chronologischen Zusammenhang gestellt werden (Kap. 4).

Ein wichtiges Hilfsmittel stellt das **Geographische Informationssystem (GIS)** dar. Es bietet die Möglichkeit, den Naturraum Spessart systematisch zu erfassen und den möglichen Zusammenhang von Relief und reliefbildenden Faktoren herauszuarbeiten. Die einzelnen Parameter können mit dem GIS isoliert dargestellt werden und erleichtern somit die visuelle Analyse, z.B. anhand der erstellten Karten. Höhengleichungen und Gewässernetz gehören zu den (GIS-)Themen, die z.B. in der Topographischen Karte von anderen Informationen überlagert und nicht zufriedenstellend ausgewertet werden können.

Im Rahmen der GIS-gestützten **Kartierung von Verebnungen** wurden Flachformen im Untersuchungsgebiet systematisch und flächendeckend erfasst. Für den Spessart wurden insgesamt 1845 Verebnungen nachgewiesen, die nach Höhenlage, Größe und Form differenziert ausgewertet werden konnten. Sie wurden als Reste von Rumpfflächenniveaus erkannt, die nur zu einem geringen Anteil unmittelbar mit der geologischen Struktur in Verbindung gebracht und als Schichtflächen bezeichnet werden können. In der Regel kappen die Verebnungen Schichtgrenzen und Verwerfungen, ohne dass dies morphologisch erkennbar ist.

Es hat sich gezeigt, dass geeignete Bezugsniveaus zu Grunde gelegt werden müssen. Die Gliederung der **Naturräumlichen Einheiten (NRE)**, die für eine erste räumliche Differenzierung des Spessart herangezogen wurde, erwies sich als ungeeignet. Auf Grundlage der Hangneigung und der Höhenlagen bzw. deren Kombination konnten Einheiten definiert werden, die der morphologischen Ausrichtung dieser Arbeit gerecht werden. Sie wurden als **Geomorphologische Raumeinheiten (GeoRE)** definiert. Die insgesamt 218 Objekte wurden nach 24 Formengruppen differenziert, die sich jeweils durch charakteristische Höhen- und Hangneigungsspektren auszeichnen.

Ergänzend zur GIS-gestützten Reliefanalyse wurde eine systematische Geländebegehung durchgeführt und in diesem Rahmen verschiedene Aufschlüsse bearbeitet. Tiefgründig verwitterter und gebleichter Sandstein (**Sandstein-Saprolit** i.S. von FELIX-HENNINGSSEN 1990) wurde in verschiedenen offengelassenen Steinbrüchen entlang der **Sandsteinstufe** und der **Inselberg-Auslieger** bearbeitet (**Aufschluss Klosterberg, Kuppe, Weiß-Berg, Find-Berg, Plattenberg**) oder im **Büdingen Wald (Kaolingrube Ortenberg, Bergheim, Sandgrube Bleichthalhof)**. Oligozäne und untermiozäne Sedimente wurden im **Schlüchterner Becken (Profile Bellingser Kreuz, Gundhelm, Sandgrube Hellstein)** und im **Großwallstadt-Obernburger Graben (Klingenberger und Schippacher Tone)** näher untersucht. Verwitterungsbildungen in basaltischen Gesteinen konnten im **Basaltbruch Breitenborn, Rinderbügen und Breite First** erschlossen und im Profil beschrieben werden. Kleinere Aufschlüsse in quartären Deckschichten wurden meist an Wegböschungen angelegt.

Die aufgeschlossenen Verwitterungsbildungen veranschaulichen in beeindruckender Weise die tertiäre Verwitterungsdynamik, die abhängig von den klimatischen Voraussetzungen den Gesteinsuntergrund undifferenziert chemisch aufbereitet hat. Verwitterungsrelikte sind im Untersuchungsgebiet in beachtlicher Anzahl und Ausdehnung vorhanden. Der bisherige Forschungsstand und die eigenen Kartierungen, z.B. der Verbreitung von Sandstein-Saprolit, wurden in einer Karte: „Tertiäre Verwitterung und Sedimente“ zusammengetragen (Kap. 3.1.3, **Abb. 29**). Die Informationen tragen dazu bei, einen chronologischen Zusammenhang herzustellen und eine regionale Morphogenese zu erarbeiten.

Im ausgehenden Jura, als das Gebiet unter festländischen Einfluss kam, beginnt die **geomorphologische Ära** (BÜDEL 1981) des Spessarts. In der kretazo-tertiären, tropoiden Phase wurde der Gesteinsuntergrund undifferenziert durch chemische Verwitterungsprozesse aufgearbeitet und es bildete sich ein Primärrumpf (PENCK 1924). Eine undifferenzierte Landschaft hatte nachweislich bis in das Oligozän Bestand, dann wirkte sich die Grabenbruchtektonik im Oberrheingebiet mit rheinischer Bruch- und Verwerfungstektonik sowie Deformationen im Untersuchungsgebiet

aus (**Klingenberger Tone, Schippacher Tone, Großwallstadt-Obernburger Graben**, alttertiäre Basalte, rheinisch streichende Höhenrücken als **Rheinische Achse des Spessarts, Hanau-Seligenstädter Senke**).

Die Belebung der **Spessart-Rhön-Schwelle** bewirkte eine tektonische Zerstückelung des **Schlüchterner Beckens**. In diesem Zusammenhang entstanden im Untermiozän mächtige Ablagerungen, daneben kam es, wie im angrenzenden **Vogelsberg** und der **Südrhön**, zur mehrmaligen Förderung basaltischer Magmen.

Die andauernde tektonische Hebung des Spessarts hat dazu geführt, dass die bisher undifferenzierte Flächenbildung seit dem Untermiozän nur noch räumlich eingeschränkt wirkte. Die **Sandsteinstufe** wurde dadurch herauspräpariert, dass die Flächenbildung nur im Stufenvorland aktiv war. Die Rumpffläche wurde nach und nach geologisch bis auf das Niveau des kristallinen Grundgebirges abgesenkt. Einige **Auslieger-Inselberge**, die aus saprolitisierendem Sandstein aufgebaut sind, blieben erhalten. Der *Hahnenkamm-Haidkopf*-Höhenzug geht auf einen **Erbinselberg** (BÜDEL 1986) zurück. Belege für die untermiozäne Stufenbildung enthalten die Sedimente der **Hanau-Seligenstädter Senke** (GOLWER 1967).

Im Oberpliozän vollzieht sich noch einmal ein deutlicher Wandel der Formungstendenz. Flächenbildende Prozesse klingen nun entgültig aus und es dominiert die Zertalung. Die Flächenreste werden fluvial beansprucht und von den Rändern her sukzessive aufgelöst. Durch die **Fußflächenbildung**, die Entwicklung der **Stufenrandsenke** oder durch die anhaltende **Zertalung** werden die bestehenden Formen zusehends akzentuiert. Der Trend der Reliefakzentuierung setzt sich auch im Pleistozän fort und wird neben fluvialen auch von kryogenen Prozessen gefördert. Die Entwicklungen im Maintal (**Maintaleintiefung, Talverschüttung**) hatten über die Maintributäre morphologische Auswirkungen im gesamten Spessart.

Bei kontinuierlicher Heraushebung wurde die räumlich eingeschränkte Flächenbildung fortgesetzt und im **Vorderen Spessart** die P1- und die P2-Fläche gebildet (SCHWENZER 1967a, NIEMZ 1964). Im zentralen Spessart entwickelte sich das **Intramontane Becken Baßberg-Sailhöhe**. Im Abdachungsgebiet südöstlich des zentralen Höhenzuges *Geiersberg* sind ebenfalls Flächenreste erhalten, die aus selektiver Flächentieferschaltung erklärt werden können. In diesem Gebiet kann anschaulich demonstriert werden, dass eine frühe Zertalung von Rumpfflächen einsetzte. Es entstanden Quellmulden mit dendritischen Abflussbahnen. Die fortschreitende Reliefdifferenzierung ist ins Obermiozän bis Pliozän zu stellen.

In den Tälern zeigt sich auch die menschliche Einflußnahme im Holozän. Die durch intensive Nutzung ermöglichte Bodenerosion hatte die Bildung von Kolluvien zur Folge. Dadurch kam es

zur moderaten Überprägung der quartären Formen und letztlich zur geringfügigen Reliefnivellierung.

Die morphologischen Untersuchungen im Spessart haben gezeigt, dass in der heutigen Mittelgebirgslandschaft ein beachtliches tropoides Erbe in Form von Verwitterungsbildungen und Flächenresten gibt. Sie repräsentieren den langen Zeitraum der exogen gesteuerten Formung unter tropoiden Bedingungen.

Mit der globalen Klimaverschlechterung seit dem Miozän vollzieht sich ein grundlegender Wandel der Reliefgestaltung. Der Primärrumpf wird in ein Schicht- bzw. Rumpfstufenrelief umgewandelt. Diese Landschaftsdifferenzierung geschieht durch die sukzessive räumliche Einschränkung flächenbildender Formungsprozesse auf solche Bereiche, die günstige Bedingungen boten. BOLDT (1998) hat diesen Mechanismus als **restriktive Flächenbildung** bezeichnet und eingeführt.

Am Beispiel der **Haßbergstufe** konnte aufgezeigt werden, dass dieser Umschwung der Formungstendenz mit der globalen Klimaverschlechterung weitestgehend korreliert (BOLDT 2001). Die fortschreitende Einengung der Flächenbildung ist bis in das Pliozän nachvollziehbar, das nur noch abschnittsweise günstige klimatische Voraussetzungen bot.

Im Spessart ist gleichfalls ein Wandel der Formungstendenz nachweisbar. Beide Mittelgebirgsausschnitte unterscheiden sich aber dadurch, dass in einem unterschiedlichen Zeitraum der Formungswandel einsetzt. Im Spessart lag bereits im Untermiozän eine differenzierte Landschaft vor, die in einzelne Flächenniveaus gegliedert war. Daneben war auch die Sandsteinstufe in ihren groben Zügen ausgestaltet. Die untermiozäne Rumpffläche im Stufenvorland erreichten geologisch bereits das Niveau des Kristallinen Grundgebirges.

Entscheidender Unterschied beider Gebiete sind die tektonischen Impulse, die sich im Spessart durch die räumliche Nähe zum Oberrheingebiet wesentlich früher und kräftiger auswirkten. Die Folge war eine großräumige und kontinuierliche Hebung des Gebietes. Es kommt bereits im Untermiozän zur Abkopplung vom Primärrumpf, da die tektonischen Aktivität die klimagesteuerte chemische Verwitterungsleistung übertraf. Das jungtertiäre Meer, das teilweise die **Hanau-Seligstädter Senke** erfüllte, hatte einen räumlichen Bezug zum Spessart. Das relative Absinken dieser Denudationsbasis durch das Herausheben des Gebietes hat aber klimabedingt noch tiefgründige Verwitterungsdecken entstehen lassen. Tiefgründige Verwitterungsprofile, deren Reste heute noch eindrucksvoll erhalten sind, gehören meist in die Übergangphase der Reliefgestaltung.

Offensichtlich wirkten endogene Impulse, z.B. Verbiegungstektonik oder die Erniedrigung der regionalen Erosionsbasis im klimatisch gesteuerten Wirkungsgefüge des Jungtertiärs regional modifizierend, wie auch BODLT (1997) vermutete. Die Weiterbildung von Flächen wurde dadurch unterbrochen und eine Reliefdifferenzierung entsprechend früher eingeleitet. Die geologischen Strukturen - im Spessart der Sandsteinuntergrund - werden seither sukzessive inwertgesetzt.

Ein Skulpturrelief entwickelt sich zum Strukturrelief – nur ein „*Pseudogegensatz*“ wie BUSCHE et al. (2005: 30) feststellen. Für die Mittelgebirgslandschaft der Mittelbreiten bedeutet dies in Anbetracht der paläoklimatischen Entwicklung, dass exogene zusehend von endogenen Prozessen überlagert werden. Nicht zuletzt im Spessart kann demonstriert werden, dass dies alles nur eine Frage der Zeit ist.

6. Anhang

I. Literaturverzeichnis

- ADAMOVIČ, J. et al. (2001): Geology of occurrences of ferruginous sandstones in North Bohemia: Famous localities revisited. - *Geologica Saxonica*, **46/47**: 105-123.
- AG BODEN (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. - Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe sowie Geologische Landesämter der Bundesrepublik Deutschland [Hrsg.] - Hannover, 438 S.
- AHNERT, F. (1976): Darstellung des Struktureinflusses auf die Oberflächenformen im theoretischen Modell. - *Z. Geomorph. N.F. Suppl. Bd. 24*: 11-22.
- (2003): Einführung in die Geomorphologie. - 3. Aufl., Stuttgart, 400 S.
- ANDRES, S. (2000): Ein Halbtrockenrasen auf dem Plattenberg bei Kleinwallstadt - Bestandserfassung und Entwicklung im Jahresverlauf. - unveröff. Facharbeit Hermann Staudinger-Gymn. Erlenbach, 52 S.
- ANDRES, G. & G. MATTHESS (1962): Hydrologie. - In: STREIT, R. & W. WEINELT: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 6020 Aschaffenburg - Bayerisches Geol. L.-Amt [Hrsg.], München, 217-230.
- APEL, R. (1972): Hydrologie. - In WITTMANN, O.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 6022 Rothenbuch. - Bayerisches Geol. L.-Amt [Hrsg.], München, 75-88.
- APPEL, H. [ohne Erscheinungsjahr]: Entstehung und Erforschung von Tropfsteinhöhlen. - [ohne Erscheinungsort], 63 S.
- ARRAS, P. (1990): Schacht und Hütte – Ehemalige Gruben und Bergwerke in den Großgemeinden Brensbach, Reichelsheim und im Überwald. - Fränkisch-Crumbach, 76 S..
- BACKHAUS, E. (1967a): Die vermeintlich pliozäne Schotterterrasse des Mains von Schippach im Spessart. - BACKHAUS, E. (Schriftf.): Beiträge zur Geologie des Aschaffener Raumes. Veröff. Geschichts- u. Kunstverein Aschaffenburg, **10**: 165 – 173.
- (1967b): Zur Genese des Buntsandsteins im Spessart. - *Jber. Mitt. oberrh. Geol. Ver.*, **49**: 157 – 171.
- (1968): Fazies, Stratigraphie, Paläogeographie der Solling-Folge (Oberer Buntsandstein) zwischen Odenwald – Rhön und Thüringer Wald. - *Oberrhein. geol. Abh.*, **17,1**: 1-164.
- BACKHAUS, E. & R. STOLBA (1967): Junge Bruchschollentektonik im unteren Maintal zwischen Rüdenu und Trennfurt (Obernburger Graben). - *Jber. Mitt. oberrh. Geol. Ver.*, **49**: 147 – 156.
- BACKHAUS, E. & W. WEINELT (1967): Über die geologischen Verhältnisse und die Geschichte des Bergbaues im Spessart. - BACKHAUS, E. (Schriftf.): Beiträge zur Geologie des Aschaffener Raumes. Veröff. Geschichts- u. Kunstverein Aschaffenburg, **10**: 219 – 250.
- BÄHR, R.H. (1985): Fazies und Genese des Unteren Buntsandsteins im Odenwald und in Nachbargebieten. - Unveröff. Diss. Fachber. Geowiss. und Geogr., TH Darmstadt, 186 S.

- BAKKER, J.P. (1960): Some observations in connection with recent Dutch investigations about granite weathering and slope development in different climates and climate changes. - *Z. Geomorph. N.F. Suppl.*, **1**: 69-92
- BARTZ, J. (1950): Die Schwerspatvorkommen im südlichen Odenwald. - *Notitzbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **6**, 147 S.
- BEDERKE, E. (1957): Alter und Metamorphose des kristallinen Grundgebirges im Spessart. - *Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **18**: 7-19.
- BEHLEN, S. (1823): Der Spessart. - Versuch einer Topographie dieser Waldgegend, mit besonderer Rücksicht auf Gebirgs-, Forst-, Erd- und Volkskunde. - **Erster Band**, Leipzig., 274 S.
- BERGER, I. (1970): Die Tonvorkommen um Klingenberg am Main. - Unveröff. Zulassungsarbeit Univ. Würzburg, 172 S.
- BERNHARDT et. al. (1986): Naturräume der sächsischen Bezirke. - *Sächs. Heimatbl.*, **32**, 84 S.
- BERNINGER, G. (1975): Klingenberg's dunkles Gold. - *Spessart – Monatsschrift des Spessartbundes*, **1975/9**: 10.
- BEUDANT, F. S. (1832): *Traité élémentaire de Mineralogie*. - *Spessartin*, **2**: 52-53, Paris.
- BLOOS, G. (1976): Untersuchungen über Bau und Entstehung der feinkörnigen Sandsteine des Schwarzen Jura (Hettangium und tiefstes Sinemurium) im Schwäbischen Sedimentationsbereich. - *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N.F.*, **71**: 1-269.
- BOLDT, K.-W. (1997): Entwicklung von Schichtstufenlandschaften durch restriktive Flächenbildung – das Beispiel der fränkischen Haßbergstufe und ihres westlichen Vorlandes - *Peterm. Geogr. Mitt.*, **141**: 263 – 278.
- (1998): Das Modell der restriktiven Flächenbildung – ein Ansatz zur Erfassung von Regeln der Landschaftsgenese im Bereich wechselnd widerständiger Sedimentgesteine. - *Z. Geomorph., N.F.*, **42**: 21 – 37.
- (2000): Paläoklimavariabilität und Strukturvarianz als Steuerungsfaktor der Fußflächenentwicklung im fränkischen Keuper-Lias-Bergland (Haßberge-Grabfeld, Süddeutschland). - *Die Erde*, **131**: 331 – 350.
- (2001): Känozoische Geomorphogenese im nordöstlichen Mainfranken. - *Würzburger Geogr. Arb.*, **96**, 413 S.
- BOLDT, K.-W., BUSCHE, D. & J. JUNG (2002): Verwitterung und Sedimente als Indikatoren der tertiären Landschaftsgeschichte – vergleichende Studien im Spessart und im nordöstlichen Mainfranken. - *Trierer Geogr. Arb.*, **Heft 25**, AK Geomorphologie 2000 in Trier, Beitr. der 26. Jahrestagung: 91-114.
- BOLDT, K.-W. & J. KEMPF (2002): Periglaziäre Lagen im mainfränkischen Keuperbergland – Topo- und Chronosequenzen in den südlichen Haßbergen als Resultat morphodynamischer Variabilität durch strukturelle und paläoklimatische Einflußgrößen. - *Geol. Bl. NO-Bayern*, **52**: 1 – 42.
- BORCHERT, H. (1960): Zusammenhänge zwischen Lagerstättenbildung, Magmatismus und Geotektonik. *Geol. Rdsch.*, **50**: 131-165.

- BORGER, H. (2000): Mikromorphologie und Paläoenvironment. Die Mineralverwitterung als Zeugnis der cretazisch-tertiären Umwelt in Süddeutschland. - Relief Boden Paläoklima, **15**, 243 S.
- BORGER, H. et al. (1993): Verwitterungsprozesse und deren Wandel im Zeitraum Tertiär – Quartär. - Z. Geomorph., N. F. **37 (2)**: 129-143.
- BORK, H.-P. (1983): Die holozäne Relief- und Bodenentwicklung in Lößgebieten. Beispiele aus dem südöstlichen Niedersachsen. - Catena Suppl., **3**: 1-93.
- BORK, H.-P. et al. (1998): Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa. Wirkung des Menschen auf Landschaften. - Gotha, 328 S.
- BRAITSCH, O. (1957): Beitrag zur Kenntnis der kristallinen Gesteine des südlichen Spessarts und ihre geologisch-tektonische Geschichte. - Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **18**: 21-72.
- BRANDES, T. (1913): Die niederländisch-herzynische Vergitterung oder Querkaltung und der jungpaläozoische Vulkanismus in Mitteldeutschland. - N. Jb. Min. etc., Neil. **Bd. 43**: 190-250.
- BREMER, H. (1971): Flüsse, Flächen, Stufenbildung in den feuchten Tropen – Würzburger Geogr. Arb., **35**, 194 S.
- (1989): Allgemeine Geomorphologie. Methodik – Grundvorstellungen – Ausblick auf den Landschaftshaushalt. - Berlin, Stuttgart, 450 S.
- BRINKMANN, R. (1948): Die mitteldeutsche Schwelle. - Geol. Rdsch., **36**: 56-66.
- BRUNNACKER, K. (1956): Würmzeitlicher Löß und fossile Böden in Mainfranken. – Geol. Bavarica, **25**: 27 – 43.
- BRUNOTTE, E. (1978): Zur quartären Formung von Schichtkämmen und Fußflächen im Bereich des Markoldendorfer Beckens und seiner Umrahmung. - Göttinger Geogr. Abh., **72**. 138 S.
- BRUNOTTE, E. et al. (1985): Die geomorphologische Übersichtskarte 1 : 50 000 zu Blatt 4325 Nörten-Hardenberg der Geol. Karte von Niedersachsen 1 : 25 000. - Z. dt. Geol. Ges., **136**: 277-285.
- BÜCKING, H. (1878): Die geognostischen Verhältnisse des Büdinger Waldes und dessen nächster Umgebung, mit besonderer Berücksichtigung der tertiären Eruptivgesteine. - Ber. Oberhess. Natur- u. Heilkde., **17**: 49-91.
- (1891a): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, Blatt Langenselbold. - Lfg. **49**, Berlin, 31 S.
- (1891b): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, Blatt Bieber. – Hess. L.-Amt Bodenforsch. [Hrsg.] (1996a): Behelfsausgabe der Geol. Karte Hessen 1:25 000, Faksimilierter Nachdruck, Blatt 5821 Bieber, 55 S.
- (1891c): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, Blatt Langenselbold. – Hess. L.-Amt Bodenforsch. [Hrsg.] (1996b): Behelfsausgabe der Geol. Karte Hessen 1:25 000, Faksimilierter Nachdruck, Blatt 5820 Langenselbold, 42 S.
- (1891d): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten; Blatt Lohrhaupten. – Hess. L.-Amt Bodenforsch. [Hrsg.] (1994): Behelfsausgabe der Geol. Karte Hessen 1:25 000, Faksimilierter Nachdruck, Blatt 5822 Wiesen, 30 S.
- (1892): Der nordwestliche Spessart. - Abh. Preuß. Geol. L.-Anst., N.F. **12**, Berlin, 274 S.

- BÜDEL, B. (1999): Ecology and diversity of rock-inhabiting cyanobacteria in tropical regions. - Eur. J. Phycol. **34**: 361-370.
- BÜDEL, B. et al. (1991): *Synechococcus elongatus* – cryptoendolithic growth within bleached sandstone from creeks in the midland area Spessart (Germany). - Algological studies, **64**: 357-360.
- — (1994): Cyanobacteria of Rocks and Soils of the Orinoco Lowlands and the Guayana Uplands, Venezuela. - Bot. Acta, **107**: 422-431.
- BÜDEL, J. (1957a): Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. - Würzburger Geogr. Arb., **4/5**, Beiträge zur Geographie Frankens. Festschrift zum 31. Geographentag in Würzburg: 5-46.
- (1957b): Die "doppelten Einebnungsflächen" in den feuchten Tropen. - Z. Geomorph. N.F., **1**: 201–228.
- (1979): Reliefgenerationen und Klimageschichte in Mitteleuropa. - Z. Geomorph. N.F., **33**: 1-15.
- (1981): Klima-Geomorphologie. - 2. veränd. Aufl., Berlin, 304 S.
- (1986): Tropische Relieftypen Süd-Indiens. - Relief, Boden Paläoklima, **4**: 1–84. (Aus dem Nachlass bearbeitet und herausgegeben von D. BUSCHE).
- BUCHARDT, B. (1978): Oxygen isotope palaeotemperatures from the Tertiary period in the North Sea area. - Nature, **275**: 121-123.
- BUSCHE, D. (1973): Die Entstehung von Pedimenten und ihre Überformung, untersucht an Beispielen aus dem Tibesti-Gebirge, République du Tchad. - Berliner Geogr. Abh., **18**, 110 S.
- BUSCHE, D. & B. SPOBHOLZ (1988): Karsterscheinungen in nichtkarbonatischen Gesteinen der Republik Niger. - Würzburger Geogr. Arb., **69**: 9-43.
- BUSCHE, D. et al. (1989): Field Trip C5. The Franconian Main River Valley and Scarpland Region. - In: SEUFFERT, O. [editor]: Manual of field trips in and around Germany. 2nd Internat. Conference on Geomorphology, - Geoök-Forum, **1**: 143-179.
- — (2005): Landschaftsformen der Erde. - Bildatlas der Geomorphologie. - Darmstadt, 360 S.
- CANCIN, F. L. (1787): Geschichte und schematische Beschreibung der in der Grafschaft Hanau Münzenberg, in dem Amte Bieber und anderen Aemtern dieser Grafschaft, auch den dieser Grafschaft benachbarten Ländern gelegenen Bergwerke. - Leipzig, Reprint (1979), Bad Orb, 190 S.
- CARLÉ, W. (1955): Bau und Entwicklung der Südwestdeutschen Großscholle. - Geol. Jb. Beih., **16**, 272 S.
- CRAMER, P. & W. WEINELT (1978): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 5922 Frammersbach. - Bayerisches Geol. L.-Amt [Hrsg.], München, 137 S.
- CREDNER, W (1922): Grundzüge der vergleichenden Morphologie der kristallinen Gebiete von Spessart und Odenwald. - Verh. naturhist. med. Ver. Heidelberg, **N.F. 15**: 71-94.
- CROWLEY, T.J. & G.R. NORTH (1991): Palaeoclimatology. - Oxford Monographs on Geology and Geophysics, **18**, 339 S.

- DAVIS, W.M. (1912): Die erklärende Beschreibung der Landformen (deutsche Übersetzung von A. RÜHL).
- Leipzig, 565 S.
- DENZER, V. (1996): Relikte und persistente Elemente einer ländlich geprägten Kulturlandschaft
mit Vorschlägen zur Erhaltung und methodisch-didaktischen Aufbereitung am Beispiel von
Waldhufensiedlungen im Südwest-Spessart. Ein Beitrag zur angewandten historischen Geographie.
- Mainzer Geogr. Stud., **43**, 287 S.
- DSK [Deutsche Stratigraphische Kommission, Hrsg.] (2002): Stratigraphische Tabelle von
Deutschland 2002.
- DIEDERICH, G. & K.-H. EHRENBERG (1977): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen
1:25 000, Blatt Nr. 5721 Gelnhausen. – Hess. L.-Amt Bodenforsch. [Hrsg.], 256 S.
- DIEDERICH, G & H. HICKETHIER (1970): Zur Tektonik des Schlüchterner Beckens und seiner
Umrahmung. - Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **98**: 187-197.
- (1971): Obere und Untere Violette Zone im Nordspessart. - Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch.,
99: 193-199.
- (1975): Der Buntsandstein am Südwestrand des Vogelsberges. - Notizbl. Hess. L.-Amt
Bodenforsch., **103**: 187-228.
- DIEDERICH, G. & M. LAEMMLEN (1964): Das obere Biebental im Nordspessart. Neugliederung des
Unteren Buntsandsteins, Exkursionsführer und geologische Karte. Mit einem Beitrag von
M. VILLWOCK. - Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **48**, 32 S.
- DIEDERICH, G. et al. (1988): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5621
Wenings. – Hess. L.-Amt Bodenforsch. [Hrsg.], 267 S.
- DIEHL, H. (1922): Das Braunkohlevorkommen bei Wächtersbach am Südrand des Vogelsberges.
- Senckenbergiana, **4**: 141-152.
- DIETZ, K.-R. (1981): Zur Reliefentwicklung im Main-Tauber-Bereich. - Rhein-Mainische
Forsch., **93**, 241 S.
- DILDEI, A. (1975): 200 Millionen Jahre alter Spessarter „Kugelsandstein“. - Spessart-Februarheft, **Nr. 2**: 7.
- DOBNER, A. (1987): Spezialton. - In: Bayer. Geol. Landesamt [Hrsg.]: Der Bergbau in Bayern. - Geol.
Bavarica, **91**: 121-134.
- DONGUS, H. (2000): Die Oberflächenformen Südwestdeutschlands. Geomorphologische Erläuterungen
zu Topographischen und Geologischen Übersichtskarten. - Berlin, Stuttgart, 189 S.
- DREVERMANN, F. (1914): Die Steinauer Höhle. - Ber. senckenb. naturforsch. Ges., **1914**: 200-214.
- EHRENBERG, K.-H. & H. HICKETHIER (1971): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen
1:25 000, Blatt Nr. 5623 Schlüchtern. – Hess. L.-Amt Bodenforsch. [Hrsg.], Wiesbaden.
- (1978): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5620
Ortenberg. – Hess. L.-Amt Bodenforsch. [Hrsg.], Wiesbaden, 351 S.
- (1982): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5622
Steinau a. d. Str. – Hess. L.-Amt Bodenforsch. [Hrsg.], Wiesbaden, 199 S.

- ERB, L. (1928): Erläuterungen zur Geologischen Specialkarte von Baden zu Blatt Nassig (Nr. 2) und Blatt Wertheim (Nr. 3). – Geol. L.-Amt Baden-Württ. [Hrsg.] (1985): Geol. Karte 1:25 000 Baden-Württ., Erläuterungen zu Blatt 6222 Stadtprozelten und 6223 Wertheim [Unveränderter Nachdruck], 46 S.
- ERMISCHER, G. (2002): Spessart goes Europe: the historic landscape characterisation of a german upland region. - In: FAIRCLOUGH, G. & S. RIPPON [Editors]: Europe's Cultural Landscape: archaeologists and the management of change, Brussels, 161-168.
- FAHLBUSCH, K. (1985): Zur geologischen Entstehungsgeschichte des Felsenmeeres. - Landesamt f. Denkmalpflege Hessen, Abt. f. Vor- u. Frühgeschichte [Hrsg.]: Der Felsberg im Odenwald. - Führer zur hessischen Vor- und Frühgeschichte, **Bd. 3**: 23-30.
- FELIX-HENNINGSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge. - Relief, Boden, Paläoklima, **6**, 192 S.
- FELDER, M. & F.-J. HARMS (2004): Lithologie und genetische Interpretation der vulkano-sedimentären Ablagerung aus der Grube Messel anhand der Forschungsbohrung Messel 2001 und weiterer Bohrungen. - HABERSETZER, J. & S. SCHAAL [Hrsg.]: CFS – Courier Forschungsinst. Senckenberg, **252**: 151-206.
- FISCHER, F. (1998): Die Schichtstufenlandschaft als strukturbedingter und klimabeeinflusster Formenkomplex. - Selbstverl., Blieskastel, 120 S.
- FLIEDNER, D. (1957): Geomorphologische Untersuchungen im nördlichen Odenwald. - Bundesanst. Landeskd. Raumforsch, Bad Godesberg, 115 S.
- FRANKE, H. (1992): Tonbergbau in Klingenberg. - Stadt Klingenberg am Main [Hrsg.]: 250 Jahre Tonbergwerk Klingenberg am Main. Klingenberg am Main, 5-16.
- FRANTZ, E. (1990): Untersuchungen zum Verwitterungsverhalten von Sandsteinen des Mittleren und des Oberen Buntsandsteins - In: Berichte - Reports, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel, **37**, 176 S.
- FRANZEN, J.L. (1988): Europa im Eozän - Messel in Zeit und Raum.– In: SCHAAL, S. & ZIEGLER, W. (Eds.): Messel - Ein Schaufenster in die Geschichte der Erde und des Lebens. – Frankfurt a. M, 11-15.
- FRECHEN, J. (1959): Die Tuffe des Laacher Vulkangebietes als quartärgeologische Leitgesteine und Zeitmarken. - Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **4**: 363 - 370.
- FREUDENBERGER, W. (1990): Geologische Karte 1:25 000 von Baden-Württemberg, Erläuterungen zu Blatt 6223 Wertheim. – Geol. L.-Amt Baden-Württ. [Hrsg.], Stuttgart, 147 S.
- (1996): Perm. - Bayerisches Geol. L.-Amt München [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000. - 4. Aufl., München, 55-64.
- FREYMAN, K. (1991): Metallerzbergbau im Spessart. Ein Beitrag zur Montangeschichte des Spessarts. - Veröff. Gesch.- u. Kunstver. Aschaffenburg, **33**, 413 S.
- FRIED, G. (1984): Gestein, Relief und Boden im Buntsandstein-Odenwald. - Frankfurter geowiss. Arb., **Serie D 4**, 201 S.
- FRITSCH, P. (1996): Wassergewinnung im Spessart – Natürliche Grundlagen und aktuelle Probleme. - In: MOLLENHAUER, D. [Hrsg.]: Wissenschaftliche Landeskunde und Landnutzung im Spessart, Bestandsaufnahme und Perspektiven. - Courier Forsch.-Inst. Senckenberg, **194**: 41-46.

- FÜCHTBAUER, H. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine. - Sediment-Petrologie Teil II.
- Stuttgart, 1141 S.
- FUGMANN, L. (1988): Zur Geomorphologie der Frankenhöhe und ihres Vorlandes, mit einer geomorphologischen Karte 1:25 000, Blatt 6527 Burgbernheim. - Würzburger Geogr. Arb., [im Druck].
- GANGEL, L. (1977): Luftbildgeologische Untersuchungen im nördlichen Buntsandstein-Odenwald.
- Geol. Jb. Hessen, **105**: 155-167.
- GALLITZIN, P. D. de (1796): Traité de Mineralogie. - Nouvelle Edition, Helmstadt, 344 - 345.
- GEHLEN, K. v. et al. (1962): S-Isotopen-Verhältnisse in Baryt und Sulfiden aus hydrothermalen Gängen im Schwarzwald und jüngeren Barytgängen in Süddeutschland und ihre genetische Bedeutung.
- Geochimica und Cosmochimica acta, **26**: 1189-1207.
- GENTH, FA. (1848): Mitteilungen an Prof. BRONN gerichtet. - N. Jb. Mineral. Geogn. Geol., **1848**: 188-199,
- GERMAN, R. (1963): Taldichte und Flußdichte in Südwestdeutschland – ein Beitrag zur klimabedingten Oberflächenformung. - Bericht dt. Landeskd., **31**: 12-32.
- GERLACH, R. (1990): Flußdynamik des Mains unter dem Einfluß des Menschen seit dem Spätmittelalter. - Forsch. dt. Landeskd., **234**, 245 S.
- GERSTENHAUER, A. (1954): Der nördliche Spessart. - Ein Beitrag zur Frage der kulturlandschaftlichen Gliederung. - Rhein-Mainische.-Forsch., **42**, 75 S.
- GEYER, G. (2002): Geologie von Unterfranken und angrenzenden Regionen. - Fränkische Landschaft, Arbeiten zur Geographie von Franken, **2**, 588 S.
- GLASER, R. & B. SPONHOLZ (1993): Erste Untersuchungen von Hangrutschungen an der Frankenhöhe.
- Würzburger Geogr. Arb., **87**: 339-354.
- GOLAN, J. et al. (2003): The Application of GIS in the Archaeology – intra and inter site analysis in Breclav - Pohansko, Czech Republic. - In: Masaryk University Brno [Editor]: Digital Earth – Information Resources for Global Sustainability, Proceedings, 246-262.
- GOLWER, A. (1967): Paläogeographie der Hanau-Seligenstädter Senke im Tertiär. - Vortrag anlässlich der 88. Jahrestagung des Oberrhein. Geol. Vereins in Aschaffenburg am 29.03.1967.
- GOLWER, A. (1968): Paläogeographie des Hanauer Beckens im Oligozän und Miozän. - Notitzbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 157 – 184.
- GREILING, L. (1953): Erläuterungen zur geologischen Kartierung des Blattes Haibach (SW-Ecke) 1 : 25 000.
- unveröff. Diplomarb., Geol. Inst. Univ. Würzburg, 84 S.
- GRUNERT, J. & G. SEIDENSCHWANN (1988): Spessart und Vorspessart. - Deutsche Quartärvereinigung, 24. Tagung in Würzburg, Führer zur Exkursion A, Hannover, 48 S.
- GÜMBEL, C.W. v. (1894): Geologie von Bayern. - **2**, Cassel, 1184 S.
- HAHN, H.-U. (1992): Die morphogenetische Wirksamkeit historischer Niederschläge : Die Besselberg-äcker und die Grünbachaue. – ein Beispiel aus dem Taubereinzugsgebiet. - Würzburger Geogr. Arb., **82**, 244 S.

- HAHN, M. (2001): Wässerwiesen im Spessart. – Traditionelle Kulturlandschaftselemente und ihre aktuelle Bedeutung. - Unveröff. Dipl.-Arb., Geogr. Inst. Univ. Würzburg, 139 S.
- HAIN, F. (1977): Das große Loch im Berg: Der Schwarzkopftunnel. - Spessart – Monatsschrift des Spessartbundes, **1977/6**: 11-13.
- HANTKE, R. (1993): Flußgeschichte Mitteleuropas . Skizzen zu einer Erd- Vegetations- und Klimageschichte der letzten 40 Millionen Jahre. Stuttgart, 460 S.
- HARDENBICKER, U. (1994): Hangrutschungen im Bonner Raum. - Arb. Rheinische Landeskd. **64**, 105 S.
- HARMS, F.-J. (1994): Fossilfundstätte "Grube Messel" in Hessen: Stand und Ausblick.– Nachr. Dt. Geol. Ges., **52**: 190-191.
- HARMS, F.-J. (1999): Ölschiefer-Tagebau "Grube Messel" bei Darmstadt (Süd-Hessen): vom industriellen Bergbau über Industriebrache zur UNESCO-Welterbestätte.– Kl. Senckenberg-R., **32**: 67-76.
- HARMS, F.-J. (2001): Eozänzeitliche Ölschiefer-Vorkommen auf dem Sprendlinger Horst (Süd-Hessen): ein Modell zu ihrer Entstehung.– Natur u. Mus., **131 (3)**: 86-94.
- HARMS, F.-J. & S. SCHAAL (1996): Grabungen, Führungen, Ausstellungen, Literatur.– In: Hessisches Ministerium Wissenschaft Kunst (Hrsg.): Fenster zur Urzeit - Weltnaturerbe Grube Messel. – Wiesbaden, 54-55.
- HARTMANN, E. (1941): Geologisches Gutachten für das Klingenberg und das Schippacher Tonvorkommen von feuerfestem Ton im Spessart. - unveröff., München.
- HARTMANN, E. (1975): Geschichte der Stadt und des Amtes Steinau a. d. Straße. Band II: Zeitraum 1543 - 1736 (Reformation bis Übergang der Grafschaft Hanau an die Landgrafschaft Hessen-Kassel). - Steinau a. d. Straße, 624 S.
- (1977): Geschichte der Stadt und des Amtes Steinau a. d. Straße. Band III: Zeitraum 1736 – 1977 (Übergang der Landgrafschaft Hessen-Kassel bis zur Jetztzeit). - Steinau a. d. Straße, 390 S.
- HAUTMANN, S. et al. (1999): K/AR and (U+Th)-He chronometry of multistage alteration and mineralisation in the Hartkoppe Rhyolith, Spessart, Germany. - Journal Conference Abstracts, **4 (1) 769**, Cambridge
- HAUTMANN, S & H.J. LIPPOLT (2000): ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of central europeans K/Mn Oxides. - Chronological framework of supegene alteration processes during the neogen. - Chemical Geology, **170**: 37-80.
- HEINE, C. (2004): Qualitätsmodell Ton Klingenberg/Main Altbergbau und Restvorräte. - Unveröff. Dipl.-Arb. Inst. Geol. der TU Bergakademie Freiberg, 187 S.
- HEINE, K. (1970): Die Bleichung der Sandsteine bei Marburg/Lahn – eine hydrothermale Bildung. - Notitzbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **98**: 198-205.
- HEMPEL, L. (1957): Studien in norddeutschen Buntsandsteinlandschaften. - Forsch. dt. Landeskd.: **112**: 1-116.
- HILDEBRAND, E. (1924): Geologie und Morphologie in der Umgebung von Wertheim a. M. - Unveröff. Diss. Univ. Freiburg i. Br., 79 S.
- HIMMELSBACH, G. (2002): Geophysikalische Prospektion und Landschaftsmanagement: Das Archäologische Spessartprojekt in der Kulturlandschaft Spessart. - Mainfränkische Studien, **69**, Beiträge zur Archäologie von Unterfranken 2002, 305-314.

- HIMMELSBACH, G. & G. ERMISCHER (2002): Werkzeuge und Strategien der Kulturlandschaftsforschung. – Das Archäologische Spessartprojekt. - Aschaffener Jahrbuch für Geschichte, Landeskunde und Kunst des Unterraingebietes, **22**: 265 – 281.
- HINTERMAIER-ERHARD, G. & W. ZECH (1997): Wörterbuch der Bodenkunde. - Stuttgart, 338 S.
- HIRSCHMANN, G. & M. OKRUSCH (1988): Spessart-Kristallin und Ruhlaer Kristallin als Bestandteil der Mitteldeutschen Kristallinzone – ein Vergleich. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **177**: 1-39.
- HOTTENROTT, M. (1987): Palynologie, Stratigraphie und Paläogeographie im Tertiär von Mittelhessen und Umgebung. - Diss. Univ. Gießen, 100 S.
- HUCK, S. (2000): Arealgeographische Aspekte der Spessartflora – unter besonderer Berücksichtigung der Gefährdung und der Lebensräume. - Unveröff. Dipl.-Arb., Geogr. Inst. Univ. Frankfurt a. Main., 139 S.
- HUCK, S. & J. JUNG (2002): Diversitätswandel kleinräumiger Landschaftsausschnitte – Zechstein-Dolomit-Standorte im Spessart. - Natur und Museum, **132**: 63 – 76.
- JÄGER, H. & J. SCHAPER (1961): Agrarische Reliktformen im Sandstein-Odenwald in ihrer Bedeutung für die Landschaftsgeschichte. - Z. Agrargesch. Agrarzool., **Jg. 9**: 169-188.
- JAHN, G. (1996): Fossile Holzreste, Früchte und Süßwasserschnecken aus dem jüngeren Tertiär von Hohenzell. - Beitr. Naturkunde Osthessen, **32**: 17 – 26.
- JERZ, H. (1993): Das Eiszeitalter in Bayern. - Erdgeschichte, Gesteine, Wasser, Boden. - Stuttgart, 223 S.
- JESSEN, O. (1938): Tertiärklima und Mittelgebirgsmorphologie. - Zeitschr. Ges. Erdkd., **1938**: 36 – 49.
- JUNG, J. (1996): Die quartäre Aufbereitung der kretazo-tertiären Verwitterungsdecke im süd-westlichen Buntsandstein-Spessart – dargestellt anhand einiger Hangprofile bei Kleinwallstadt am Main. - Unveröff. Dipl.-Arb., Geogr. Inst. Univ. Würzburg, 128 S.
- (2002): Der Spessart in Zahlen – Nachschlagewerk zum Naturraum Spessart. - unveröff. Biebergemünd/Bieber, 40 S.
- (2004a): Historische Bodenverlagerung im Umfeld eines fossilen Brandhorizontes im Sandstein-Odenwald. - Natur und Museum, **134 (2)**: 44-55.
- (2004b) Tertiärzeitliche Verwitterungsbildungen im Buntsandstein des Südwest-Spessarts und ihre eiszeitliche Aufarbeitung. - Mitt. Naturwiss. Ver. Stadt Aschaffenburg, **23**, 23 S.
- JUVIGNÉ, E. & G. SEIDENSCHWANN (1989): Das Talverschüttungsprofil von Alzenau i. Ufr. (Ziegelei-grube Zeller) – eine Typlokalität früh-mittelpleistozäner Tephren. - Jber. Wetterau. Ges. ges. Naturkunde, **140.-141. Jahrgang**: 143-172.
- KAMPFMANN, G. (1984a): Wie kamen die Nadelbäume in den Laubwald. - Draußen, **34**: 50-59.
- (1984b): Vom Umgang der Menschen mit dem Wald im Glashüttenspessart. - Glück und Glas Zur Kulturgeschichte des Spessartglases. - Veröff. Bayer. Gesch. u. Kultur, **Nr. 2/84**: 147-158.
- KAMPFMANN, G. & S. KRIMM (1988): Verkehrsgeographie und Standorttypologie der Glashütten im Spessart. - Veröff. Gesch.- u. Kunstver. Aschaffenburg: **2**: 9-110.
- KEIWANLUNEJAD, E. (1973): Tektonischer Bau und Grundwasserführung im nördlichen Hochspessart. - Diss. Univ. Frankfurt a. Main, 197 S.

- KELLER, W.O. (1996): Der Abbau des Buntsandsteins im Spessart. - In: Spessart, Bilanz einer Kulturlandschaft, Bad Orb, S. 285-290.
- KELLER, T. & S. SCHAAL (1988): Krokodile - Urtümliche Großechsen. - In: SCHAAL, S. [Hrsg.] Messel – Ein Schaufenster in die Geschichte der Erde, Frankfurt a. Main, 107-118.
- KERN, K. (1994): Grundlagen naturnaher Gewässergestaltung: geomorphologische Entwicklung von Fließgewässern. - Diss. Univ. Berlin, 256 S.
- KESSLER, A. (1962): Studien zur jüngeren Talgeschichte am Main und an der Mümling und über jüngere Formenentwicklung im hinteren Buntsandstein-Odenwald. - Bundesanst. Landeskd. Raumforsch, Bad Godesberg, 94 S.
- KIRMASOV, A.B. (2001): Rose Diagramm Tool. - <http://arcscrippts.esri.com/details.asp?dbid=11849>
- KLAUSING, O. (1967): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 151 Darmstadt. - Geographische Landesaufnahme 1:200 000. - Bad Godesberg, 61 S.
- KLEMM, G. (1893): Gletscherspuren im Spessart und östlichem Odenwald. - Notizbl. Ver. Erdkd, Folge **IV 4**. Darmstadt.
- (1895): Beiträge zur Kenntnis des krystallinen Grundgebirges im Spessart mit besonderer Berücksichtigung der genetischen Verhältnisse. - Abh. großhess. geol. L.-Anst. (II) **4**: 165-251, Darmstadt.
- (1926): Über die chemischen Verhältnisse der Gesteine des kristallinen Odenwaldes und des kristallinen Vorspessarts. - Notizbl. Ver. Erdkde. u. Geol. L.-Amt zu Darmstadt, **5. Folge, H. 8**: 115-169, Darmstadt.
- (1933): Über die Basalte und Eisenerzvorkommen des östlichen Odenwaldes. - Notizbl. Ver. Erdkd u. Hess. Geol. L.-Amt Darmstadt, **14**: 8 – 19.
- KNAUER, E. et al. (1967): Erzmineralparagenesen in Gesteinen der Mobilisationszone Aschaffenburg-Feldkahl im Spessart.- in BACKHAUS, E. (1967): Beiträge zur Geologie des Aschaffenburger Raumes.- Veröff. Gesch.- u. Kunstver. Aschaffenburg **10**: 47-70.
- KNOCH, K. (1952): Klima-Atlas von Bayern. - Deutscher Wetterdienst [Hrsg.], Bad Kissingen.
- KÖRBER, H. (1959): Zur oberpliozänen und altpleistozänen Entwicklung der östlichen Untermainebene und des Aschaffenburger Beckens. - Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**: 408 - 414.
- (1962): Die Entwicklung des Maintals. - Würzburger Geogr. Arb., **10**, 170 S.
- KOWALCZYK, G (1983): Das Rotliegende zwischen Taunus und Spessart. - Geol. Abh. Hessen, **84.**, 99 S.
- KOWALCZYK, G. & K.-P. WINTER (1973): Postsedimentäre Strukturen in Flugsanden des Alzenauer Dünenfeldes. - Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **101**: 362-372.
- KRANZ, A. (2005) Räumliche Erfassung und kulturhistorische Bewertung von Schlackenhalde im Nordspessart und deren methodisch-didaktische Aufarbeitung als Kulturweg. - Unveröff. Dipl.-Arb. Geogr. Inst. Univ. Würzburg, 126 S.
- KREUZER, H. et al. (1973): K/Ar-Datierungen an jungtertiären Basalten aus dem Vogelsberg und aus dem Raum zwischen Kassel und Göttingen. - Fortschr. Mineral., **50, Beih. 3**: 10-11.
- KÜMMERLE, E. (1974): Geologische Ergebnisse neuerer Bohrungen in Frankfurt am Main. - Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **102**: 143-158.

- KURZ, R.W. (1988): Untersuchungen zur ältest- bis mittelpleistozänen Terrassen- und Sedimententwicklung im Mittelmaintal. - Würzburger Geogr. Arb., **72**, S.
- LAEMMLEN, M. (1970): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5523 Neuhof. – Hess. L.-Amt Bodenforsch. [Hrsg.], 274 S.
- LAEMMLEN, M. & H. PRINZ (1967): Neu erkannte tektonische Strukturen in der Vorderrhön. - Notitzbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 242-246.
- — (1968): Der Heubacher Graben im westlichen Rhönvorland als Teilstück der Grabenzone Heubach-Thalau-Friesenhausen. - Notitzbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 137-156.
- LAGIES, M. (2005): Palynologische Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungsgeschichte von Spessart und Odenwald während des jüngeren Holozäns. - Materialh. Archäol. Baden-Württemberg, **H. 37**: 169-271.
- LESER, H. [Hrsg.] et al. (1975): Geomorphologische Kartierung. - Richtlinien zur Herstellung geomorphologischer Karten 1 : 25 000. – Berliner Geogr. Abh. - Sonderheft. Berlin, 39 S.
- LESER, H. & W. PANZER (1981): Geomorphologie. - Braunschweig, 216 S.
- LETTMAIER, K. (1994): Natur und Landschaft. - Stadt Klingenberg am Main [Hrsg.]: Chronik der Stadt Klingenberg am Main, 11-21.
- LIEBIG, W. (2001): Desktop-GIS mit ArcView-GIS – Leitfaden für Anwender. - Heidelberg, 419 S.
- LIEDTKE, H. [Hrsg.] (1990): Eiszeitforschung. - Darmstadt, 354 S.
- LIPPOLT, H.J. et al. (1975): Die Kalium-Argon-Alter der postpermischen Vulkanite des nördlichen Oberrheingrabens. - Aufschluss Sonderb., **27**: 205-212.
- LORENZ, J. (1991): Die Mineralien im Rhyolithsteinbruch von Sailauf mit Beobachtungen zur Geologie. - Nachrichten des Naturwissenschaftlichen Museums der Stadt Aschaffenburg, **97**, Sonderheft zur 10. Mineralienbörse 1991, 105 S., Aschaffenburg.
- (1995): Spessartin oder Spessartit?- Mittbl. Naturkundest. Main-Kinzig-Kreis, **7 (1)**: 35 – 37, Gelnhausen.
- (1997): Ein Beitrag zur Geschichte des Steinbruches im Rhyolith von Sailauf. - Aschaffener Jb. Gesch., Landesk. Kunst des Untermaingebietes, **19**: 173-184.
- (1999): Der HUFGARD'sche Steinbruch im Zechstein-Dolomit an der "Feldkähler Höhe" bei Feldkahl im Spessart und seine Mineralien. - Aufschluss, **50**: 65 – 78.
- (2004b): Der "dicke Stein" an der A3 zwischen Aschaffenburg-Damm und Goldbach.- Spessart - Spessart - Monatszeitschrift für die Kulturlandschaft Spessart, **April 2004**: 17-22, Aschaffenburg.
- (2005): <http://www.spessartit.de/baryt.htm#Geologie>
- LORENZ, J. & W. WEINELT (1981): Der Basalt von Winzenhohl im südlichen kristallinen Vorspessart. - Aufschluss, **32**: 25-27.
- LORENZ, J & R. T. SCHMITT (2005): Das Kupfererzbergwerk Grube Wilhelmine in Sommerkahl. - Spessart - Monatszeitschrift für die Kulturlandschaft Spessart, **Februar 2005**, Sonderausg., 3-22.
- LOTZ, K. [ohne Erscheinungsjahr]: Die Erdgeschichte oder Geologie des hessischen Kinzigtales. - Hanau am Main, 160 S.

- LOUIS, H (1984): Zur Reliefentwicklung der Oberpfalz. - Relief, Boden, Paläoklima, **3**: 1-67.
- MC FARLANE, M.J. (1976): Laterit and Landscape. - London.
- MAHR, A. (1998): Lockerbraunerden und periglaziale Hangsedimente im Bayerischen Wald. Untersuchungen zu Paläoumwelt und Geomorphodynamik im Spätglazial und ihrem Einfluss auf die Pedogenese. - Regensburg, 326 S.
- MAI, D. H. (1995): Tertiäre Vegetationsgeschichte Europas. - Jena, Stuttgart, New York, 691 S.
- MALKMUS, R. (1976): Geologische Plaudereien: Felsgruppen, Blockfelder und Schluchten im Spessart. - Spessart – Monatsschrift des Spessartbundes, **1976/1**: 6-8.
- MARTINI, E. & P. ROTHE (1998): Sieblos an der Wasserkuppe: Forschungsbohrung in einem alt-tertiären See. - In: MARTINI, E. & P. ROTHE [Hrsg.]: Die alttertiäre Fosillagerstätte Sieblos an der Wasserkuppe /Rhön, 7-28.
- MARTINI, E. (2000): Die Doline Oberleichtersbach bei Bad Brückenau. Ein Ober-Oligozän Vorkommen von überregionaler Bedeutung. - Beitr. Naturkd. Osthessen, **35**: 63-68.
- MATTHESS, S. & H. MURAWSKI (1978): Zuflüsse aus Spessart und Odenwald. - Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft [Hrsg]: Das Mainprojekt – Hydrologische Studie zum Grundwasserhaushalt und zur Stoffbilanz im Main Einzugsgebiet. - Schriftenreihe des Bayer. Landesamt f. Wasserwirtschaft, **7**: 108-121.
- MATTHESS, S. & M. OKRUSCH (1965): Spessart. - Sammlung geologischer Führer, **44**, 220 S.
- — (1977): The Spessart crystalline complex, North-West Bavaria: Rock series, metamorphism and position within the Central German crystalline rise. - La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Colloque internationale CNRS, Rennes 1974, **243**: 375-390.
- MÄUSSNEST, O. (1985): Bergbau und Vulkane auf Blatt 6120 Obernburg a. Main. - Geol. Bavarica. **87**: 97-117.
- MENSCHING, H. (1957): Geomorphologie der Hohen Rhön und ihres südlichen Vorlandes. - Würzburger Geogr. Arb., **4/5**: 47 – 88.
- (1973): Pediment und Glacis. - Z. Geomorph N.F. Suppl. Bd **17**: 135 – 155.
- MENSCHING, H. & G. WAGNER (1963): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 152 Würzburg. - Geographische Landesaufnahme 1:200 000; Selbstverlag, Bad Godesberg, 45 S.
- MERZ, D.S. (2005): Den Zeitpunkt bestimmen – Zusammenhänge der Messeldatierung. - In: Fossilienlagerstätte Grube Messel – Momentaufnahmen aus dem Eozän. - Vernisage, Unesco-Welterbe, 21/05, 13. Jg.
- MEYER, R. K. F. (1981): Malm (Weißer oder Oberer Jura). - In: Bayerisches Geol. L.-Amt München [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000. - 3. Aufl., München, 62-68.
- (1996): Kreide. - In: Bayerisches Geol. L.-Amt München [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000. - 4. Aufl., München, 112-125.
- MEYER, H.-H. & C. KOTTMEIER (1989): Die atmosphärische Zirkulation in Europa im Hochglazial der Weichsel-Eiszeit - abgeleitet von Paläowind-Indikatoren und Modellsimulationen. Eiszeitalter und Gegenwart, **39**: 10 - 18.
- MEYNEN, E. & J. SCHMITHÜSEN (1955): Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands. -

- Veröff. Bundesanstalt für Landeskunde, zweite Lieferung. Remagen, 258 S.
- MOLLENHAUER, D. (1985): Im Hochspessart sind die Berge eigentlich nur breite Höhenrücken. Den Geyersberg muß man suchen. - Spessart - Monatschrift des Spessartbundes, **1985/1**: 10-11.
- MOLLENHAUER, D. et al. (1999): Regionalökologisches Gutachten Spessart – Mit vertieften Aussagen für den hessischen Teil. - Unveröff. Schlussbericht. 280 S. + XLIV S.
- MONTGOMERY, D.R. (2004): GIS in tectonic geomorphology and landscape evolution. - In: BISHOP, M.P. & J.F. SHRODER Jr. [editors]: Geographic Information Science and Mountain Geomorphology, Chichester, 425-461.
- MORTENSEN, H. (1949): Rumpffläche – Stufenlandschaft – Alternierende Abtragung. - Peterm. Geogr. Mitt., **93**: 1-14.
- (1954/55): Die "quasinatürliche" Oberflächenformung als Forschungsproblem. - Z. Univ. Greifswald 4, Math.-Nat. Reihe, **6/7**: 625-628.
- MOSEBACH, R. (1934a): Die körnigen Kalke von Auerbach-Hochstädten a. d. Bergstraße und der Umgegend von Aschaffenburg. - Senckenbergiana, **Bd. 16, Nr. 4/6**: 175 - 188.
- (1934b): Die kontaktmetamorphen Kalke des kristallinen Spessarts.- Chemie der Erde, **8**: 622 – 662.
- MÜLLER, G. (1964): Methoden der Sedimentuntersuchung. - **Bd. 1**, Sediment-Petrologie. - Stuttgart, 303 S.
- MÜLLER, J. (1996): Grundzüge der Naturgeographie von Unterfranken. - Busche, D. [Hrsg.]: Fränkische Landschaft - Arbeiten zur Geographie von Franken. **1**, Gotha, 324 S.
- MUNSELL (1990): Soil color charts - Soli survey manual. U.S. Dept. Agriculture Handbook **18**.
- MURAWSKI, H. (1954): Bau und Genese von Schwerspatlagerstätten des Spessarts. - N. Jb. Geol. Paläont., **Mh**: 145-163.
- (1965): Der Spessart als Teilgebiet der Mitteldeutschen Schwelle. - Geol. Rdsch. **54**: 835-852.
- (1967a): Spessartschwelle und Wetteraubecken. Funktion und Bild. - BACKHAUS, E. (Schriftf.): Beiträge zur Geologie des Aschaffener Raumes. - Veröff. Geschichts- u. Kunstverein Aschaffenburg, **10**: 71 – 89.
- (1967b): Grundzüge der tektonischen Entwicklung von Spessart und Wetterau. - Jb. u. Mitt. oberrh. Geolog. Ver., **49**: 117 - 127.
- (1992): „Nur ein Stein“ - Einführung in die geologische Entwicklung und die geologische Erforschungsgeschichte des Spessarts. - Museen Stadt Aschaffenburg [Hrsg.]. Neustadt a.d. Aisch, 308 S.
- NAGEL, G. (1965): Beiträge zur Morphologie des Ronneburger Hügellandes. - Rhein-Mainische Forschg., **57**, 61 S.
- NAHON, D. B. (1991): Introduction to the petrology of soils and chemical weathering. - New York, 313 S.
- NEGENDANK, J. F. W. (1997): Maare als Klimaarchive. - Terra Nostra, **97 (2)**: 162-163.
- NICKEL, E. (1985): Odenwald – Vorderer Odenwald zwischen Darmstadt und Heidelberg. - Samml. Geol. Führer, **65**, Berlin, Stuttgart, 231 S.
- NIEMZ, H.-G. (1964): Das Aschaffgebiet - Veröff. Gesch.- u. Kunstver. Aschaffenburg, **9**, 167 S.

- OEHM, B. (1994): Das östliche Rhönvorland an der Wende Pliozän – Pleistozän. - Diss. Univ. Halle/S., 81 S.
- OLLIER, C. (1969): Weathering. - Edinburgh, 304 S.
- OKRUSCH, M. (1963): Bestandsaufnahme und Deutung dioritartiger Gesteine im südlichen Vorspessart. Ein Beitrag zum Dioritproblem. - Geol. Bavarica, **51**: 4-107.
- OKRUSCH, M. & J. LORENZ [in prep.]: A new look on an old mine: Genesis of copper ores in "Grube Wilhelmine" at Sommerkahl, Spessart, Bavaria. - Mineralium deposita, [in prep.].
- OKRUSCH, M. & K. WEBER (1996): Der Kristallinkomplex des Vorspessart.- Z. geol. Wiss., **24**, 168 S.
- OKRUSCH, M. & W. WEINELT (1965): Erläuterungen zur Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 5921 Schöllkrippen. - Bayerisches geol. L.-Amt [Hrsg.], München, 327 S.
- OKRUSCH, M. & W. SCHUBERT (1986): Das Gestein Hösbachit als Material für prähistorische Bronze-Gußformen aus dem fränkischen Raum. - Mainfränkische Stud. **Band 37**: 31 - 36.
- OKRUSCH, M. et al. (1967): Erläuterungen zur Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 5920 Alzenau i. Ufr. - Bayerisches geol. L.-Amt [Hrsg.], München, 336 S.
- OKRUSCH, M. et al. (1985): Die Amphibolite, Kalksilikatgesteine und Hornblendengneise der Alzenauer Gneis-Serie im Nordwest-Spessart. - Geol. Bavarica, **87**: 5-37.
- ORTLAM (1974): Inhalt und Bedeutung fossiler Bodenkomplexe in Perm und Trias von Mitteleuropa. - Geol. Rdsch., **71**: 795-811.
- PENCK, W. (1924): Die morphologische Analyse. - Geogr. Abh., 283 S.
- PETROV, V.P. (1976): Natur und Alter der alten mächtigen Verwitterungskruste. Verwitterung und Mächtigkeit der Verwitterungsfolge. - Schriftenr. geol. Wiss., **5**, **XX S.**
- PFAHLER, E. (1995): Die ehemaligen Ziegeleien von Feldkahl, Rottenberg und Eichenberg. - Unser Kahlgrund Heimatjahrbuch, **41**: 116-123, Alzenau.
- PFANZELTER, B. (1998): Die Arbeiten am „Ponor an der Teufelshöhle“ bei Steinau an der Straße. - HAGH-Hessen-Info, **3/1998**: 15-17, Frankfurt am Main.
- (2000): Sandsteinhöhlen im Main-Kinzig-Kreis. - Stand der speläologischen Forschung der „Höhlenkundlichen Arbeitsgruppe – Hessen“ im Buntsandstein des Main-Kinzig-Kreises. - Mitt.-bl. Naturkd.-Stelle Main-Kinzig-Kreis, **Jg. 11, Heft 1999**: 8-15.
- (2004a): Die Räuber-Heinz-Höhle bei Wächtersbach. - Spessart - Monatszeitschrift für die Kulturlandschaft Spessart, **Februar 2004**: 23-25.
- (2004b): Die Schnepfenkopfhöhle – die längste Sandsteinhöhle im Spessart. - Spessart – Monatszeitschrift für die Kulturlandschaft Spessart, **März 2004**: 12-15.
- PFANZELTER, B. & K. STEIN (2000): Das Höhlenkataster Hessen. - vorgestellt am Beispiel der Höhlen im Main-Kinzig-Kreis. - Mitt.-bl. Naturkd.-Stelle Main-Kinzig-Kreis, **Jg. 12, Heft 2000**: 38-46.
- PFLUG, H. D. (1957): Zur Altersfrage und Faziesgliederung mitteleuropäischer (insbesondere hessischer) Braunkohlen. - Notitzbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**: 152 – 178.
- PRASAD, G. (1985): Das frühtertiäre Bauxit-Ereignis. - Geowiss. in unserer Zeit, **3**: 73-104.
- PREUSCHOFF, M. (1991): Zur Mineralogie und Geschichte des ehemaligen Bergbaus von Bieber/Spessart. - Mitt.-bl. Naturkd.-Stelle Main-Kinzig-Kreis, **Jg. 3, Heft 4 1991**: 33-40.

- PRINZ, H. (1970): Fossile Einbruchsschlote im mittleren Buntsandstein der Vorderrhön, entstanden durch Auslaugung von Salzgesteinen im tiefen Zechsteinuntergrund. - *Rock Mechanics*, **Suppl. 1**: 35-42.
- (1978a): Teufelshöhle von Steinau. - *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.*, **60**: 118.
- (1978b): Großflächige Rutschungen am Nordhang des Kinzigtals zwischen Steinau und Schlüchtern. - *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.*, **60**: 118-119.
- REIS, O. M (1914): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Königreichs Bayern 1:25 000. Bad Kissingen No. 41. – Bayer. Oberbergamt [Hrsg.], München.
- (1928): Der unterfränkische Buntsandstein. - In: SCHUSTER, M.: Abriß der Geologie von Bayern r. d. Rh., **Abt. V.**, München, 21-28.
- REISS, P. (1988): Das digitale Geländemodell des Freistaats Bayern – Aufbau, Genauigkeit, Datenabgabe und Anwendungsmöglichkeiten. - Vortrag, gehalten bei der 4. Informationsveranstaltung des Bayerischen Landesvermessungsamtes [heute Landesamt für Vermessung und Geoinformation] S. 83-92.
- REITZ, E. (1987): Silurische Sporen aus einem granatführenden Glimmerschiefer des Vor-Spessarts, NW-Bayern. - *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.* **1987**: 699-704.
- REUSS, E.A. (1865): Die Foraminiferen, Anthozoen und Bryozoen des deutschen Septarientones. - *Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. CL.*, **25**: 117-214.
- RHODENBURG, H. (1968): Jungpleistozäne Hangformung in Mitteleuropa - Beiträge zur Kenntnis, Deutung und Bedeutung ihrer räumlichen und zeitlichen Differenzierung. - *Göttinger Bodenkdl. Ber.*, **6**: 3 - 107.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1974): Stratigraphische Synopsis des deutschen Buntsandsteins. - *Geol. Jb.*, **A 25**: 127 – 132.
- (1977): „Saxonische Tektonik“ - HANS STILLES Begriff in heutiger Sicht. - *Z. Dt. geol. Ges.*, **128**: 11-23.
- RICHTER, G. (1965): Bodenerosion. Schäden und gefährdete Gebiete in der Bundesrepublik Deutschland. - *Forsch. dt. Landeskd.*, **152**, Bad Godesberg, 592 S.
- RISCH, H. (1996): Tertiär in Nordwestbayern. - Bayer. Geologisches Landesamt München [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000, 4. Neubearb. Aufl., 129 - 130.
- ROSENBUSCH, H. (1868): Mikroskopische Physiographie der Massigen Gesteine. - **Bd. 2**, Stuttgart.
- ROTHAUSEN K.-H. & V. SONNE (1984): Mainzer Becken. - *Sammlung Geol. Führer*, **79**, Berlin, 48 S.
- ROTHE, P. (2000): Gesteine: Entstehung, Zerstörung, Umbildung. - Darmstadt.
- RÜCKER, E. (1985): Basaltsteinbrüche im Alzenauer Sand. - *Unser Kahlgrund, Heimatjahrbuch* **30**: 113-116, Alzenau.
- RÜCKERT, T. (1994): Zur Geschichte der Kalkbrennerei unter besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse am bayerischen Untermain. - *Aschaffener Jb. Gesch.*, *Landeskdt. Kunst des Untermaingebietes*, **17**: 241-278, Aschaffenburg.

- RUTTE, E. (1957): Einführung in die Geologie von Unterfranken. - Würzburg, 168 S.
- (1971): Pliopleistozäne Daten zur Änderung der Hauptabdachung im Main-Gebiet, Süddeutschland. - Z. Geomorph., N.F. Suppl.-Bd. **12**: 51-72.
- (1974): Hundert Hinweise zur Geologie der Rhön. - Schr. Naturwiss. Ver. Würzburg, **1**: 1-96.
- (1987): Rhein · Main · Donau. Wie – wann – warum sie wurden. Eine geologische Geschichte, Sigmaringen, 154 S.
- RUTTE, E. & N. WILCZEWSKI (1983): Mainfranken und Rhön. - Samml. Geol. Führer, **74**, Berlin, Stuttgart, 217 S.
- SABEL, K.-J. (1989): Zur Renaissance der Gliederung periglazialer Deckschichten in der deutschen Bodenkunde. - Frankfurter Geogr. Arb., **Serie D 10**: 9-16.
- (1996): Gestein, Relief und Böden im Spessart. - In: MOLLENHAUER, D. [Hrsg.]: Wissenschaftliche Landeskunde und Landnutzung im Spessart, Bestandsaufnahme und Perspektiven. - Courier Forsch.-Inst. Senckenberg, **194**: 69-76.
- SANDBERGER, F. (1853): Untersuchungen über das Mainzer Tertiärbecken und dessen Stellung im geologischen Systeme. - Wiesbaden, 91 S.
- SAVIN, S. M. et al. (1975): Tertiary marine paleotemperatures. - Geol. Soc. Amer. Bull., **86**: 1499-1510.
- SCHAAL, S. (1988): "Lebenslauf" der Grube Messel. - In: SCHAAL, S. [Hrsg.] Messel – Ein Schaufenster in die Geschichte der Erde, Frankfurt a. Main, 8-10.
- SCHAARSCHMIDT, F. & V. WILDE (1986): Palmenblüten und -blätter aus dem Eozän von Messel. - Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **86**: 177-202.
- SCHEINPFLUG, R. (1977): Chirotherien-Fährten aus dem östlichen Spessart. - Aufschluss, **Jg. 28**: 1-14.
- (1992): Main-Spessart-Geologie. - Lohr a. Main, 244 S.
- SCHENK, E. (1964): Die geologischen Erscheinungen der Subfusion des Basaltes. - Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **46**, 31 S.
- (1968): Über den Wasserhaushalt des basaltischen Paläovulkans Vogelsberg in Hessen. - Steir. Beitr. Hydrogeol., **20**: 23-50.
- SCHIRMER, W. (1967): Ein Pleistozänprofil nordöstlich Aschaffenburgs. - BACKHAUS, E. (Schriftf.): Beiträge zur Geologie des Aschaffener Raumes. Veröff. Geschichts- u. Kunstverein Aschaffenburg, **10**: 201-208.
- SCHIRMER, W. et al. (1988): Junge Flußgeschichte des Mains um Bamberg. - Deutsche Quartärvereinigung, 24. Tagung in Würzburg, Führer zur Exkursion H, Hannover, 39 S.
- SCHLICHT, E. M. (1990): Die Marktgemeinde Elsenfeld mit den Ortsteilen Rück, Schippach, Eichelsbach - der Weg von mittelalterlichen Dorfsiedlungen zur modernen Großgemeinde. - Elsenfeld, 517 S.
- SCHMIDT, J.L. (1808): Mineralogische Beschreibung des Biebergrundes im Fürstentum Hanau. - Leonhards Taschenb. ges. Mineral., **2**: 45-70, Frankfurt a. Main.
- SCHMIDT, K.-H. (1976): Strukturbedingte tertiäre Reliefgestaltung am Beispiel von Kalkgebieten am Nordrand des rheinischen Schiefergebirges. - Z. Geomorph., N.F., Suppl. Bd., **24**: 180-191.

- SCHMITT, R. T. (2001): Zur Petrographie, Geochemie und Buntmetallmineralisation des Zechstein 1 (Werra-Folge) im Gebiet Huckelheim – Großkahl (Nordwestlicher Spessart). - Mitt. Naturwiss. Mus. Aschaffenburg, **20**: 1-100.
- SCHMITTHENNER, H. (1954): Die Regeln der morphologischen Gestaltung im Schichtstufenland. - Peterm. Geogr. Mitt., **98**: 3-10.
- (1956): Probleme der Schichtstufenlandschaft. - Marburger Geogr. Schr., **3**, 87 S.
- SCHNEIDER, H. (1961): Geomorphologische Probleme in der Umgebung von Schlüchtern (1. Fortsetzung). - Jb. Ulrich-v.-Hutten-Schule Schlüchtern, **1961**: 15-23, Schlüchtern.
- (1963): Geomorphologische Probleme in der Umgebung von Schlüchtern (2. Fortsetzung). - Jb. Ulrich-v.-Hutten-Schule Schlüchtern, **1963**: 26-36, Schlüchtern.
- SCHOTTLER, W. (1922): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5919 Seligenstadt. – Hess. Geol. L.-Amt, Darmstadt.
- (1937): Der Vogelsberg. Mit einem geologischen Querschnitt im Maßstab 1:75 000 (Taf. 26), eine Skizze seiner Bauelemente im Maßstab 1:200 000 (Taf. 27) und 2 Abbildungen im Text. - Notitzbl. Hess. Geol. L.-Amt Darmstadt, (**V**) **18**: 3-86, Darmstadt.
- SCHOTTLER, W. & O. HAUPT (1923): Der Untergrund der Mainebene zwischen Aschaffenburg und Offenbach. - Notitzbl. Ver. f. Erdkd. u. Hess. Geol. L.Anst., **V. Folge, H. 5**: 52-148.
- SCHRÖDER, B. (1965): Tektonik und Vulkanismus im oberpfälzer Bruchschollenland und fränkischen Grabfeld. - Erlanger Geol. Abh., **60**, 90 S.
- Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 5829 Hofheim i. Ufr.. – Bayerisches Geol. L.-Amt [Hrsg.], München, 116 S.
- SCHREPFER, H. (1924): Das Maintal zwischen Spessart und Odenwald. Eine morphologische Studie. - Forsch. dt. Landes- u. Volkskde. **3**.
- SCHUBERT, W. et al. (1998): Urnenfelderzeitliche Bronze-Gußformen aus dem fränkisch-thüringischen Raum: Materialansprache und archäologische Bedeutung. - Veröff. Joachim Jungius-Ges. Wiss. Hamburg, **87**: 791 - 813.
- SCHUBUTH, H. (1973): Beziehung zwischen Grundwasserabfluß und tektonischem Bau im Buntsandstein des Mainvierecks zwischen Lohr und Aschaffenburg im Spessart. - Diss. Univ. Frankfurt a. Main (unveröff), 179 S.
- SCHUSTER, M. (1932-1936): Die Gliederung des unterfränkischen Buntsandsteins, I. Unterer und Mittlerer Buntsandstein. - Abh. Geol. L.-Untersuch. a. Bayer. Oberbergamt, **H. 7,9,15,22,23**.
- (1935): Ortsfremde Muschelkalkschollen im Buntsandstein der Vorrhön.- Z. Dt. geol. Ges., **87**: 589-590.
- SCHWARZBACH, M. (1946): Klima und Klimagürtel im Alttertiär. - Naturw., **33**.
- (1993): Das Klima der Vorzeit. Eine Einführung in die Paläoklimatologie. - Stuttgart, 380 S.
- SCHWARZ, T. (1987): Eigenschaften und Entstehung von Laterit im Vogelsberg – die Bauxitgrube „Eiserne Hose“ bei Lich (Hessen). - unveröff. Dipl.-Arb. FB Geowiss., Univ. Berlin, 142 S.
- SCHWARZMEIER, J. (1979): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6123 Marktheidenfeld. - Bayerisches Geol. L.-Amt [Hrsg.], München, 174 S.
- (1980): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6023 Lohr a. Main.

- Bayerisches Geol. L.-Amt [Hrsg.], München, 159 S.
- (1984): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6122 Bischbrunn.
- Bayerisches Geol. L.-Amt [Hrsg.], München, 106 S.
- SCHWARZMEIER, J. & W. WEINELT (1981): Erläuterungen zur geologischen Karte 1:100 000 Naturpark Spessart. - Bayerisches Geol. L.-Amt [Hrsg.] München [Rückseite Kartenblatt].
- SCHWENZER, B. (1967a): Beiträge zur Morphologie des nordwestlichen Vorspessarts.
- Rhein-Mainische-Forsch., **60**, 116 S.
- (1967b): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 139 Frankfurt am Main. -
Geographische Landesaufnahme 1:200 000, Bad Godesberg, 35 S.
- (1968): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 140 Schweinfurt. - Geographische
Landesaufnahme 1:200 000, Bad Godesberg, 39 S.
- SEIBERT, P. (1968): Übersichtskarte der natürlichen Vegetationsgebiete von Bayern 1 : 500 000
mit Erläuterungen. - Bundesanst. Vegetationskde, Natursch.u. Landschaftspf., **3**,
Bad Godesberg, 84 S.
- SEIDENSCHWANN, G. (1980): Zur pleistozänen Entwicklung des Main-Kinzig-Kahl-Gebietes. -
Rhein-Mainische-Forsch., **91**, 197 S.
- (1989a): Zur jungpleistozän-holozänen Entwicklung der Kahl. - Frankfurter Geowiss. Arb.,
Serie D, 10: 17-29.
- (1989b): Die pleistozäne Talverschüttung im Kahl- und Kinziggebiet, ihre Gliederung und
geomorphologisch-stratigraphische Stellung innerhalb der Terrassenfolgen von Kahl und Kinzig.
- Jber. wetterau. Ges. ges. Naturkunde, **140.-141. Jahrgang**: 71-96.
- (1996): Geologie und Geomorphologie des Main-Kinzig-Kreises - Der Naturraum und seine
Entwicklung. - Hanau und der Main-Kinzig-Kreis, Führer archäol. Denkm. Deutschl., **27**: 13-26.
- SELMEIER, A. (1996): Anatomie miozäner Kieselhölzer von Hohenzell (Main-Kinzig-Kreis/
Hessen). - Beitr. Naturkunde Osthessen, **32**: 7-16.
- SEMMEI, A. (1969): Bemerkungen zur Würmlößgliederung im Rhein-Main-Gebiet. - Notizbl. Hess.
L.-Amt Bodenforsch., **97**: 395 - 399.
- (1974): Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet. - Rhein-Mainische-Forsch.,
78: 9 - 57.
- (1980): Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland. - Geogr. Z., **Beihefte**, Stuttgart, 149 S.
- (1985): Periglazialmorphologie. - Erträge der Forschung, **231**, 116 S.
- (1990): Periglaziale Formen und Sedimente. - In: LIEDTKE, H. [Hrsg.]: Eiszeitforschung,
Darmstadt, 250-260.
- (1995): Das süddeutsche Stufenland mit seinen Grundgebirgsrändern. - In LIEDTKE, H.
& J. MARCINEK [Hrsg.]: Physische Geographie Deutschlands, Gotha, S. 389-438.
- SEUFFERT, O. (1993): Die Eiszeit lebt! - Lebt die Eiszeit? - Peterm. Geogr. Mitt., **137**: 153-167.
- SEYFRIED, E.v. (1912): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten
Bundesstaaten, Blatt Salmünster. - Königliche Geologische Landesanstalt, Berlin, 26 S.

- (1914): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preußen und den benachbarten Bundesstaaten, Blatt Altengronau. – Hess. L.-Amt Bodenforsch. [Hrsg.] (1994): Behelfsausgabe der Geol. Karte Hessen 1:25 000, Faksimilierter Nachdruck, Blatt 5723 Altengronau, Wiesbaden, 23 S.
- SEYFRIED, E.v. et al. (1913): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preußen und den benachbarten Bundesstaaten, Blatt Oberzell-Güntershof. – Hess. L.-Amt Bodenforsch. [Hrsg.] (1997): Behelfsausgabe der Geol. Karte Hessen 1:25 000, Faksimilierter Nachdruck, Blatt 5624 Bad Brückenau, Wiesbaden.
- SIEBERT, J. (1928): Morphologie des Sinntales. - Frankfurter Geogr. H., **Jg. 11, H. 2**.
- (1934): Der Spessart, eine landeskundliche Studie. – Breslau, 134 S.
- (1982): Wie groß ist eigentlich der Spessart, und vor allem: wo genau verlaufen seine Grenzen? Diese Frage ist leichter gestellt als beantwortet. - Spessart – Monatsschrift des Spessartbundes, **1982/9**: 3-7.
- SINNREICH, M. (2002): Grundwasser aus geklüfteten Gesteinen an Quellen des Büchelberges in Aschaffenburg. - Nachr. Naturwiss. Mus. Aschaffenburg, **106**: 153-173.
- SKORUPINSKI, T. (1993): Aussagen einer Bodenkartierung am Beispiel der Wüstung Hergersfeld (Gemeinde Biebergemünd). - Mitt.-bl. Naturkd.-Stelle Main-Kinzig-Kreis, **Jg. 5, Heft 2 1993**: 19-32.
- SMIRNOV, V.I. (1970): Geologie der Lagerstätten mineralischer Rohstoffe. – Leipzig, 563 S.
- SPÄTH, H. (1973): Morphologie und morphologische Probleme in den Haßbergen und im Coburger Land. Würzburger Geogr. Arb., **39**, 325 S.
- SPIES, E.-D. (1986): Vergleichende Untersuchungen an präpleistozänen Verwitterungsdecken im Osthunsrück und an Gesteinszersatz durch ascendente (Thermal-) Wässer in der Nordostefel (Rheinisches Schiefergebirge). Diss. Univ. Bonn, Gotha.
- SPONHOLZ, B. (1989): Karsterscheinungen in nichtkarbonatischen Gesteinen der östlichen Republik Niger. - Würzburger Geogr. Arb., **75**, 265 S.
- SSYMANK, A. (1994): Neue Anforderungen im europäischen Naturschutz. Das Schutzgebietssystem NATURA 2000 und die "FFH-Richtlinie" der EU. - Natur und Landschaft, **69 (9)**: 395-406.
- Statistisches Bundesamt [Hrsg.] (1997): Daten zu Bodenbedeckung für die Bundesrepublik Deutschland (corine-land-cover). – Wiesbaden.
- STEGEMANN, W. (1964): Paläontologie und Stratigraphie einiger Tertiärvorkommen im Vogelsberg. - Ber. Oberhess. Ges. Nat.- u. Heilkde., N.F. Naturwiss. Abt., **33, 4**: 251 – 279.
- STEHLIN, H. G. (1917): Miocäne Säugetierreste aus der Gegend von Elm (Prov. Hessen). - Verh. naturforsch. Ges. Basel, **28**: 191 – 205.
- STEINBAUER, G. (1995): Standortverhältnisse im Spessart. - Band 1, Einführung in die landschaftsbezogenen Grundlagen. [ohne Erscheinungsort, nicht veröff.], 168 S.
- STEINHÄUSER, W. (1936): Tertiärgeologische und vulkanologische Untersuchungen am südöstlichen Vogelsberg und am Hessischen Landrücken. - Unveröff. Diss. Univ. Gießen, 138 S.
- STENGEL, I. (1992): Zur äolischen Morphodynamik von Dünen und Sandoberflächen. - Würzburger Geogr. Arb., **83**, 363 S.

- (2002): Alte Verwitterung – junge Folgen : Reliefgenese in Südnamibia. - *Peterm. Geogr. Mitt.*, **146** (2): 16-23.
- STÖRR, M. (1983): Die Kaolinlagerstätten der Deutschen Demokratischen Republik. – *Schriftenr. geol. Wiss.*, **18**: 1 - 226.
- STRAKOV, N. M. (1962): Principles of lithogenesis. - I und II New York 1967, 1969.
- STREIT, R. (1967): Das Pliozän der Tongrube Mainflingen. - *Veröff. Geschichts- und Kunstverein Aschaffenburg*, **10**: 175-181.
- STREIT, R. & W. WEINELT (1971): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6020 Aschaffenburg. – Bayerisches Geol. L.-Amt [Hrsg.], München, 398 S.
- STREMME, H. (1910): Überreste tertiärer Verwitterungsrinde in Deutschland. - *Geol. Rdsch.*, **1**: 337 - 334.
- Subkommission Perm-Trias (1993): Beschlüsse zur Festlegung der lithostratigraphischen Grenze Zechstein/Buntsandstein/Muschelkalk und zu Neubenennungen im unteren Buntsandstein in der Bundesrepublik Deutschland. - *Nachr. Dt. geol. Ges.*, **49**: 76- 81.
- TEUSCHER, E. O. & W. WEINELT (1972): Die Metallogenese im Raum Spessart – Fischtelgebirge – Oberpfälzer Wald – Bayerischer Wald. - *Geol. Bavarica*, **65**: 5-73.
- THOMAS, M. F. (1978): The study of inselbergs. - *Z. Geomorph. N.F.*, **33**: 129-142.
- (1994): *Geomorphology in the Tropics. A study of weathering and denudation in low latitudes.* - Chichester, 460 S.
- THEWS, J.-D. (1967): Die Wassergewinnungsmöglichkeiten im bayerischen Buntsandstein-Spessart. - BACKHAUS, E. (Schriftf.): *Beiträge zur Geologie des Aschaffener Raumes.* Veröff. Geschichts- u. Kunstverein Aschaffenburg, **10**: 135–163.
- THÜRACH, H. (1893): Über die Gliederung des Urgebirges im Spessart. - *Geogn. Jahresh.*, **5**: 1-160.
- TRICART, J. (1951). Die Entstehungsbedingungen des Schichtstufenreliefs im Pariser Becken. - *Peterm. Geogr. Mitt.*, **95**: 98-105.
- TROPP, W. (1936): Tertiärgeologische Untersuchungen am Südwestrand des Vogelsberges. - Gießen, 117 S.
- TROST, W. (1990): Jahrmillionen lieferten das Material, das Tertiär gab den Grundplan, die Eiszeit hat das Relief modelliert. - *Spessart - Monatsschrift des Spessartbundes*, **1990/8**: 3-9.
- TRUSHEIM, F. (1936): Die Geologische Geschichte Südostdeutschlands während der Unterkreide und des Cenomans. - *N. Jb. Mineral.*, **75**, Beil.-Bd., Abt. B., 2-108
- (1964): Über den Untergrund Frankens. Ergebnisse von Tiefenbohrungen in Franken und Nachbargebieten 1953-1960. - *Geol. Bavarica*, **54**, 92 S.
- VÄTH-GONTSCHAROW, N. (2005): Geomorphologische Aspekte der Tonlagerstätte in Klingenberg am Main. - *Unveröff. Dipl.-Arb, Geogr. Inst. Univ. Würzburg*, 79 S.
- VALETON, I. (1956): Fossile Bodenbildung an der Sohle des Maintales. - *Geol. Bavarica*, **25**: 44 - 50.

- (1983): Klimaperioden lateritischer Verwitterung und ihr Abbild in den synchronen Sedimentationsräumen. - Z. Dt. geol. Ges., **134**: 413 – 452.
- VÖLKEL, J. (1995): Periglaziale Deckschichten und Böden im Bayerischen Wald und seinen Randgebieten als geogene Grundlagen landschaftsökologischer Forschung im Bereich naturnaher Waldstandorte. - Z. Geomorph. N.F. Suppl.Bd. **96**, 301 S.
- VOSSMERBÄUMER, H. (1985): Strukturgeologische Untersuchungen in Mainfranken: Bestandsaufnahme und Versuch einer Interpretation. - Z. Dt. geol. Ges., **136**: 69-92.
- WAGNER, T. & J. LORENZ (2002): Mineralogy of complex Co-Ni-Bi mineralization, Bieber deposit, Spessart, Germany. - Mineralogical Magazine, **66(3)**: 385 – 407.
- WEIDMANN, C. (1929): Zur Geologie des Vorspessarts. - Rhein-Main.-Forsch., **Heft 3**, 72 S.
- WEINELT, W. (1962): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6021 Haibach. - Bayerisches Geol. L.-Amt [Hrsg.], München, 246 S..
- (1964): Tertiäre Sedimente in der Seligenstädter Senke und im Aschaffener Becken. - Bayer. Geol. L.-Amt München [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000, 2. Aufl., München, 220 – 221.
- WEINELT, W. & J. LORENZ (1983): Ein neues Basaltvorkommen im südlichen kristallinen Vorspessart. - Aufschluss, **34**: 405-406.
- WEINELT, W. et al. (1965): Durchbrüche jungtertiärer Vulkanite im westliche kristallinen Vorspessart. - Geol. Bavarica, **55**: 317-340.
- WEINELT, W. et al. (1985): Das kristalline Grundgebirge im nördlichen Hochspessart auf Grund der Ergebnisse neuer Tiefbohrungen – Geol. Bavarica, **87**: 39-60.
- WEINIG, H. et al. (1984): Oberflächennahe mineralische Rohstoffe von Bayern. - Lagerstätten und Hauptverbreitungsgebiete der Steine und Erden. - Geol. Bavarica, **86**, 536 S.
- WELTE, A. (1931): Morphologische Studien in Nordfranken. – Ein Beitrag zur Entwicklung des Flußsystems der fränkischen Saale. - Mitt. Geogr. Gesell. Würzburg, **5./6. Jhrg.**, 86 S.
- WENZ, W. (1922): Das Tertiär im Vogelsberg und seine Beziehungen zu dem der Wettereau und zu anderen Tertiärablagerungen. - Jb. Wettereau. Ges. Naturkde., **1909-1921**: 1-81
- WIEGAND, G. (1965): Fossile Pingos in Mitteleuropa. - Unveröff. Diss. Univ. Würzburg, 152 S.
- WIEGAND, K. (1977): Die geologischen, hydrogeologischen und hydrochemischen Verhältnisse des Vogelsberges (Hessen). - Geol. Jb. Hessen, **105**: 177-184.
- WILHELMY, H. (1958): Klimamorphologie der Massengesteine. - Braunschweig, 238 S.
- WILZ, A. (1911): Über Oberflächengestaltung im Spessart. - Programmbeil. d. Städt. Handels-Realschule Frankfurt a. Main.
- WIRTHMANN, A. (1961): Zur Geomorphologie der nördlichen Oberpfälzer Senke. - Würzburger Geogr. Arb., **9**, 41 S.
- (1999): Geomorphology of the Tropics. - Translated by Detlef BUSCHE, Berlin, Heidelberg, 314 S.
- WIRTZ, R. (1972): Beitrag zur Kenntniss der Paläosole im Vogelsberg. - Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **61**, 159 S.

- WITTMANN, O. (1967): Erläuterungen zur Bodenkarte von Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 6022
Rothenbuch. - Bayerisches Geol. L.-Amt [Hrsg.], München, 96 S.
- (1972): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 6022
Rothenbuch. - Bayerisches Geol. L.-Amt [Hrsg.], München, 102 S.
- WOLFF, H. (1905): Der Spessart: Sein Wirtschaftsleben. - Aschaffenburg (Reprint 1989, Bad Orb), 408 S.
- WURM, A. (1956): Beiträge zur Flußgeschichte des Main und zur dilluvialen Tektonik des Maingebietes.
Geol. Bavarica, **H. 25**: 1-21.
- ZERSCHWITZ, E. von (1969): Bodenbildungen auf Basaltintrusionen in postvulkanisch verändertem
Buntsandstein am Stromberg/Eifel. - Fortschr. Geol. Rheinld u. Westf., **16**: 387 – 424.
- ZIEGLER, P. A. (1990): Geological atlas of Western and Central Europe. - 2. Aufl.,
Amsterdam (Elsevier), 130 S.
- ZIENERT, A. (1957): Die Großformen des Odenwaldes. - Heidelberger Geogr. Arb., **2.**, 156 S.
- (1992): Grundzüge der Großformenentwicklung in Franken. - Heidelberg, 136 S.

II. Kartenverzeichnis

- BÜCKING, H. (1891a): Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, Blatt Gelnhausen, Wiesbaden.
- (1891b): Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten Blatt Bieber. – Hess. L.-Amt Bodenforsch. [Hrsg.] (1996a): Behelfsausgabe der Geol. Karte Hessen 1:25 000, Faksimilierter Nachdruck, Blatt 5821 Bieber, Wiesbaden.
- (1891c): Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten Blatt Langenselbold. – Hess. L.-Amt Bodenforsch. [Hrsg.] (1996b): Behelfsausgabe der Geol. Karte Hessen 1:25 000, Faksimilierter Nachdruck, Blatt 5820 Langenselbold, Wiesbaden.
- (1891d): Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten Blatt Lohrhaupten. – Hess. L.-Amt Bodenforsch. [Hrsg.] (1994): Behelfsausgabe der Geol. Karte Hessen 1:25 000, Faksimilierter Nachdruck, Blatt 5822 Wiesen, Wiesbaden.
- Bundesanstalt für Geowiss. u. Rohst. in Zusammenarbeit mit den Geol. L.-Ämtern (Hrsg., 1985): Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000, Blatt Nr. CC 6318 Frankfurt a.M. – Ost. - Hannover.
- CHELIUS, C. & G. KLEMM (1894): Geologische Karte des Großherzogthums Hessen, 1 : 25 000, III. Lieferung, Blatt Neustadt – Obernburg. - Darmstadt.
- CRAMER, P. & W. WEINELT (1978): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 5922 Frammersbach. - Bayerisches Geol. L.-Amt [Hrsg.], München.
- DIEDERICH, G. & K.-H. EHRENBERG (1977): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5721 Gelnhausen. – Hess. L.-Amt Bodenforsch. [Hrsg.], Wiesbaden.
- DIEDERICH, G. & K.-H. EHRENBERG (1998): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5722 Salmünster. – Hess. L.-Amt Bodenforsch. [Hrsg.], Wiesbaden.
- DIEDERICH, G. et al. (1988): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5621 Wenings. – Hess. L.-Amt Bodenforsch. [Hrsg.], Wiesbaden.
- ERB, L. & O. M. REIS (1928): Geologische Spezialkarte von Baden, Blatt 2 Nassig [6222 Stadtprozelten]. – Geol. L.-Amt Baden-Württ. [Hrsg.] (1985): Geol. Karte 1:25 000 Baden-Württ., [Unveränderter Nachdruck], Stuttgart.
- EHRENBERG, K.-H. & H. HICKETHIER (1971): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5623 Schlüchtern. – Hess. L.-Amt Bodenforsch. [Hrsg.], Wiesbaden.
- (1978): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5620 Ortenberg. – Hess. L.-Amt Bodenforsch. [Hrsg.], Wiesbaden.
- (1982): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Blatt Nr. 5622 Steinau a. d. Str. – Hess. L.-Amt Bodenforsch. [Hrsg.], Wiesbaden.
- FREUDENBERGER, W. (1990): Geologische Karte 1:25 000 von Baden-Württemberg., Blatt 6223 Wertheim. – Geol. L.-Amt Baden-Württ. [Hrsg.], Stuttgart.
- HARTMANN, E. (1941): Geologische Manuskriptkarte 6121 Heimbuchenthal. - Unveröff. Manuskriptkarte, Bayerisches Geol. L.-Amt [Hrsg.], München.
- NIEDERMAYER, J. (1940): Geologische Manuskriptkarte 5823 Burgsinn. - Unveröff. Manuskriptkarte, Bayerisches Geol. L.-Amt [Hrsg.], München.

- OKRUSCH, M. & W. WEINELT (1965): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 5921
Schöllkrippen. - Bayerisches Geol. L.-Amt [Hrsg.], München.
- OKRUSCH, M. et al. (1967): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 5920 Alzenau i. Ufr.
- Bayerisches Geol. L.-Amt [Hrsg.], München.
- REINACH, A.v. (1899): Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten
Blatt Hüttengesäss. – Hess. L.-Amt Bodenforsch. [Hrsg.] (1996): Behelfsausgabe der Geol. Karte
Hessen 1:25 000, Faksimilierter Nachdruck, Blatt 5720 Büdingen, Wiesbaden.
- SEYFRIED, E.v. (1914): Geologische Spezialkarte von Preußen und den benachbarten Bundesstaaten
Blatt Altengronau. – Hess. L.-Amt Bodenforsch. [Hrsg.] (1994): Behelfsausgabe der Geol. Karte
Hessen 1:25 000, Faksimilierter Nachdruck, Blatt 5723 Altengronau, Wiesbaden.
- SEYFRIED, E.v. et al. (1913): Geologische Spezialkarte von Preußen und den benachbarten Bundesstaaten
Blatt Oberzell-Güntershof. – Hess. L.-Amt Bodenforsch. [Hrsg.] (1997): Behelfsausgabe der Geol.
Karte Hessen 1:25 000, Faksimilierter Nachdruck, Blatt 5624 Bad Brückenau, Wiesbaden.
- SCHWARZMEIER, J. (1979): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6123 Markttheidenfeld.
- Bayerisches Geol. L.-Amt [Hrsg.], München.
- (1980): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6023 Lohr a. Main. - Bayerisches Geol.
L.-Amt [Hrsg.], München.
- (1984): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6122 Bischbrunn. - Bayerisches Geol.
L.-Amt [Hrsg.], München.
- (1990): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 5924 Gemünden a. Main.
- Bayerisches Geol. L.-Amt [Hrsg.], München.
- SCHWARZMEIER, J. & W. WEINELT (1981): Geologische Karte 1:100 000 Naturpark Spessart.
- Bayerisches Geol. L.-Amt [Hrsg.], München.
- VOGEL, C. (1894): Geologische Karte des Großherzogthums Hessen im Maßstabe
1:25 000. V. Lieferung. Blatt König - Woerth. - Hess. L.-Amt Bodenforsch. [Hrsg.] (1994): Behelfs-
ausgabe der Geol. Karte Hessen 1:25 000, Faksimilierter Nachdruck, Blatt 6022 Wörth am Main,
Wiesbaden.
- WEINELT, W. (1962): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6021 Haibach.
- Bayerisches Geol. L.-Amt [Hrsg.], München.
- WEINELT, W und R. STREIT (1971): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6020
Aschaffenburg. - Bayerisches Geol. L.-Amt [Hrsg.], München.
- WITTMANN, O. (1967): Bodenkarte von Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 6022 Rothenbuch -
Bayerisches Geol. L.-Amt [Hrsg.], München.
- (1972): Geologische Karte von Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 6022 Rothenbuch -
Bayerisches Geol. L.-Amt [Hrsg.], München.

III.Ortsregister

Abtsroda.....	169
Achtelsberg.....	80, 126, 275
Ahlersbach.....	59
Alpersbach.....	159
Alsberger Platte.....	52, 59, 79, 214, 218, 259
Altenbuch.....	130
Altengronau.....	213
Altenmarkskopf	14
Altenstadt.....	14
Altmühl.....	271
Alzenau i. Ufr.....	17, 74, 283f.
Alzenau i. Ufr./Hörstein.....	92, 100
Alzenau i. Ufr./Wasserlos.....	75, 92
Alzenau-Formation.....	10
Ambergskopf.....	177
Aschaff.....	38f., 65, 68, 70, 74, 76, 92f., 239f., 255, 261, 265, 269, 278, 286
Aschaffenburg.....	13, 36, 72, 99f., 168, 195
Aschaffenburg/Damm.....	96
Aschaffenburg/Gailbach.....	12, 65, 69, 71, 104, 126
Aschaffenburg/Obernau.....	99
Aschaffenburg/Schweinheim.....	81, 269
Aschaffenburg/Strietwald.....	112, 168, 195
Aschaffener Becken.....	100, 171, 185, 262
Aschaffsenke.....	76, 269, 275
Aubach.....	28, 30, 34, 56, 63f., 108, 139, 241
Auf der Höh.....	70, 74, 76, 105, 240f.
Aufschluss Baßberg.....	108
Aura.....	56
Bacharacher Kopf.....	242
Bächlesgrund.....	108
Bad Brückenau.....	24, 169
Bad König/Kimbach.....	287
Bad Orb.....	104, 217, 285
Bad Soden-Salmünster/Alsberg.....	221
Bad Soden-Salmünster/Eckardroth.....	172, 195, 219
Bad Soden-Salmünster/Kerbersdorf.....	202
Bad Soden-Salmünster/Mernes.....	55
Bad Soden-Salmünster/Romsthal.....	23, 203
Baiersmühle.....	202
Basaltbruch Breite First.....	244, 249ff., 291
Basaltbruch Breitenborn.....	89, 201, 221ff., 244, 246, 251, 291
Basaltbruch Rinderbügen.....	244f., 250, 291
Baßberg.....	57, 82, 108ff., 233, 241f.

Bayerischen Wald.....	280
Bayers-Berg.....	79
Bei den sieben Buchen.....	67
Beilstein.....	24, 52, 120f., 217, 259
Bellinger Berg.....	23, 59, 79
Bellinger Warte.....	270
Bellings.....	207
Bellingser Kreuz.....	79, 104, 135, 207, 213ff., 218
Bergheim.....	100
Bergsträßer Odenwald.....	13
Bessenbach.....	18, 28, 68f., 75, 77, 266, 276, 286
Bessenbach/Keilberg.....	97, 251
Bessenbach/Oberbessenbach.....	13, 97, 216
Bessenbach/Straßbessenbach.....	266
Bessenbach/Unterbessenbach.....	286
Beutelstein.....	97
Bieber.....	30, 39, 46, 52, 55
Biebergemünd/Bieber.....	16, 30, 104, 120, 135, 285
Biebergemünd/Kassel.....	216
Biebergemünd/Röhrig.....	14
Biebergemünd/Wirtheim.....	264
Bieberhöhe.....	52
Bildeckhöhe.....	185
Bildkopf.....	60, 63, 67
Birken-Berg.....	252
Birkenhöh.....	267
Birkigsbach.....	75
Birstein.....	101, 206, 219
Bischberg.....	181
Bischbrunn.....	28, 135, 144, 148, 151f., 155, 157
Bischbrunn/Esselbach.....	60
Bischbrunn/Steinmark.....	121
Bischlings-Berg.....	69, 71, 111f., 234, 280, 285
Blankenbach/Königshofen.....	76
Blankenbach/Sommerkahl.....	17, 69, 99
Bocks-Berg.....	22f., 64, 78ff., 106
Böllsteiner Odenwald.....	13
Bor-Berg.....	112
Borgels.....	271
Bornwiesen.....	23
Bracht.....	203, 206
Brachtal/Hellstein.....	101, 204f.
Brachtal/Spielberg.....	244
Brandenberg.....	70
Braunkohletagebau Schlüchtern/Elm.....	223
Breite First.....	210f., 218f., 244, 250f.

Breitenbrunn.....	275
Breitfeld.....	244
Breuberg	13
Bruchköbler Naßböden.....	284
Brühlgraben.....	263
Buch-Berg.....	77
Büdingen/Rinderbügen.....	203
Büdingen/Waldensberg.....	244
Büdingen Wald.....	14, 65, 73, 86, 89, 100, 251, 291
Burg Brandenstein.....	117
Burgsinn.....	56, 126
Burgsinner Kuppe.....	135
Bürgstadt.....	118
Buschgraben.....	242
Buschhöhe.....	130
Bussig-Berg.....	78
Collenberg/Kirschfurt.....	63
Dachs-Berg.....	177
Dallecker.....	135, 203
Dammbach.....	64, 130, 241, 267, 283, 285, 289
Dammbach/Krausenbach.....	267
Dammbach/Wintersbach.....	286
Darmstädter Stadtwald.....	169
Dolomitstein-Bruch Feldkahler Höhe.....	119
Donau.....	184, 271
Dorfprozelten.....	273
Dreieich/Offenthal.....	169
Dreßlingkopf.....	31
Düren-Berg.....	267
Dürren-Berg.....	130, 265
Eberbach.....	159
Echterspfafl.....	60f., 63f., 67, 191
Eichel-Bach.....	263
Eichelberg.....	95
Eichelsberg.....	60f., 78, 103, 180f., 196, 242
Eichenberg.....	54, 60
Eichhöhe.....	79
Eisen-Berg.....	135
Eiserne Hose	94
Eisinger Höhe.....	102
Elmbach.....	59
Elmer Braunkohlestufe.....	211, 223
Elsava.....	35f., 64, 78, 176
Elsenfeld.....	126, 272
Elsenfeld/Eichelsbach.....	103, 180
Elsenfeld/Schippach.....	176f., 185, 272

Eppertshausen.....	169
Erbig.....	72, 81, 269
Erlenbach a. Main.....	279
Erlenbach a. Main/Schmachtenberg.....	286
Erlenbach a. Main/Streit.....	78, 176
Erlenbach a. Main/Mechenhard.....	176f., 183, 185
Eschau/Wildensee.....	130
Escheberg.....	201
Eselshöhe.....	28, 57, 67f., 104, 135, 191, 194, 196, 230, 232, 240, 268
Esselbach.....	78, 80
Faulbach.....	63, 79f., 153, 273, 275
Fechenbach.....	63
Feldberg.....	159
Feldkahl.....	76, 234, 254
Feldkahler Höhe.....	17f., 77, 98, 105, 119, 241, 252, 254f., 269
Fella.....	56
Felsberg.....	97
Fichtelgebirge.....	194
Find-Berg.....	68, 71f., 77, 104, 269, 291
Fliede.....	36
Fliesenbach.....	56
Flöhberg.....	272
Flörsbach.....	30, 241
Flörsbachtal/Lohrhaupten.....	54, 289
Forstwald.....	126, 185, 272
Frammersbach.....	30, 54
Franken.....	124
Frankenhöhe.....	265
Fränkisch-Crumbach.....	112
Fränkische Alb.....	164, 184
Fränkische Saale.....	278
Fränkisches Gäuland.....	4, 124
Franzosenkopf.....	65, 67f., 73, 75, 263
Freigericht/Somborn.....	10
Freudenberg.....	279
Freudenberg/Boxtal.....	273
Freudenberg/Ebenheid.....	102
Freudenberg/Rauenberg.....	102
Freudenberg/Wessental.....	102
Fulda.....	36
Gailbach.....	71
Gailbach-Dörrmorsbacher Inselberg-Komplex.....	232
Galgen-Berg.....	67, 72
Garten-Berg.....	97
Geiers-Berg.....	190
Geiersberg.....	30f., 38, 60, 63f., 78ff., 126, 135, 154, 191, 196, 230, 267, 274, 292

Geierskopf.....	31
Geisberg.....	60
Geiselbach.....	14, 31, 75, 160, 255
Geiselbach-Formation.....	10, 14, 92f.
Geiselbach/Omersbach.....	31
Geiskopf.....	89
Geißhöhe.....	63, 78
Gelnhausen.....	101, 120, 203, 206, 244
Gelnhausen/Meerholz.....	72
Gelnhausen/Roth.....	73
Gemünden.....	39, 54
Gemünden/Harrbach.....	100
Gemünden/Wernfeld.....	272f.
Gerlings-Berg.....	58
Giebel.....	23, 203
Glasberg.....	67, 135
Glattbach.....	97
Godels-Berg.....	97
Goldbach.....	97
Goldbacher Stufe.....	10
Gollasch.....	242
Gräfen-Berg.....	17, 69, 71, 105, 234
Gräfendorf.....	39
Grauen-Berg.....	72f., 105
Grauenstein.....	97
Greinberg.....	274
Grohberg.....	80, 275
Groß-Zimmern.....	169
Großen Höhle.....	121
Großen Mittelrain.....	101
Großhemsbach.....	74
Großheubach.....	30, 78, 272, 279
Großkahl/Bamberger Mühle.....	268
Großkrotzenburg.....	228f., 279
Großwallstadt.....	50, 63f., 168, 279
Großwallstadt-Obernburger Graben.....	30, 43, 77, 82, 147, 180f., 185f., 187, 189ff., 257, 272, 283, 285, 291f.
Grube Marga.....	99
Grube Messel.....	169f.
Grube Wilhelmine.....	99, 161
Gründau-Breitenborn.....	224
Günthersmühle.....	216
Habertshof.....	203
Hafenlohr.....	28, 34, 36, 60, 64, 78, 80, 126, 130, 241
Hagflur.....	273
Hahle.....	104

Hahnenkamm.....	10, 16, 38, 69f., 74, 76, 92, 94f., 137, 216, 228f., 232, 236f., 240, 256, 260, 283, 285, 292
Hahnenkamm-Haidkopf-Höhenzug.....	232, 236, 239
Hahnenkammdurchbruch.....	269
Haibach.....	12, 266
Haibach/Dörrmorsbach.....	13, 71, 97
Haibach/Klingerhof.....	269
Haibach/Winzenhohl.....	216
Haidkopf.....	74f., 292
Haidkopf-Höhenzug.....	76
Hammels-Berg.....	101, 269
Hanau-Seligenstädter Senke....	2, 26, 31, 74, 100, 167, 171, 189, 195, 197, 226ff., 232, 235, 237, 239f., 260, 262, 269, 283, 292f.
Hanauer Becken.....	171, 227
Hanauer Berg.....	53, 56, 104, 166, 191
Hardheim.....	24
Harres.....	54
Hart-Koppe.....	14, 98, 160f., 184, 254, 265, 276
Harten-Berg.....	263f., 276
Hasenkopf.....	72, 77
Haßberge.....	4, 123, 197, 215, 265
Hasselroth/Bernbach.....	126
Hasselroth/Niedermittlau.....	72
Hasslochbach.....	36, 38
Hau-Berg.....	199f.
Haupt-Graben.....	75
Hausen.....	191, 242
Heidelberg.....	112
Heigenbrücken.....	101, 108f., 120
Heiligenhöhe.....	73
Heimbuchenthal.....	103, 130, 176, 286
Heinchsthöhe.....	185
Heinrichs-Berg.....	13, 97
Heinrichsbach.....	64, 78
Heinrichsthal.....	57
Heldburger Gangschar.....	159
Hemsbach.....	74
Hengstkopf.....	59f.
Hermannskoppe.....	30f., 54, 56, 138, 191
Herz-Berg.....	73
Hessenthal.....	130
Heubach.....	78, 272
Hirschbachgrund.....	264
Hirschberg.....	59, 230
Hirschhörner.....	57, 67, 74
Hirschkopf.....	60, 63, 67, 130, 191

Hirzenhain.....	243
Hochspessart.....	289
Hockenhöh.....	31
Hof Eich.....	263
Hof Trages	10
Hofheim am Taunus.....	242
Höhe.....	76
Hohe Mark.....	74
Hohe Warte.....	60, 130
Hoher Berg.....	52, 62f., 153, 217, 259
Hoher Querberg.....	67
Hoher-Stein-Höhle.....	121
Horst.....	46, 52f., 55, 166, 217
Hösbach.....	70, 256
Hösbach/Feldkahl.....	96
Hösbach/Rottenberg.....	69, 104
Hösbach/Wenighösbach.....	10
Huckelheim.....	16
Hundsrück.....	130
Hundsrückkopf.....	63
Hutten/Gundhelm.....	199, 210ff.
Intramontanes Becken Baßberg-Sailhöhe.....	54, 56, 104, 130, 194, 241, 292
Jakobsruh.....	118
Johannesberg.....	76
Johannesberg/Daxberg.....	76, 241
Johannesberg/Oberafferbach.....	76
Johannesberg/Rückersbach.....	76
Johannesberg/Steinbach.....	96
Jossa.....	28, 34, 39, 52f., 56, 60, 104, 217, 241, 269
Joßgrund.....	55, 207, 289
Joßgrund/Lettgenbrunn.....	24, 120, 217
Joßgrund/Pfaffenhausen.....	55
Joßgrund/Villbach.....	52
Kahl.....	38, 70, 74ff., 228f., 239f., 252, 261, 269, 275f., 278
Kahldurchbruch.....	229, 239
Kahlgrund.....	16, 65, 76, 229
Kaisels-Berg.....	71, 104, 269
Kalbach/Heubach.....	23
Kalbach/Veitsteinbach.....	244
Kalmus.....	240
Kaolingrube Bergheim.....	100, 291
Kaolingrube Ortenberg.....	100, 119, 291
Kapuzinerspitze.....	67f.
Karlshöhe.....	79
Karlstadt/Gambach.....	22
Karlstein a. Main/Dettingen.....	279

Karsbach.....	22
Kasselbach.....	55
Kasselgrund.....	216, 259
Katzenbuckel.....	159, 164f., 169, 171, 195
Katzenstein.....	203, 206f., 214
Kauppen.....	74
Kefenrod/Rinderbügen.....	244f.
Keller-Berg.....	77
Kelterberg.....	59, 118, 218
Kembach.....	24
Kerbersdorf.....	117
Kiesberg.....	203
Kiesgrube Karlstein/Dettingen.....	278
Kimbachtal.....	287
Kinzig.....	14, 23, 26f., 34, 38f., 58f., 65, 72, 79, 117, 135, 202, 207, 221, 264, 270, 274f., 278
Kinzig-Mulde.....	258
Kirchhöhe.....	273
Klaffen-Brunnen.....	267
Kleinaschaff.....	67
Kleiner Grund.....	63
Kleinkahl/Großkahl.....	16
Kleinkahl/Wesemichshof.....	252
Kleinostheim.....	31, 75, 99f.
Kleinwallstadt a. Main.....	86f., 103, 180, 201, 242, 265, 269, 273, 279, 282
Klingbach.....	46, 55
Klingelsbach-Graben.....	106
Klingenberg.....	77, 80, 167, 169, 172ff., 182, 187, 189ff., 196, 230
Klingenberg/Röllfeld.....	278f.
Klingenberg/Trennfurt.....	273
Klingenberger Strom.....	178, 183
Klingenberger Tone.....	172f., 178, 180, 186, 194, 196, 291f.
Klosterberg.....	67, 69, 71, 104f., 234, 291
Klosterhöhe.....	79
Klosterküppel.....	31, 59
Königsberg.....	55, 60
Königsstein.....	76
Kors-Berg.....	266, 276
Kösseine.....	194
Kraichgau.....	168
Kraichgau-Saale-Trog.....	13
Kreuzsteintor.....	130
Kreuzstruth.....	203
Kreuzwertheim.....	80, 275
Kreuzwertheim/Unterwittbach.....	23
Kriegelberg.....	74
Kristalliner Vorspessart.....	9, 31, 43, 216

Krombach.....	76, 240
Kropf.....	79
Kropfbach.....	63, 79, 267
Künzbach.....	103
Kuppe.....	65, 68, 104, 119, 194, 234, 291
Laacher Maar.....	280
Landrücken.....	206, 211, 218, 220, 223
Langer Berg.....	63, 78, 106, 191, 274
Lärchenberg.....	57, 67
Lärchhöhe.....	31
Laufach.....	18, 65, 68, 70, 73, 111f., 230f.
Laufach/Hain.....	230
Leidersbach.....	130
Leidersbach/Roßbach.....	191
Lich.....	94
Lichte Platte.....	76
Linden-Berg.....	73, 234
Linsengericht/Eidengesäß.....	72
Linsengericht/Altenhaßlau.....	263
Linsengericht/Geislitz.....	263
Linsengericht/Großenhausen.....	14, 263
Linsengericht/Lützelhausen.....	72
Linsengericht/Waldrode.....	73
Lochborn.....	16, 285
Lohr.....	28, 31, 34, 38f., 56f., 130, 241, 269
Lohr a. Main.....	30f., 38, 54, 59, 80, 121
Lohr a. Main/Steinbach.....	36, 100, 279
Lohrbach.....	28, 34, 53, 56, 139, 241
Ludwigshöhe.....	57
Madstein.....	217
Main.....	24f., 30, 36, 38f., 46, 59, 62f., 72, 78ff., 82, 106, 176, 178, 271, 273f., 278f.
Main-Kinzig-Kreis.....	120
Mainfranken.....	265
Mainfränkische Platten.....	38, 124
Mainhölle.....	63, 118
Maintal.....	272f., 275ff., 284, 292
Mainzer Becken.....	169, 171, 179, 195
Mark-Berg.....	52, 191
Marktheidenfeld.....	22, 27, 80, 273ff., 279
Marktheidenfeld/Karbach.....	24, 26
Meerholzer Heiligenkopf.....	72
Meerholzer Tongrube.....	72
Meerholzer Zeugenberge.....	69, 72, 105, 160, 235, 263
Meis-Berg.....	13, 71, 97
Mespelbrunn.....	286
Messel.....	167, 169ff., 182, 195

Messeler Hügelland.....	169f.
Michelstadt i. Odw.....	112f.
Mies-Berg.....	67
Miltenberg.....	30f., 80, 279, 286
Miltenberger Strom.....	178
Mittelmain.....	271, 273
Mittelrain.....	101
Mömbris-Formation.....	10
Mömbris/Dörnsteinbach.....	76
Mömbris/Hemsbach.....	74
Mömbris/Schimborn.....	70, 239
Mömlingen.....	168
Mönchberg.....	30
Morsberg.....	112
Mosbacher Humuszone.....	284
Mümling.....	13, 278
Münch.....	102
Müssel-Berg.....	54
Nassig.....	102
Neudorf.....	214
Neuhütten.....	99
Neuhütten/Bischborner Hof.....	59
Neunkirchen.....	102
Neuses.....	240
Niedermittlauer Heiligenkopf.....	72
Niedernberg.....	279
Nördlicher Sandsteinspessart.....	46, 192
Nordspessart.....	122, 216, 218, 221, 259, 276, 282, 288
Ober-Wald.....	278
Oberleichtersbach.....	169
Obermain.....	279
Obernauer Wald.....	269f.
Obernburg a. Main.....	50, 63f., 100, 167, 180
Obernburg a. Main/Eisenbach.....	168
Oberrheingraben.....	2, 171, 195, 197
Oberrodener Hügelland.....	14
Ochsenkopf.....	194
Odenwald.....	4, 13, 31, 38, 97, 124, 159, 163ff., 168ff., 195, 262
Oos-Saale-Trog.....	13
Orb.....	39, 46, 55
Orbgrund.....	217
Ortenberg.....	100, 221
Osthessisches Bergland.....	38
Pfaffen-Berg.....	13, 68, 96
Pfarrküppel.....	52
Plattenberg.....	86f., 103, 180f., 196, 201, 242, 265, 269, 273, 282, 291

Pollershöhe.....	283, 285f.
Probsthöhe.....	80, 135
Profil Harten-Berg II.....	263
Profil Basaltbruch Breitenborn.....	246ff.
Profil Bellingser Kreuz.....	208ff., 213
Profil Bischlingsberg I.....	280f., 285
Profil Bischlingsberg II.....	280f., 285
Profil Bischlingsberg III.....	280, 282, 285
Profil Breite First.....	261
Profil Breite First I.....	249f.
Profil Breitenborn.....	261
Profil Eichelberg.....	95f., 236, 256, 261
Profil Feldkahler Höhe.....	252, 255
Profil Gundhelm.....	210ff.
Profil Harten-Berg I.....	263, 265, 276
Profil Harten-Berg II.....	263, 265, 276
Profil Kimbach IV.....	287f.
Profil Mömbris.....	93f., 236, 256
Profil Quarzit-Bruch Hemsbach.....	94f., 256, 261
Profil Reisigwäldchen.....	271
Profil Rinderbügen.....	261
Profils Feldkahler Höhe.....	253
Quarzit-Bruch Hemsbach.....	94, 108, 236
Querberg.....	14, 31, 73, 153f.
Queren-Berg.....	52
Rabengrundkopf.....	74
Radstein.....	272
Rainberg.....	80, 275
Räuber-Heinz-Höhle.....	120
Rauenberg.....	72, 126
Rauhe Heil.....	67, 263
Rebsdorf.....	243
Rechtenbach.....	59, 121, 162
Regnitz.....	271
Reh-Berg.....	71, 104, 269
Reichenbach.....	76
Reisigwäldchen.....	270
Reuschberg.....	67
Rhein.....	271
Rhein-Main-Tiefland.....	38
Rheinische Achse.....	191, 292
Rheinisches Schiefergebirge.....	87
Rhön.....	4, 23, 25, 31, 124, 169, 197, 215f., 272
Riedel.....	101
Roden.....	24
Rodenbach-Schichten.....	13

Rodenbacher Hügelland.....	72, 160, 184, 283
Rohrbach.....	56
Rohrbrunn.....	31, 36
Röllbach.....	272
Ronneburger Hügelland.....	14, 124, 216, 251
Rosskopf.....	126
Rothenbuch/Lichtenau.....	64
Rothenfels.....	80
Rothenfels/Windheim.....	26
Rotsohl.....	130
Rottenberg.....	17, 69, 71, 104, 234
Rückersbach.....	75
Rückersbacher Schlucht.....	75, 95
Saar-Selke-Trog.....	13
Sailauf.....	14f., 69, 73, 98, 160f., 184, 276, 285
Sailauf-Rottenberger Inselberg-Komplex.....	232
Sailauf/Eichenberg.....	67ff., 99, 104, 109, 119f., 194, 230f., 233f., 252, 268
Sailhöhe.....	57, 82, 139, 241
Salmünster/Alsberg.....	218
Salz.....	203, 243
Sandbuckel.....	183, 185
Sande von Hohenzell.....	203
Sandgrube am Bleichthalhof.....	100
Sandgrube Bleichthalhof.....	291
Sandgrube Hellstein.....	198, 204ff., 259, 291
Sandkopf.....	23, 89, 203f.
Sandstein-Bruch Miltenberg-Nord.....	119
Sandstein-Odenwald.....	102, 112, 195, 287
Sandsteinbruch Kuppe.....	104, 119, 233, 260
Sandsteinspessart.....	5, 25, 28, 34, 42f., 46, 50, 59, 61, 65, 81, 107, 119, 130, 136ff., 143, 146, 157, 172, 226, 258f., 276, 283, 285
Schandel-Bach.....	263
Schecherloch.....	121
Schenkenwald.....	102
Schippach.....	77, 167, 169, 174, 176ff., 182, 187, 191, 196
Schippacher Sande.....	173, 177, 183ff., 272
Schippacher Tone.....	172f., 176ff., 180, 183, 185f., 194, 196, 272, 291f.
Schloß-Berg.....	111
Schlösses Johannisburg.....	72
Schlüchtern.....	23, 27, 43, 59, 117, 135, 200ff., 206, 219f., 270, 283
Schlüchtern/Breitenbach.....	117
Schlüchtern/Elm.....	117, 201ff., 225
Schlüchtern/Herholz.....	58, 106, 270
Schlüchtern/Hinkelhof.....	199, 203
Schlüchtern/Hohenzell.....	118, 203, 270
Schlüchtern/Kressenbach.....	203

Schlüchtern/Rahmholz.....	244, 249
Schlüchtern/Ratzerod.....	203
Schlüchterner Becken.....	23, 56, 58f., 79f., 82, 90, 106, 117, 136ff., 143, 197, 199ff., 206, 215, 210, 218, 222, 229, 243, 256, 258, 261, 278, 283, 285, 291f.
Schlüchterner Mulde.....	258
Schlüchterner Tunnel.....	206
Schmale Sinn.....	34
Schneeberg.....	194
Schnepfenkopfhöhle.....	120
Schneppenbach.....	76, 240
Schneppenbacher Höhe.....	75f., 240
Schollbrunn.....	154
Schotten/Rainrod.....	218
Schwab.....	73, 234
Schwäbische Alb.....	164f., 184
Schwadelsberg.....	117, 219
Schwarzenfels.....	24
Schwarzer Berg.....	217
Schwarzkopf.....	57, 67f., 101, 104
Schwarzkopftunnel.....	101
Schwarzwald.....	159
Schwerspatgrube Christiane.....	162
Schwerspatgrube Neuhütten.....	99
Sellplatte.....	102
Sieblös.....	169
Sindersbach.....	56
Sinn.....	34, 38f., 56, 59, 135, 269
Sinntal/Breunings.....	270
Sinntal/Mottgers.....	23f.
Sinntal/Neuengronau.....	23f.
Sinntal/Oberzell.....	23f.
Sinntal/Sterbfritz.....	23
Sinntal/Weichersbach.....	23f., 201
Sinntal/Ziegelhütte.....	270
Sinntal/Züntersbach.....	23
Sodenbach.....	98
Sohlböden-Wald.....	177
Sohlhecke.....	273
Sohlhöhe.....	30, 54, 57, 59, 230
Solling.....	124
Sommer-Berg.....	252
Sommerau.....	78
Sommerkahl.....	161, 268
Sonnhöhe.....	31
Spessart-Rhön-Schwelle.....	13, 16ff., 25ff., 30, 159, 197, 229ff., 258f., 292
Spessartrandverwerfung.....	10, 74, 92, 100, 195, 227, 232, 237, 278

Spießknüchl.....	98, 104, 111
Sprendlinger Horst.....	168
Stadtprozelten.....	102
Stadtprozelten/Faulbach.....	279
Steckenlaubshöhe.....	30f., 54, 59f., 230
Steig-Koppe.....	67, 73f., 104
Steigerwald.....	4
Steigknüchl.....	266
Steigkoppe.....	68, 194
Steinau a.d. Straße.....	23, 59, 104, 117, 120f., 135, 203, 207, 210, 214, 270
Steinau a.d. Straße/Seidenroth.....	218
Steinau a.d. Straße/Marborn.....	203, 219
Steinau a.d. Straße/Marjoß.....	119, 121, 207, 218
Steinau a.d. Straße/Ulmbach.....	219, 243
Steinaubach.....	23, 59, 203
Steinbach.....	96
Steinbachsgrund.....	56
Steinerne Haus.....	121
Steinfirst.....	24, 59
Steiniger Berg.....	53
Steinmarker Berg.....	121
Steinmärker-Bach.....	78
Steinsbergschlot.....	159
Stempel-Höhe.....	74
Stengerts.....	72, 104, 126, 269
Stephanskuppe.....	23, 135
Sterbfritz/Weiperz.....	117, 203
Stiftes.....	201
Stilles Acker.....	207, 213
Stockstadt.....	99, 283
Stockstädter Stufe.....	10
Stöckwald.....	219
Streitberg.....	183
Südböhmen.....	288
Südlicher Sandsteinspessart.....	121
Südrhön.....	38, 244, 282, 292
Südwest-Spessart.....	87, 89, 103, 182, 192, 196, 242, 272, 283
Südwestlicher Sandsteinspessart.....	94, 137, 143, 147, 173, 191
Sulzbach a. Main.....	62
Sulzbach a. Main/Soden.....	97f., 104, 111
Tanzplatz.....	67
Tauber.....	24, 278
Tauberleitenkopf.....	54, 56
Taubertal.....	272
Taufstein.....	218
Teufelshöhle.....	117, 120

Teufelskanzel.....	97
Thüringen.....	25
Thüringer Wald.....	184
Tongrube Bellingser Kreuz.....	198, 207, 210, 213, 259, 291
Tongrube Gundhelm.....	210, 212, 223, 259, 291
Tongrube Mainflingen.....	262
Tongrube Vierstöck.....	112f.
Tonkautenkopf.....	79, 207, 215, 218
Trages-Formation.....	10
Trau-Berg.....	64
Trieb-Graben.....	100
Triefenstein.....	106
Triefenstein/Lengfurt.....	24
Triefenstein/Rettersheim.....	23
Triefenstein/Trennfeld.....	279
Trümmerhöhle.....	121
Uhlenbach.....	63
Ulmbach/Sarrode.....	117
Unterfranken.....	283
Untermain.....	271
Untermain-Trapp.....	216
Untermainebene.....	34, 36, 38, 62, 72, 80, 82, 93f., 269, 273, 276, 283, 285
Urdonau.....	271
Urphar-Dertinger Hügelland.....	102
Veilchen-Bach.....	176
Vielbrunn.....	102
Vier Fichten.....	100f.
Vilbeler Sande.....	227
Vogelsberg.....	38, 87, 89f., 122, 171, 197, 202f., 206, 214ff., 218ff., 243, 259, 261, 292
Volmerz.....	210
Vorderer Bau-Wald.....	272
Vorderer Spessart.....	9, 25, 36, 43, 50, 66, 81, 92, 96ff., 112, 122, 124, 137f., 143, 168ff., 195, 197, 216, 225ff., 232, 239ff., 256, 259f., 265, 274, 283ff., 292
Wächtersbach.....	100f.
Wächtersbach/Aufenau.....	120
Wächtersbach/Breitenborn.....	89
Wächtersbach/Hesseldorf.....	203
Wächtersbach/Wittgenborn.....	203
Wächtersbacher Braunkohlehorizont.....	223f., 259
Waldaschaff.....	74
Waldenhausen.....	272
Waldspitze.....	53f., 56, 135, 191, 230
Walters-Berg.....	62
Waschbach.....	89
Wasserkuppe.....	169
Weibersbrunn.....	130

Weichersbach.....	24
Weinberg.....	24, 79, 117
Weinheim.....	163
Weiperz-Berg.....	203
Weiß-Berg.....	104, 111, 269, 291
Weißer Stein.....	201
Weissensteiner Höhe.....	67
Weißer Leimen.....	61
Wendel-Berg	12
Wernerstein.....	219
Wernfelder Schotter.....	185, 272
Wertheim.....	54, 78, 80, 101, 273
Wertheim/Bettingen.....	24
Wertheim/Hasloch.....	273
Wertheim/Urphar.....	22, 24, 30
Wertheimer Hochfläche.....	102, 257
Westernbach.....	239, 269
Westerngrund.....	16, 76, 240
Wetterau.....	26
Wetterau-Senke.....	13, 171
Wiesen.....	104, 241
Wiesenfeld.....	22
Wingertsberg.....	286
Wingertshecke.....	286
Winzenhohler Bach.....	216
Witters-Bach.....	176
Wölfersheim.....	183f.
Wolfswäldchen.....	117, 203
Wörth a. Main.....	80, 275
Würzburg.....	271
Wüstung Hergersfeld.....	288
Zeitlofs.....	13, 39, 54
Zellinger Mulde.....	274
Ziegel-Berg.....	75f., 240
Ziegeleigrube Alzenau.....	283, 285
Ziegeleigrube Hösbach.....	256, 284f.
Ziegeleigrube Hösbach-Bahnhof.....	275
Ziegeleigrube Marktheidenfeld.....	275

IV. Geländeprofilsschnitte

Abb. 86: Zeichenerklärung der in den Profilaufnahmen und den Profilschnitten verwendeten Signaturen.

Stbr.	ehemaliger Steinbruch
	ruinöse Burg- oder Klosteranlage
	Forstwirtschaftliche Nutzung
	Profilknick
	Störung vermutet oder nachgewiesen
	„f - Talfüllungen
	„fl - Fließerde, Blockschutt
	„s,a - Flugsand
	„löl - Löß, Lößlehm
	t mi, t pl - tertiäre Sedimente (Miozän, Pliozän)
	Saprolitisierung in bekannten Gesteinen
	„b - basaltische Gesteine, ungegliedert
	Ba - Schwerspatgang
	smD - Detfurth-Folge - Geröllsandstein, Wechselfolge
	smV - Volpriehausen-Folge - Geröllsandstein, Wechselfolge
	suS - Salmünster-Folge/Bernburg-Folge - Basissandstein, Wechselfolge
	suGD - Gelnhausen-Folge/Calvörde-Folge - Dickbank-Sandstein
	suGE - Gelnhausen-Folge/Calvörde-Folge - ECKscher Geröllsandstein
	suGH - Gelnhausen-Folge/Calvörde-Folge - Heigenbrücker Sandstein
	suB,fe/zB,fe - Bröckelschiefer-Folge, Rot- oder Brauneisensteinbank
	suB/zB - Bröckelschiefer-Folge - Oberer Bröckelschiefer, Unterer Bröckelschiefer
	z - z1 bis z4 [Zechstein-Dolomit]
	ro - Rodenbach-Schichten
	Kristalline Gesteine, ungegliedert

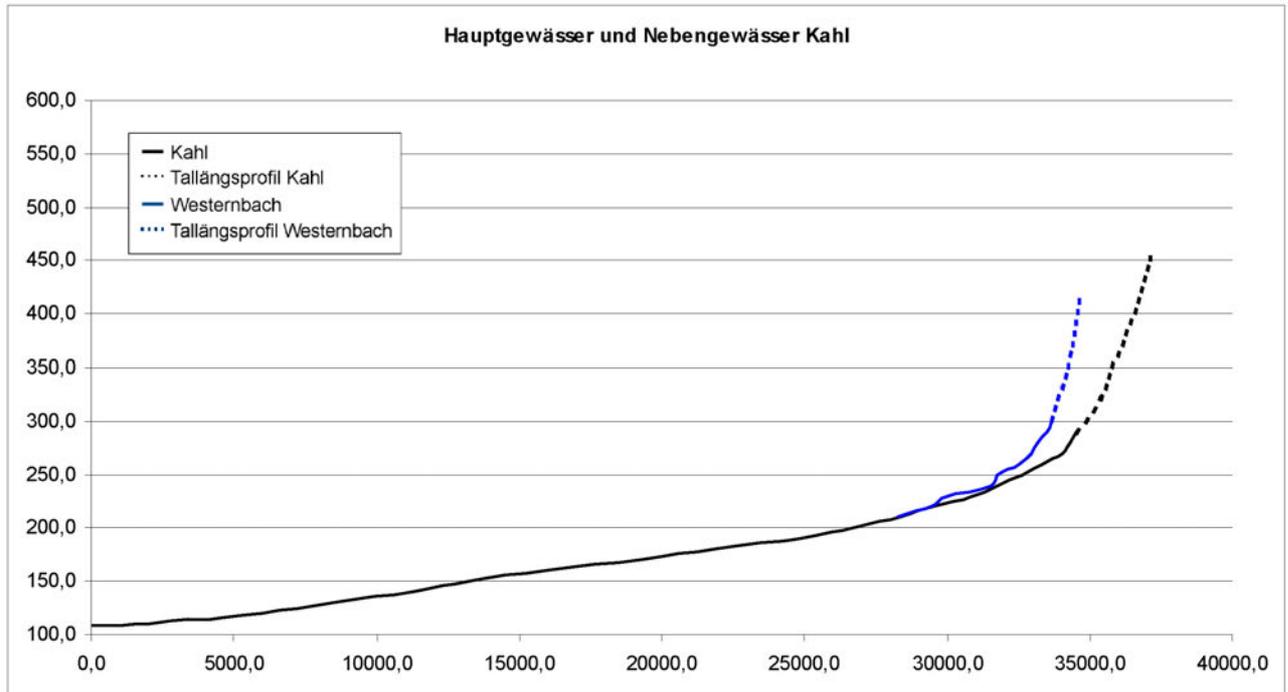


Abb. 87: Gewässerlängsprofile der Kahl und tributärer Gewässer. - Quelle: Landesvermessungsämter Baden-Württemberg, Bayern und Hessen.

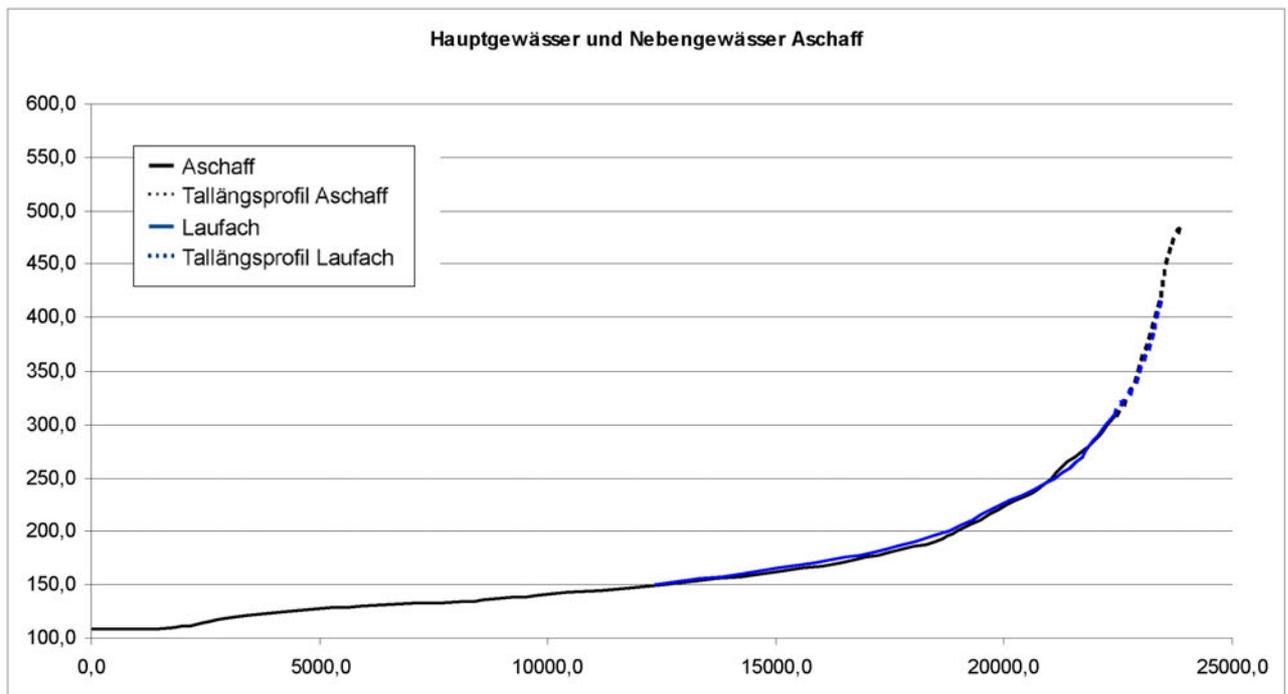


Abb. 88: Gewässerlängsprofile der Aschaff und tributärer Gewässer. - Quelle: Landesvermessungsämter Baden-Württemberg, Bayern und Hessen.

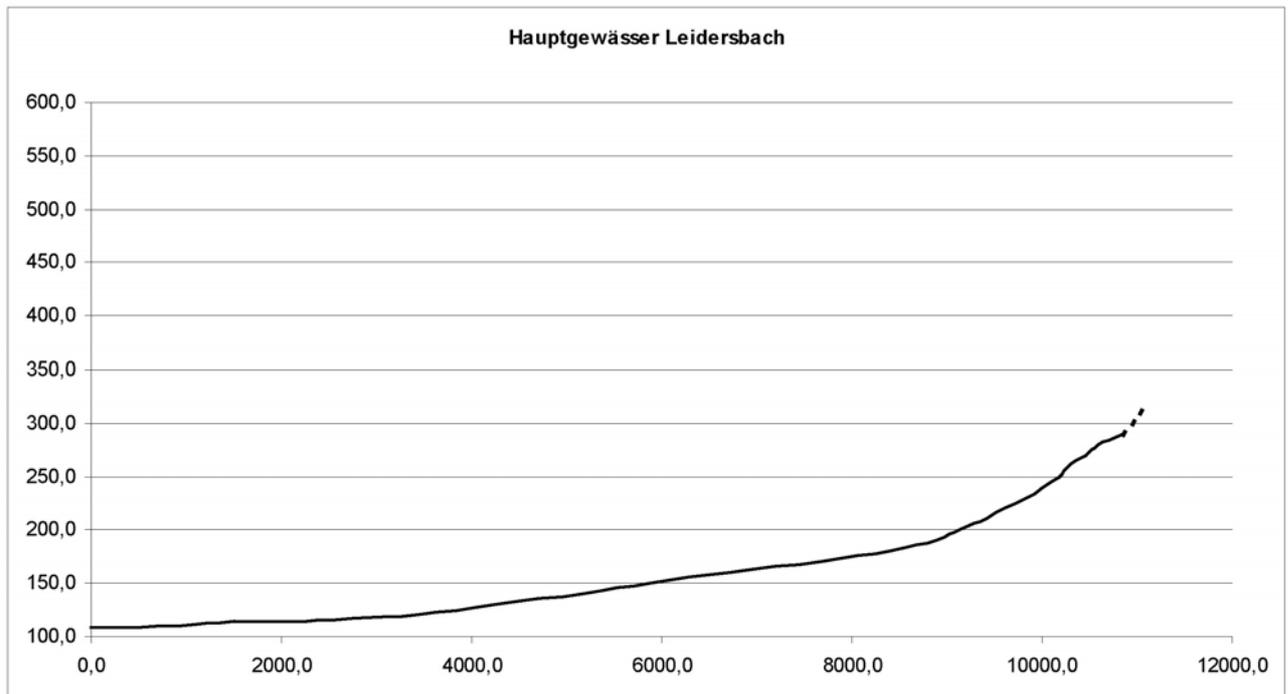


Abb. 89: Gewässerlängsprofil des Leidersbachs. - Quelle: Landesvermessungsämter Baden-Württemberg, Bayern und Hessen.

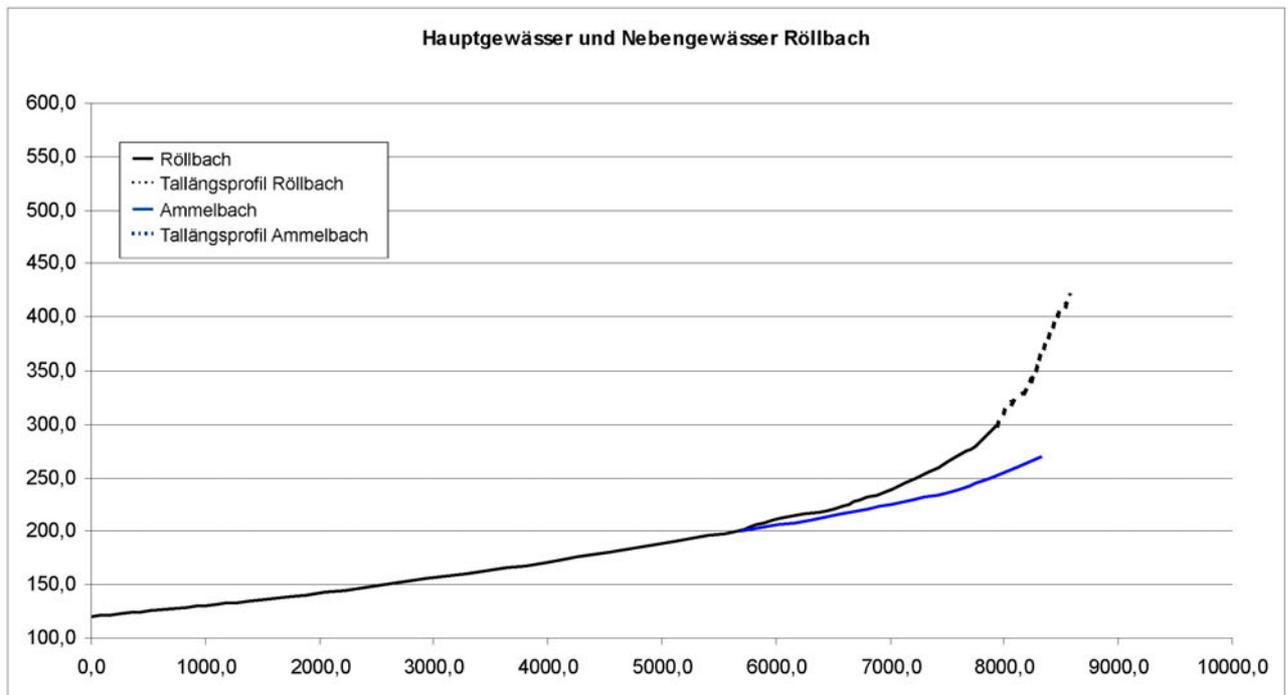


Abb. 90: Gewässerlängsprofile des Röllbachs und tributärer Gewässer. - Quelle: Landesvermessungsämter Baden-Württemberg, Bayern und Hessen.

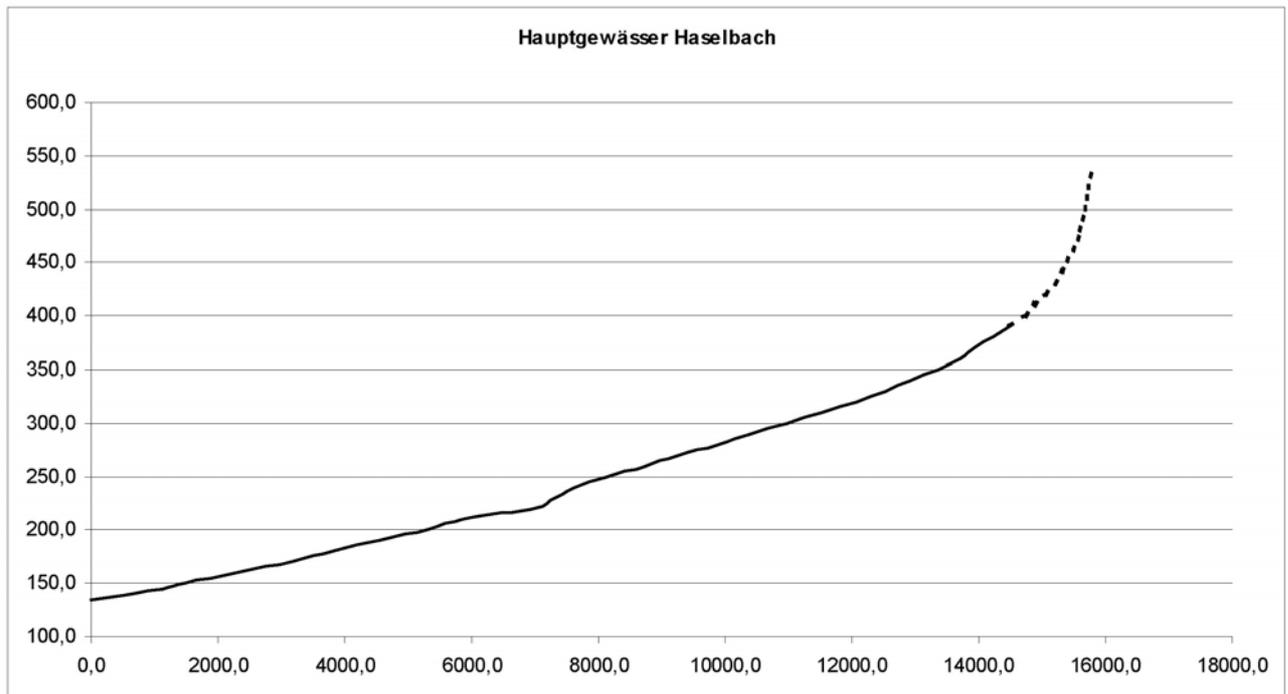


Abb. 91: Gewässerlängsprofil des Haslochbaches. - Quelle: Landesvermessungsämter Baden-Württemberg, Bayern und Hessen.

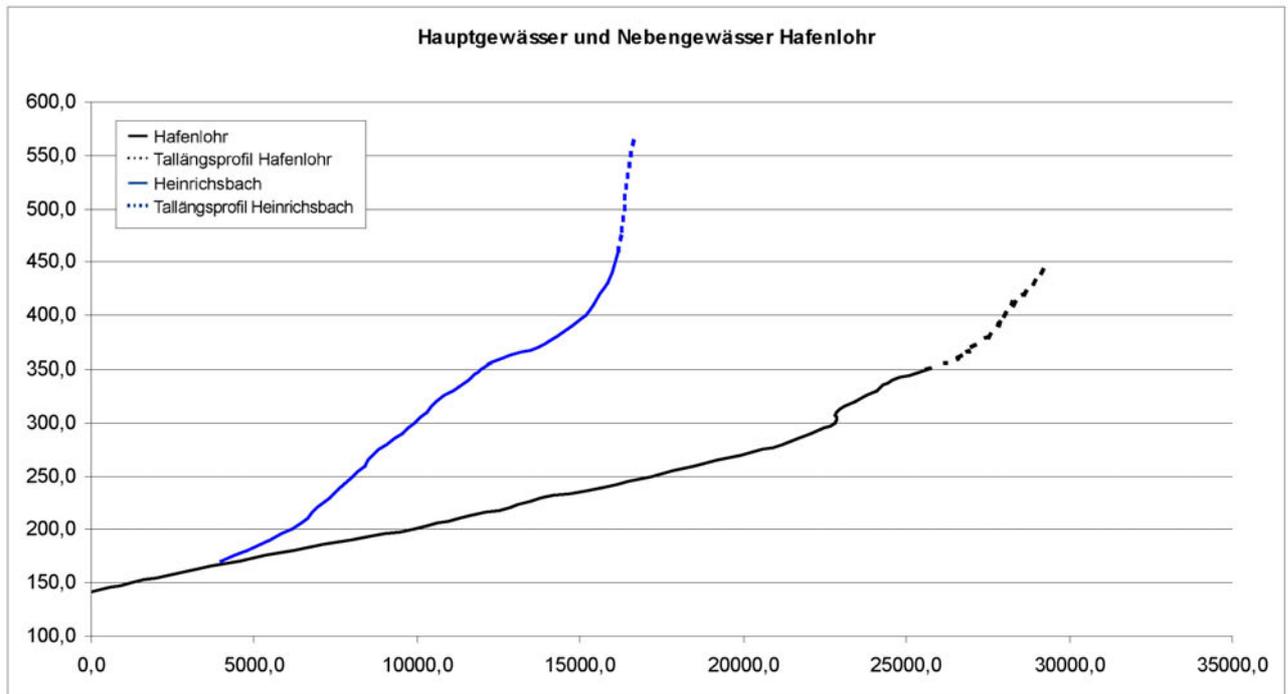


Abb. 92: Gewässerlängsprofile der Hafenlohr und tributärer Gewässer. - Quelle: Landesvermessungsämter Baden-Württemberg, Bayern und Hessen.

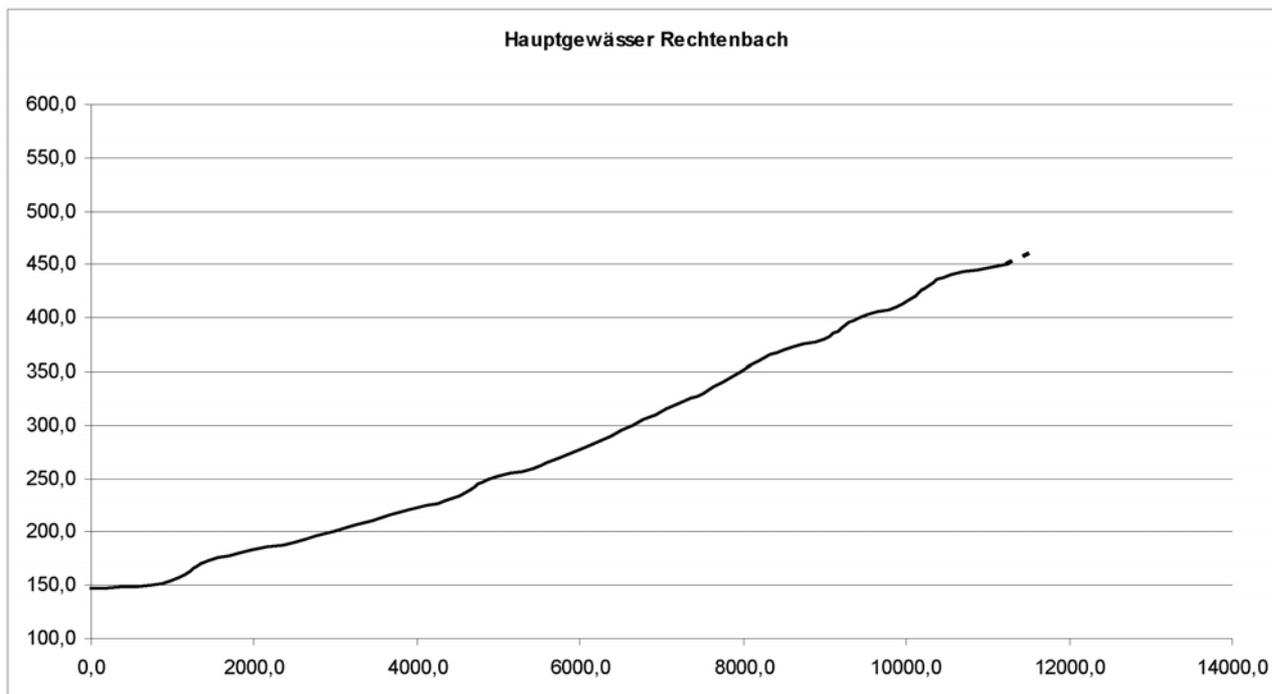


Abb. 93: Gewässerlängsprofil des Rechtenbachs. - Quelle: Landesvermessungsämter Baden-Württemberg, Bayern und Hessen.

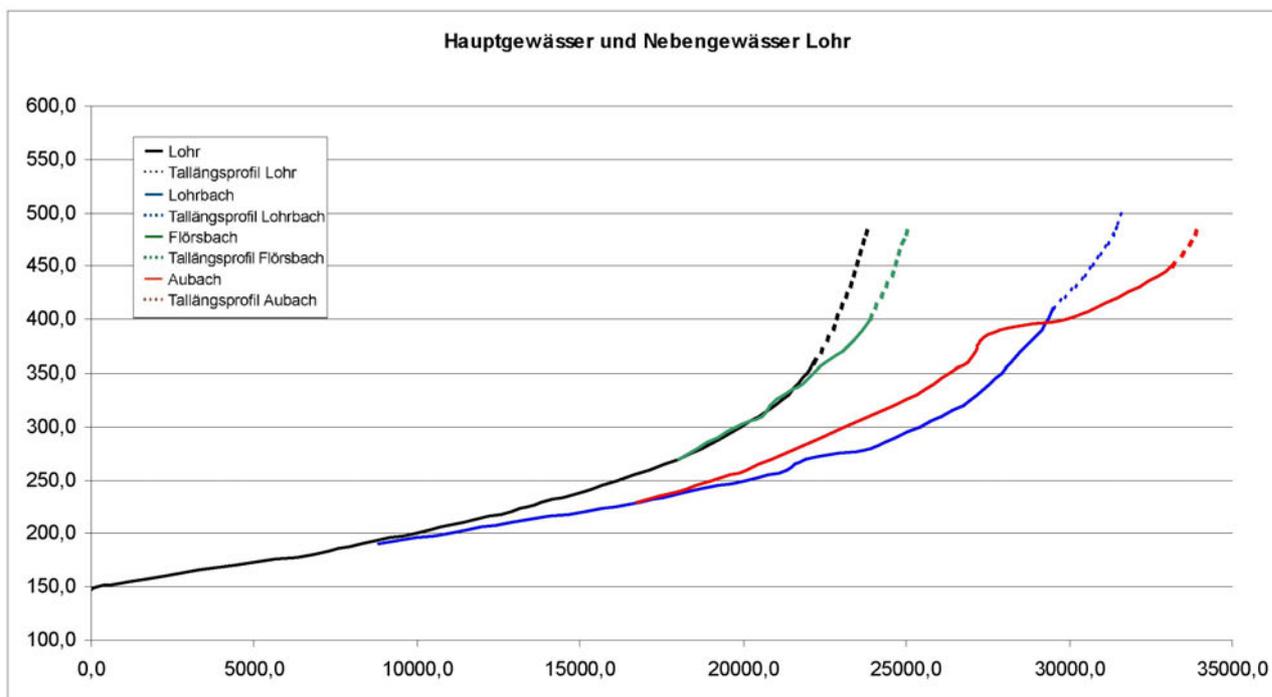


Abb. 94: Gewässerlängsprofile der Lohr und tributärer Gewässer. - Quelle: Landesvermessungsämter Baden-Württemberg, Bayern und Hessen.

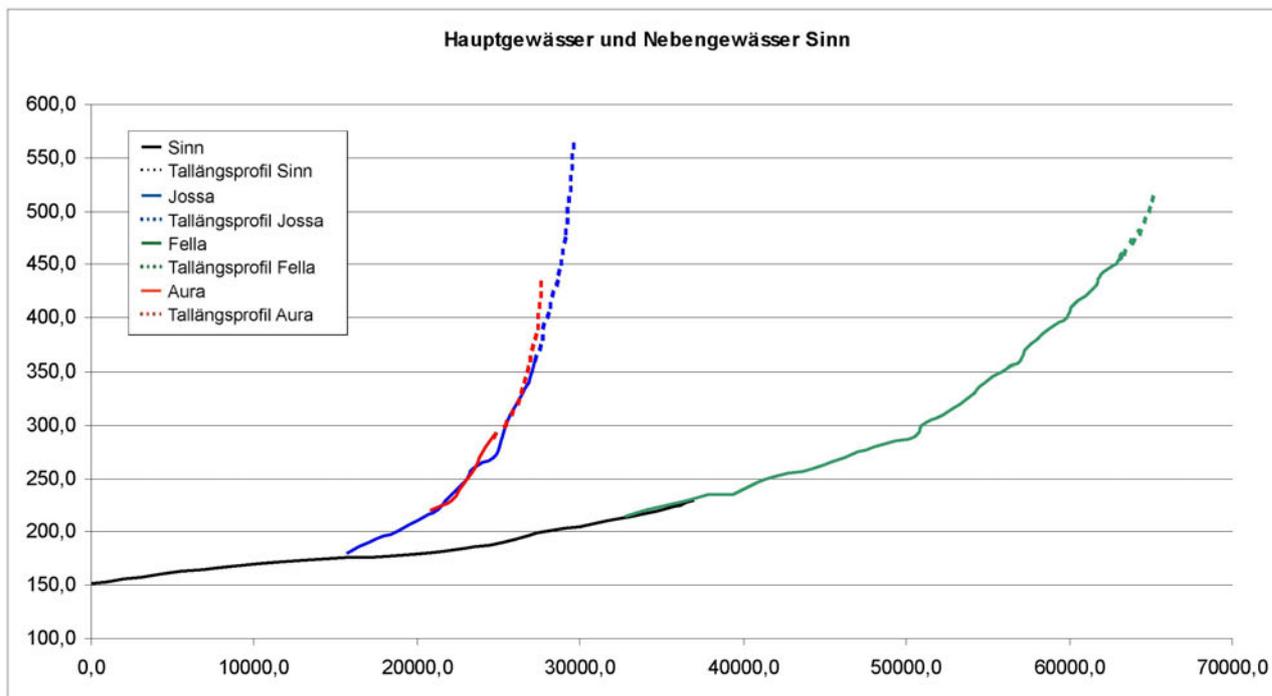


Abb. 95: Gewässerlängsprofile der Sinn und tributärer Gewässer. - Quelle: Landesvermessungsämter Baden-Württemberg, Bayern und Hessen.

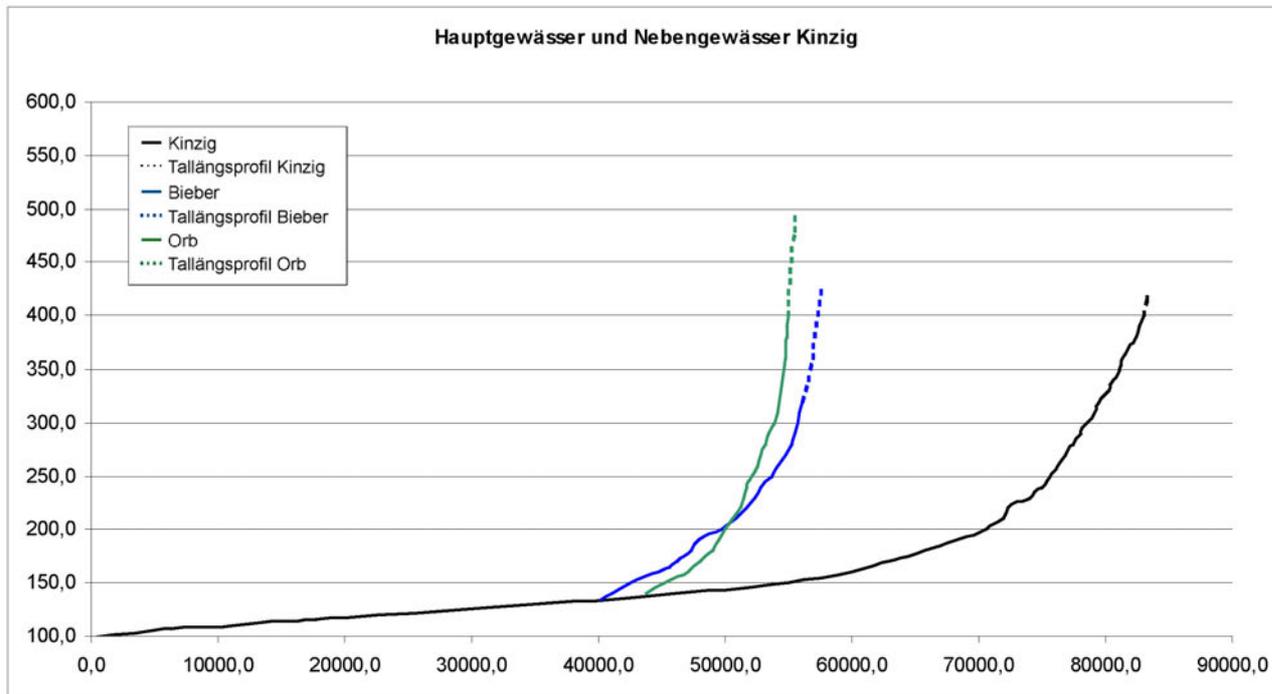


Abb. 96: Gewässerlängsprofile der Kinzig und tributärer Gewässer. - Quelle: Landesvermessungsämter Baden-Württemberg, Bayern und Hessen.

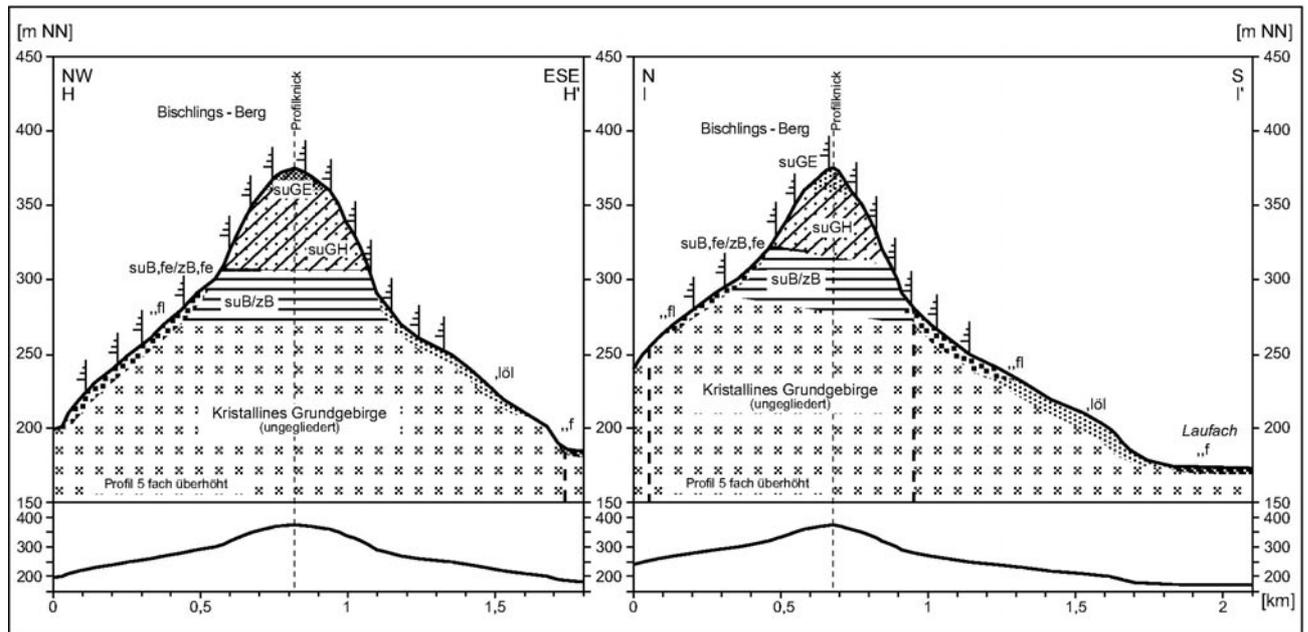


Abb. 97: Geländeprofileschnitte des Bischlingsberges südlich Sailauf/Vorderer Spessart.
 - Grundlage: OKRUSCH & WEINELT (1965).

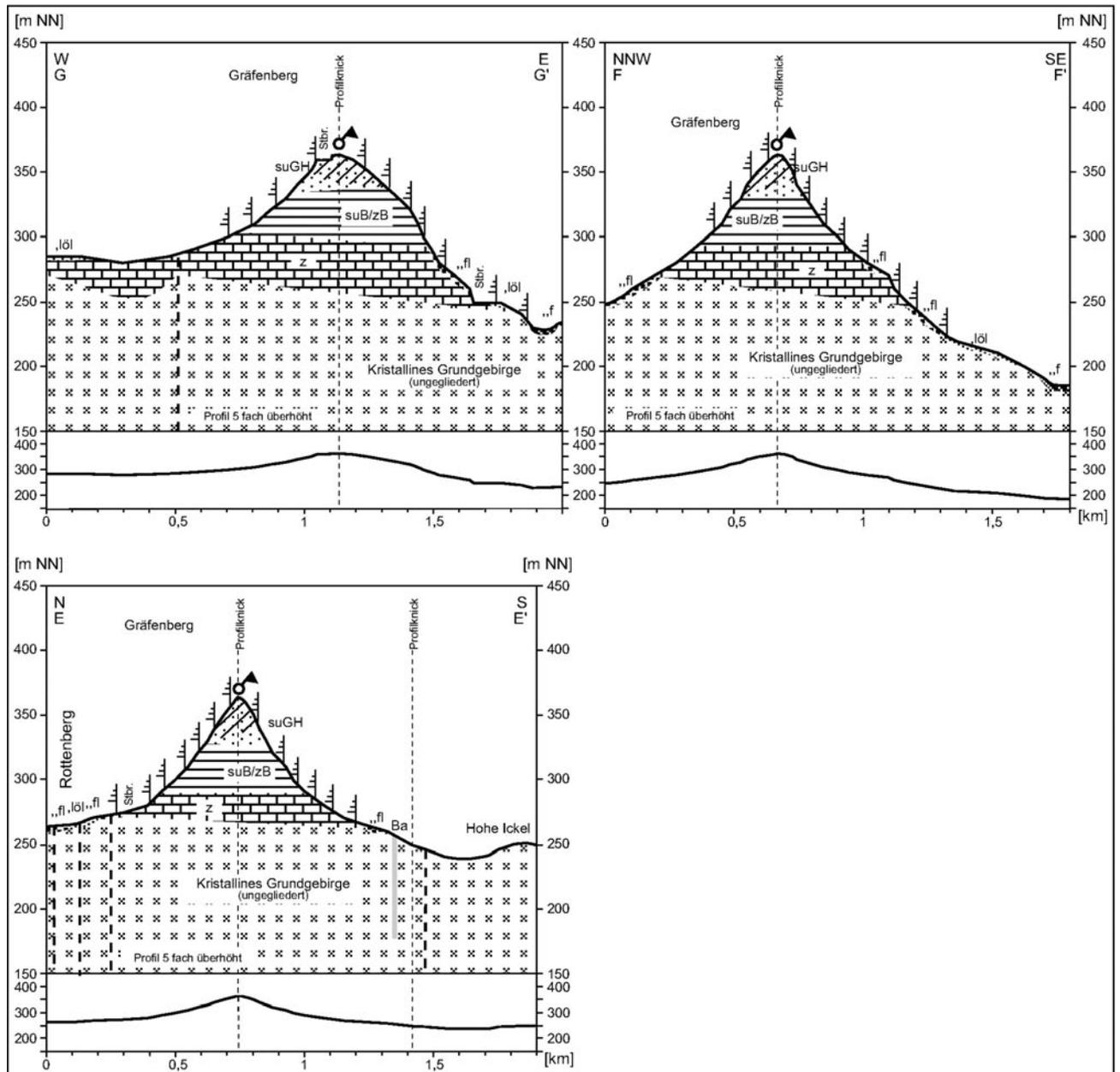


Abb. 98: Geländeprofilsschnitte des Gräfenberges südlich Feldkahl/Vorderer Spessart.
 - Grundlage: OKRUSCH & WEINELT (1965).

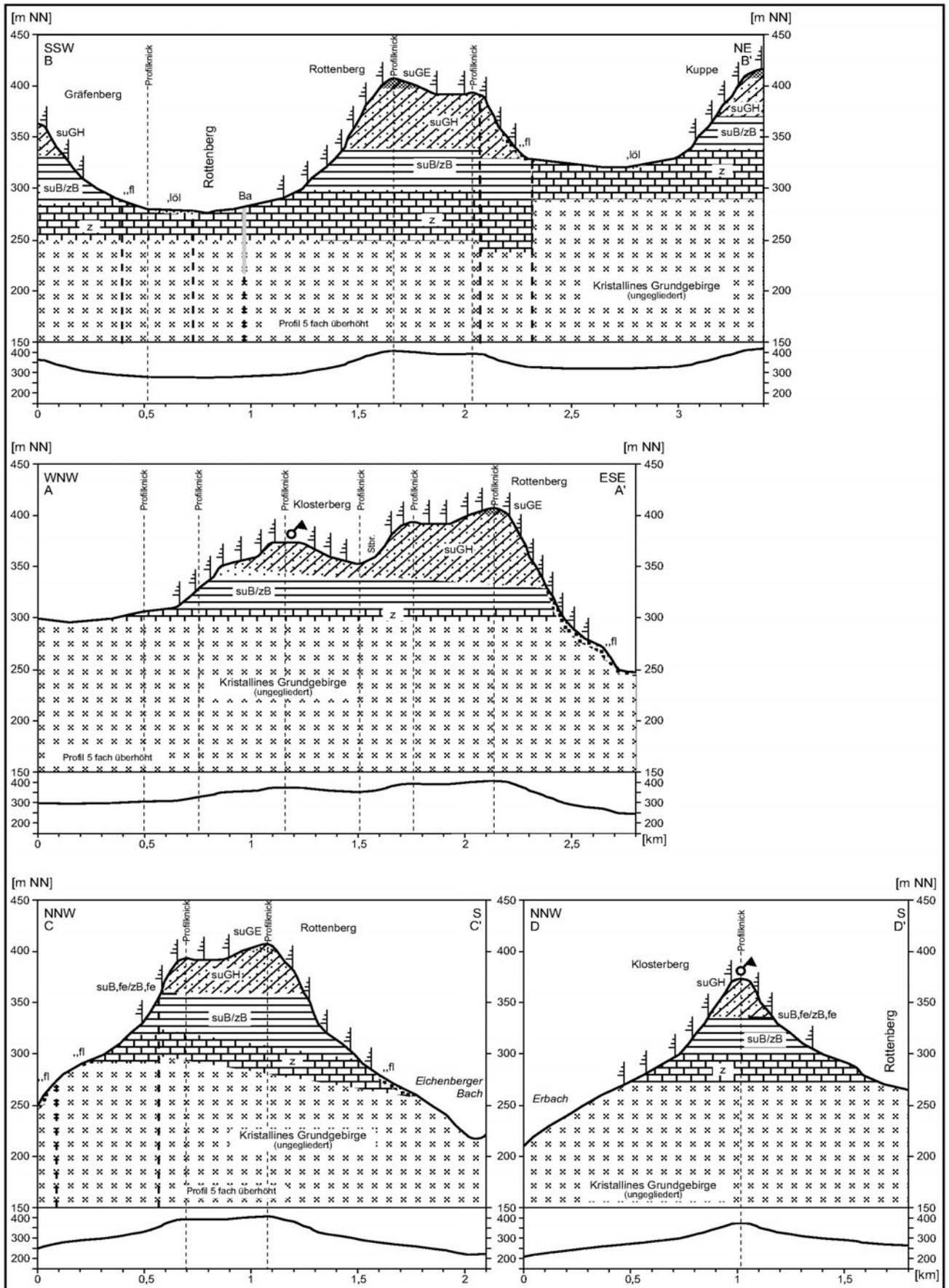


Abb. 99: Geländeprofilsschnitte des Klosterberges/Rottenberges östlich Rottenberg/Vorderer Spessart.
 - Grundlage: OKRUSCH & WEINELT (1965).

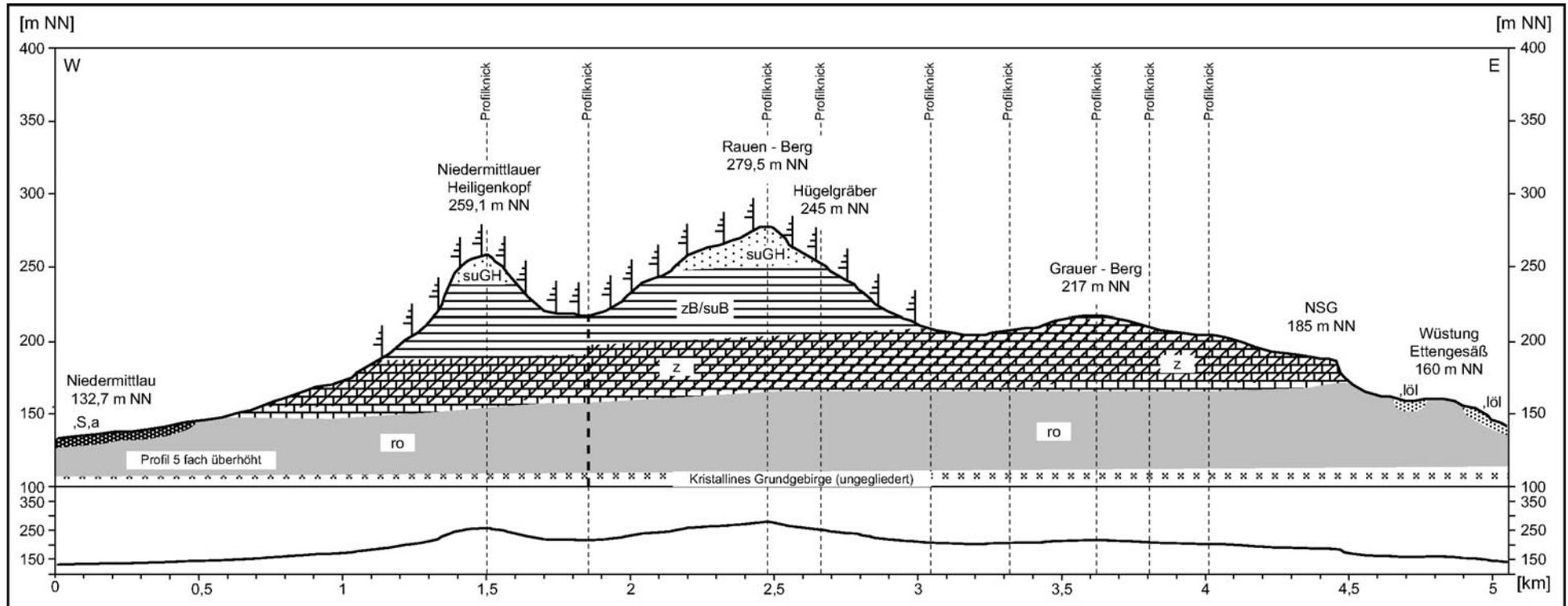
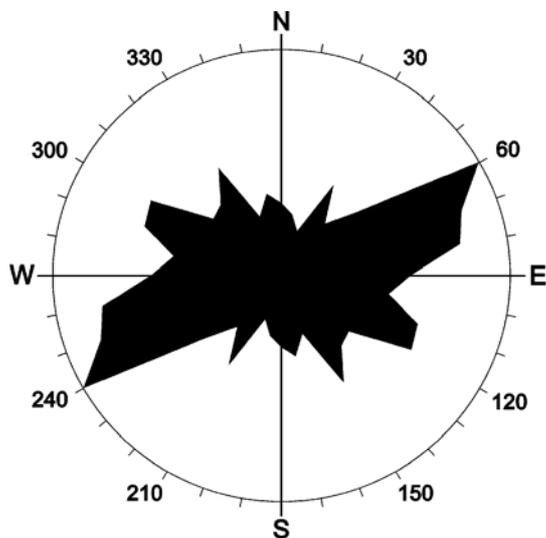
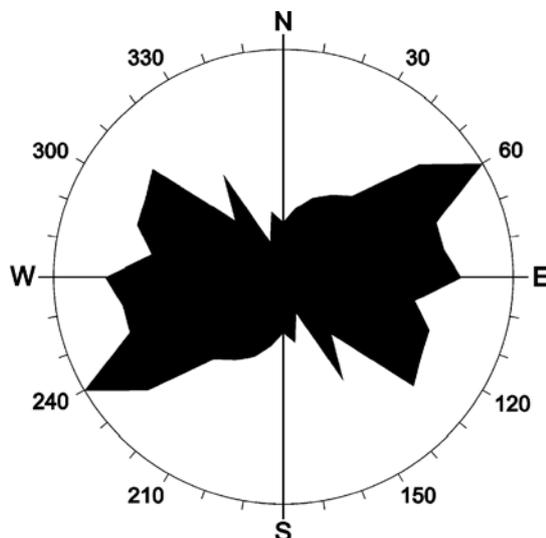


Abb. 100: Geländeprofilsschnitt der Meerholzer Zeugenberge südlich Meerholz/Büdingen-Meerholzer Bergfußland. - Grundlage: BÜCKING (1891).

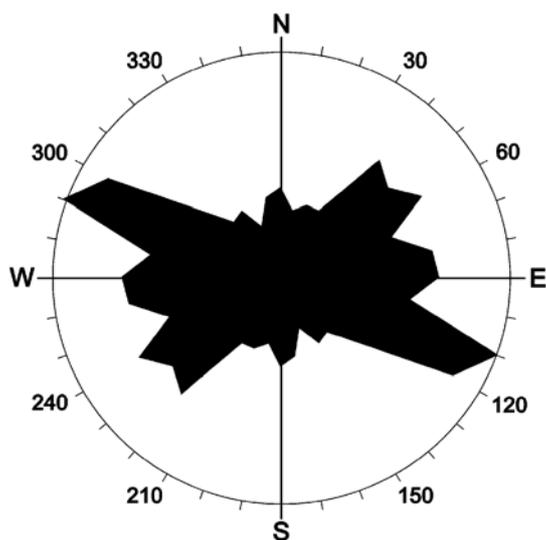
V. Diagramme



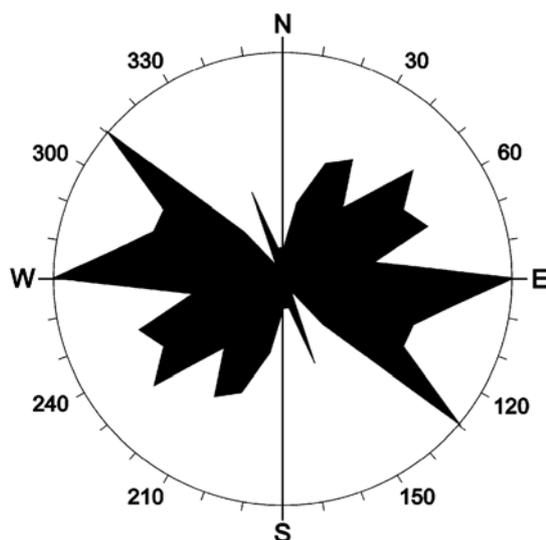
Richtung der Lineationen
des 200 m NN-Höhenniveaus
im Spessart gesamt
Anzahl der ausgewerteten Linien: 393



Richtung der Lineationen
des 300 m NN-Höhenniveaus
im Spessart gesamt
Anzahl der ausgewerteten Linien: 605

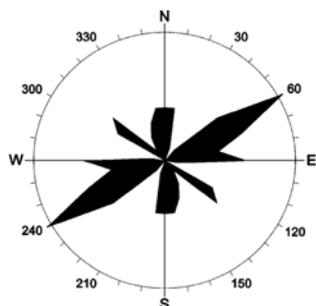


Richtung der Lineationen
des 400 m NN-Höhenniveaus
im Spessart gesamt
Anzahl der ausgewerteten Linien: 475

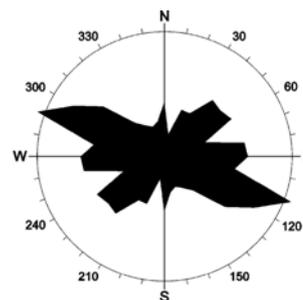


Richtung der Lineationen
des 500 m NN-Höhenniveaus
im Spessart gesamt
Anzahl der ausgewerteten Linien: 138

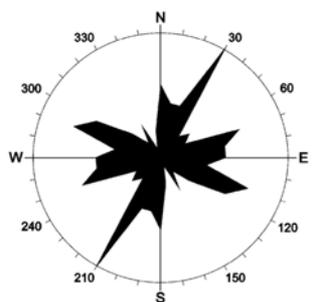
Abb. 101: Richtung der Lineationen der Höhenbereiche im Spessart. - Grundlage: KIRMASOV (2001).



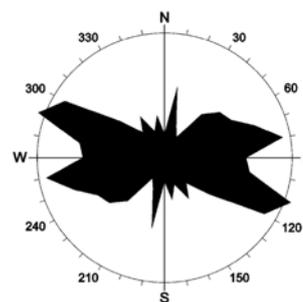
Richtung der Lineationen
in der Südrhön (140)
Anzahl der ausgewerteten Linien: 61



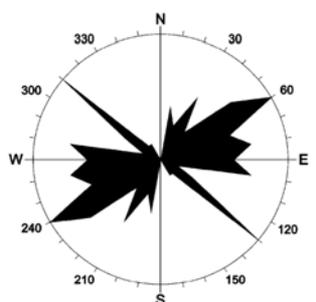
Richtung der Lineationen
im Südöstlichen Sandstein-Spessart (141,3)
Anzahl der ausgewerteten Linien: 566



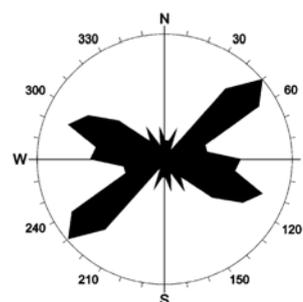
Richtung der Lineationen
im Südwestlichen Sandstein-Spessart (141,4)
Anzahl der ausgewerteten Linien: 104



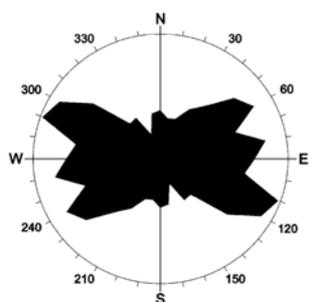
Richtung der Lineationen
im Nördlichen Sandstein-Spessart (141,5)
Anzahl der ausgewerteten Linien: 251



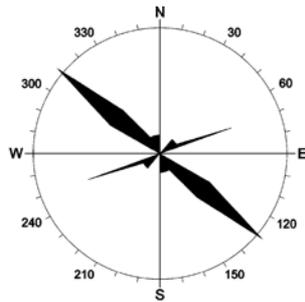
Richtung der Lineationen
im Schlüchterner Becken (141,6)
Anzahl der ausgewerteten Linien: 54



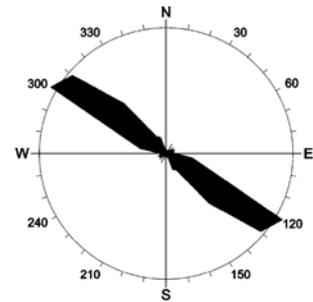
Richtung der Lineationen
im Vorderen Spessart (142)
Anzahl der ausgewerteten Linien: 213



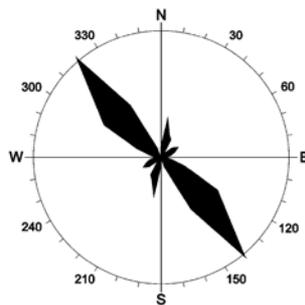
Richtung der Lineationen
im Spessart gesamt (140/141/142)
Anzahl der ausgewerteten Linien: 1075



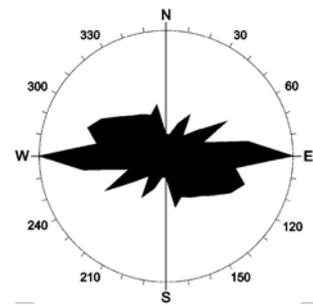
Richtung der Verwerfungen
in der Südrhön (140)
Anzahl der ausgewerteten Linien: 27



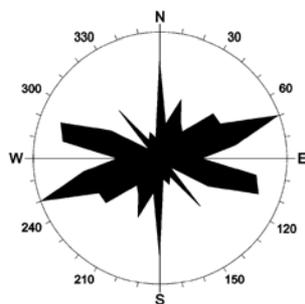
Richtung der Verwerfungen
im Südöstlichen Sandstein-Spessart (141,3)
Anzahl der ausgewerteten Linien: 225



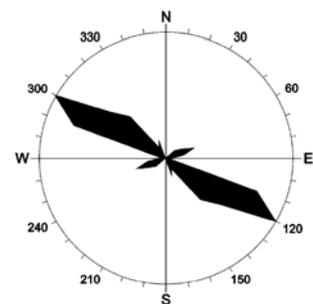
Richtung der Verwerfungen
im Südwestlichen Sandstein-Spessart (141,4)
Anzahl der ausgewerteten Linien: 110



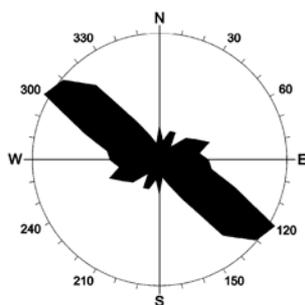
Richtung der Verwerfungen
im Nördlichen Sandstein-Spessart (141,5)
Anzahl der ausgewerteten Linien: 228



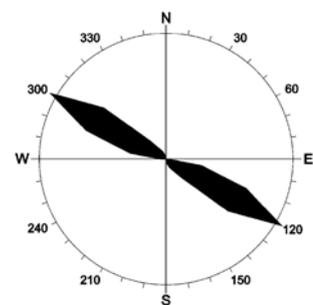
Richtung der Verwerfungen
im Schlüchterner Becken (141,6)
Anzahl der ausgewerteten Linien: 152



Richtung der Verwerfungen
im Vorderen Spessart (142)
Anzahl der ausgewerteten Linien: 83

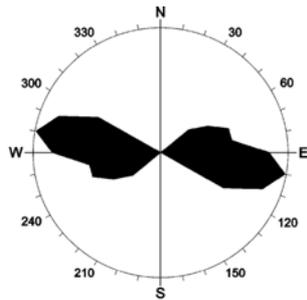


Richtung der Verwerfungen
im Spessart gesamt (140/141/142)
Anzahl der ausgewerteten Linien: 756

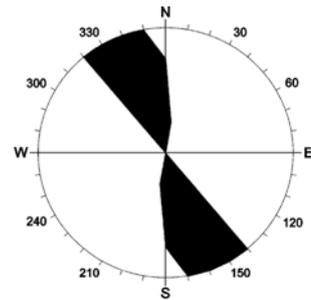


Richtung der Mineralgänge (Baryt)
im Spessart gesamt (140/141/142)
Anzahl der ausgewerteten Linien: 96

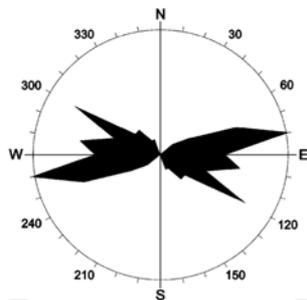
Abb. 103: Richtung der Verwerfungen der Naturräuml. Einh. i. Spessart. - Grundlage: KIRMASOV (2001).



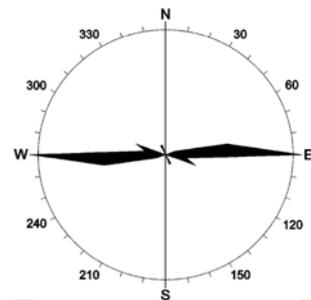
Richtungen der Kahl
Anzahl der ausgewerteten
Fließgewässersegmente: 38



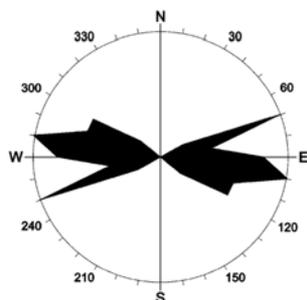
Richtungen des Westernbachs
Anzahl der ausgewerteten
Fließgewässersegmente: 22



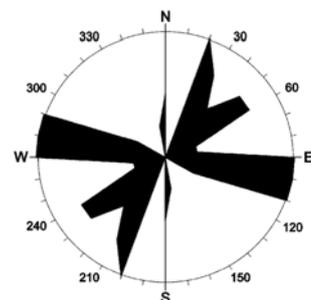
Richtungen der Aschaff
Anzahl der ausgewerteten
Fließgewässersegmente: 40



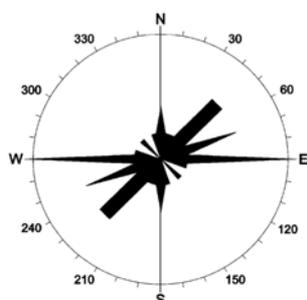
Richtungen der Laufach
Anzahl der ausgewerteten
Fließgewässersegmente: 28



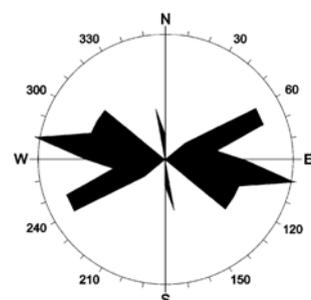
Richtungen des Leidersbachs
Anzahl der ausgewerteten
Fließgewässersegmente: 24



Richtungen der Elsava
Anzahl der ausgewerteten
Fließgewässersegmente: 36

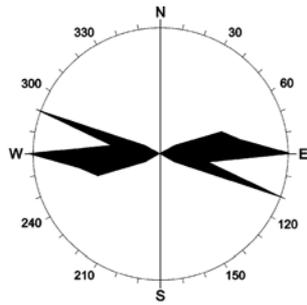


Richtungen des Dammbachs
Anzahl der ausgewerteten
Fließgewässersegmente: 27

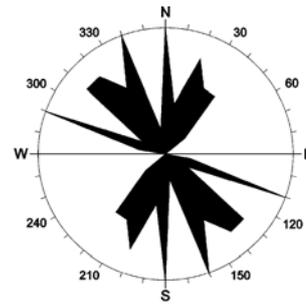


Richtungen des Aubachs
Anzahl der ausgewerteten
Fließgewässersegmente: 34

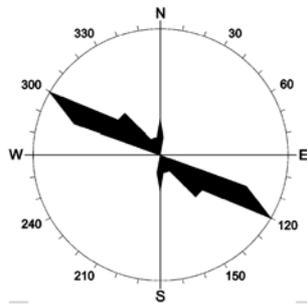
Abb. 104: Richtungen ausgewählter Fließgewässer im Spessart. - Grundlage: KIRMASOV (2001).



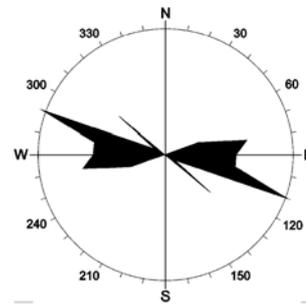
Richtungen des Röllbachs
Anzahl der ausgewerteten
Fließgewässersegmente: 32



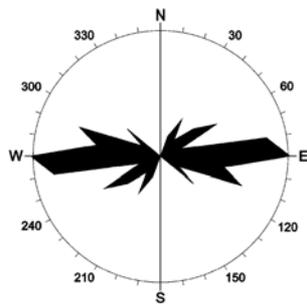
Richtungen des Haselbachs
Anzahl der ausgewerteten
Fließgewässersegmente: 42



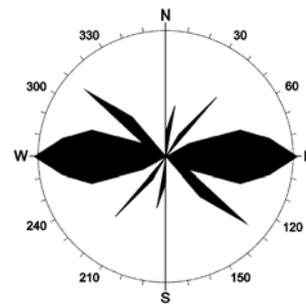
Richtungen der Hafenlohr
Anzahl der ausgewerteten
Fließgewässersegmente: 31



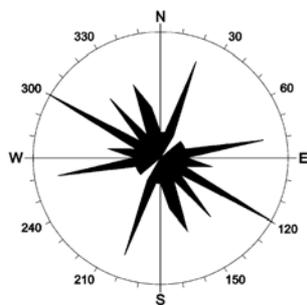
Richtungen des Heinrichsbachs
Anzahl der ausgewerteten
Fließgewässersegmente: 41



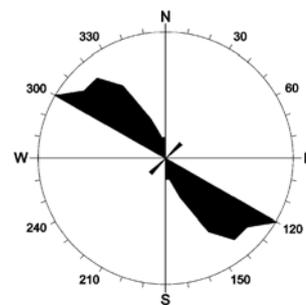
Richtungen des Rechtenbachs
Anzahl der ausgewerteten
Fließgewässersegmente: 32



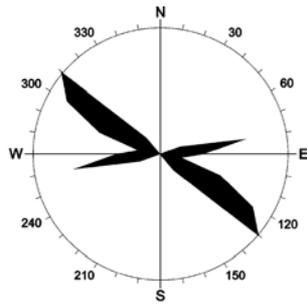
Richtungen der Lohr
Anzahl der ausgewerteten
Fließgewässersegmente: 35



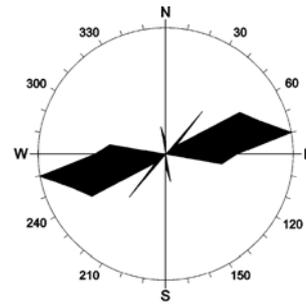
Richtungen des Lohrbachs
Anzahl der ausgewerteten
Fließgewässersegmente: 33



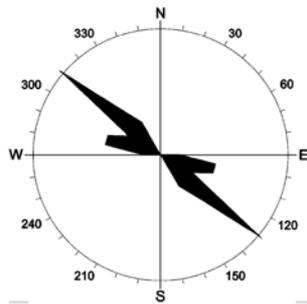
Richtungen des Aubachs
Anzahl der ausgewerteten
Fließgewässersegmente: 27



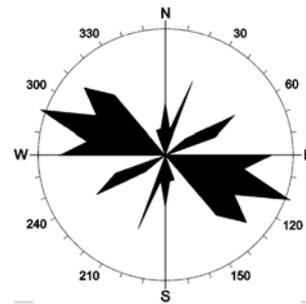
Richtungen des Flörsbachs
Anzahl der ausgewerteten
Fließgewässersegmente: 23



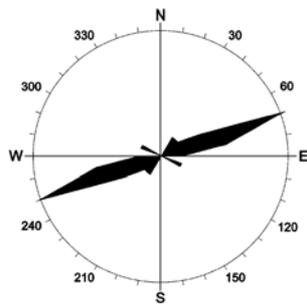
Richtungen der Fella
Anzahl der ausgewerteten
Fließgewässersegmente: 40



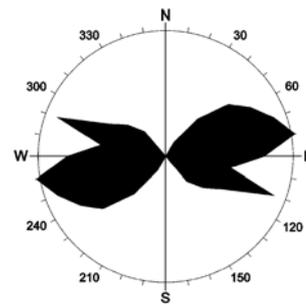
Richtungen der Aura
Anzahl der ausgewerteten
Fließgewässersegmente: 23



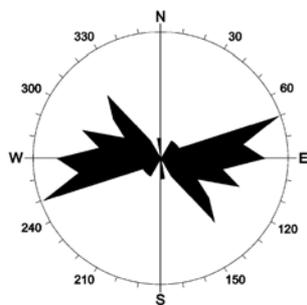
Richtungen der Jossa
Anzahl der ausgewerteten
Fließgewässersegmente: 36



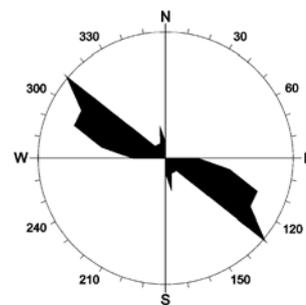
Richtungen der Sinn
Anzahl der ausgewerteten
Fließgewässersegmente: 20



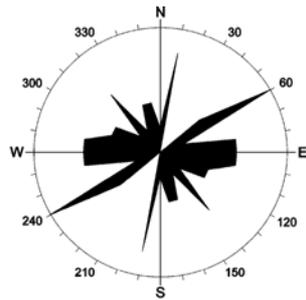
Richtungen der Kinzig
Anzahl der ausgewerteten
Fließgewässersegmente: 59



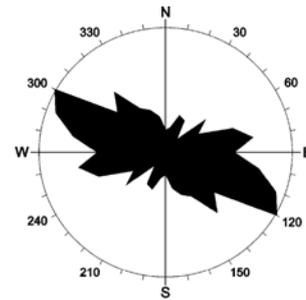
Richtungen der Orb
Anzahl der ausgewerteten
Fließgewässersegmente: 38



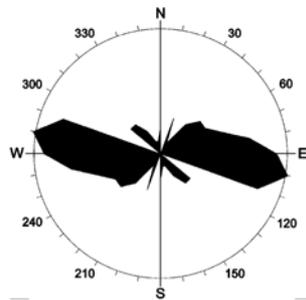
Richtungen der Bieber
Anzahl der ausgewerteten
Fließgewässersegmente: 32



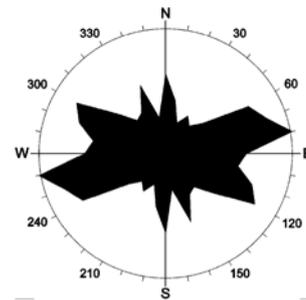
Richtung der Fließgewässer
in der Südrhön (140)
Anzahl der ausgewerteten Linien: 38



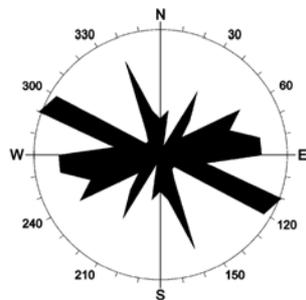
Richtung der Fließgewässer
im Südöstlichen Sandstein-Spessart (141,3)
Anzahl der ausgewerteten Linien: 377



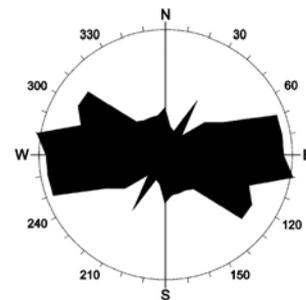
Richtung der Fließgewässer
im Südwestlichen Sandstein-Spessart (141,4)
Anzahl der ausgewerteten Linien: 66



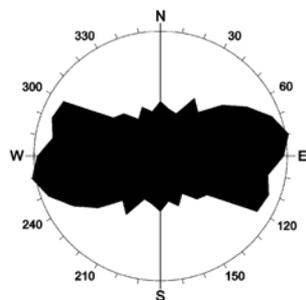
Richtung der Fließgewässer
im Nördlichen Sandstein-Spessart (141,5)
Anzahl der ausgewerteten Linien: 338



Richtung der Fließgewässer
im Schlüchterner Becken (141,6)
Anzahl der ausgewerteten Linien: 121



Richtung der Fließgewässer
im Vorderen Spessart (142)
Anzahl der ausgewerteten Linien: 338



Richtung der Fließgewässer
im Spessart gesamt (140/141/142)
Anzahl der ausgewerteten Linien: 1636

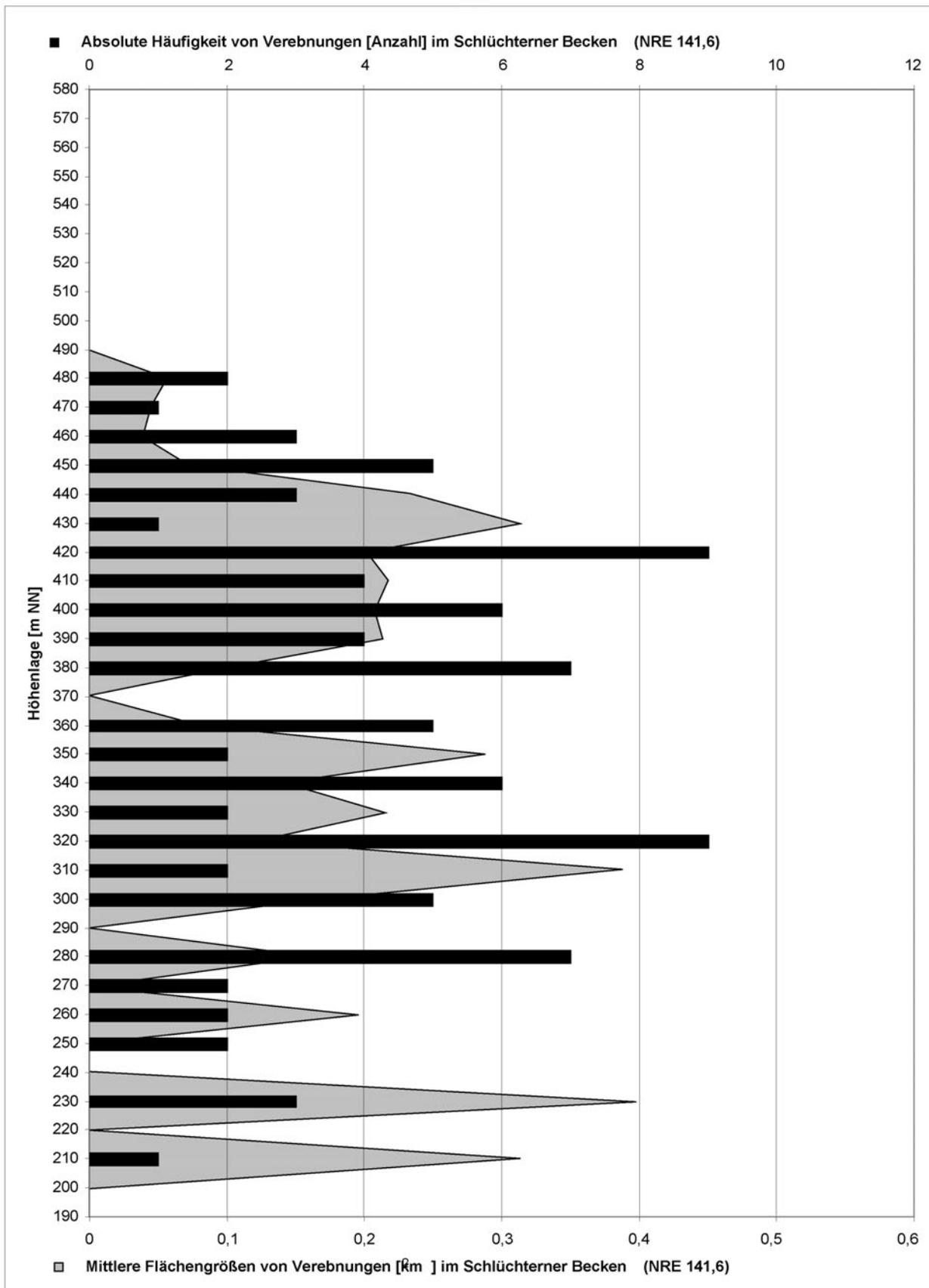


Abb. 106: Absolute Häufigkeit und mittlere Flächengrößen von Verebnungen differenziert nach Höhenlagen im Schlüchterner Becken.

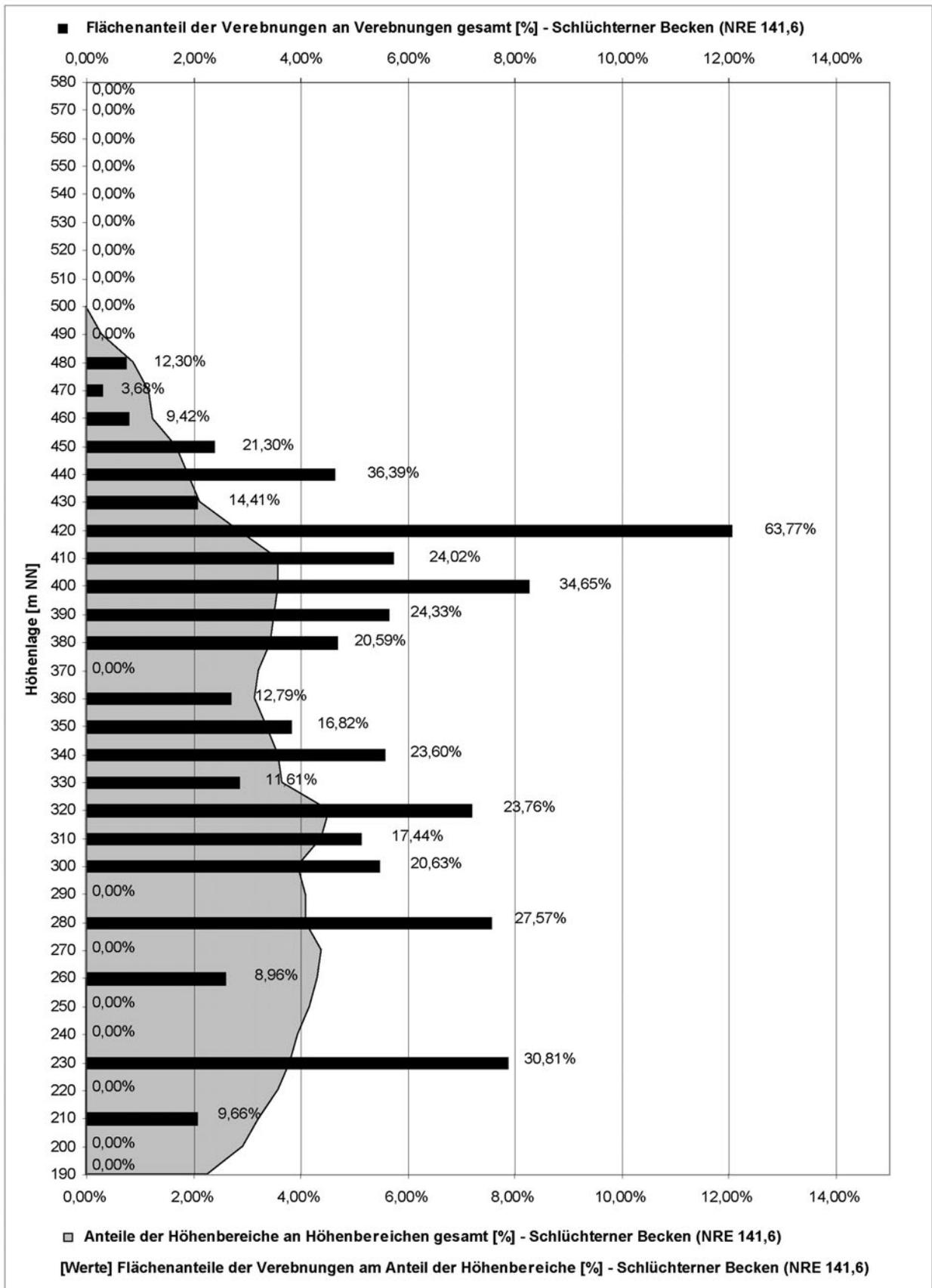


Abb. 107: Flächenanteile der Verebnungen und Anteile der Höhenbereiche im Schlüchterner Becken.

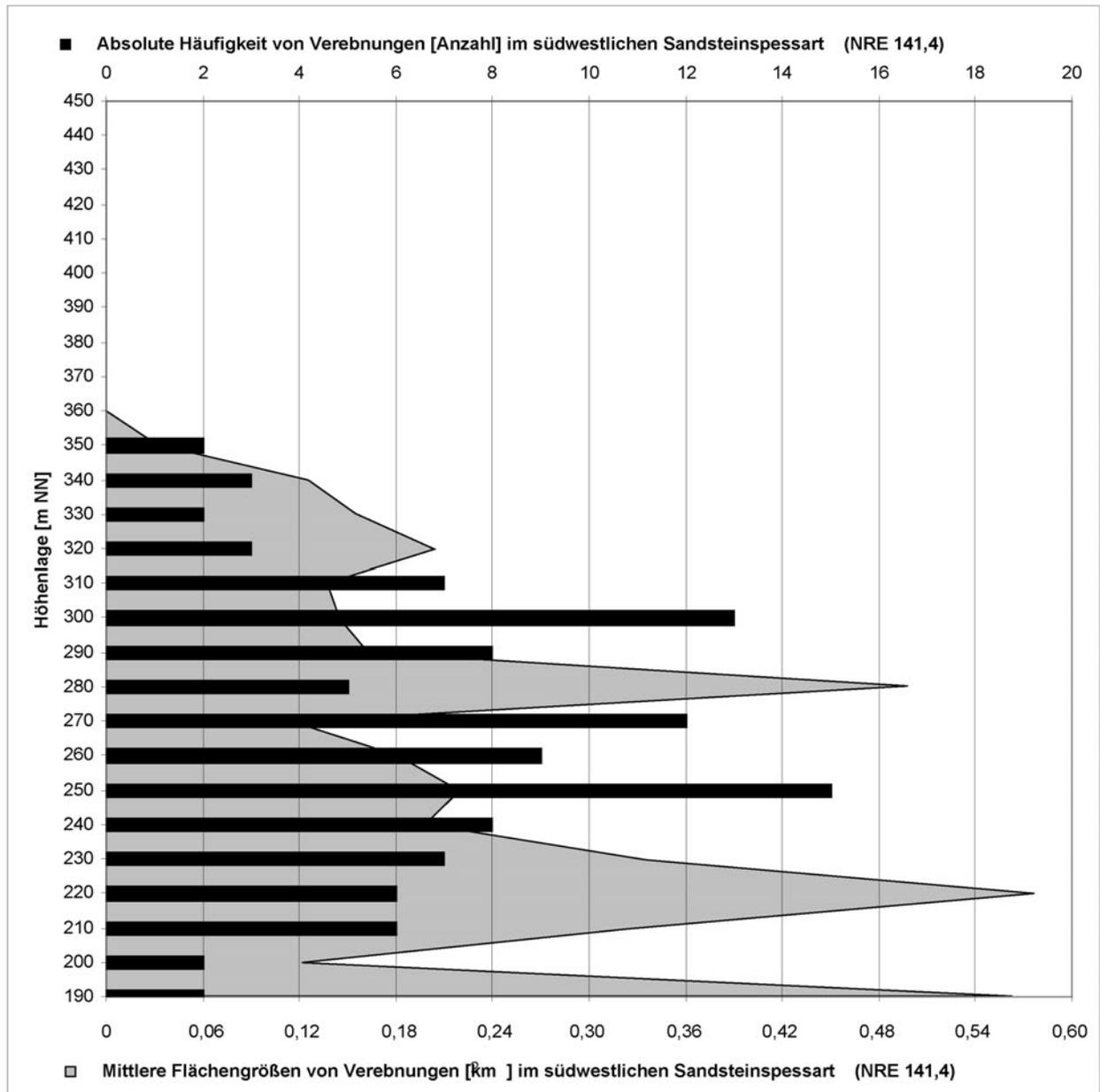


Abb. 108: Absolute Häufigkeit und mittlere Flächengrößen von Verebnungen differenziert nach Höhenlagen im südwestlichen Sandsteinspessart.

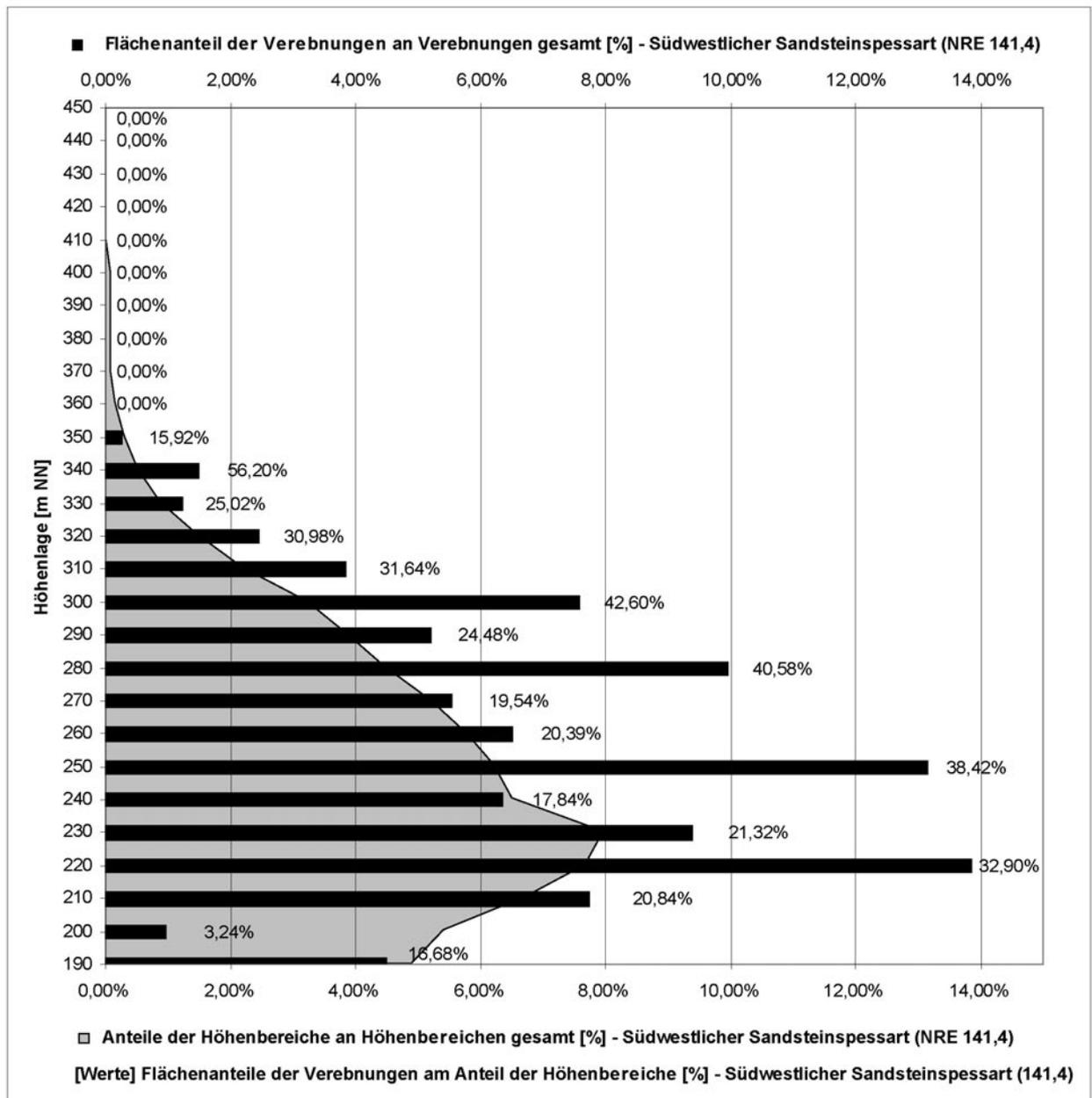


Abb. 109: Flächenanteile der Verebnungen und Anteile der Höhenbereiche im südwestlichen Sandsteinspessart.

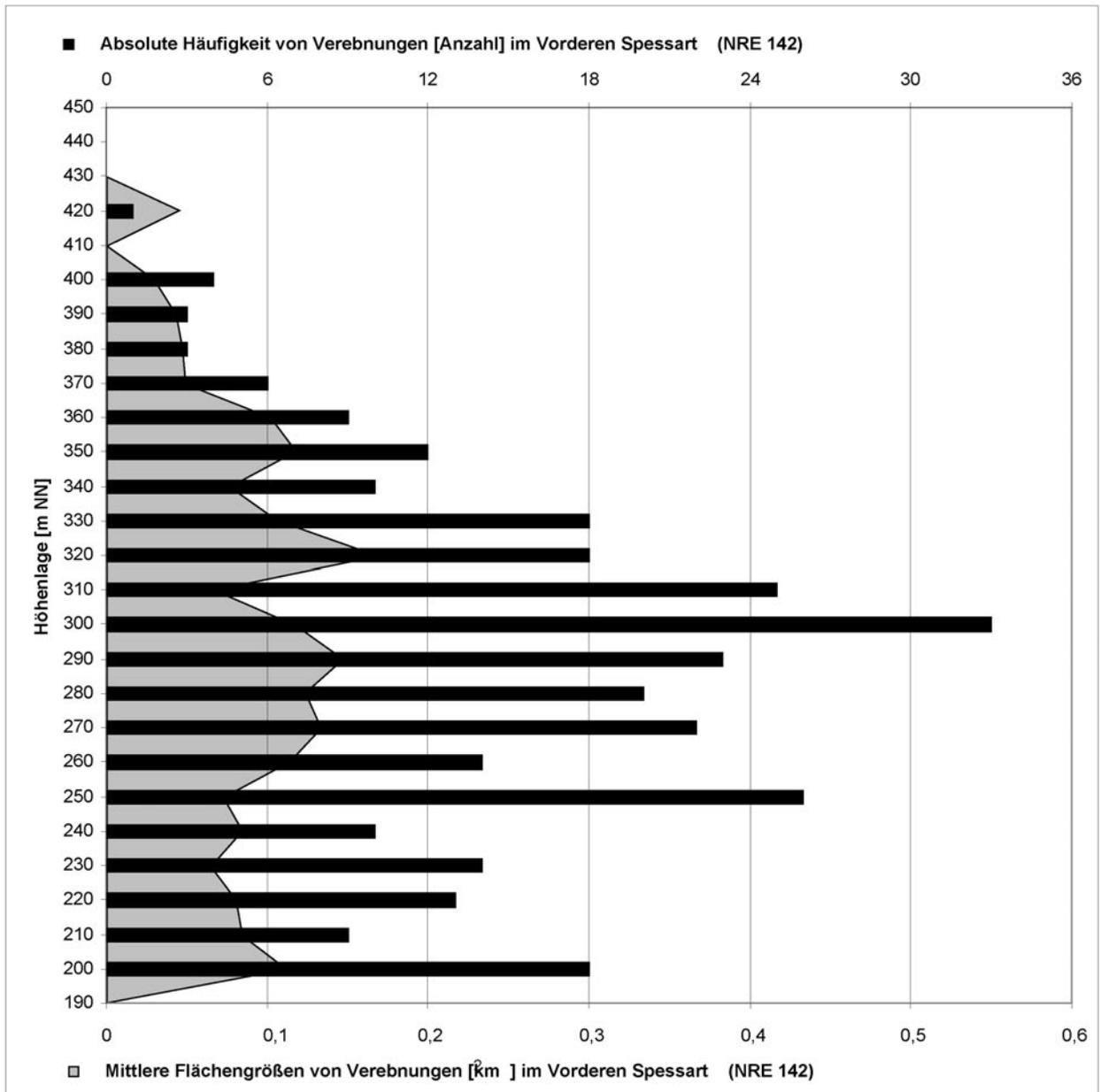


Abb. 110: Absolute Häufigkeit und mittlere Flächengrößen von Verebnungen differenziert nach Höhenlagen im Vorderen Spessart.

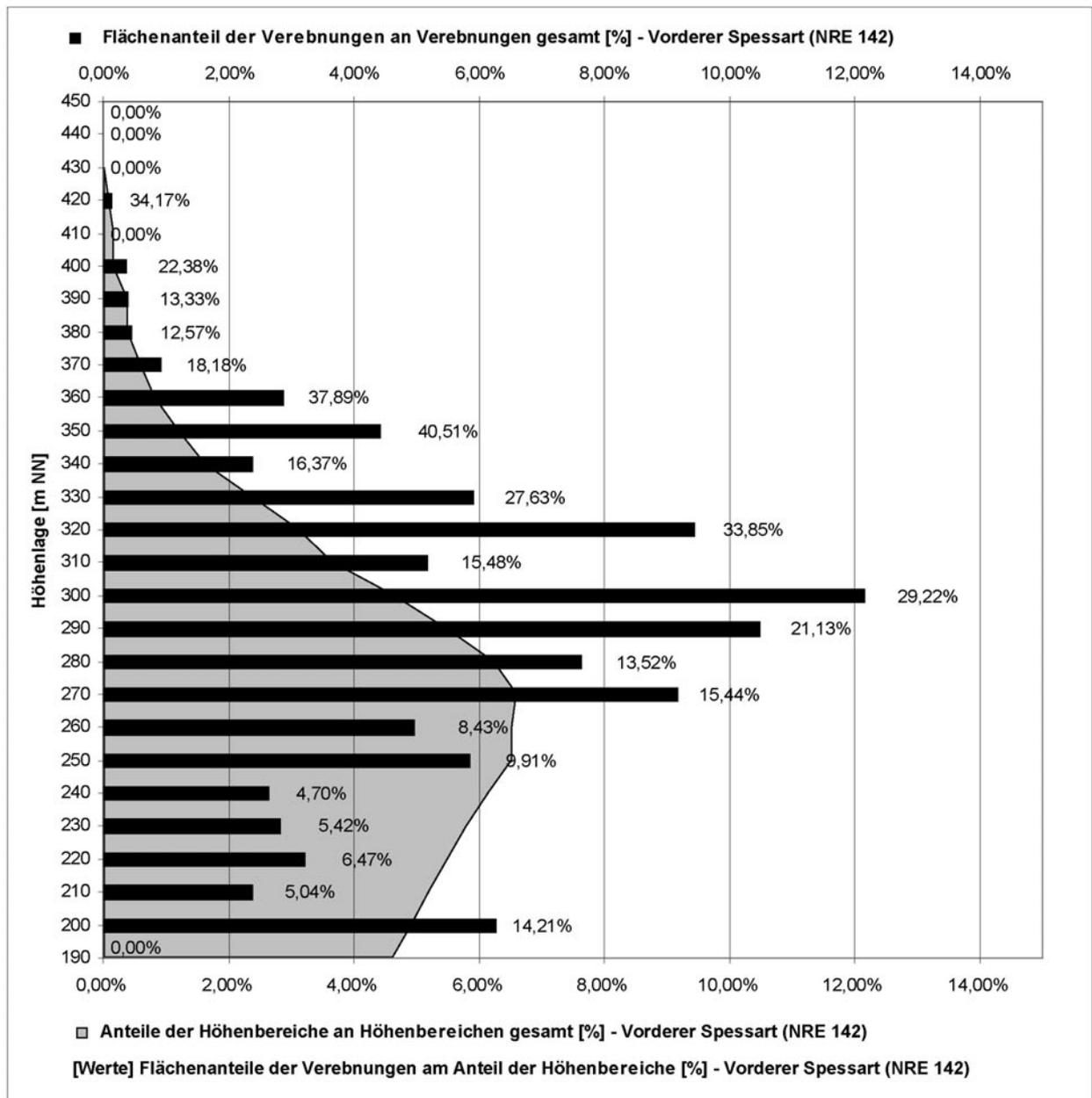


Abb. 111: Flächenanteile der Verebnungen und Anteile der Höhenbereiche im Vorderen Spessart.

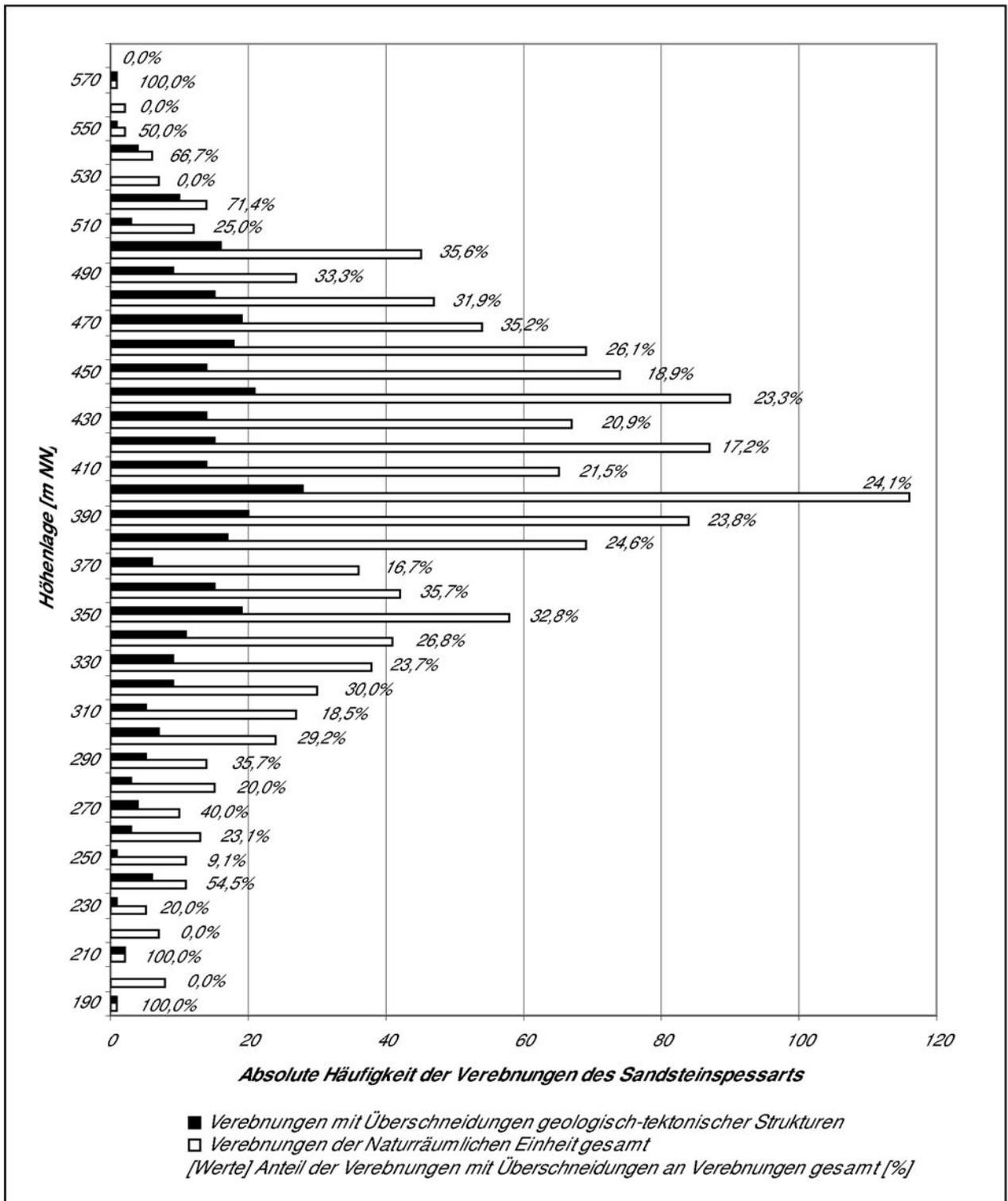


Abb. 112: Anzahl der Verebnungen mit und ohne Überschneidung geologisch-tektonischer Strukturen im Sandstein-Spessart (141) in Abhängigkeit der Höhenlage.

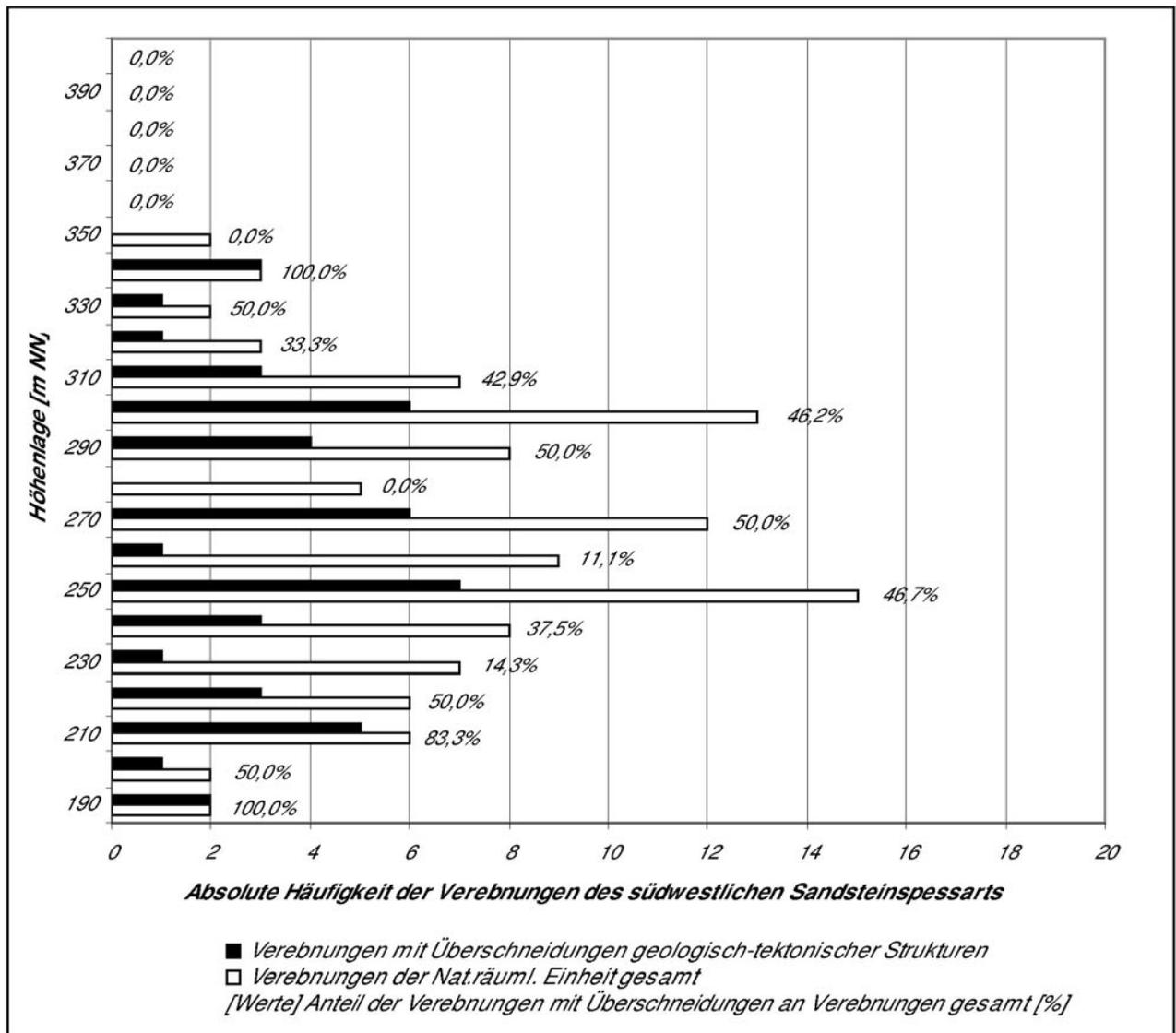


Abb. 113: Anzahl der Verebnungen mit und ohne Überschneidung geologisch-tektonischer Strukturen im südwestlichen Sandstein-Spessart (141,4) in Abhängigkeit der Höhenlage.

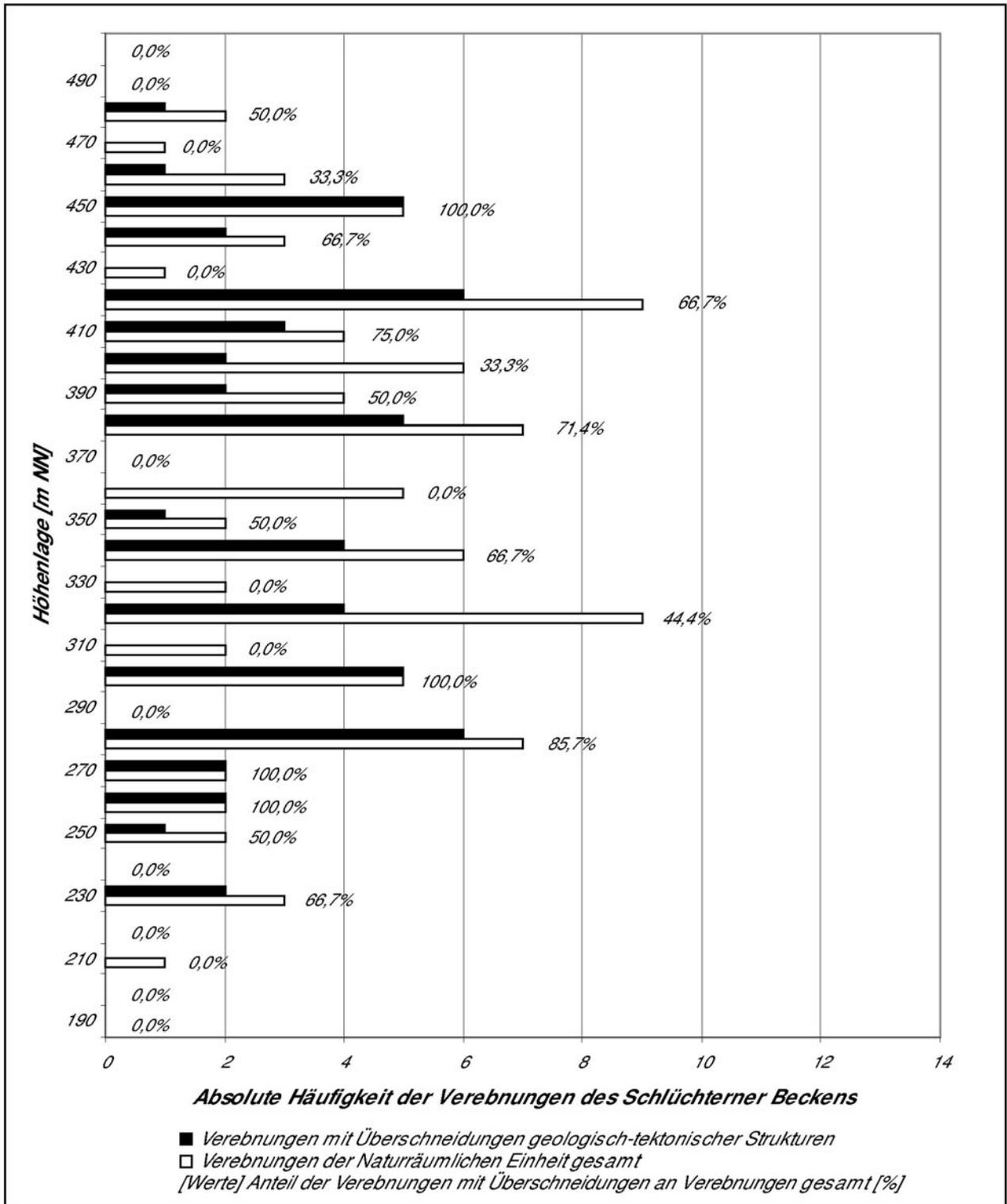


Abb. 114: Anzahl der Verebnungen mit und ohne Überschneidung geologisch-tektonischer Strukturen im Schlüchterner Becken (141,6) in Abhängigkeit der Höhenlage.

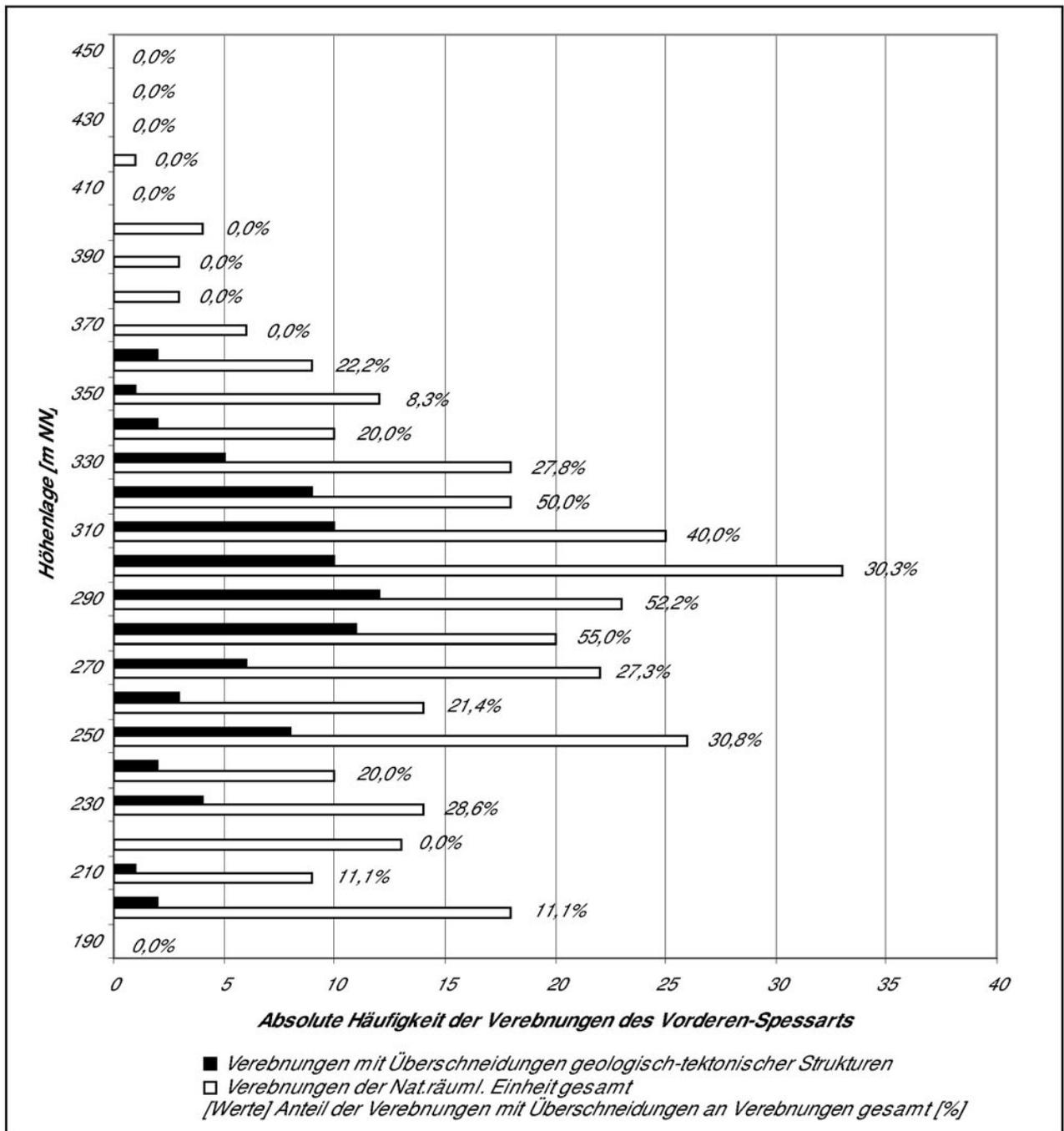


Abb. 115: Anzahl der Verebnungen mit und ohne Überschneidung geologisch-tektonischer Strukturen im Vorderen Spessart (142) in Abhängigkeit der Höhenlage.

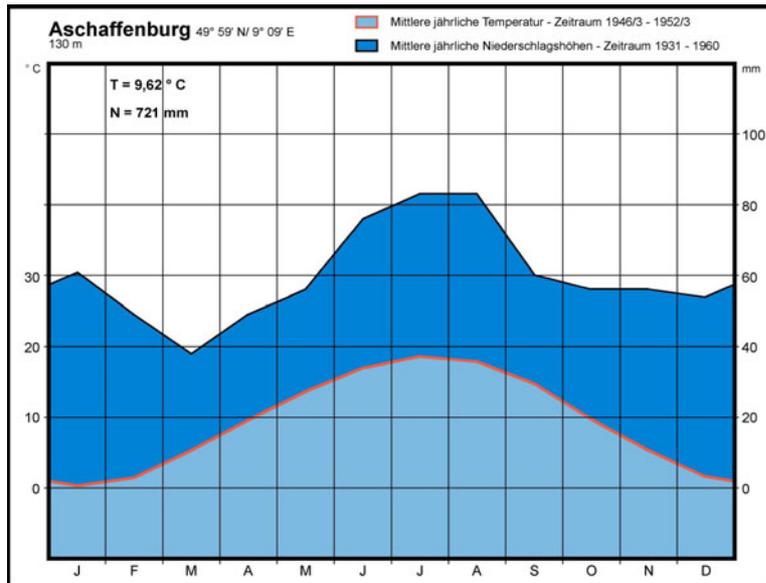


Abb. 116: Klimadiagramm Wetterstation Aschaffenburg. - Quelle: KNOCH (1952).

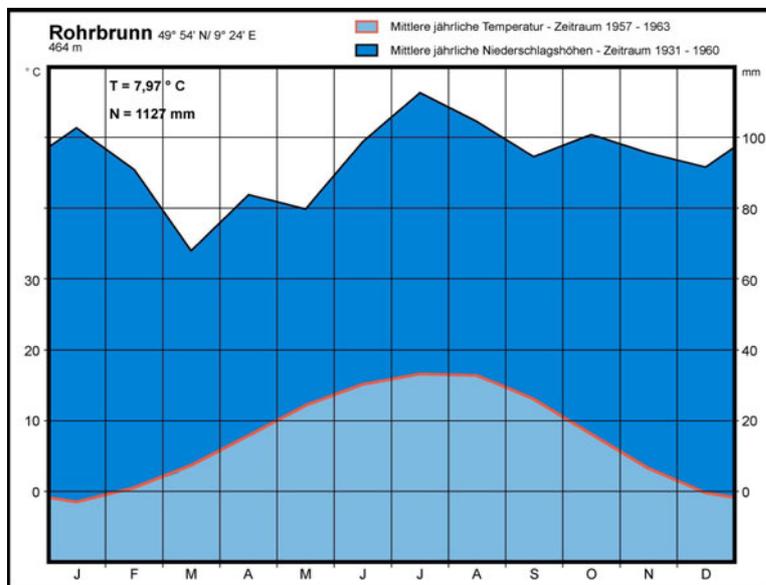


Abb. 117: Klimadiagramm Wetterstation Rohrbrunn. - Quelle: KNOCH (1952).

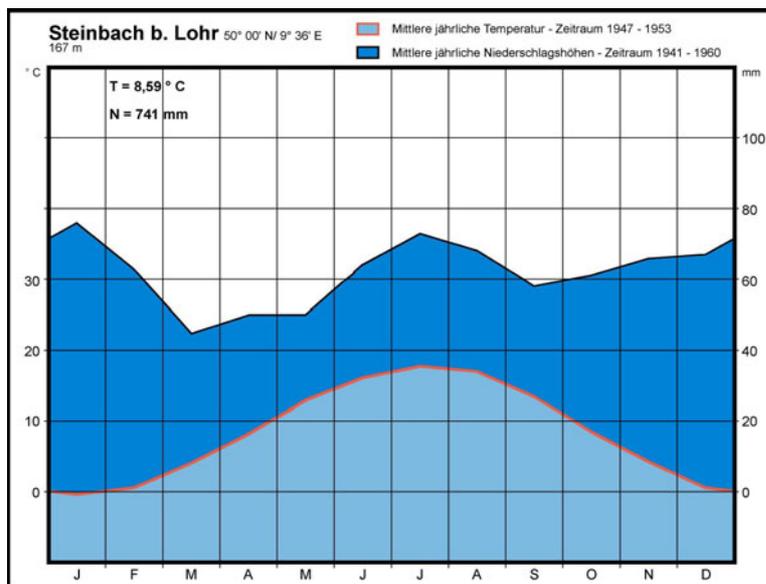


Abb. 118: Klimadiagramm Wetterstation Steinbach bei Lohr a. Main. - Quelle: KNOCH (1952).

VI. Tabellen

Tab. 11: Teriäre Sedimente und Verwitterung in den Geologischen Karten 1:25 000 – Ergänzende Legende zur Karte Tertiäre Sedimente und Verwitterung (Abb. 29).

Tertiäre Sedimente und Verwitterung - Ergänzung zur Karte	
Eintragung der Legende der GK 25	Bearbeiter der GK 25/Eigene Kartierungen
Tertiär - punktuell	
Quartär - Limonit	DIEDERICH, G. et al. (1988), EHRENBERG, K.-H. & H. HICKETHIER (1978)
Quartär - Solifluktionsschutt - Kies aus pliozäner Terrasse (SE Herholz)	EHRENBERG, K.-H. et al. (1971)
Quartär - Braunkohlequarzit	BÜCKING, H. (1891), REINACH, A.v. (1899), REIS, O.M. et al. (1910)
Tertiärquarzite - anstehend	EHRENBERG, K.-H. & H. HICKETHIER (1982)
Tertiärquarzite - verlagert	DIEDERICH, G. et al. (1988), EHRENBERG, K.-H. & H. HICKETHIER (1982)
Hornsteine	DIEDERICH, G. et al. (1988)
Verkieselte Kalksteinstücke	EHRENBERG, K.-H. & H. HICKETHIER (1982)
Basalteisenstein	DIEDERICH, G. et al. (1988), EHRENBERG, K.-H. & H. HICKETHIER (1978, 1982)
Blöcke von verkieseltem, cavernösem Kalk klimamorphologische Relikte	EHRENBERG, K.-H. et al. (1971)
Trias - Verstreute Fragmente von Carneol	Eigene Kartierungen
Perm - Blöcke verkieselten Zechsteins	VOGEL, C. (1894) OKRUSCH, M. et al. (19671)
Tertiäre Sedimente	
Pliocäner Thon und Sand	VOGEL, C. (1894)
Reste von Pliocänthon auf Buntsandstein	VOGEL, C. (1894)
Oberpliocän - Plastischer Thon und Sand	BÜCKING, H. (1891)
Oberpliocän - Schotter und Sand mit Eisenschalen	BÜCKING, H. (1891)
Oberpliozän - Ton, Sand und Kies	STREIT, R. & W. WEINELT (1971)
Pliozän? - Terrasse SE Herholz, Feinsand (Bellinger Warte)	EHRENBERG, K.-H. et al. (1971), EHRENBERG, K.-H. & H. HICKETHIER (1982)
Miozän-Pliozän? - Schippacher und Klingenger Tone	DOBNER, A. (1987)
Miozän - Ton (und Schluff)	DIEDERICH, G. & K.-H. EHRENBERG (1977), EHRENBERG, K.-H. et al. (1971), EHRENBERG, K.-H. & H. HICKETHIER (1982)
Miozän - Ton, Schluff, Sand, Kies	DIEDERICH, G. & K.-H. EHRENBERG (1977), DIEDERICH, G. et al. (1988), DIEDERICH, G. & K.-H. EHRENBERG (1998), EHRENBERG, K.-H. et al. (1971), EHRENBERG, K.-H. & H. HICKETHIER (1978, 1982)
Tuffit mit Braunkohle	TROPP, W. 1936
Ober-Oligocän - Tonige Schichten und Gerölle	REIS, O.M. et al. (1910), SEYFRIED, E.v. (1914)
Oligozän - Rupelton	EHRENBERG, K.-H. & H. HICKETHIER (1982)
Verwitterungsbildungen in Gesteinen	
Vulkanitzersatz, Paläosolrelikte -	DIEDERICH, G. et al. (1988), EHRENBERG, K.-H. et al. (1971)
Rotlehm, Roterde, Basalteisenstein, Bauxitknollen	EHRENBERG, K.-H. & H. HICKETHIER (1982)
Zersetzte pyroklastische Gesteine	DIEDERICH, G. et al. (1988)
Verwitterungsbildungen auf Kalksteinen	EHRENBERG, K.-H. & H. HICKETHIER (1982)
Verwitterungsdecken von oberen Buntsandstein	ERB, L. & O.M. REIS (1928)
Tiefgründig zersetzte u. verwitterte Gesteine - Buntsandstein	DIEDERICH, G. & K.-H. EHRENBERG (1977), DIEDERICH, G. et al. (1988), EHRENBERG, K.-H. & H. HICKETHIER (1978)
Molkenböden auf Buntsandstein	KLEMM, G. (1928)
Sandstein - Saproлит	Eigene Kartierungen

Tab. 12: Verebnungen – Formenbetrachtung in Abhängigkeit der absoluten Höhenlage im Spessart – gesamt (141 und 142).

Höhen [m NN]	Kuppenflächen					Riedellflächen					Pässe					Paßfläche				
	Abs. Häufigkeit	Rel. Häufigkeit [%]	Mittl. Flächengröße [km ²]	Flächengröße ges. [km ²]	Anteil [%] der Flächengröße ges.	Abs. Häufigkeit	Rel. Häufigkeit [%]	Mittl. Flächengröße [km ²]	Flächengröße ges. [km ²]	Anteil [%] der Flächengröße ges.	Abs. Häufigkeit	Rel. Häufigkeit [%]	Mittl. Flächengröße [km ²]	Flächengröße ges. [km ²]	Anteil [%] der Flächengröße ges.	Abs. Häufigkeit	Rel. Häufigkeit [%]	Mittl. Flächengröße [km ²]	Flächengröße ges. [km ²]	Anteil [%] der Flächengröße ges.
580	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%
570	1	0,63%	0,59	0,59	1,42%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%
560	1	0,63%	0,08	0,08	0,19%	1	0,07%	0,00	0,00	0,00%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%
550	1	0,63%	0,84	0,84	2,03%	1	0,07%	0,00	0,00	0,00%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%
540	2	1,27%	0,14	0,29	0,70%	3	0,21%	0,00	0,00	0,00%	1	0,41%	0,00	0,00	0,00%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%
530	2	1,27%	0,80	1,60	3,88%	4	0,29%	0,00	0,00	0,00%	1	0,41%	0,00	0,00	0,00%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%
520	6	3,80%	0,41	2,48	6,03%	6	0,43%	0,00	0,00	0,00%	2	0,83%	0,00	0,00	0,00%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%
510	5	3,16%	0,22	1,12	2,71%	3	0,21%	0,00	0,00	0,00%	4	1,66%	0,00	0,00	0,00%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%
500	11	6,96%	0,52	5,74	13,94%	25	1,78%	0,00	0,00	0,00%	7	2,90%	0,00	0,00	0,00%	2	4,44%	0,00	0,00	0,00%
490	3	1,90%	0,88	2,64	6,40%	12	0,86%	0,00	0,00	0,00%	8	3,32%	0,00	0,00	0,00%	4	8,89%	0,00	0,00	0,00%
480	7	4,43%	0,63	4,43	10,76%	35	2,50%	0,00	0,00	0,00%	5	2,07%	0,00	0,00	0,00%	2	4,44%	0,00	0,00	0,00%
470	5	3,16%	0,24	1,21	2,95%	45	3,21%	0,00	0,00	0,00%	5	2,07%	0,00	0,00	0,00%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%
460	8	5,06%	0,23	1,84	4,47%	48	3,43%	0,00	0,00	0,00%	13	5,39%	0,00	0,00	0,00%	3	6,67%	0,00	0,00	0,00%
450	9	5,70%	0,19	1,74	4,23%	59	4,21%	0,00	0,00	0,00%	10	4,15%	0,00	0,00	0,00%	1	2,22%	0,00	0,00	0,00%
440	5	3,16%	0,28	1,42	3,46%	77	5,50%	0,00	0,00	0,00%	10	4,15%	0,00	0,00	0,00%	1	2,22%	0,00	0,00	0,00%
430	5	3,16%	0,16	0,82	2,00%	50	3,57%	0,00	0,00	0,00%	11	4,56%	0,04	0,47	2,88%	2	4,44%	0,00	0,00	0,00%
420	12	7,59%	0,14	1,67	4,05%	74	5,28%	0,00	0,00	0,00%	9	3,73%	0,07	0,63	3,91%	2	4,44%	0,00	0,00	0,00%
410	9	5,70%	0,13	1,13	2,75%	46	3,28%	0,00	0,00	0,00%	12	4,98%	0,06	0,72	4,42%	2	4,44%	0,00	0,00	0,00%
400	11	6,96%	0,08	0,89	2,17%	89	6,35%	0,00	0,00	0,00%	20	8,30%	0,00	0,00	0,00%	6	13,33%	0,00	0,00	0,00%
390	7	4,43%	0,33	2,30	5,59%	62	4,43%	0,00	0,00	0,00%	18	7,47%	0,09	1,55	9,56%	4	8,89%	0,03	0,11	0,12%
380	3	1,90%	0,15	0,44	1,06%	66	4,71%	0,00	0,00	0,00%	8	3,32%	0,24	1,92	11,84%	2	4,44%	0,02	0,04	0,05%
370	3	1,90%	0,14	0,43	1,05%	35	2,50%	0,00	0,00	0,00%	4	1,66%	0,05	0,20	1,23%	0	0,00%	0,00	0,23	0,26%
360	2	1,27%	0,27	0,54	1,32%	42	3,00%	0,00	0,00	0,00%	11	4,56%	0,04	0,40	2,45%	1	2,22%	0,63	0,63	0,70%
350	4	2,53%	0,04	0,17	0,42%	57	4,07%	0,00	0,21	1,67%	13	5,39%	0,09	1,21	7,44%	0	0,00%	0,00	1,01	1,12%
340	4	2,53%	0,12	0,47	1,14%	46	3,28%	0,00	0,10	0,77%	8	3,32%	0,08	0,64	3,95%	2	4,44%	0,16	0,33	0,36%
330	3	1,90%	0,37	1,11	2,69%	47	3,35%	0,01	0,36	2,86%	7	2,90%	0,53	3,68	22,68%	3	6,67%	1,89	5,67	6,28%
320	8	5,06%	0,12	0,95	2,30%	50	3,57%	0,01	0,29	2,34%	2	0,83%	0,28	0,56	3,44%	0	0,00%	0,00	1,64	1,82%
310	2	1,27%	0,00	0,00	0,00%	47	3,35%	0,01	0,64	5,09%	12	4,98%	0,04	0,51	3,12%	0	0,00%	0,00	4,38	4,86%
300	7	4,43%	0,14	0,98	2,39%	60	4,28%	0,02	1,45	11,60%	7	2,90%	0,00	0,00	0,00%	1	2,22%	8,32	8,32	9,22%
290	2	1,27%	0,23	0,47	1,13%	33	2,36%	0,02	0,51	4,11%	8	3,32%	0,02	0,18	1,08%	2	4,44%	4,24	8,49	9,41%
280	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%	45	3,21%	0,01	0,61	4,86%	2	0,83%	0,00	0,00	0,00%	0	0,00%	0,00	8,37	9,27%
270	4	2,53%	0,08	0,33	0,80%	37	2,64%	0,03	0,95	7,62%	4	1,66%	0,12	0,49	3,02%	1	2,22%	9,23	9,23	10,22%
260	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%	29	2,07%	0,03	0,91	7,32%	7	2,90%	0,09	0,63	3,88%	2	4,44%	2,89	5,78	6,41%
250	1	0,63%	0,24	0,24	0,59%	51	3,64%	0,01	0,71	5,73%	2	0,83%	0,00	0,00	0,00%	0	0,00%	0,00	0,45	0,50%
240	1	0,63%	0,03	0,03	0,07%	26	1,86%	0,02	0,59	4,70%	2	0,83%	0,00	0,00	0,00%	0	0,00%	0,00	3,73	4,13%
230	1	0,63%	0,02	0,02	0,05%	26	1,86%	0,03	0,73	5,88%	1	0,41%	0,25	0,25	1,53%	1	2,22%	10,91	10,91	12,09%
220	3	1,90%	0,73	2,18	5,29%	21	1,50%	0,06	1,17	9,34%	2	0,83%	0,28	0,55	3,39%	0	0,00%	0,00	5,26	5,83%
210	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%	15	1,07%	0,11	1,60	12,83%	2	0,83%	0,00	0,00	0,00%	1	2,22%	7,02	7,02	7,78%
200	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%	27	1,93%	0,04	1,16	9,27%	1	0,41%	1,25	1,25	7,70%	0	0,00%	0,00	4,45	4,94%
190	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%	1	0,07%	0,50	0,50	4,03%	2	0,83%	0,20	0,40	2,47%	0	0,00%	0,00	4,19	4,64%
Summe	158	100%	0,26	41,18	100%	1401	100%	0,01	12,48	100%	241	100%	0,07	16,22	100%	45	100%	2,01	90,24	100%

Tab. 13: Verebnungen und Geologie in Abhängigkeit der absoluten Höhenlage im Spessart – gesamt (141 und 142).

Höhen [m NN]	Verebnungen					Überschneidung mit Geologischen Einheiten					Überschneidung mit Verwerfungen					Überschneidung mit Geologischen Einheiten und Verwerfungen				
	Abs. Häufigkeit	Rel. Häufigkeit [%]	Mittl. Flächengröße [km ²]	Flächengröße ges. [km ²]	Anteil [%] der Flächengröße ges.	Abs. Häufigkeit	Rel. Häufigkeit [%]	Mittl. Flächengröße [km ²]	Flächengröße ges. [km ²]	Anteil [%] der Flächengröße ges.	Abs. Häufigkeit	Rel. Häufigkeit [%]	Mittl. Flächengröße [km ²]	Flächengröße ges. [km ²]	Anteil [%] der Flächengröße ges.	Abs. Häufigkeit	Rel. Häufigkeit [%]	Mittl. Flächengröße [km ²]	Flächengröße ges. [km ²]	Anteil [%] der Flächengröße ges.
580	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%
570	1	0,05%	0,59	0,59	0,22%	1	0,89%	0,00	0,00	0,00%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%
560	2	0,11%	0,09	0,19	0,07%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%
550	2	0,11%	0,44	0,88	0,33%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%	1	0,27%	0,84	0,84	1,07%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%
540	6	0,33%	0,12	0,73	0,28%	1	0,89%	0,21	0,21	0,58%	2	0,54%	0,28	0,56	0,71%	1	1,75%	0,21	0,21	1,04%
530	7	0,38%	0,33	2,32	0,88%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%
520	14	0,76%	0,27	3,85	1,46%	3	2,68%	0,54	1,62	4,51%	4	1,09%	0,48	1,91	2,45%	3	5,26%	0,54	1,62	8,08%
510	12	0,65%	0,14	1,74	0,66%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%	3	0,82%	0,13	0,40	0,51%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%
500	45	2,44%	0,28	12,51	4,76%	2	1,79%	1,00	1,99	5,56%	12	3,27%	0,62	7,44	9,55%	2	3,51%	1,00	1,99	9,95%
490	27	1,46%	0,24	6,36	2,42%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%	9	2,45%	0,49	4,40	5,64%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%
480	49	2,66%	0,19	9,25	3,52%	3	2,68%	0,81	2,44	6,81%	10	2,72%	0,38	3,77	4,83%	3	5,26%	1,07	3,22	16,12%
470	55	2,98%	0,18	10,02	3,81%	9	8,04%	0,42	3,80	10,61%	8	2,18%	0,36	2,92	3,74%	2	3,51%	0,69	1,39	6,94%
460	72	3,90%	0,17	12,59	4,79%	6	5,36%	0,26	1,57	4,39%	11	3,00%	0,18	1,97	2,52%	2	3,51%	0,23	0,47	2,34%
450	79	4,28%	0,16	12,27	4,67%	7	6,25%	0,29	2,03	5,66%	12	3,27%	0,44	5,24	6,72%	1	1,75%	0,34	0,34	1,71%
440	93	5,04%	0,13	12,00	4,56%	9	8,04%	0,34	3,09	8,63%	13	3,54%	0,12	1,50	1,92%	1	1,75%	0,17	0,17	0,83%
430	68	3,69%	0,12	7,89	3,00%	3	2,68%	0,31	0,94	2,63%	9	2,45%	0,18	1,65	2,11%	2	3,51%	0,36	0,73	3,64%
420	97	5,26%	0,13	12,13	4,61%	6	5,36%	0,19	1,12	3,11%	12	3,27%	0,22	2,61	3,34%	3	5,26%	0,26	0,79	3,93%
410	69	3,74%	0,11	7,27	2,77%	3	2,68%	0,31	0,94	2,63%	13	3,54%	0,12	1,57	2,02%	1	1,75%	0,47	0,47	2,33%
400	126	6,83%	0,14	17,01	6,47%	6	5,36%	0,50	2,98	8,31%	20	5,45%	0,23	4,60	5,90%	4	7,02%	0,41	1,63	8,13%
390	91	4,93%	0,11	9,98	3,80%	7	6,25%	0,25	1,76	4,92%	13	3,54%	0,13	1,72	2,21%	2	3,51%	0,41	0,83	4,13%
380	79	4,28%	0,10	8,04	3,06%	3	2,68%	0,32	0,95	2,64%	17	4,63%	0,16	2,66	3,41%	2	3,51%	0,21	0,42	2,10%
370	42	2,28%	0,12	5,02	1,91%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%	6	1,63%	0,07	0,44	0,56%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%
360	56	3,04%	0,11	6,44	2,45%	2	1,79%	0,11	0,21	0,59%	14	3,81%	0,18	2,48	3,19%	1	1,75%	0,09	0,09	0,43%
350	74	4,01%	0,13	9,68	3,68%	5	4,46%	0,40	2,00	5,58%	14	3,81%	0,21	2,91	3,73%	2	3,51%	0,27	0,54	2,69%
340	60	3,25%	0,09	5,23	1,99%	3	2,68%	0,08	0,25	0,69%	13	3,54%	0,09	1,11	1,42%	4	7,02%	0,20	0,78	3,92%
330	60	3,25%	0,11	6,78	2,58%	3	2,68%	0,17	0,52	1,46%	11	3,00%	0,12	1,33	1,71%	1	1,75%	0,17	0,17	0,83%
320	60	3,25%	0,14	8,13	3,09%	6	5,36%	0,21	1,27	3,54%	14	3,81%	0,16	2,17	2,79%	3	5,26%	0,23	0,69	3,47%
310	61	3,31%	0,13	7,88	3,00%	2	1,79%	0,10	0,20	0,55%	16	4,36%	0,10	1,56	2,00%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%
300	75	4,07%	0,11	8,59	3,27%	6	5,36%	0,20	1,22	3,40%	18	4,90%	0,16	2,83	3,63%	4	7,02%	0,18	0,71	3,53%
290	45	2,44%	0,14	6,42	2,44%	2	1,79%	0,07	0,14	0,40%	17	4,63%	0,16	2,78	3,56%	2	3,51%	0,15	0,30	1,52%
280	47	2,55%	0,21	9,79	3,72%	4	3,57%	0,33	1,33	3,70%	11	3,00%	0,06	0,63	0,81%	5	8,77%	0,20	1,01	5,05%
270	46	2,49%	0,12	5,30	2,01%	6	5,36%	0,11	0,65	1,81%	12	3,27%	0,25	3,03	3,89%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%
260	38	2,06%	0,17	6,62	2,52%	1	0,89%	0,31	0,31	0,87%	7	1,91%	0,23	1,58	2,03%	1	1,75%	0,31	0,31	1,57%
250	54	2,93%	0,11	5,77	2,20%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%	14	3,81%	0,18	2,51	3,22%	3	5,26%	0,11	0,34	1,69%
240	29	1,57%	0,14	4,11	1,56%	1	0,89%	0,04	0,04	0,10%	10	2,72%	0,17	1,75	2,24%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%
230	29	1,57%	0,17	4,88	1,85%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%	8	2,18%	0,21	1,67	2,14%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%
220	26	1,41%	0,30	7,73	2,94%	1	0,89%	1,60	1,60	4,47%	2	0,54%	0,75	1,51	1,94%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%
210	18	0,98%	0,18	3,17	1,20%	1	0,89%	0,65	0,65	1,83%	6	1,63%	0,21	1,23	1,58%	1	1,75%	0,10	0,10	0,48%
200	28	1,52%	0,09	2,63	1,00%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%	3	0,82%	0,08	0,23	0,30%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%
190	3	0,16%	0,39	1,18	0,45%	0	0,00%	0,00	0,00	0,00%	2	0,54%	0,24	0,47	0,60%	1	1,75%	0,71	0,71	3,56%
Summe	1845	100%	0,14	262,97	100%	112	100%	0,32	35,82	100%	367	100%	0,21	77,95	100%	57	100%	0,35	20,00	100%

Tab. 14: Übersicht der Geomorphologischen Raumeinheiten des Spessarts.

Nr. fortl.	GeoRE-Code	Geomorphologische Raumeinheit	Bezeichnung	Fläche [km ²]
1	GOG-AG-1	Aufschüttungsgebiete	Elsavatal	4,11
2	GOG-GF-1	Grabenflanken	Rühlesberg bis Geiersberg	10,41
3	GOG-GF-2	Grabenflanken	Wildensteiner Buch	1,41
4	GOG-TG-1	Tektonische Grabensysteme	nördl. Obernburger Graben	15,83
5	GOG-TG-2	Tektonische Grabensysteme	südl. Obernburger Graben	52,44
6	MT-AG-1	Aufschüttungsgebiete	Unteres Maintal	6,43
7	MT-AG-2	Aufschüttungsgebiete	Unteres Maintal	18,13
8	MT-AG-3	Aufschüttungsgebiete	Unteres Maintal	9,34
9	MT-AG-4	Aufschüttungsgebiete	Unteres Maintal	18,01
10	MT-HB-1	Maintalhänge	Sohlhöhe	12,01
11	MT-HB-2	Maintalhänge	Klosterkuppel	18,58
12	MT-HB-3	Maintalhänge	Grohberg bis Rainberg	3,63
13	MT-HB-4	Maintalhänge	Mainhölle bis Grohberg	16,86
14	MT-HB-5	Maintalhänge	Unt. Maintal, Steig	4,88
15	MT-HB-6	Maintalhänge	Unt. Maintal, Bussigberg	2,43
16	MT-HB-7	Maintalhänge	Unteres Maintal	2,45
17	MT-HB-8	Maintalhänge	Himmelreich	2,49
18	MT-HB-9	Maintalhänge	Einmal-B.	2,30
19	MT-UB-1	Umlaufberge	Achtelsberg	3,61
20	MT-UB-2	Umlaufberge	Rainberg	4,44
21	MT-UB-3	Umlaufberge	Grohberg	4,13
22	SB-AD-1	Abdachungsgebiete	Alsberger Platte	25,73
23	SB-DF-1	Dachflächen	Breite First	0,31
24	SB-DF-2	Dachflächen	Tonkautenkopf	1,24
25	SB-DF-3	Dachflächen	Kelterberg	4,94
26	SB-DG-1	Deformationsgebiete	Grenelbach	4,53
27	SB-DG-2	Deformationsgebiete	Obere Kinzig	9,95
28	SB-IMB-1	Intramontanes Becken	Riedelbach	6,37
29	SB-IMB-2	Intramontanes Becken	Elmbach	0,13
30	SB-IMB-3	Intramontanes Becken	Ahlersbach	0,30
31	SB-IMB-4	Intramontanes Becken	Mordgraben	2,28
32	SB-IMBS-1	Intramontanes Becken-Saumgebiete	Hoher Stein	4,95
33	SB-IMBS-2	Intramontanes Becken-Saumgebiete	Elmbach	4,44
34	SB-IMBS-3	Intramontanes Becken-Saumgebiete	Ahlersbach	1,57
35	SB-KR-1	Kuppenrelief	Weinberg	1,24
36	SB-KR-2	Kuppenrelief	Bellingser Berg	0,57
37	SB-KR-3	Kuppenrelief	Kinzberg	3,88
38	SB-RT-1	Rumpftreppengebiete	Hagerkopf	0,79
39	SB-RT-2	Rumpftreppengebiete	Wilder Stein	3,08
40	SB-RT-3	Rumpftreppengebiete	Melmetz	1,04
41	SB-RT-4	Rumpftreppengebiete	Wasserscheide Kinzig, Eulerskopf	15,15
42	SB-RT-5	Rumpftreppengebiete	Hohenzeller Berg	3,20
43	SB-RT-6	Rumpftreppengebiete	Kelterberg	0,23
44	SB-ZT-1	Zertalungsgebiete	Ahlersbach	7,46
45	SH-AD-1	Abdachungsgebiete	Kropf	6,87
46	SH-AD-2	Abdachungsgebiete	Bocksberg	74,34
47	SH-AD-3	Abdachungsgebiete	Karlshöhe	7,00
48	SH-AD-4	Abdachungsgebiete	Eichhöhe	1,70
49	SH-AD-5	Abdachungsgebiete	Turmsteinhöhe	7,07

Tab. 14 - Fortsetzung

<i>Nr. fortl.</i>	<i>GeoRE-Code</i>	<i>Geomorphologische Raumeinheit</i>	<i>Bezeichnung</i>	<i>Fläche</i> [km ²]
50	SH-AG-1	Aufschüttungsgebiete	Fränkische Saale	2,86
51	SH-AG-2	Aufschüttungsgebiete	Sinngrund	10,72
52	SH-AG-3	Aufschüttungsgebiete	Joßgrund	4,13
53	SH-AG-4	Aufschüttungsgebiete	Jossadurchbruch	0,52
54	SH-AG-5	Aufschüttungsgebiete	Kinzigtal	21,73
55	SH-AG-6	Aufschüttungsgebiete	Kinzigtal	0,38
56	SH-AG-7	Aufschüttungsgebiete	Leidersbach	1,19
57	SH-DF-1	Dachflächen	Schondra-Leite	1,66
58	SH-DF-2	Dachflächen	Hanauer Berg	4,46
59	SH-DF-3	Dachflächen	Hoher Berg	0,90
60	SH-DF-4	Dachflächen	Klosterhöhe	2,65
61	SH-DF-5	Dachflächen	Hirschberg	6,29
62	SH-DF-6	Dachflächen	Tauberleitenkopf	22,11
63	SH-DF-7	Dachflächen	Alsberger Platte	13,26
64	SH-DF-8	Dachflächen	Sohlhöhe	4,56
65	SH-DF-9	Dachflächen	Steckenlaubshöhe	10,25
66	SH-DF-10	Dachflächen	Klosterkuppel	9,84
67	SH-DF-11	Dachflächen	Hengstkopf	9,83
68	SH-DF-12	Dachflächen	Geisberg-Königsberg	9,45
69	SH-DF-13	Dachflächen	Eichelsberg	8,78
70	SH-DF-14	Dachflächen	Geißhöhe	5,26
71	SH-DF-15	Dachflächen	Horst	10,14
72	SH-DG-1	Deformationsgebiete	Waizenbach	1,81
73	SH-DG-2	Deformationsgebiete	Fischbach	7,75
74	SH-DG-3	Deformationsgebiete	Oberer Joßgrund	56,28
75	SH-DG-4	Deformationsgebiete	Heinrichsbach	7,54
76	SH-DG-5	Deformationsgebiete	Seufzigspitze	2,23
77	SH-DG-6	Deformationsgebiete	Gäulsküppel	1,97
78	SH-DG-7	Deformationsgebiete	Steinbachsgrund	13,98
79	SH-DG-8	Deformationsgebiete	Hasslochbach	9,35
80	SH-DG-9	Deformationsgebiete	Fechenbach, Sellbach	12,79
81	SH-DG-10	Deformationsgebiete	Kälbersgrund	1,87
82	SH-DG-11	Deformationsgebiete	Faulbach	15,07
83	SH-DG-12	Deformationsgebiete	Kropfbach	2,03
84	SH-FG-1	Fluvial geprägte Gebiete	Altenbach, Gailbach	22,10
85	SH-HB-1	Hangbereiche	Hoher Berg	4,30
86	SH-HB-2	Hangbereiche	westlicher Hanauer Berg	2,31
87	SH-HB-3	Hangbereiche	Tauberleitenkopf	16,48
88	SH-HB-4	Hangbereiche	Glashüttenberge	11,32
89	SH-HB-5	Hangbereiche	Geiersberg	8,74
90	SH-HR-1	Höhenrücken	Steiniger Berg	1,54
91	SH-HR-2	Höhenrücken	Mark-B.	2,66
92	SH-HR-3	Höhenrücken	Waldspitze	17,51
93	SH-HR-4	Höhenrücken	Pfarrküppel	1,43
94	SH-HR-5	Höhenrücken	Queren-B.	1,33
95	SH-HR-6	Höhenrücken	Geiersberg	4,85
96	SH-HR-7	Höhenrücken	Eichenberg	1,06
97	SH-HR-8	Höhenrücken	Hirschberg	1,27
98	SH-HR-9	Höhenrücken	Pfaffenberg	0,57
99	SH-HR-10	Höhenrücken	Langen-B.	5,84
100	SH-HR-11	Höhenrücken	Hohe Warte	1,18
101	SH-IMB-1	Intramontanes Becken	Baßberg-Sailhöhe	129,07
102	SH-IMBS-1	Intramontanes Becken-Saumgebiete	Esels-H., Waldspitze, Hermannskoppe	60,10
103	SH-IMBS-2	Intramontanes Becken-Saumgebiete	westl. Sohlhöhe	3,39
104	SH-IMBS-3	Intramontanes Becken-Saumgebiete	nördl. Steckenlaubshöhe	7,37

Tab. 14 – Fortsetzung

Nr. fortl.	GeoRE-Code	Geomorphologische Raumeinheit	Bezeichnung	Fläche
				[km ²]
105	SH-KR-1	Kuppenrelief	Steinfirst	3,17
106	SH-QM-1	Quellmulden	Oberer Joßgrund	5,48
107	SH-QM-2	Quellmulden	Rechtenbach	1,66
108	SH-QM-3	Quellmulden	Aubach	1,30
109	SH-QM-4	Quellmulden	Faulbach	0,32
110	SH-QM-5	Quellmulden	Kleiner Grund	0,33
111	SH-QM-6	Quellmulden	Kropfbach	0,84
112	SH-RT-1	Rumpftreppengebiete	Flörsbacher Höhe	0,77
113	SH-RT-2	Rumpftreppengebiete	Sägberg	0,69
114	SH-RT-3	Rumpftreppengebiete	Wiesbütt	0,38
115	SH-RT-4	Rumpftreppengebiete	Heidenberg	2,41
116	SH-RT-5	Rumpftreppengebiete	Heister	3,78
117	SH-RT-6	Rumpftreppengebiete	Bellingser Kreuz	1,28
118	SH-RT-7	Rumpftreppengebiete	Herrmanskoppe	20,46
119	SH-RT-8	Rumpftreppengebiete	Hundsrückkopf	2,03
120	SH-RT-9	Rumpftreppengebiete	Ludwigshöhe	2,63
121	SH-RT-10	Rumpftreppengebiete	Heimathen	0,69
122	SH-RT-11	Rumpftreppengebiete	Spitzenstein	0,34
123	SH-RT-12	Rumpftreppengebiete	Dachsbuckel	0,40
124	SH-RT-13	Rumpftreppengebiete	Weißer Leimen	23,08
125	SH-RT-14	Rumpftreppengebiete	Echterspahl	33,50
126	SH-RT-15	Rumpftreppengebiete	Frauenberg	1,82
127	SH-ZT-1	Zertalungsgebiete	Schondra	14,33
128	SH-ZT-2	Zertalungsgebiete	Bieber, Kasselbach, Orb, Klingbach	159,10
129	SH-ZT-3	Zertalungsgebiete	Mohrenbach	10,86
130	SH-ZT-4	Zertalungsgebiete	Langes Tal	0,80
131	SH-ZT-5	Zertalungsgebiete	Rechtenbach	12,86
132	SH-ZT-6	Zertalungsgebiete	Hafenlohr, Heinrichsbach	66,80
133	SH-ZT-7	Zertalungsgebiete	Hasslochbach, Schneidbach	13,79
134	SH-ZT-8	Zertalungsgebiete	Leidersbach, Sodenbach, Roßbach	25,71
135	SH-ZT-9	Zertalungsgebiete	Elsava, Dammbach	60,81
136	SH-ZT-10	Zertalungsgebiete	Faulbach	6,98
137	SH-ZT-11	Zertalungsgebiete	Fechenbach, Ullensbach	10,28
138	SH-ZT-12	Zertalungsgebiete	Aubach	12,15
139	SH-ZT-13	Zertalungsgebiete	westliche Sinnzuflüsse	123,67
140	SH-ZT-14	Zertalungsgebiete	Leitersbach	18,33
141	SH-ZT-15	Zertalungsgebiete	Limbach, Rohrbach	42,97
142	SH-ZT-16	Zertalungsgebiete	Kropfbach	6,33
143	SS-IB-1	Inselberge/Auslieger	Gräfen-B., Rotten-B., Kloster-B.	1,37
144	SS-IB-2	Inselberge/Auslieger	Querberg	0,10
145	SS-IB-3	Inselberge/Auslieger	Schwab	0,22
146	SS-IB-4	Inselberge/Auslieger	Bischlings-B.	0,65
147	SS-IB-5	Inselberge/Auslieger	Pkt. 349 m NN	0,05
148	SS-IB-6	Inselberge/Auslieger	Linden-B.	0,28
149	SS-IB-7	Inselberge/Auslieger	Pkt. 355 m NN	0,08
150	SS-IB-8	Inselberge/Auslieger	Kauppen	0,20
151	SS-IB-9	Inselberge/Auslieger	Find-B., Kaisels-B., Reh-B.	0,88
152	SS-IBS-1	Inselberg-Saumgebiete	Kloster-B.	0,36
153	SS-IBS-2	Inselberg-Saumgebiete	Rotten-B.	0,28
154	SS-IBS-3	Inselberg-Saumgebiete	Gräfen-B.	0,20
155	SS-IBS-4	Inselberg-Saumgebiete	Bischlings-B.	0,45
156	SS-SH-1	Stufenhang	Franzosenkopf bis Galgenberg	7,98
157	SS-SH-2	Stufenhang	Franzosenkopf bis Kapuzinerspitze	9,27
158	SS-SH-3	Stufenhang	Eselshöhe	31,01
159	SS-SH-4	Stufenhang	Steigkoppe bis Schwarzkopf	3,61
160	SS-SH-5	Stufenhang	Laufachtal bis Aschafftal	19,22
161	SS-SH-6	Stufenhang	Aschafftal bis Bessenbachtal	10,77

Tab. 14 - Fortsetzung

Nr. fortl.	GeoRE-Code	Geomorphologische Raumeinheit	Bezeichnung	Fläche [km ²]
162	SS-SHS-1	Stufenhang-Saumgebiete	nördl. Kuppe	0,21
163	SS-SHS-2	Stufenhang-Saumgebiete	zw. Kuppe und Schwab	1,60
164	SS-SHS-3	Stufenhang-Saumgebiete	südlich Schwab	3,81
165	SS-SHS-4	Stufenhang-Saumgebiete	südl. Laufachtal	5,11
166	SS-SHS-5	Stufenhang-Saumgebiete	nördl. Aschafftal	0,59
167	SS-SHS-6	Stufenhang-Saumgebiete	südl. Aschafftal bis Bessenbachtal	9,59
168	SS-SHS-7	Stufenhang-Saumgebiete	zw. Reh-B., Find-B. und Gailbachtal	2,13
169	SS-SR-1	Stufenrandsenke	Oberer Kahlgrund	10,80
170	SS-SR-2	Stufenrandsenke	Bessenbach	7,46
171	SS-WH-1	Walm-Höhenrücken	Franzosenkopf	1,84
172	SS-WH-2	Walm-Höhenrücken	Glasberg	4,52
173	SS-WH-3	Walm-Höhenrücken	Eselshöhe	11,44
174	SS-WH-4	Walm-Höhenrücken	Hirschhörner	1,19
175	SS-WH-5	Walm-Höhenrücken	Schwarzkopf	2,34
176	SS-WH-6	Walm-Höhenrücken	Hirschkopf	18,66
177	SS-WH-7	Walm-Höhenrücken	Bildkopf	3,87
178	SV-AG-1	Aufschüttungsgebiete	Kahldurchbruch	0,24
179	SV-AG-2	Aufschüttungsgebiete	Unterer Kahlgrund	0,00
180	SV-AG-3	Aufschüttungsgebiete	Oberer Kahlgrund	5,09
181	SV-AG-4	Aufschüttungsgebiete	Aschafftal	10,92
182	SV-DF-1	Dachflächen	Ziegel-B.	2,08
183	SV-DG-1	Deformationsgebiete	Franzosenkopf	4,52
184	SV-DG-2	Deformationsgebiete	westlicher Heidkopf	7,34
185	SV-DG-3	Deformationsgebiete	Krombach	3,18
186	SV-DG-4	Deformationsgebiete	Reichenbach	7,46
187	SV-DG-5	Deformationsgebiete	Haselgrund	1,48
188	SV-DG-6	Deformationsgebiete	Löwensteingraben	3,05
189	SV-DG-7	Deformationsgebiete	Fahrbach	4,21
190	SV-DG-8	Deformationsgebiete	Geiselbach	2,21
191	SV-DG-9	Deformationsgebiete	Westerngrund	19,21
192	SV-DG-10	Deformationsgebiete	Gailbach, Röderbach, Schmerlenbach	19,29
193	SV-DG-11	Deformationsgebiete	Aschaffsenke	40,75
194	SV-DG-12	Deformationsgebiete	Höhe	9,16
195	SV-FF-1	Fußflächen	Hahnenkamm	2,94
196	SV-FF-2	Fußflächen	Heidkopf	0,12
197	SV-FF-3	Fußflächen	Seite-B.	0,96
198	SV-FG-1	Fluvial geprägte Gebiete	Steinbach, Fahrbach	5,09
199	SV-HB-1	Hangbereiche	südlicher Heidkopf	2,22
200	SV-HB-2	Hangbereiche	Hahnenkamm	17,00
201	SV-HB-3	Hangbereiche	Kalmus	1,59
202	SV-HR-1	Höhenrücken	Heidkopf	1,86
203	SV-HR-2	Höhenrücken	Hahnenkamm	0,34
204	SV-HR-3	Höhenrücken	Stempel-Höhe	1,50
205	SV-QM-1	Quellmulden	Geiselbach	0,33
206	SV-RT-1	Rumpftreppengebiete	Franzosenkopf	2,58
207	SV-RT-2	Rumpftreppengebiete	Schnuppenbacher Höhe, Kalmus	6,29
208	SV-RT-3	Rumpftreppengebiete	Hasenkopf	2,91
209	SV-RT-4	Rumpftreppengebiete	Auf der Höh	4,88
210	SV-ZT-1	Zertalungsgebiete	Näßlichbach	2,30
211	SV-ZT-2	Zertalungsgebiete	Geiselbach	4,46
212	SV-ZT-3	Zertalungsgebiete	Hemsbach	3,86
213	SV-ZT-4	Zertalungsgebiete	Pleutersbach, Hohlenbach	4,32
214	SV-ZT-5	Zertalungsgebiete	Erbach	2,28
215	SV-ZT-6	Zertalungsgebiete	Reichenbach	6,40
216	SV-ZT-7	Zertalungsgebiete	Kahlzuflüsse	10,23
217	SV-ZT-8	Zertalungsgebiete	Steinbach	2,92
218	SV-ZT-9	Zertalungsgebiete	Glattbach, oberer Afferbach	7,35

VII. Karten

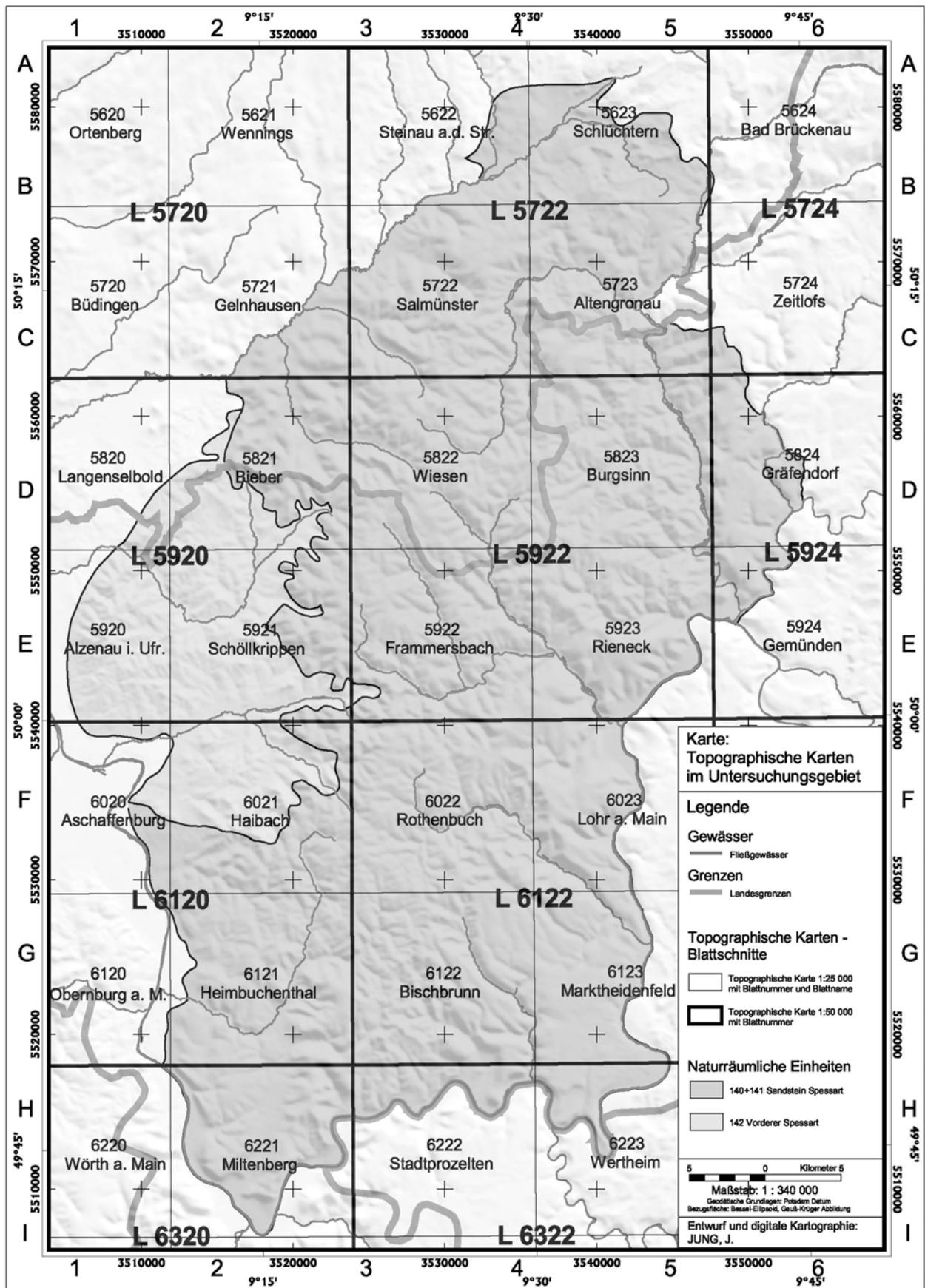


Abb. 119: Karte: Topographische Karten 1:25 000 (TK25) und 1:50 000 (TK50) im Untersuchungsgebiet.
 - Quelle: Landesvermessungsämter Baden-Württemberg, Bayern und Hessen.

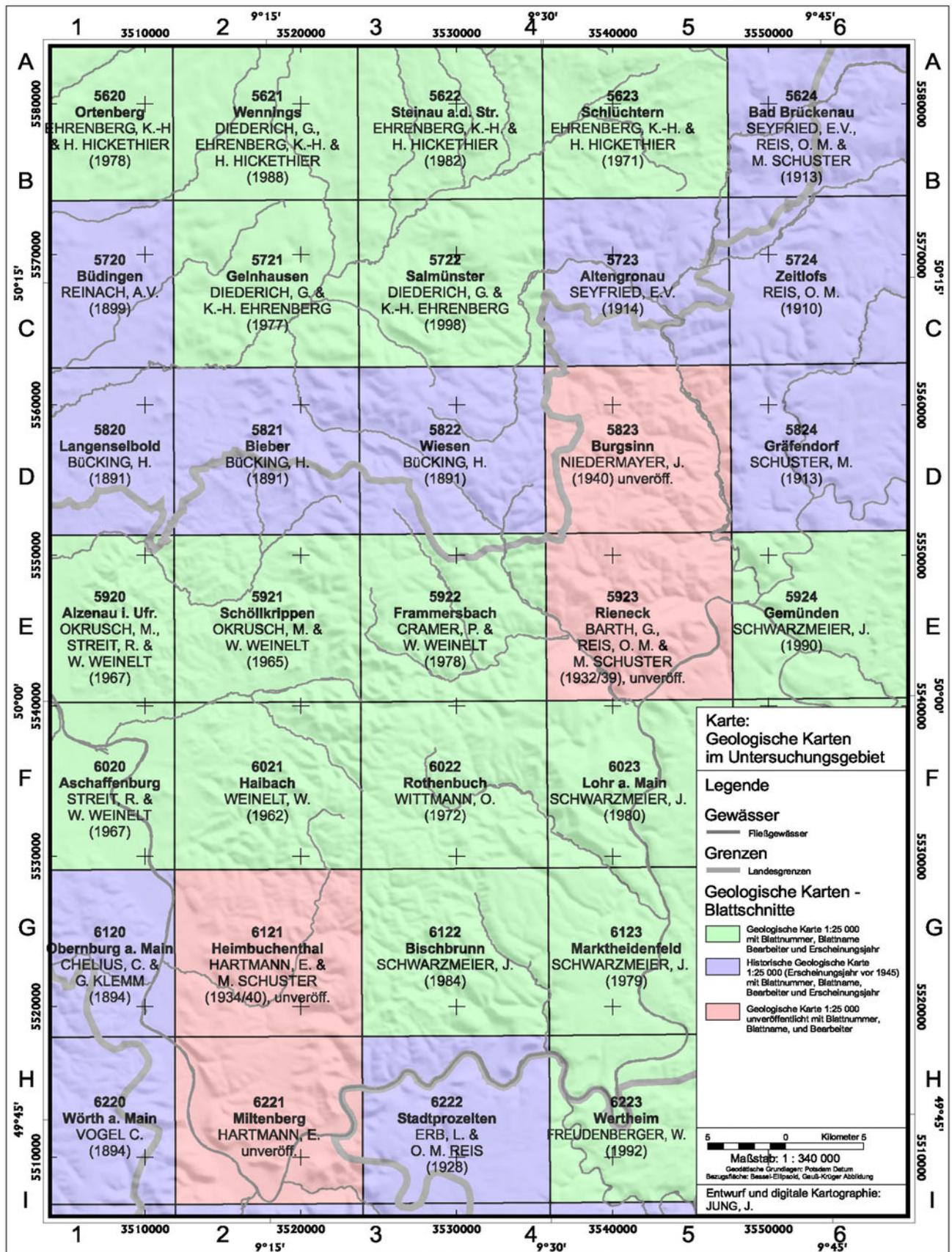


Abb. 120: Karte: Geologische Karten 1:25 000 (GK25) im Untersuchungsgebiet.

- Quelle: Geologische Landesämter Baden-Württemberg, Bayern und Hessen.

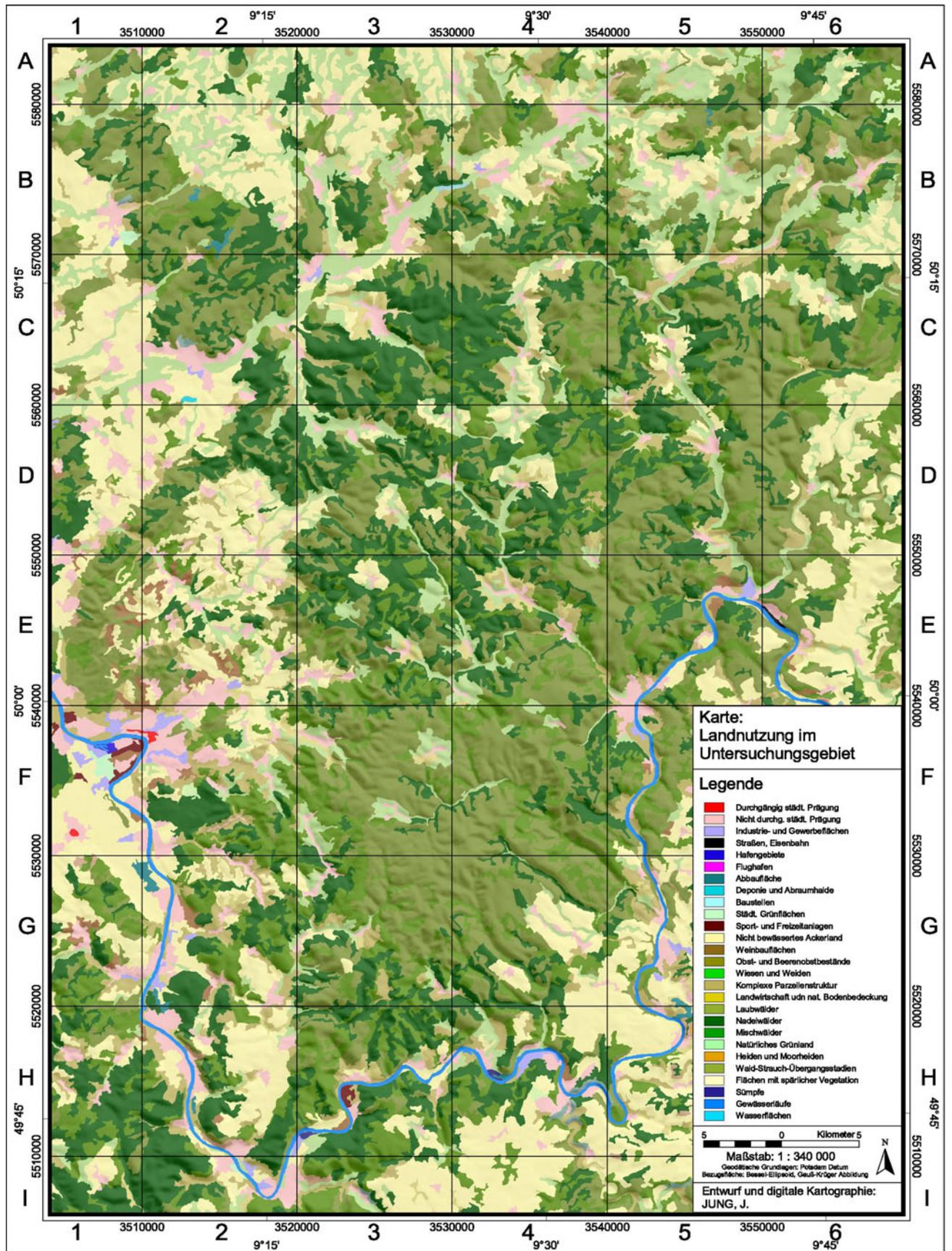


Abb. 121: Karte: Landnutzung im Untersuchungsgebiet. - Quelle: Stat. Bundesamt Wiesbaden (Hrsg., 1997).

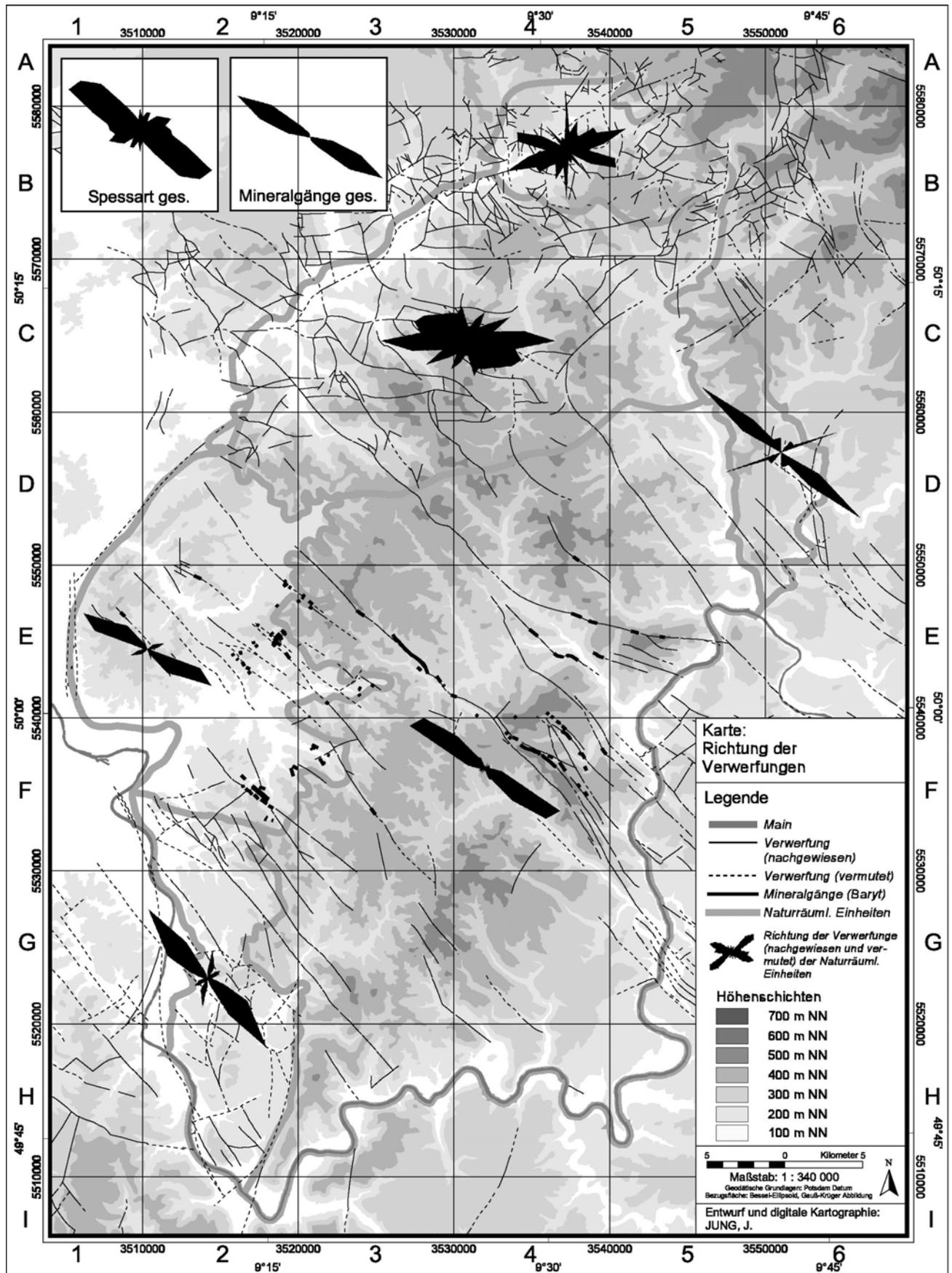


Abb. 122: Karte Richtung der Verwerfungen der Naturräuml. Einheiten. - Grundlage: KIRMASOV (2001).

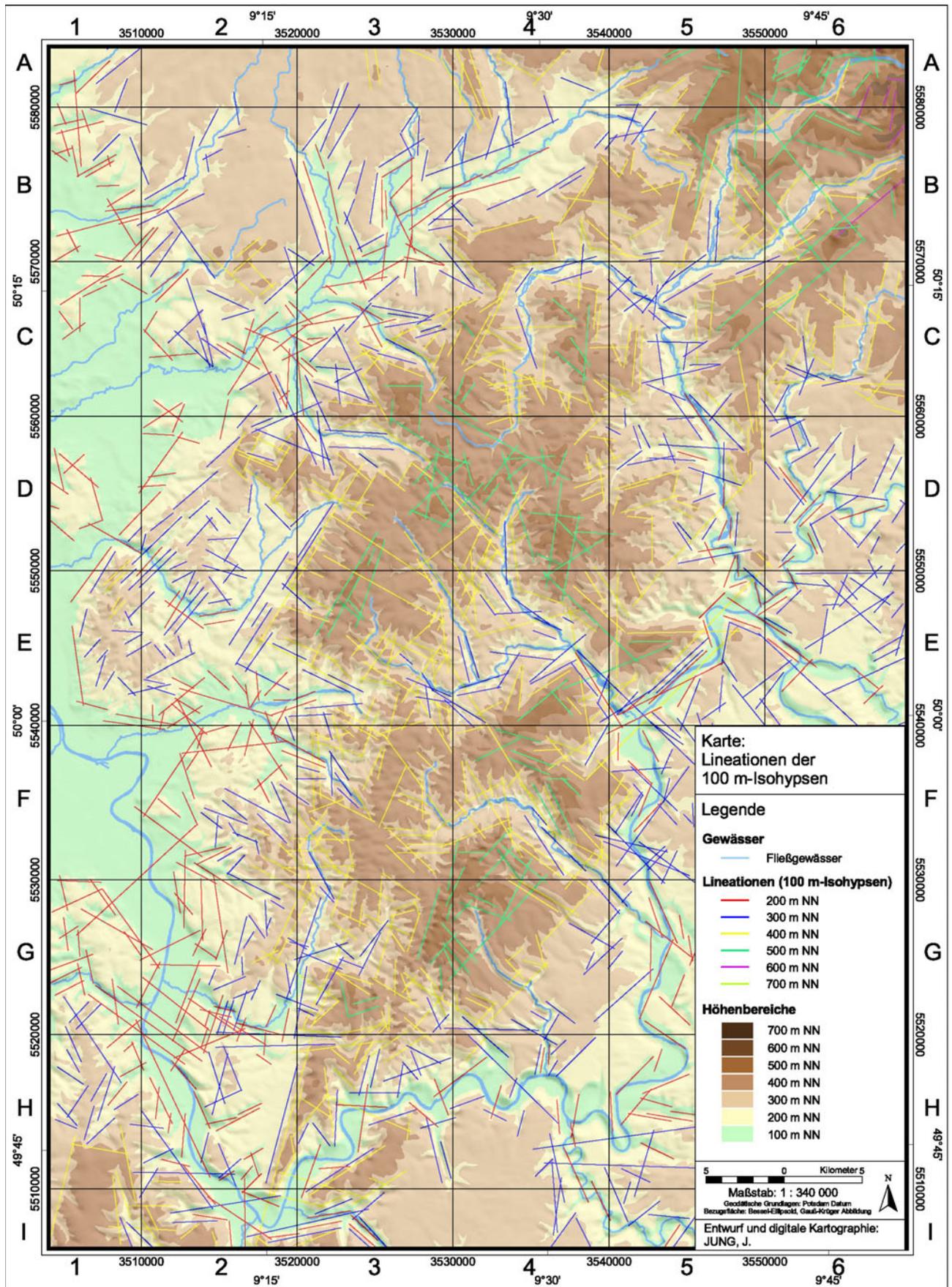


Abb. 123: Karte Höhenschichten-Lineationen der 100 m-Isopysen

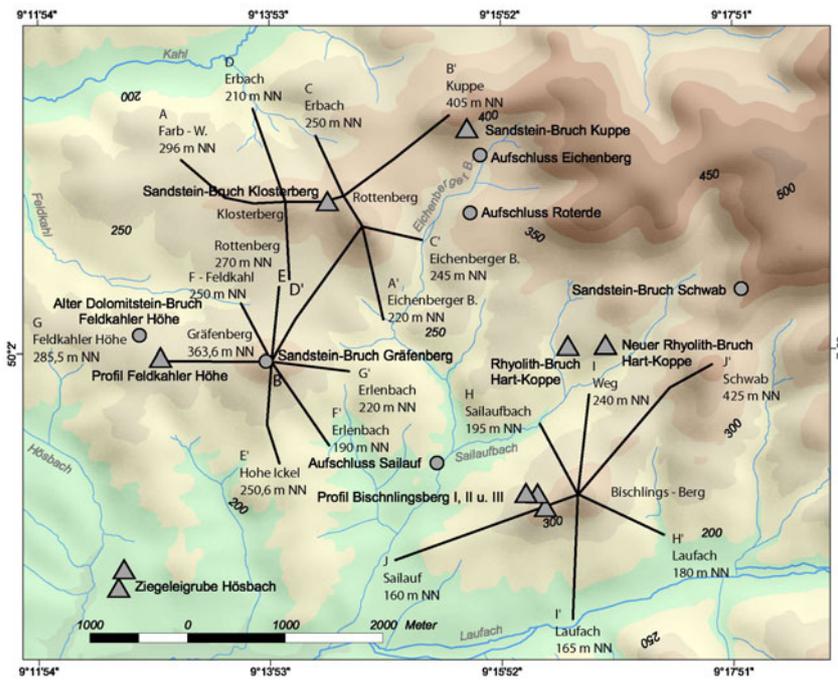


Abb. 124: Lage der Gelände-profile sowie der Boden-profile und Aufschlüsse im Bereich des Sailauf-Rottenberger Inselbergkomplexes.

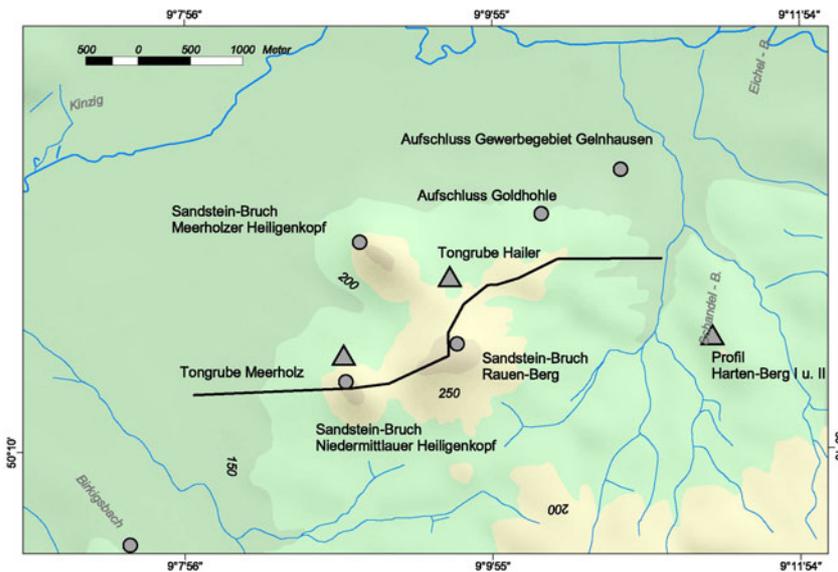


Abb. 125: Lage der Gelände-profile sowie der Boden-profile und Aufschlüsse im Bereich der Meerholzer Zeugenberge (Meerholzer Inselberggruppe).

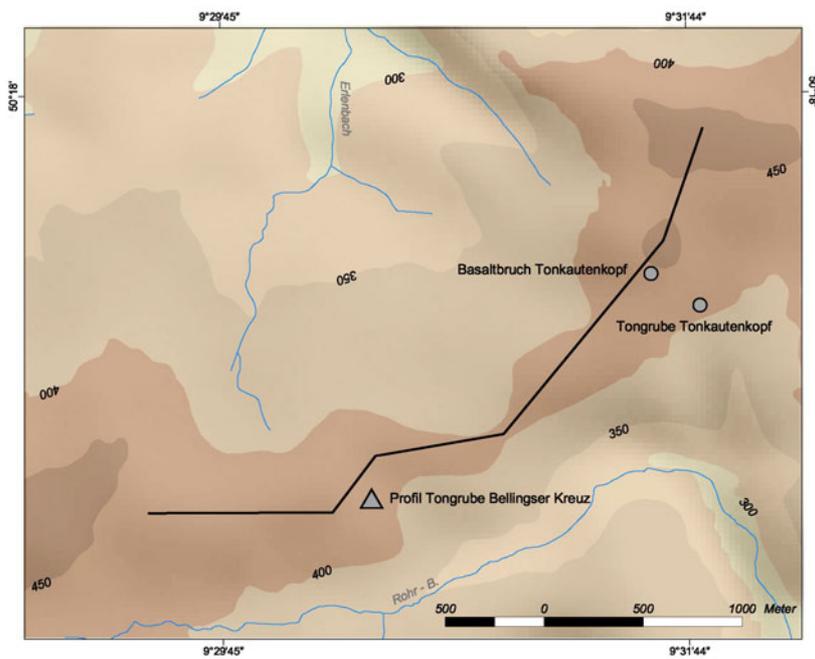


Abb. 126: Lage der Gelände-profile sowie der Boden-profile und Aufschlüsse im Bereich des Flächenpasses Bellingser Kreuz/Steinau a. d. Straße

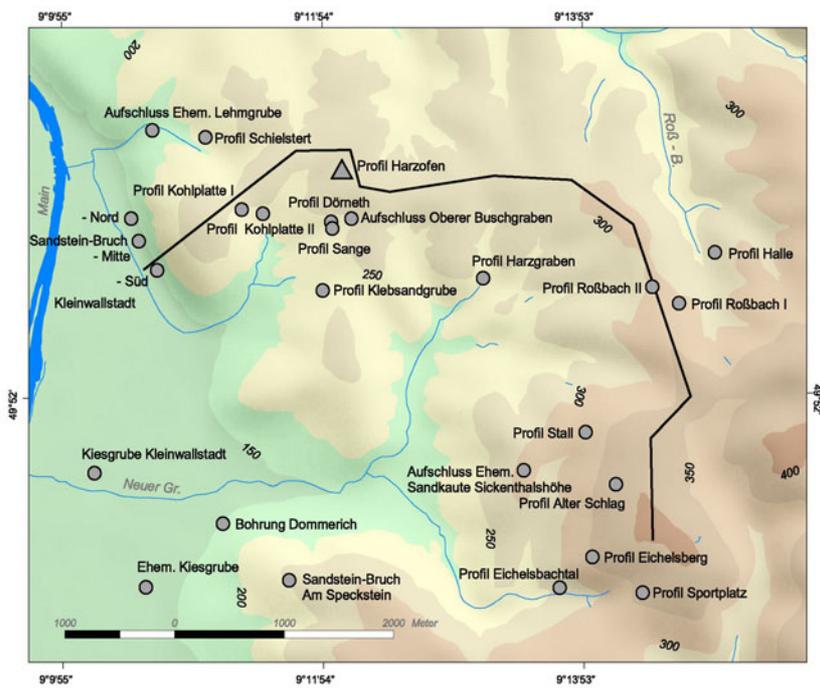


Abb. 127: Lage der Gelände-profile sowie der Boden-profile und Aufschlüsse im Bereich des Plattenberges bei Kleinwallstadt a. Main

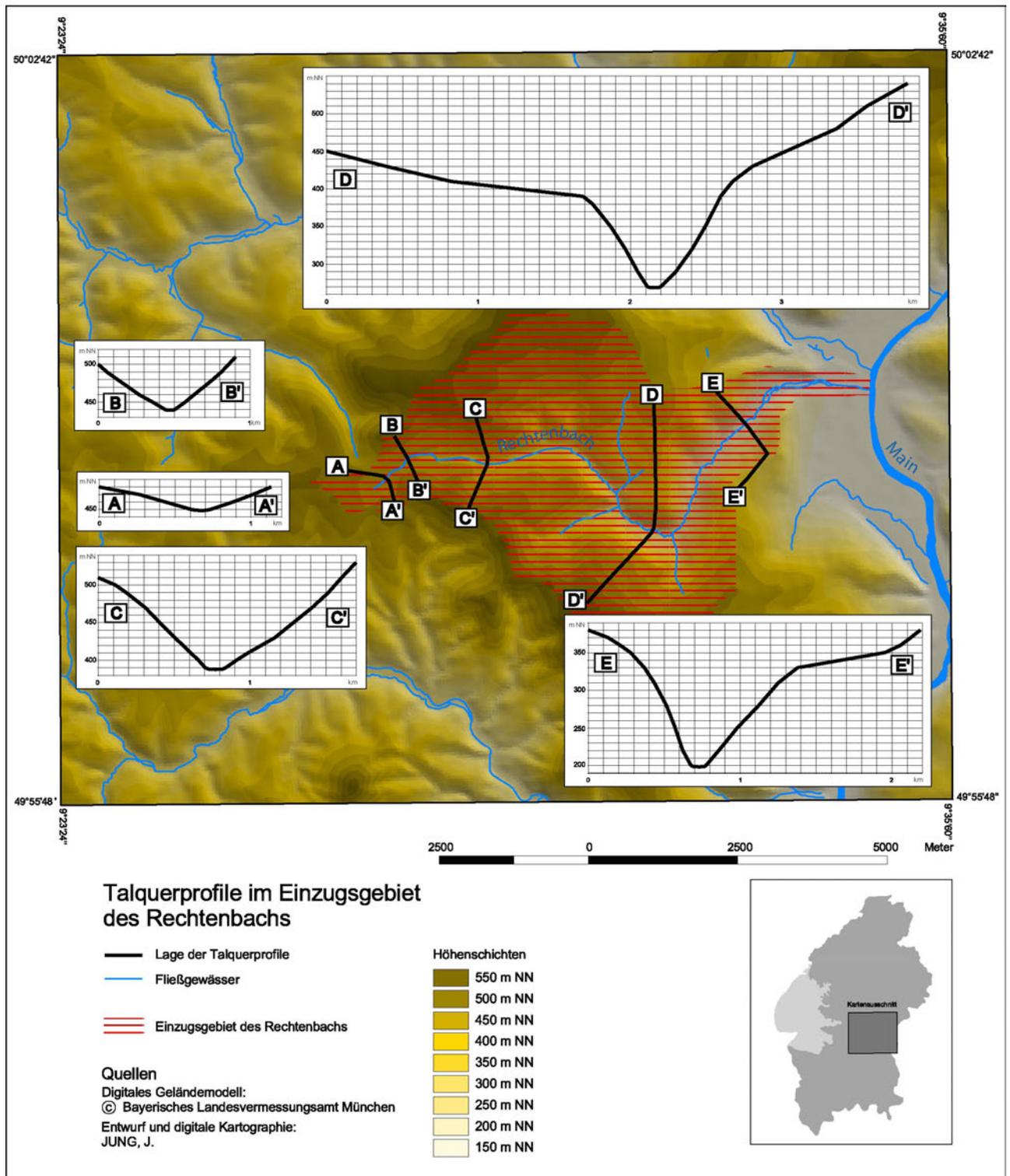


Abb. 128: Talquerprofile im Einzugsgebiet des Rechtenbachs (Profile 5-fach überhöht).
 - Quelle: Digitales Geländemodell DGM 25 © Bayerisches Landesvermessungsamt München.

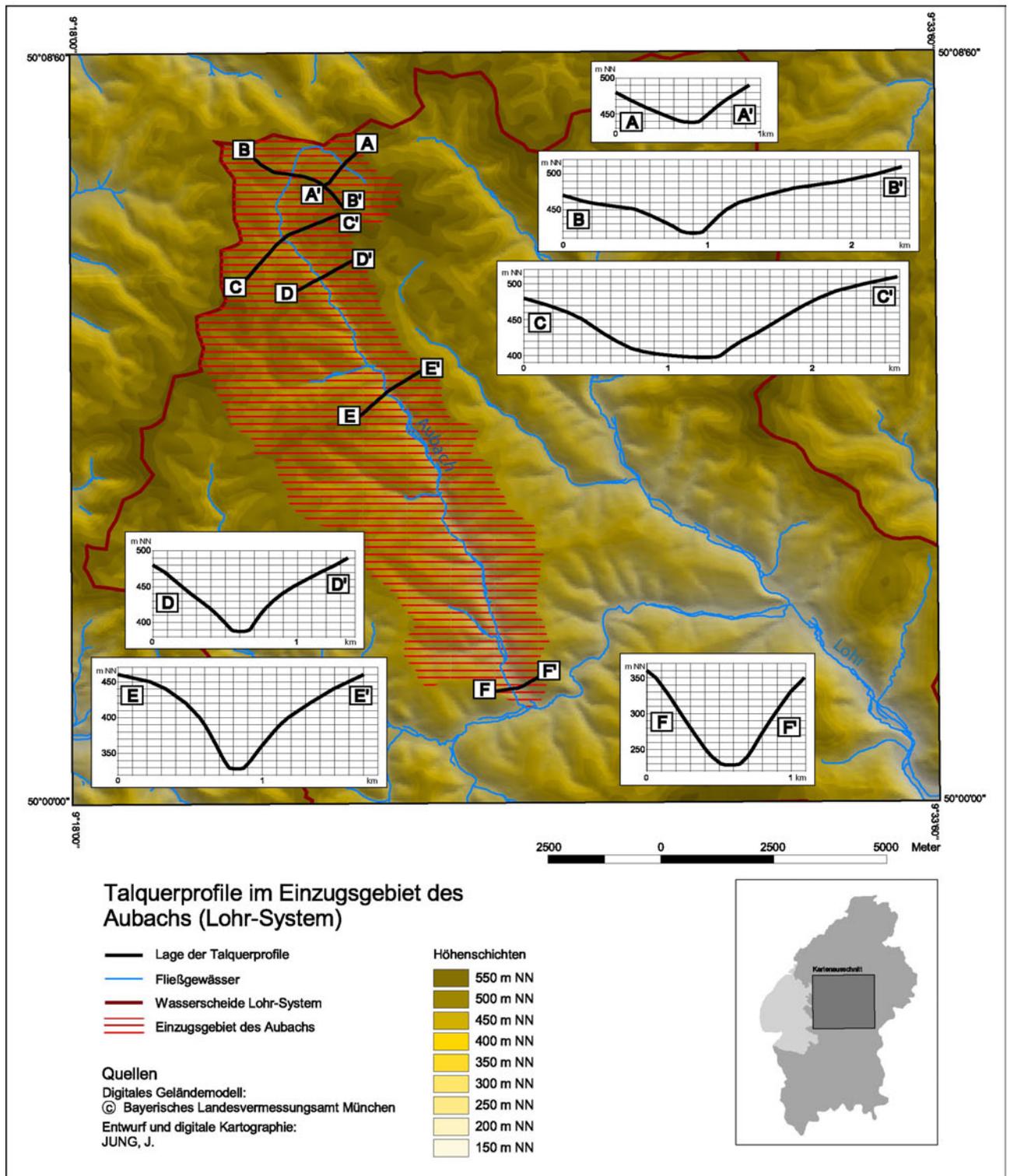


Abb. 129: Talquerprofile im Einzugsgebiet des Aubachs (Profile 5-fach überhöht).

- Quelle: Digitales Geländemodell DGM 25 © Bayerisches Landesvermessungsamt München.

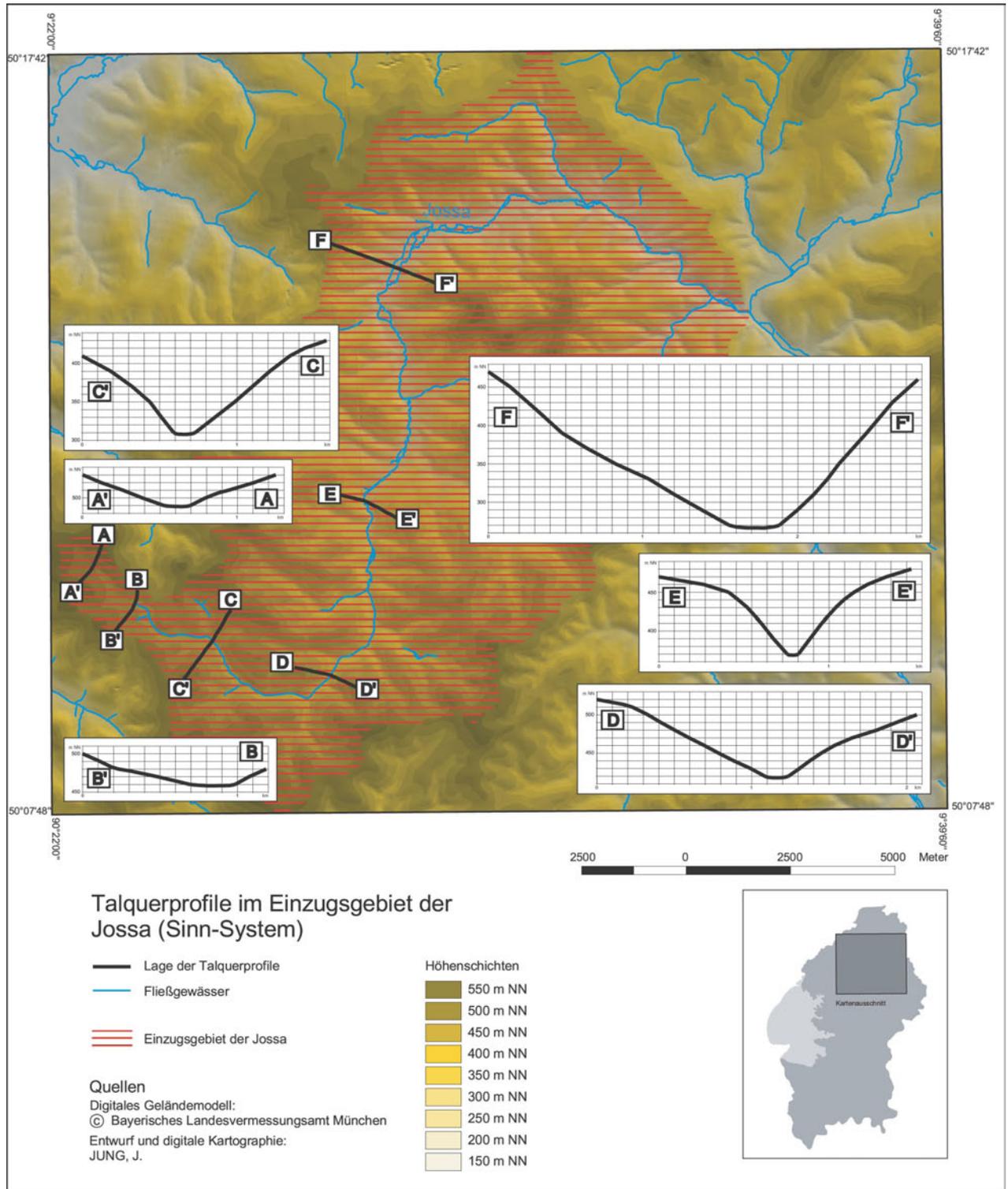


Abb. 130: Talquerprofile im Einzugsgebiet der Jossa (Profile 5-fach überhöht).

- Quelle: Digitales Geländemodell DGM 25 © Bayerisches Landesvermessungsamt München.

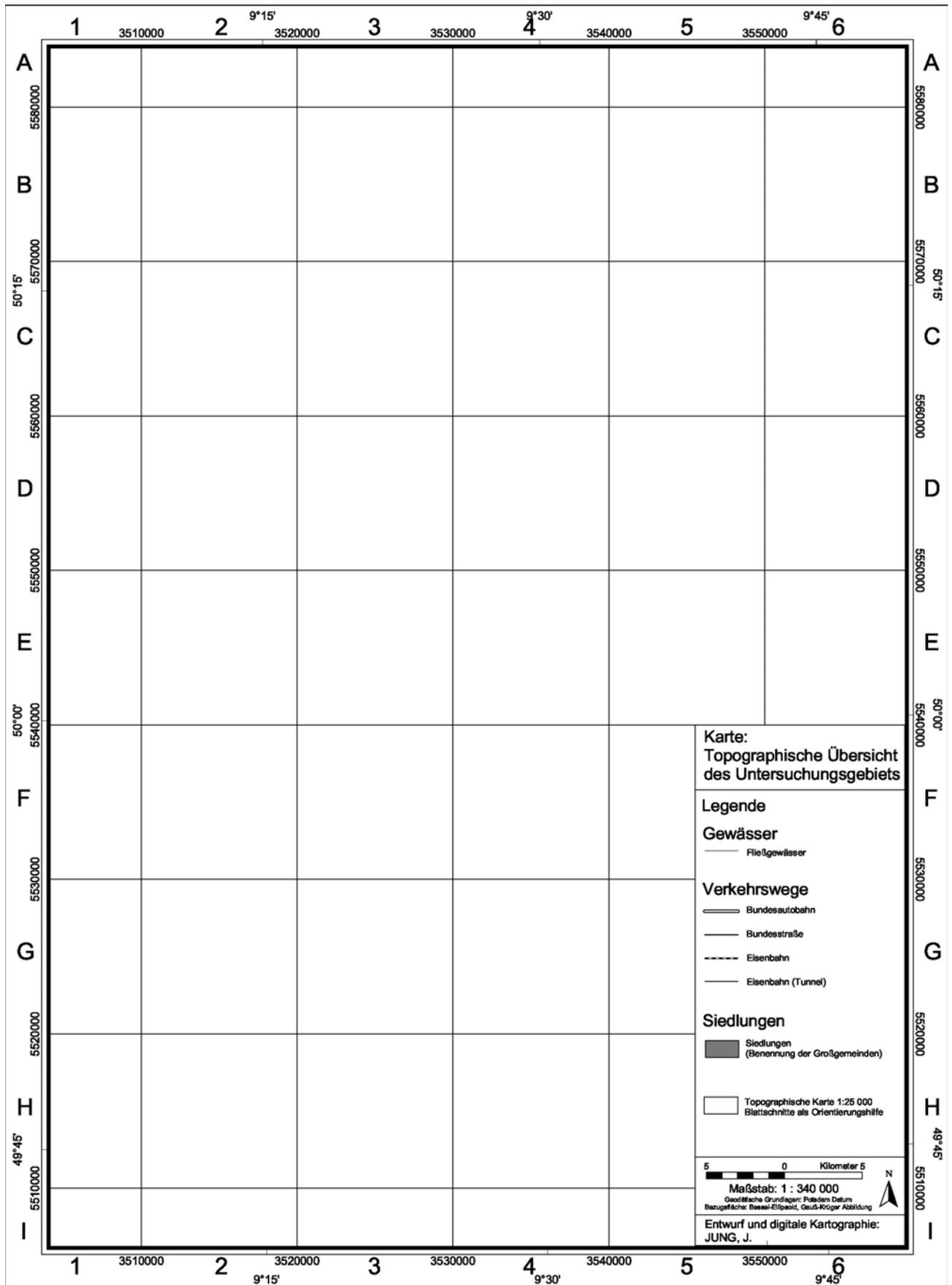


Abb. 131: Legende zur Karte: Topographische Übersicht des Untersuchungsgebietes
- Quelle: Landesvermessungsämter Baden-Württemberg, Bayern und Hessen.

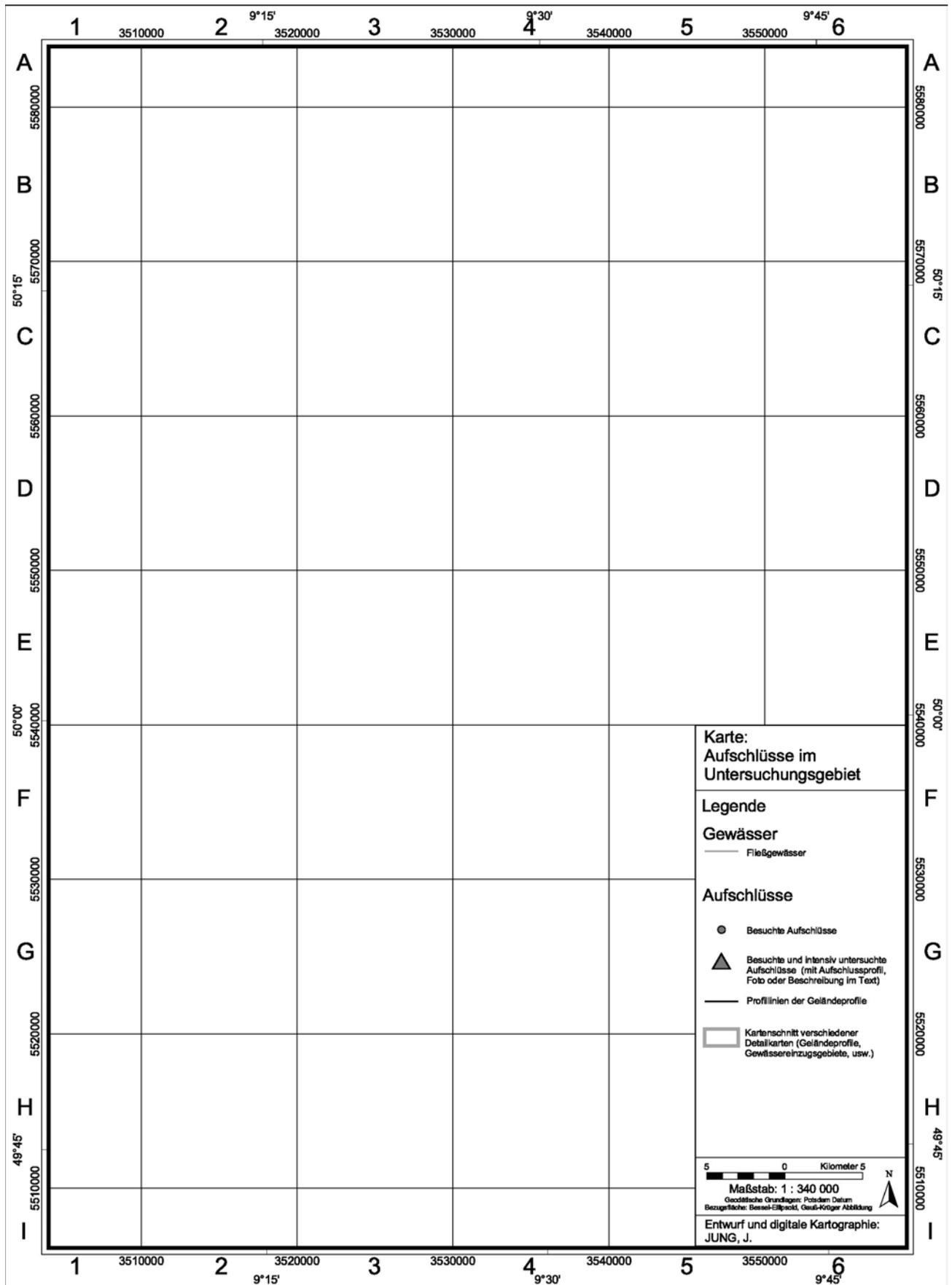


Abb. 132: Legende zu Karte 2: Aufschlüsse im Untersuchungsgebiet.

Kartentasche

[Karte als Folie als Overlay für alle Karten des Untersuchungsgebietes]

Karte 1: Topographische Übersicht des Untersuchungsgebietes.

Karte 2: Aufschlüsse im Untersuchungsgebiet.

