

WÜRZBURGER GEOGRAPHISCHE ARBEITEN

Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft Würzburg

Herausgeber: D. Böhn - H. Hagedorn - H. Jäger - H.-G. Wagner

Schriftleitung: B. Sponholz

Heft 96

Känozoische Geomorphogenese im nordöstlichen Mainfranken

Formung im globalen Wandel des klimatisch-strukturellen Wirkungsgefüges



von

Kai-William Boldt

Würzburg 2001

Im Selbstverlag des Instituts für Geographie der Universität Würzburg
in Verbindung mit der Geographischen Gesellschaft Würzburg

Druck: Konrad Triltsch
Print und digitale Medien GmbH
Johannes-Gutenberg-Straße 1-3
D-97199 Ochsenfurt-Hohestadt

Bezug über den Buchhandel oder direkt bei:

Geographisches Institut der Universität Würzburg
- *Würzburger geographische Arbeiten* -
Am Hubland
D-97074 Würzburg
e-mail: geographie@mail.uni-wuerzburg.de
URL: <http://www.uni-wuerzburg.de/geographie/publikat/wga.htm>

© Alle Rechte vorbehalten
ISSN 0510-9833

VORWORT

Die vorliegende Arbeit ist das Ergebnis einer langjährigen Auseinandersetzung mit der fränkischen Landschaft und den Problemen der Schichtstufenlandschaftsgenese, die sich zurück bis ins Hauptstudium verfolgen läßt, wo ich eine Seminararbeit über das ehemalige Arbeitsgebiet meines leider verstorbenen Lehrers Dr. H. SPÄTH angefertigt habe. Frau Prof. Dr. H. BREMER (Geographie, Universität zu Köln) verdanke ich die engagierte Betreuung der Diplomarbeit und viele Ratschläge für die Geländearbeit. Darüber hinaus hat sie mich ermutigt, offene regionale, aber auch generelle Fragen der Formung in Sedimentgesteinen während weiterer Arbeiten aufzugreifen.

Viele Personen und Institutionen unterstützten mein Vorhaben, grundlegende regionale und globale Probleme der Formung in Sedimentgesteinen zu diskutieren.

Besonderen Anteil an der vorliegenden Dissertation haben Prof. Dr. J. GRUNERT (Geographie, Universität Mainz) und Prof. Dr. R. BAUMHAUER (Geographie, Universität Trier) durch ihre Betreuung früher Phasen der Arbeit, die mir trotz der Emeritierung von Prof. BREMER einen Einstieg in die weitergehende Forschungsarbeit ermöglichte.

Viele Diskussionen über geologische Aspekte, die ein Geomorphologe nicht nur als Alibi berücksichtigen sollte, habe ich mit Prof. Dr. B. SCHRÖDER (Ruhr-Universität Bochum) sowie Dr. W. TRAPP (Universität Würzburg) geführt.

Herrn Dipl.-Geol. M. TRAPPE (Geographie, Universität Eichstätt) und Herrn WASSERMANN (Geologie, Universität Würzburg) danke ich für die Anfertigung von Dünnschliffen, den Herren Prof. Dr. K. GIESSNER (Geographie, Universität Eichstätt) und Prof. Dr. V. LORENZ (Geologie, Universität Würzburg) für die Genehmigung der Präparation in den jeweiligen Labors der Universitäten. M. TRAPPE diskutierte mit mir einige Dünnschliffe (s. Text). Prof. Dr. SCHUBERT und Dr. HOCK vom Mineralogischen Institut, PD Dr. B. SPONHOLZ vom Geographischen Institut und die wissenschaftlichen Hilfskräfte des geomorphologischen Labors der Universität Würzburg unterstützten mich bei der Röntgendiffraktometrie. Bei der Interpretation der Röntgendaten half Prof. Dr. R. BAUMHAUER (Geographie, Universität Trier).

Die Kolleginnen und Kollegen vom Geographisches Institut der Universität Würzburg - allen voran PD Dr. R. GLASER, PD Dr. B. SPONHOLZ, Dr. I. STENGEL und Dr. C. BECK - unterstützten mich etwa durch zahlreiche Diskussionen. Besonderer Dank gilt hier J. JUNG und Dr. J. KEMPF, u. a. für die gemeinsame Vorbereitung von Tagungsbeiträgen und ein freundschaftliches Verhältnis. Dr. U. GLASER, Frau I. BEYER und Frau E. SAMUEL-ECKERLE halfen bei der Bewältigung institutstechnischer Probleme.

Fachliche Unterstützung und wertvolle Tips erhielt ich u. a. von Prof. Dr. F. AHNERT (Geographie, RWTH Aachen), PD Dr. H. BORGER (Geographie, Universität Tübingen, Prof. Dr. K.-U. BROSCHE (Geographie, Freie Universität Berlin), Prof. Dr. E. BRUNOTTE (Geographie, Universität zu Köln), Prof. Dr. K. GARLEFF (Geographie, Universität Bamberg), Prof. Dr. A. KLEBER (Geographie, Universität Bayreuth), Dr. B. OEHM (Römershofen), Prof. Dr. K.-H. PFEFFER (Geographie, Universität Tübingen), Dr. H. SANDER (Geographie, Universität zu Köln), Prof. Dr. E. SCHUNKE (Geographie, Universität Göttingen), Prof. Dr. A. SEMMEL (Hofheim i. T.) Prof. Dr. O. SEUFFERT (Geographie, Universität Darmstadt), Prof. Dr. A. SKOWRONEK (Bodenkunde, Universität Bonn), Prof. Dr. J. SPÖNEMANN (Geographie, Universität Göttingen), Prof. Dr. H. STINGL (Geographie, Universität Bayreuth), Prof. Dr. J. VÖLKE (Geographie, Universität Jena), Prof. Dr. A. WIRTHMANN (Geographie, Universität Karlsruhe), vom Paläontologischen Institut der Universität München (u. a. Dr. E. RIEBER, Prof. Dr. K. HEISSIG), vom Landesvermessungsamt München sowie vom geologischen Landesamt München (vor allem Dr. W. FREUDENBERGER, Dr. G. BÜTTNER sowie Dr. U. EMMERT).

Für ein Entgegenkommen bei der Geländearbeit in gesperrten oder sonstwie unzugänglichen Gebieten danke ich der amerikanischen Militärbehörde Schweinfurt, den verschiedenen Forstämtern (insbesondere Herrn KÜHNEL) und Bürgermeistern.

Das Bayerische Landesvermessungsamt erlaubte freundlicherweise die Reproduktion von Kartenausschnitten der TK 50 (Genehmigungsnummer 715/2000).

Last but not least sei auf das Interesse der vielen Landwirte hingewiesen, die meine Geländearbeit begleitet haben.

Der Naturpark Haßberge e. V. in Haßfurt sei als Anlaufstelle empfohlen, dort wird auch ein geologischer Führer herausgegeben, der einen Einstieg in die Geologie des Raums ermöglicht.

Der Universität Würzburg und dem Land Bayern danke ich ganz besonders für die großzügige Gewährung eines Promotionsstipendiums, ohne das die Arbeit kaum in dem Umfang hätte durchgeführt werden können.

Herrn Prof. Dr. Dr. h.c. H. Hagedorn (Würzburg) möchte ich, neben vielfältigen Diskussionen, besonders herzlich dafür danken, daß ich während meiner Tätigkeit an seinem Lehrstuhl sehr viel Zeit für meine Doktorarbeit hatte.

Den Herausgebern danke ich für die Aufnahme der Abhandlung in die Reihe der Würzburger Geographischen Arbeiten. Leichte redaktionelle Änderungen gegenüber der im Dezember 1999 eingereichten Dissertation wurden mit den Herausgebern und dem Dekanat abgesprochen.

Den größten Dank schulde ich meinem Lehrer Prof. Dr. D. BUSCHE für stete Diskussionsbereitschaft, viele wertvolle fachliche Hinweise sowie sein großes Engagement.

INHALTSVERZEICHNIS

A	Problemstellung	1
I.	Zielsetzung, Ausmaß des regionalen Untersuchungsraums, Methodik.....	1
II.	Strukturell adaptierte Reliefs als Forschungsfeld der Geomorphologie.....	13
1	Terminologie.....	13
2	Geologische Grundlagen von Schichtstufen- und Schichtkammreliefs.....	18
3	Forschungsstand und bisherige Modelle zur Reliefgenese in Sedimentgesteinen.....	19
B	Das mainfränkische Arbeitsgebiet	29
I.	Verwitterung, Sedimentation und Reliefentwicklung in Mainfranken und angrenzenden Gebieten - Diskussion und Wertung des bisherigen Forschungsstandes.....	29
1	Verwitterung und Sedimentation: Indikatoren der paläoklimatischen Entwicklung.....	29
2	Reliefentwicklung.....	30
II.	Neue Überlegungen zur multifaktoriell gesteuerten Formung - die grundlegenden paläoklimatischen und strukturellen Details der Mainfränkischen Schichtstufenlandschaft.....	37
1	Klimaveränderungen als Faktor der Relief- und Bodenentwicklung in Süddeutschland und angrenzenden Gebieten.....	37
2	Strukturelles Inventar, insbesondere im Untersuchungsraum.....	52
2.1	Lithovarianz.....	52
2.2	Tektovarianz.....	64
III.	Reliefentwicklung der Haßbergstufe und ihres Umlands - regionale Geomorphologie und klimatisch-strukturelle Wirkungsgefüge.....	68
1	Kreidezeitliche und tertiäre Flächenbildung - die Entwicklung einer differenzierten Schichtstufenlandschaft bis zum jüngeren Oberpliozän.....	68
1.1	Ausgangsflachrelief.....	68
1.1.1	Ältere Entwicklungsphasen: Kreide bis Grenze Unter-/Mittelmiozän.....	68
1.1.2	Jüngere Entwicklungsphasen: Mittelmiozän bis frühes Obermiozän.....	72
1.2	Frühe Entwicklungsstadien eines strukturell adaptierten Reliefs in der obermiozänen Bucher Phase.....	84
1.2.1	Beginnende Reliefdifferenzierung.....	84
1.2.2	Strukturelle Adaptation der Formen.....	97
1.2.3	Sedimentation.....	105
1.2.4	Entwässerungsnetz und seine Stellung im süddeutschen Raum.....	107
1.2.5	Klimatische Rahmenbedingungen und geochronologische Einstufung.....	109
1.2.6	Überregionaler Vergleich.....	112
1.3	Fortschreitende Entwicklung zur differenzierten Schichtstufenlandschaft im Anschluß an den Klimaumbruch des ausgehenden Obermiozäns.....	116
1.3.1	Brönnhofer Phase.....	116

1.3.2	Thundorfer Phase.....	118
1.3.2.1	Grundzüge der fortschreitenden Reliefdifferenzierung.....	118
1.3.2.2	Entwässerungsnetz im Vorland der Mainfränkischen Keuperstufestufe und seine überregionale Einordnung	128
1.3.2.3	Verwitterung, Sedimente und Formen: Rückschlüsse auf das Paläoklima	133
1.3.3	Finale Gäüflächenphase.....	138
1.3.3.1	Reliefentwicklung und ihr paläoklimatischer Rahmen	138
1.3.3.2	Gewässernetzentwicklung im Umland der Mainfränkischen Keuperstufestufe	153
1.3.3.2.1	Ausgangssituation	153
1.3.3.2.2	Grundlegende Veränderungen der überregionalen Entwässerung und ihre Ursachen - die Situation vor dem Main-Event	154
1.3.3.2.3	Oberpliozänes Main-Event: Chronologie und Hintergründe.....	155
1.3.3.2.4	Regionale Situation am Ende der finalen Gäüflächenphase - weitere Aspekte der Gewässernetzdynamik.....	162
1.4	Tertiäre Reliefentwicklung bis zum jüngeren Oberpliozän im Überblick - Formung im Spannungsfeld struktureller und paläoklimatischer Parameter	165
2	Abschließende Entwicklung der differenzierten Schichtstufenlandschaft vom jüngeren Oberpliozän bis heute.....	171
2.1	Morphologische Eigenständigkeit des jüngeren Oberpliozäns.....	173
2.2	Quartäre Reliefentwicklung	184
2.2.1	Frühes Eiszeitalter - der endgültige Umbruch zur dominierenden Zertalung im Ältestpleistozän	185
2.2.2	Überformung des Reliefs seit dem Altpleistozän	189
2.2.3	Sedimentation und Bodenentwicklung - die Differenzierung des oberflächennahen Untergrunds.....	196
2.2.3.1	Deckschichtengeneese als Resultat klimatischer und struktureller Parameter	197
2.2.3.1.1	Forschungsstand.....	197
2.2.3.1.2	Charakteristik an der Keuperstufe und in ihrem Rückland.....	198
2.2.3.2	Frostmuster	212
2.2.3.3	Holozäne Bodenentwicklung	213
2.3	Zusammenfassende Darstellung und Bewertung der Formung im ausgehenden Tertiär und im Quartär.....	217
3	Abschließende Interpretation ausgewählter Probleme und Befunde der regionalen Geomorphologie	222
3.1	Differierende Charaktere der tertiären und quartären Formung	222
3.2	Lagekonstanz vs. Rückverlegung von Schichtstufen.....	223
3.3	Fußflächengeneese	229
3.4	Paläoklimatische Aussagekraft der Grobsedimentanalyse	234
4	Gesamtkonzept.....	235

C	Globale Parallelen der Entwicklung von Schichtstufen- und Schichtkammreliefs	238
I.	Reliefentwicklung in ausgewählten Regionen des mitteleuropäischen Deckgebirges.....	240
II.	Relative Quantifizierung der globalen Reliefentwicklung in Sedimentgesteinen unter besonderer Berücksichtigung klimatischer und struktureller Aspekte	244
1	Ältere Modelle zur Formung von Schichtstufen- und Schichtkamm-landschaften im Spiegel der bisherigen Ergebnisse.....	244
2	Aspekte der Flächenbildung	245
2.1	Dominant selektive Tieferschaltung von Flächen: der weltweit bedeutendste Formungsvorgang, sein paläoklimamorphologischer Kontext, seine Relevanz für das heutige Relief und seine vorläufige Einordnung in ein morphologisches Konzept.....	245
2.1.1	Bedeutung von Ausgangsflachreliefs.....	251
2.1.2	Ausmaß und Ursachen der Reliefdifferenzierung im Verlauf des Känozoikums	252
2.1.3	Entwicklung von Verebnungsstockwerken	256
2.1.4	Strukturelle Steuerung der Reliefentwicklung und die morphologische Relevanz komplexer Wirkungsgefüge.....	257
2.1.5	Akzentuierung von Schichtstufen und Schichtkamm.....	266
2.1.5.1	Hangversteilende Flächenexpansion im Hauptvorfluterniveau	266
2.1.5.2	Fehlende Relevanz der Stufenrückverlegung	271
2.1.6	Klimatische Rahmenbedingungen flächenhafter Tieferlegung und hangversteilender Flächenexpansion	279
2.1.7	Morphologische Unterschiede der verschiedenen geologischen Strukturtypen	283
2.1.8	Grenzen eines weltweiten Vergleichs von strukturell adaptierten Landschaften.....	284
2.2	Bewertung der Theorienvielfalt zur Flächenbildung	285
3	Relevanz der Zertalung	286
4	Modellierung der morphologischen Evolution	288
III.	Gesamtkontext - weltweite Charakteristika der Morphogenese von Schichtstufen- und Schichtkammreliefs	293
IV.	Känozoische Reliefentwicklung der Haßbergstufe und ihres Umlands im globalen Wandel des klimatisch-strukturellen Wirkungsgefüges - ein abschließendes Resümee.....	295
D	Zusammenfassung	296
E	Ausblick auf die zukünftige Forschung	301
F	Anhang	307
I.	Literaturverzeichnis.....	307
II.	Kartenverzeichnis.....	335

III.	<i>Endnoten</i>	337
IV.	Fotos	
	1 Landschaft.....	384
	2 Dünnschliffe.....	393
V.	Karten	398

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Nummer

<i>Abb. 1:</i>	Lage des Untersuchungsraums	5
<i>Abb. 2:</i>	Übersichtsskizze - nordöstliches Mainfranken und umgebende Gebiete	6
<i>Abb. 3:</i>	Höhenschichtenkarte - Haßbergstufe und Umland	7
<i>Abb. 4:</i>	Ausgewählte Reliefgenerationen im Arbeitsgebiet (schematisiert) und ihre Rekonstruktion.....	10
<i>Abb. 5:</i>	Terminologie strukturell adaptierter Reliefs in flachlagernden Sedimentgesteinen	15
<i>Abb. 6:</i>	Morphologische Teilräume zwischen Rhön und nördlicher Frankenalb	31
<i>Abb. 7:</i>	Tertiäre Flächenbildung nach SPÄTH 1973	32
<i>Abb. 8:</i>	Geochronologie der Fränkischen Haßberge und ihres Umlandes	38
<i>Abb. 9:</i>	Morpho- und Paläoklimachronologie Mainfrankens seit dem jüngeren Oberpliozän	46
<i>Abb. 10:</i>	Stratigraphie des Buntsandsteins im nördlichen Unterfranken	53
<i>Abb. 11:</i>	Stratigraphie des Muschelkalks im nördlichen Unterfranken	54
<i>Abb. 12:</i>	Keuperstratigraphie im nordöstlichen Mainfranken	56
<i>Abb. 13:</i>	Geologische Übersichtskarte - nordöstliches Mainfranken und Randgebiete	59
<i>Abb. 14:</i>	Tektonische Übersichtskarte - nordöstliches Mainfranken und Randgebiete	65
<i>Abb. 15:</i>	Tektonische Detailkarte - Haßbergstufe und Umland	66
<i>Abb. 16:</i>	Flächenreste im nordöstlichen Mainfranken und randlichen Gebieten.....	73
<i>Abb. 17:</i>	Profil 1 - nördliche Haßbergstufe und ihr westliches Vorland.....	75
<i>Abb. 18:</i>	Profil 2 - zunehmende Einengung und synchrone Entwicklung der tiefergelegten Bereiche im Vor- und Rückland der Haßbergstufe.....	76
<i>Abb. 19:</i>	Gesteinsdifferenzierung der Landoberfläche im rekonstruierten 500 m-Niveau	77
<i>Abb. 20:</i>	Röntgendiagramm - basaltisches Material der Schlotbrekzie des Brambergs	81
<i>Abb. 21:</i>	Zunehmende Flächenrestriktion im Vorland der Haßbergstufe	86
<i>Abb. 22:</i>	Flächendifferenzierung und ihre strukturelle Steuerung	87
<i>Abb. 23:</i>	Akzentuierung von Schichtstufen durch hangversteilende Flächenexpansion	90
<i>Abb. 24:</i>	Lithovariante Flächenbildung im Obermiozän (Bucher Fläche).....	99
<i>Abb. 25:</i>	Entwässerung im westlichen Vorland der Haßbergstufe (ältere Entwicklungsstadien)	108
<i>Abb. 26:</i>	Frühe Entwicklung der Steigerwaldstufe	113
<i>Abb. 27:</i>	Morphologie der späten Thundorfer Phase im Rückland der Haßbergstufe	121
<i>Abb. 28:</i>	Charakteristik der Fußflächenentwicklung im nordöstlichen Mainfranken	125

<i>Abb. 29:</i> Profil 3 - plio-/pleistozäne Fußflächendynamik am Beispiel der südlichen Haßbergstufe	127
<i>Abb. 30:</i> Gewässernetzentwicklung zwischen Rhön und Frankenalb seit dem älteren Pliozän	132
<i>Abb. 31:</i> Oberpliozäne bis ältestpleistozäne Erosionsniveaus in der Stufenrandsenke und im obersten Mittelmaintal	140
<i>Abb. 32:</i> Schematische Darstellung der Tieferschaltung von Fußflächen in Sedimentgesteinen und ihre Einordnung in die allgemeine Formung.....	144
<i>Abb. 33:</i> Profil 4 - Nassachterrassen im Vorland der Haßbergstufe	178
<i>Abb. 34:</i> Adaptation der Nassach im Vorland der Haßbergstufe an tektonische Elemente	194
<i>Abb. 35:</i> Bodenprofil 1 - Stufendachbereich der Dornbuschberge	203
<i>Abb. 36:</i> Bodenprofil 2 - steileres Hangsegment unterhalb des Stufenfirsts	204
<i>Abb. 37:</i> Bodenprofil 3 - Schichtadaptation am Stufenhang	205
<i>Abb. 38:</i> Bodenprofil 4 - steileres Hangsegment am tieferen Stufenhang	206
<i>Abb. 39:</i> Bodenprofil 5 - Sohlengrund am Stufenfuß	207
<i>Abb. 40:</i> Schema einer typischen Catena der Böden und Deckschichten an der Haßbergstufe	208
<i>Abb. 41:</i> Fallbeispiel zur pliozänen bis ältestpleistozänen Fußflächenentwicklung an der Haßbergstufe	233
<i>Abb. 42:</i> Das Modell der restriktiven Flächenbildung - ein Ansatz zur Erfassung der morphologischen Landschaftsgenese im Bereich wechselnd widerständiger Sedimentgesteine	291
<i>Abb. 43:</i> Faktorenschema zur restriktiven Flächenbildung	292

TABELLENVERZEICHNIS

<i>Tab. 1:</i>	Terminologie für die Ausgangsformen jeweiliger Terrassen im nord-östlichen Mainfranken	175
<i>Tab. 2:</i>	Korngrößencharakteristik der periglazialen Deckschichten: Gewichtsanteile (%) von Ton (< 0,002 mm) und Sand (0,063-2 mm) in Basis- und Hauptlage	200

Summary:

The Hassberge escarpment landscape developed from a widely extended original etchplain surface which represents the Middle to Upper Miocene final stage of undifferentiated etchplain lowering within the study area. The decisive processes of Upper Miocene and Pliocene landform differentiation were continuing planation-surface lowering increasingly governed by the structural differentiation of the bedrock substrate and local expansion of planation surfaces. This formation led to valley cutting since the Pliocene/Pleistocene transition period in the course of progressive reduction of the areas still subject to planation. The extent of structural adaptation and the interpretation of correlative sediments confirm a differentiated course of Late Tertiary climatic change, which, within the overall trend towards lower temperatures since the Lower to Middle Miocene, expressed itself in increasingly dry conditions during the Late Upper Miocene and Pliocene (BOLDT 1997).

Taking the Lower Franconian scarplands (Main River region of southern Germany) as an example, the compatibility of the formation of stepped planation surfaces with the structural forcing of landform development is explained and confirmed in a world-wide comparison for regions of sedimentary rocks of varying resistance. The differentiated morphological context based on climate and geology is pointed out (BOLDT 1998).

A Problemstellung

I. Zielsetzung, Auswahl des regionalen Untersuchungsraums, Methodik

Zielsetzung und regionales Arbeitsgebiet

In der nachfolgenden Abhandlung wird ein zentrales, immer noch umstrittenes bzw. noch nicht ausreichend diskutiertes Thema der Geomorphologie aufgegriffen (s. u. a. SUMMERFIELD & THOMAS 1987):

Welche Bedeutung haben die beiden variablen Einflußgrößen Struktur und vorzeitliches Klima für die Reliefentwicklung und wie komplex sind

- a) ihre morphologisch wirksame Beziehung sowie
- b) die Relation zu anderen Faktoren, etwa der Hebung?

Für die Bearbeitung dieser Fragestellung ist eine Landschaft besonders geeignet, die folgende Charakteristika aufweist und damit durch ihre Vielschichtigkeit auch die Erklärung differenzierter Zusammenhänge ermöglicht (vgl. u. a. SCHUNKE & SPÖNEMANN 1972):

- komplexe geologische Struktur sowohl im Hinblick auf Lithofazies als auch Tektonik,
- variierende paläoklimatische Entwicklung,
- altangelegtes tektonisches Inventar (weitgehender Ausschluß von „reliefbildender“ Neotektonik, d. h. räumliche Reliefierung durch lokale Verstellungen etc.).

Viele, auch theoretisch orientierte Autoren diskutieren (zum Teil grundlegende) Aspekte der genannten Problematik anhand von Schichtstufen- und Schichtkammreliefs, die eine deutliche strukturelle Differenzierung und damit eine im Verlauf der Arbeit noch genauer zu definierende Adaptation an das geologische Inventar aufweisen (zur Terminologie und Definition von Schichtstufen- und Schichtkammreliefs s. A II., dort auch aktueller Forschungsstand).¹

Allerdings werden in bisherigen Arbeiten zur Formung in Sedimentiten i. d. R. weder die Komplexität der Klimageschichte noch die hohe strukturelle Differenzierung des geologischen Untergrunds ausreichend beachtet bzw. erforscht (BOLDT 1998; vgl. detaillierte Diskussion der Literatur und bisheriger Ansätze in C II. 2.1). Gründe hierfür sind nachvollziehbar:

- paläoklimatischer Forschungsstand, der lange Zeit wenig differenziert war (lokale Variabilität, globale Parallelen etc.; vgl. weitere Überlegungen sowie B II. 1) und dessen jeweilige Aktualität häufig erst mit zeitlicher Verzögerung in die geomorphologische Betrachtung integriert wurde;
- Betrachtungsmaßstäbe der geologischen Elemente (vgl. u. a. BIROT 1958),
 - a) in deren grobem Raster großräumliche Zusammenhänge, Regeln und Muster der Morphostruktur nur unzureichend erkennbar sind (s. C II. 2.1) bzw.

- b) in denen komplexe tektonische und fazielle Strukturen vor allem auf lokale bzw. spezielle Phänomene bezogen werden (u. a. Gestaltung von Schichtstufenhängen, SCHUNKE 1968; Morphologie von Sandsteinen, MAINGUET 1972).

Zudem ist eine wissenschaftsideologische Prägung dahingehend relevant, daß häufig entweder die Morphostruktur oder das Morphoklima in den Vordergrund der Betrachtung gestellt werden (vgl. u. a. die gegensätzlichen Auffassungen von BÜDEL 1957 und SCHMITTHENNER 1954, 1956). Derartige Ansätze werden der multifaktoriell gesteuerten Reliefentwicklung in wechselnd widerständigen Sedimentgesteinen nicht gerecht (vgl. wissenschaftstheoretische Ansätze von AHNERT 1976, BRUNSDEN 1990 sowie SCHUNKE & SPÖNEMANN 1972).

Anhand der angesprochenen Defizite wird deutlich, wie schwierig die notwendige Darstellung der vielschichtigen morphologischen Wirkungsgefüge ist (Geosystemanalyse). Ein gutes Beispiel hierfür ist die Gesteinshärte (Definitionen in B II. 2.1), deren Abhängigkeit vom äußerst variablen (Paläo-)Klima sehr diffizil ist.² Bedenkt man zusätzlich den komplizierten Einfluß des Klimas auf die Formungstendenz (u. a. BÜDEL 1977), wird die aufgeworfene Problematik gerade bezüglich der strukturellen und klimatischen Faktoren transparent. Deren morphologische Relevanz für Sedimentgesteinsareale kann nur über die bislang zu wenig erfolgte analytische Integration ihrer komplizierten Beziehungen verstanden werden (Formungsadaptation an das geologische Inventar, klimaabhängige Inwertsetzung der Struktur, raumzeitlicher Gefügewandel; vgl. Hinweise u. a. bei BARTH 1972, BLUME 1971, 1976, BRUNOTTE 1986, DOUGLAS 1976).³

Im Mittelpunkt der weiteren Betrachtung steht daher eine **regional-morphologische Detailstudie im Schichtstufenland**, die insbesondere die vielschichtige Relevanz der geologischen Struktur und des Paläoklimas beleuchten soll. Dementsprechend wird anhand dieser „case study“ versucht, die multifaktorielle Steuerung der Reliefgenese in einer sinnvollen Synthese zu betrachten und ihre Komplexität exemplarisch darzustellen (s. B III.).

Um ein besseres Verständnis bzw. eine genauere Einordnung einzelner reliefgenetischer Faktoren und Vorgänge zu erreichen und damit auch die im chronologischen Verlauf wechselnden Beziehungen von Struktur und Klima zu verstehen, ist eine vollständige Erfassung der Morphogenese und ihrer Rahmenbedingungen notwendig. Dies bedeutet, daß versucht wird, die Facetten der Landschaftsogenese vom heutigen Erscheinungsbild so weit wie möglich in die Erdgeschichte zurückzuverfolgen. Damit wird ein Gesamtkonzept zur morphologischen Entwicklung des Arbeitsgebietes angestrebt, welches die vielfältigen Faktoren der Reliefgestaltung berücksichtigt und auf den Prinzipien des Aktualismus basiert. Das Vergleichsprinzip wird hier so verstanden, daß die morphologischen Vorgänge im zeitlichen Verlauf

nach konstanten physikalischen Gesetzmäßigkeiten verliefen und damit verglichen werden können. Mögliche Unterschiede, die sich etwa aus dem differierenden Charakter früherer, heute nicht mehr bestehender Klimate ergeben können, seien hier schon erwähnt (s. u. a. ROHDENBURG 1969, 1989). Einzelne Thematiken, die eine Ableitung neuer Ergebnisse und Zusammenhänge in der Geomorphologie ermöglichen, sind nur so verständlich und werden besonders diskutiert. Darüber hinaus werden hiermit - einem weiteren Ansatz der Arbeit entsprechend - bislang offene regionalmorphologische Aspekte wie die Gewässernetzentwicklung oder auch die Dynamik der quartären Deckschichten behandelt. Hierbei kann wiederum der Bogen zum inhaltlichen Kern der Aufgabenstellung geschlagen werden (strukturelle Adaptation der Entwässerung, Differenzierung der kaltzeitlichen Hangsedimente als Resultat der Gesteinsvarianz etc.); zudem sind Methoden wie die Rekonstruktion von Entwässerungslinien ohnehin ein wesentlicher Bestandteil der morphologischen Analyse.

Ein entscheidender Impuls für die Lösung der beschriebenen Problematiken ergibt sich aus der Tatsache, daß das tertiäre Paläoklima heute sehr viel detaillierter beurteilt werden kann als früher. Fortschritte wurden sowohl in der Paläofloristik, -faunistik als auch im Rahmen von Tiefseebohrungen (DSDP = **d**eep **s**ea **d**rilling **p**roject) erreicht und ermöglichen die umfassende Darstellung eines paläoökologischen Gesamtkontextes (vgl. B II. 1, dort auch umfassende Literaturangaben).

Die oben angeführten Voraussetzungen für die Aufschlüsselung komplexer morphoklimatischer und morphostruktureller Zusammenhänge werden zum Beispiel durch die süddeutsche Schichtstufenlandschaft erfüllt. So ermöglicht etwa die sehr lithovariante germanische Trias, deren Gesteine durch germanotype Bruch- und Falten tektonik stark beansprucht worden sind (s. u. a. CARLÉ 1955, RUTTE 1957), im Zusammenhang mit der komplexen mitteleuropäischen Klimaentwicklung eine differenzierte Bewertung des strukturellen und klimatischen Einflusses auf die Reliefgenese. Für die Aufschlüsselung des süddeutschen Paläoklimas trug insbesondere die Erforschung der oberen Süßwassermolasse umfangreiche Ergebnisse bei. In der vorliegenden Arbeit werden diese Kenntnisse anhand eigener morphologischer und sedimentologischer Analysen weiter spezifiziert.

Als regionaler Untersuchungsraum (Kapitel B) wurde das *nordöstliche Mainfranken* (i. w. S. nördlicher Zentralteil des Fränkischen Keuper-Lias-Berglands und sein westliches Vorland, Süddeutschland) ausgewählt, dessen tektonisches Inventar bereits im Alttertiär weitestgehend angelegt war (vgl. SCHRÖDER 1976). Im Detail umfaßt das Arbeitsgebiet die Keuperschichtstufe der Haßberge, ihr Rückland einschließlich des südhüringischen Heldburger Raums sowie die nordwestlich bis westlich gelegene Gäulandschaft als Stufenvorland. SPÄTH (1973) hat für dieses Gebiet eine zutreffende Gliederung in morphologische Teilräume und ein grundlegendes Konzept zur Formung entwickelt (s. B I. 2, *Abb. 6*). Ergänzende Betrachtungen

tungen wurden bis in die Rhön, die Werra-Platten, das nähere Alb- und Thüringerwaldvorland und das südlich anschließende Keuper-Lias-Bergland (Steigerwald und Vorland) ausgedehnt. Die Keuperschichtstufe und ihr westliches Vorland sind bei der geomorphologischen Analyse und der Interpretation der Befunde besonders berücksichtigt worden. Die Abbildungen 1 und 2 zeigen die Lage des Arbeitsgebietes und ermöglichen die räumliche Zuordnung verschiedener, in dieser Abhandlung diskutierter Geländeprofile (*Abb. 17, Abb. 18, Abb. 29, Abb. 33*). Gleichzeitig wird dort der Raum vorgestellt, in dem die quartären Deckschichten analysiert wurden (s. B III. 2.2.3.1). Abbildung 2 enthält zudem wichtige naturräumliche Einheiten, auf die im Verlauf der Diskussion eingegangen wird. Einen ersten reliefbezogenen Überblick für den Kernbereich des Arbeitsgebiets (Keuperstufe und unmittelbares Umland) vermittelt Abbildung 3.

Das nordöstliche Mainfranken eignet sich - über die zu erwartende Komplexität des klimatisch-strukturellen Wirkungsgefüges hinaus - auch aus anderen Gründen für eine Behandlung der aufgeworfenen Thematik. So ermöglichen die Deckgebirgseinschlüsse in den Basalten der Heldburger Gangschar (absolute Datierung, Vergleich mit dem Rhönvulkanismus; vgl. B II. 2, SCHRÖDER 1993) und die räumliche Partizipierung von Teilen des Mittel- und Obermaintals (Analogie zur rheinwärtigen Maintalgenese) die Formulierung einer Landschaftschronologie. Über einen zeitlichen Abgleich der Formungsstadien mit den bisherigen Ergebnissen zur paläoklimatischen und tektonischen Entwicklung wird die morphologische Beurteilung der klimatischen und strukturellen Parameter schließlich ungemein erleichtert. Gleichzeitig ergibt sich, sozusagen als Nebeneffekt, eine Einstufung der regionalen Formung in ein übergeordnetes morphogenetisches Konzept (zur verwendeten Literatur s. Kapitel B).

Der oben aufgeworfenen Problematik entsprechend werden im Untersuchungsraum folgende Themen anhand einer multidisziplinären Methodik (s. u.) diskutiert; die zunächst zum Teil theoretisierenden Ausführungen (vgl. A II., B I., B II.) werden dabei praxisorientiert angewandt:

- Vielschichtigkeit der geologischen Struktur,
 - paläoökologische Entwicklung Süddeutschlands,
 - Morphochronologie bzw. -stratigraphie,
 - morphologisches Verhältnis der strukturellen und geoökologischen Parameter vor allem im (komplexen) jungtertiären Klimaverlauf Mitteleuropas,
 - regelhafte Züge der Reliefentwicklung, Herausstellung typischer Formenelemente.
- Eine zusammenfassende Darstellung der tertiären, zum Teil auch quartären Entwicklung der Haßbergstufe und ihres westlichen Vorlandes wurde bereits vorgestellt (BOLDT 1997, 1998, 2000a; vgl. auch BOLDT 1993, 2000) und wird in dieser Abhandlung ausführlicher betrachtet. Übernommene Passagen aus den zitierten Texten werden nur in einzelnen Fällen gesondert ausgewiesen.

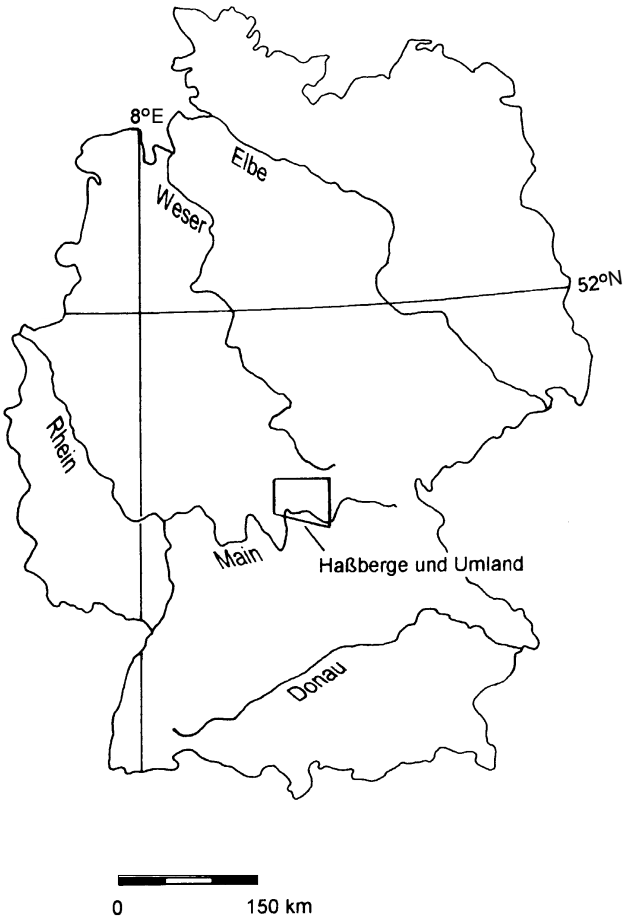
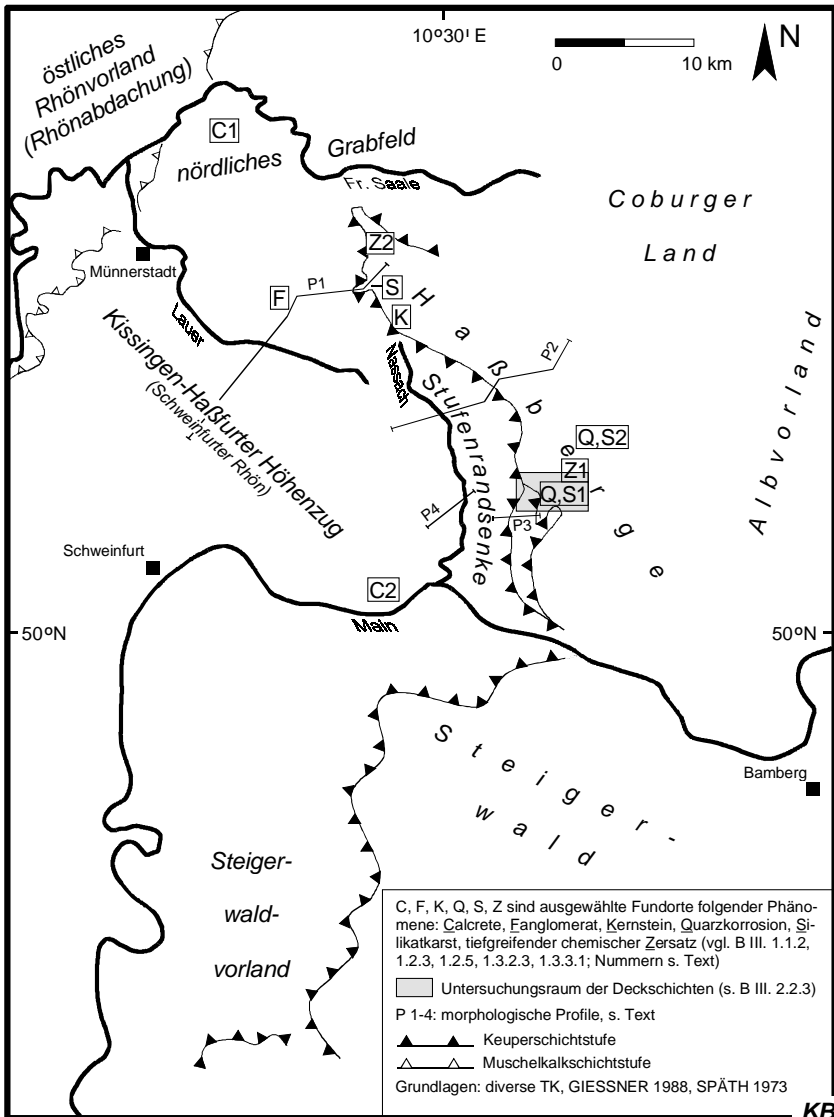


Abb. 1: Lage des Untersuchungsraums (aus BOLDT 1998, verändert)



KB

Abb. 2: Übersichtsskizze - nordöstliches Mainfranken und umgebende Gebiete

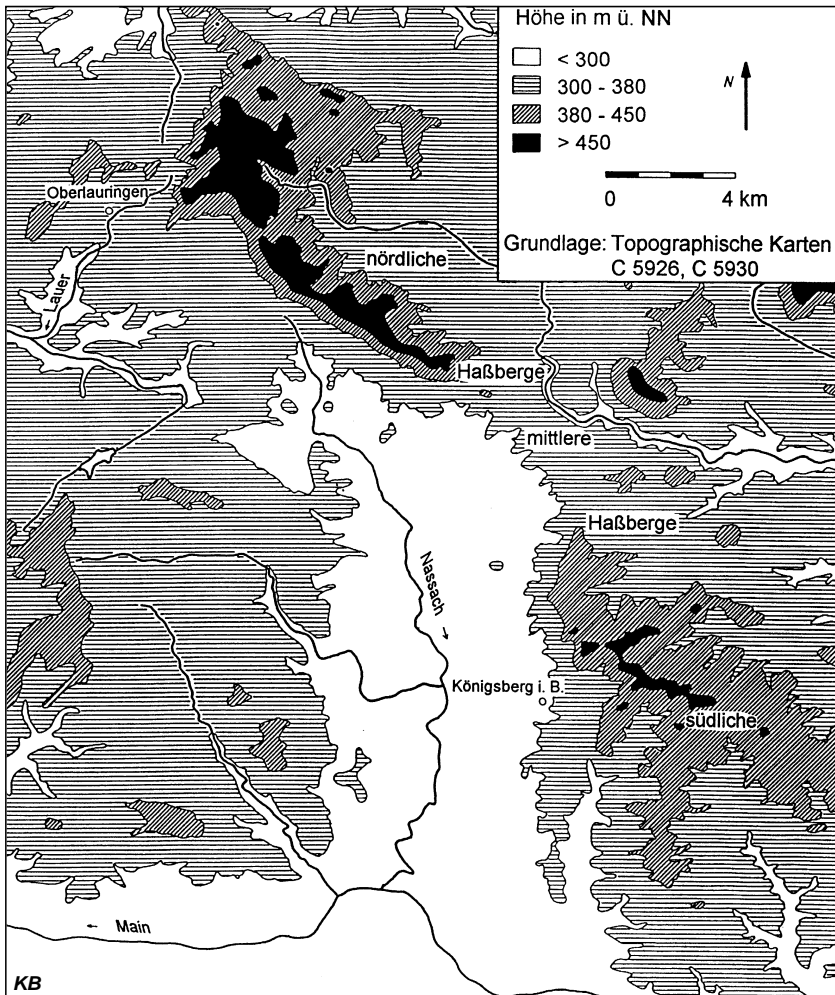


Abb. 3: Höhengschichtenkarte - Haßbergstufe und Umland (aus BOLDT 1997, 1998, verändert; Auswahl der Höhenintervalle in Anlehnung an die morphologischen Stadien im Arbeitsgebiet; vgl. Kapitel B)

Abschließend wird die regionale morphologische Charakteristik in ihrer **über-regionalen und globalen Wertigkeit** überprüft (s. C). Gibt es weltweite Parallelen der Formung in Sedimentgesteinen, die gerade durch das komplexe, morphologisch wirksame Gefüge struktureller und (paläo-)klimatischer Parameter deutlich werden? Anders ausgedrückt: Inwiefern kann die globale (Paläo-)Morphovarianz durch den weltweiten raum-zeitlichen Wandel der klimatisch-strukturellen Wirkungsgefüge (vgl. B II. 1, C) erklärt werden? Können über die Interpretation differenzierter Zusammenhänge wiederum (vereinfachende) Regeln hierzu abgeleitet werden? Auch dieser chronologisch geprägte Ansatz ist bislang, bezogen auf Schichtstufen- und Schichtkammreliefs, zu wenig verfolgt worden (s. o.; Diskussion der relevanten Literatur in C). Verschiedenste Facetten der klimatisch-strukturellen Wirkungsgefüge, die u. a. die Erodierbarkeit der Gesteine und die wirkenden morphologischen Prozeßgefüge umfassen, sind dabei in die Analyse einzubeziehen (vgl. auch regionale Morphologie in Kapitel B).

Die vorliegende Arbeit soll demzufolge über verschiedene Betrachtungsmaßstäbe auch einen (wissenschaftstheoretischen) Beitrag zur allgemeinen Geomorphologie leisten, wobei ihr Schwerpunkt aber auf regionalmorphologischen, exemplarisch dargestellten Aspekten liegt (großmaßstäbliche Detailstudien als Basis der globalen Bewertung). Bezüglich der Literaturoswertung sei bemerkt, daß (der didaktischen Aufarbeitung zuliebe) viele Arbeiten, die auch für die regionale morphologische Charakteristik relevant wären (Formungsparallelen etc.), zusammenfassend erst im Kapitel C besprochen werden.

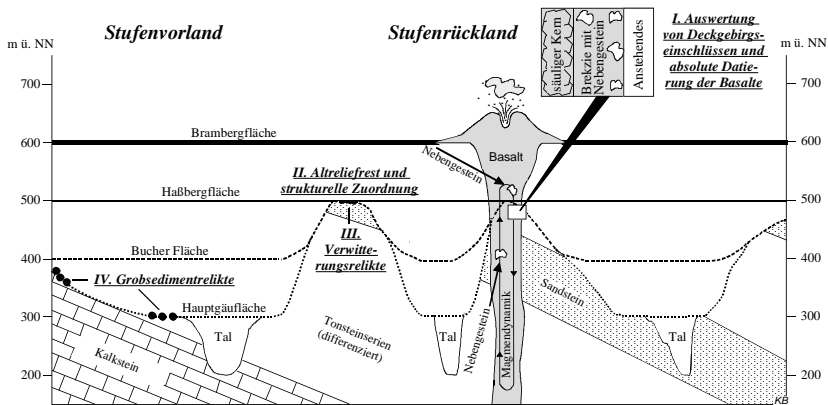
Methodik

Die geomorphologische Analyse sollte verschiedene Betrachtungsmaßstäbe berücksichtigen und multidisziplinäre methodische Ansätze beinhalten, um die geforderte ganzheitliche Erforschung der Landschaft und die Lösung der angeführten Fragen zu ermöglichen.

Dieser Intention entsprechend wurden in der vorliegenden Abhandlung zur *regionalen Morphologie* folgende Untersuchungsmethoden angewandt bzw. Ergebnisse und Methodiken aus vorliegenden Arbeiten übernommen (vgl. *Abb. 4*):

- Auswertung von Deckgebirgseinschlüssen in Basalten zur reliefgeschichtlichen Rekonstruktion, Einbeziehung absoluter Datierungen der Vulkanite (s. Ansatz von SCHRÖDER 1993 sowie B III. 1.1.1);
- Formenerfassung und -kartierung anhand von Geländebegehungen und ergänzender Luftbildinterpretation (vgl. u. a. HORMANN 1971, LESER & STÄBLEIN 1975);
- dreidimensionale Analyse der geologischen Struktur (Fazies und Lagerungsformen) durch geologische Feldaufnahmen und Interpretation photogeologischer

- Befunde; Versuch einer Rekonstruktion der strukturellen Oberflächendifferenzierung während bestimmter Phasen der Reliefentwicklung, um das Verhältnis von Strukturvarianz und morphologischer Landschaftsgenese zu erfassen;
- Anwendung paläoökologischer Grundlagenerkenntnisse und deren Ergänzung durch eigene, sedimentologische und pedologische Untersuchungen der Lokalitäten im Arbeitsgebiet;
 - geoökologische Interpretation der Charaktere der korrelierten Sedimente sowie der autochthonen Verwitterung durch (je nach Fragestellung aussagekräftige):
 - a) klassische Grobsedimentanalytik insbesondere anhand der quantitativen petrographischen Schotteranalyse (Zusammensetzung, Herkunft) und der Rundungsgradanalyse nach REICHELDT (1961), für die jeweils ein Probenumfang von mindestens 100 Geröllen (= allochthones Material!) angestrebt wurde;
 - b) Korngrößenanalysen, wobei die Feinsedimente in 250 ml 0,04 n Na-Pyrophosphat dispergiert und anschließend durch die Köhn-Analyse und Handsiebung in die einzelnen Fraktionen getrennt wurden;
 - c) bodenkundliche Untersuchungen mit einer Farbbestimmung nach den „Revised Standard Soil Color Charts“ (OYAMA & TAKEHARA 1970) am frischen Substrat und der Bodentypenbestimmung unter Verwendung der „Bodenkundlichen Kartieranleitung“ (AG Bodenkunde 1982/1994);
 - d) Röntgendiffraktometrie;
 - e) Mikromorphologie bzw. Dünnschliffmikroskopie, wobei die Imprägnierung der Proben mit einem Gemisch aus Kunstharz, Härter und Beschleuniger (Beispielverhältnis: 1000 ml Vestopal, 0,6 ml Cyclohexanonperoxid, 0,3 ml Kobaltbeschleuniger) erfolgte;⁴
 - Bewertung von Grobsedimenten für den Nachweis von Verlagerungen (Entwässerungsgeschichte etc.);
 - Entwicklung einer Morphochronologie und einer Sedimentstratigraphie, die, unter Berücksichtigung älterer Chronologien, durch einen Abgleich der Formen- und Sedimentanalyse mit absoluten Datierungen und der paläoökologischen Grundlagenforschung (Zuordnung von Trockenphasen etc.) zeitlich abgesichert wird (Literaturverweise in Kapitel B).



I-IV.: reliefgeschichtliche Rekonstruktion (Methodik und Indikatoren); vulkanischer Oberbau stark überhöht zu den Reliefgenerationen und zur benutzten Literatur (u. a. SCHRÖDER 1993, SPÄTH 1973) s. Text

Abb. 4: Ausgewählte Reliefgenerationen im Arbeitsgebiet (schematisiert) und ihre Rekonstruktion

Exkurs - die paläoklimatische Aussagekraft der Rundungsgradanalyse nach REICHEL

Im weiteren Verlauf der Diskussion wird die Rundungscharakteristik von Grobsedimenten wiederholt paläoklimatisch interpretiert (vgl. STÄBLEIN 1970). Dabei werden jeweils repräsentative Beispiele vorgestellt, die aus einer Vielzahl weiterer Beprobungen ausgewählt wurden. Feinsedimente - die mit Grobsedimenten durchaus vergesellschaftet sein können - und ihre klimatische Aussagekraft werden hingegen nicht diskutiert. Die Schwierigkeit ihrer paläoklimatischen Bewertung wird am Beispiel eingearbeiteter Tone deutlich. Diese können theoretisch etwa dem Keuper bzw. als Residuum dem Muschelkalk entstammen oder aber eine intensiv-chemische Verwitterung repräsentieren, die vor der Verlagerung stattgefunden hat. Hinzu kommt im Gegensatz zum östlichen Rhönvorland, daß Aufschlüsse im Haßbergvorland gerade im Hinblick auf tertiäre Feinsedimente fast völlig fehlen. Grobsedimente hingegen können zumindest für bestimmte Fragestellungen auch anhand von Lesesteinen analysiert werden.

Grobsedimente werden auch im Hinblick auf die Dynamik der Entwässerungsgeschichte bevorzugt untersucht, weil a) sie einem Herkunftsgebiet zugeordnet werden können und b) zugehörige Feinsedimente meist erodiert wurden (vgl. u. a. EMMERT 1987) und/oder durch Verwitterungsvorgänge (Einarbeitung

unterlagernder Schichten) bzw. Vermischung mit äolischen Sedimenten einen nur mit aufwendiger Laboranalytik zu beurteilenden, polygenetischen Charakter aufweisen. Eine chronologisch möglichst vollständige Interpretation der Charaktere der tertiären und quartären Sedimente verbessert in diesem Kontext die Beurteilung der im zeitlichen Verlauf erfolgten Landschaftsüberprägungen (Erhalt tertiärer Sedimente, Ausmaß der pleistozänen Hangformung etc.) und ergänzt die (chronologische) Formenanalyse.

An dieser Stelle sollen zunächst einige Anmerkungen zu den verschiedenen Methoden der Rundungsgradanalyse und deren Eignung für die Untersuchung von Grobsedimenten gemacht werden. Angaben im Text zu den Grobsedimentcharakteristika beziehen sich auf Ant. %, hier bezogen auf die Anzahl der „Gerölle“ in jeweiligen Rundungsgruppen.⁵

Im Gegensatz zum Ansatz von CAILLEUX (1952), in dem mit einer großen Anzahl von Index-Gruppen operiert wird, hat sich die Einteilung in Rundungsklassen nach REICHELT (1961) als sehr viel übersichtlicher und praxisbezogener erwiesen (zu weiteren Kritikpunkten s. STÄBLEIN 1970). Dabei sollte aus Gründen der Vergleichbarkeit eine Einteilung in die 4 Rundungsklassen (kantig, kantengerundet, gerundet, stark gerundet) beibehalten werden. Veränderungen, die etwa von RUST & WIENEKE (1973) für Trockengebiete vorgenommen wurden, mögen zwar regional-spezifischen Verhältnissen besser gerecht werden, sind insgesamt aber aus dem oben genannten Grund abzulehnen. Ansonsten wären ständig Umrechnungen notwendig, die außer einer Verfälschung der tatsächlichen, ohnehin subjektiven Ergebnisse nichts bewirken würden. Hier wird schon deutlich, daß Rundungsauswertungen verschiedener Autoren aufgrund ihrer subjektiven Prägung nicht absolut miteinander verglichen werden können (vgl. aber REICHELT 1961). Selbst bei einem Analytiker kann es zu Abweichungen bei nochmaliger Auswertung kommen, die - nach eigenen Erfahrungen - durchaus bis zu 5 % betragen können. Sedimentologen sprechen in diesem Zusammenhang von „runden“ und „eckigen Tagen“. Für die Darstellung der Rundungscharakteristik werden die vier Rundungsklassen in dieser Arbeit ohne die Angabe von Rundungsmittelwerten (vgl. STÄBLEIN 1968) belassen, da diese der Komplexität einer Ablagerung nicht gerecht werden und die Interpretation verfälschen können.

Die Geröllrundung resultiert aus komplexen Steuerungsfaktoren (vgl. STÄBLEIN 1970):

- Gesteinhärte,
- Transportweite,
- Wiederverwendung älterer Ablagerungen,
- Klima und dessen Wandel (polyklimatische Sedimente etc.),
- Abflußtypus (Hauptvorfluter, Zubringer),

– modifizierende Faktoren (Verwitterung etc.).

Es liegt hierbei auf der Hand, daß die Rundungscharakteristika von Grob-sedimentkörpern selbst in einem bestimmten Klima räumlich variieren können. Wichtig ist daher immer die Beurteilung anhand der speziellen bzw. lokalen Situation. Andererseits weisen bestimmte Situationen auch typische Rundungsverteilungen auf. Insbesondere treten bei aller Komplexität (vgl. RUST & WIENEKE 1973) nach einem gewissen Transportweg Klimaxstadien der Rundungscharakteristik auf („reife Zurundung“ in Morphogrammen), so daß vor allem weite Verlagerungen Rückschlüsse auf das Paläoklima ermöglichen (vgl. u. a. POSER & HÖVERMANN 1952, REICHELT 1961). Die (häufig ohnehin geringe) verbleibende Variabilität jeweiliger Klimaxzurundungen widerspricht einer klimatischen Interpretation nicht, sofern man die oben angeführten Faktoren berücksichtigt (Varianz des klimakorrelaten Rundungscharakters nach Gesteinsgruppen etc.). Eine generelle Übertragbarkeit regionaler Zusammenhänge auf andere Gebiete ist demnach nicht gegeben, allerdings sind Unterschiede selbst unter Berücksichtigung von späterer Verwitterungsauslese etc. relativ gering.⁶

Abschließend sei noch auf das Problem hingewiesen, daß die Rundungsgradanalyse einzelner Autoren bisweilen auf unterschiedlichen Größenklassen basiert (vgl. REICHELT 1961, RUST & WIENEKE 1973, STÄBLEIN 1970). Hierdurch ergeben sich allerdings keine signifikanten Unterschiede der Rundungscharakteristik, weshalb verschiedene Quellen vergleichbar bleiben (s. REICHELT 1961).

Die paläoklimatische Aussagekraft der Grob-sedimentanalyse wird in Kapitel B III. 3.4 zusammenfassend dargestellt.

II. Strukturell adaptierte Reliefs als Forschungsfeld der Geomorphologie

Zum Einstieg in die Problematik von Schichtstufen- und Schichtkammlandschaften soll der Forschungsstand zunächst vereinfacht dargestellt werden. Darauf basierend erfolgt die Diskussion regionalmorphologischer und, bei Berücksichtigung verschiedenster Modelle, komplexer globaler Zusammenhänge der Formung in Sedimentgesteinen (Kapitel B, C; vgl. auch A I.).

1 Terminologie

Die Problematik einer Terminologie der Formen in Schichtstufen- und Schichtkammlandschaften ergibt sich aus der Verwendung von strukturell abgeleiteten Deskriptiva (Beispiel: Schichtstufe) und der Übertragung klimamorphologisch bzw. genetisch definierter Begriffe (Flächenpaß etc.). Es erscheint für eine vollständige Charakterisierung der Reliefentwicklung angebracht, beide Möglichkeiten zu berücksichtigen (vgl. *Abb. 5*). Diese Notwendigkeit liegt auf der Hand, da einerseits die Beziehung der Form zur Struktur des Untergrundes wichtig ist, andererseits aber auch morphologische Vorgänge ablaufen, die in ihrem grundlegenden Formungscharakter - etwa eine isoliert betrachtete Kappungsflächengenese - unabhängig vom geologischen Untergrund sind. Inwiefern derartige Schnittflächen im Schichtstufenland wiederum durch ihre räumliche Orientierung eine strukturelle Adaptation dokumentieren, wird noch ausführlich diskutiert werden.

Eine deskriptive Terminologie, welche die unterschiedlichen Vollformen konsequent charakterisiert und deren hohe Varianz etwa in Bezug auf die horizontale Erstreckung, die Dimension oder das Ausmaß struktureller Adaptation erfaßt, wurde bislang nicht entwickelt. Grundlegende Ausführungen zu den Formen im Bereich wechselnd widerständiger Sedimentgesteine und ihre Bezeichnungen finden sich u. a. bei BLUME (1971), LOUIS & FISCHER (1979), ROHDENBURG (1971), SCHUNKE (1968), SPÖNEMANN (1966), STINGL (1979) und WEISE (1967). Klimamorphologisch geprägte Terminologien können in den gängigen Lehrbüchern (u. a. BREMER 1989, BÜDEL 1977, LOUIS & FISCHER 1979) nachgeschlagen werden.

An dieser Stelle sollen einige Begriffe vorgestellt werden, die für das visuelle Verständnis der Landschaft von entscheidender Bedeutung sind. In den entsprechenden Kapiteln werden weitere Termini erläutert. Im Gegensatz zu der häufig etwas diffusen Verwendung einzelner Bezeichnungen - etwa der Anwendung des Begriffs Schichtstufenlandschaft auf alle Formen in wechselnd widerständigen Sedimentgesteinen - wird hier die engere Terminologie erklärt.

In Gebieten flachlagernder Sedimentgesteine kennzeichnet die Schichtstufe den Stufenhang (BLUME 1971, ROHDENBURG 1971). Diese terminologische Trennung der Stufe vom Stufenrückland (Dachbereich, anschließenden Abdachung etc.) erscheint aufgrund dessen Differenzierung sinnvoll. Im Gegensatz zu einer imaginären Stufenfläche (vgl. BLUME 1971) besteht im Hinterland der Schichtstufe häufig eine hohe Vollformenvariabilität (isolierte Stufenbildner aufgrund von tektonischer Differenzierung und dreidimensionaler Härtevarianz etc.; vgl. auch u. a. BÜDEL 1957). Der Formenkomplex von Stufenhängen und Stufenrückland bzw. Stufenflächen wird als Schichtstufenlandschaft bezeichnet. Vor einer Schichtstufe ist, oft ohne eindeutige Grenze, das tiefer gelegene Stufenvorland ausgebildet. In Gebieten mit stärkerer Schichtneigung können Schichtkämme ausgebildet sein, die aus einem Stirn- sowie einem Rückhang bestehen und zum Teil eine Scheitelfläche aufweisen. Anders als beim Schichtstufenbegriff wird der Terminus Schichtkamm auf einen Formenkomplex bezogen, da aufgrund der stärkeren Neigung der Gesteinspakete keine dem Schichtstufenrelief vergleichbare rückseitige Reliefdifferenzierung besteht und die Bezeichnung Kamm ohnehin der Charakterisierung einer gesamten Vollform entspricht.

Im Gegensatz zum räumlich stark differenzierten und deutlich ausgeprägten Schichtstufenrelief können in flachgeneigten Sedimentgesteinen auch Formengesellschaften mit schwacher Hangneigung auftreten, die als Schichtrampenrelief bezeichnet werden. Ihre Pendanten in steiler einfallenden Schichten werden als Schichtschwelle bezeichnet (SCHUNKE & SPÖNEMANN 1972; vgl. MORTENSEN 1949). Allerdings ist die räumliche Vergesellschaftung dieser flachen Hänge mit stärker geneigten Formenelementen möglich. Bei deutlicheren Neigungsvarianzen sind in horizontaler und vertikaler Abfolge zusammengesetzte, evtl. mehrphasig geprägte Abdachungen denkbar, die als zeitsynchrone bis aufeinanderfolgende Entwicklung zu deuten sind (vgl. u. a. BREMER 1981, BRUNOTTE 1987, ROHDENBURG 1965, SCHUNKE 1968).

Im Untersuchungsraum konnte eine Reliefentwicklungsphase ausgegliedert werden, in der eine *flach- bis schwachreliefierte, strukturell adaptierte Landschaft* entstand (vgl. B III. 1.2). Deren Kennzeichen waren dominierende, strukturell vorbestimmte Verebnungen bzw. Schnittflächen im Vorfluterniveau und flächenmäßig zurücktretende, meist schwach betonte „Härtlinge“, so daß das Relief noch einen übergeordneten Flachreliefcharakter aufwies (vgl. auch „Austauschlandschaft“ nach MORTENSEN 1949). Im Gegensatz zum Begriff Schichtrampenrelief wird die Vergesellschaftung von Abdachungen unterschiedlicher Neigung und der Verknüpfung von Härtlingen und Flächen im Vorfluterbereich durch den vorgeschlagenen Begriff besser charakterisiert.

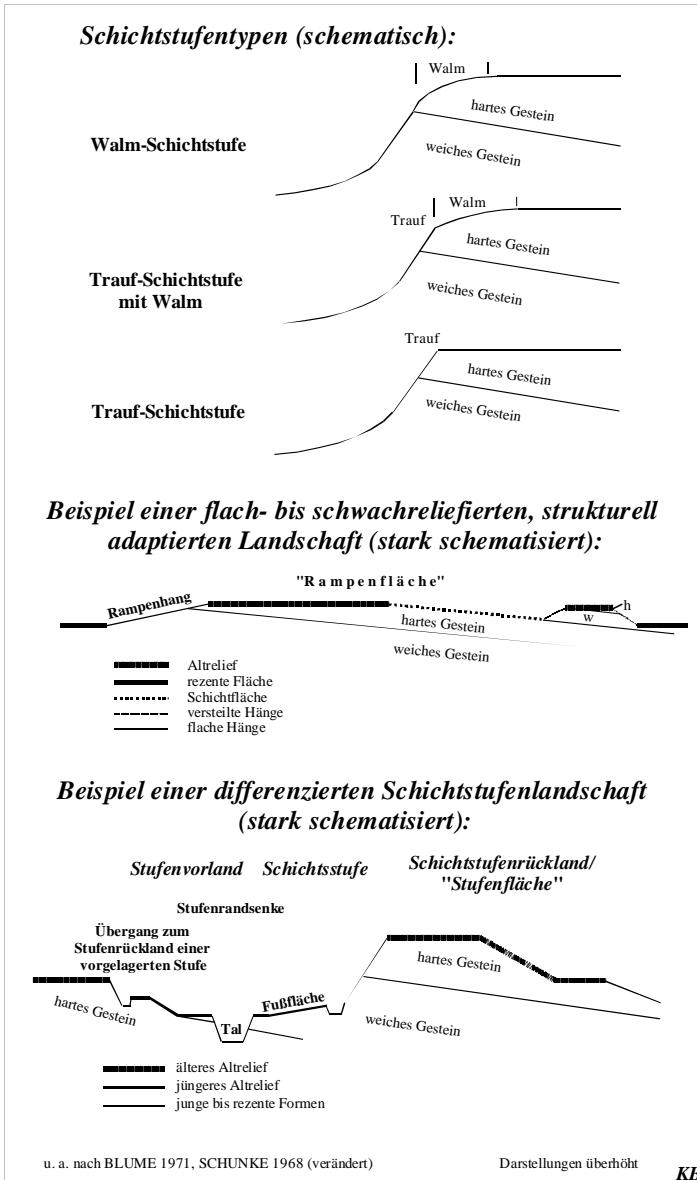


Abb. 5: Terminologie strukturell adaptierter Reliefs in flachlagernden Sedimentgesteinen

Im Gegensatz hierzu steht die spätere Entwicklung einer *differenzierten Schichtstufenlandschaft* in Mainfranken, die im Endeffekt eine größere Reliefenergie, einen höheren Grad an morphologischer Differenzierung und steilere Hänge aufweist (Abb. 5; vgl. B III. 1.2, 1.3, 2). Die terminologische Trennung von schwach und stark differenzierten Reliefs ist für eine genaue Darstellung anzustreben, kann aber aus sprachlichen Gründen nicht immer verfolgt werden. Sofern in dieser Arbeit bisweilen vereinfacht von Schichtstufen- und Schichtkammreliefs gesprochen wird, ist dieser Sachverhalt zu berücksichtigen.

Die in Bezug auf ihre Reliefenergie, ihre Akzentuierung und die Neigung der unterlagernden Gesteinsschichten verschiedenen Formengesellschaften in Sedimentgesteinen wie flach- bis schwachreliefierte, strukturell adaptierte Landschaften oder differenzierte Schichtstufen- bzw. Schichtkammreliefs (vgl. u. a. MORTENSEN 1949, SCHUNKE & SPÖNEMANN 1972) werden in dieser Abhandlung auch als „strukturell adaptierte Reliefs (bzw. i. w. S. Landschaften)“ zusammengefaßt (vgl. BLUME 1976, DONGUS 1980). Sie sind durch ihre bereits eindeutig nachvollziehbare Anpassung an den geologischen Untergrund gekennzeichnet. Der Begriff Struktur wird hierbei als Synonym für die lithologische und tektonische Differenzierung des geologischen Untergrundes verwendet und in der vorliegenden Abhandlung nur in dieser Bedeutung benutzt.

Strukturell adaptierte Reliefs in Sedimentgesteinen sind damit - wie die Bezeichnung schon impliziert - das Resultat einer selektiven Abtragung. Der Begriff Selektivität wird i. e. S. nur auf die Adaptation der u. a. durch flächenhafte Tieferlegung erfolgenden Reliefentwicklung an den geologischen Untergrund und seine Varianz bezogen (vgl. auch B II. 2.1, C). Diese Definition erscheint sinnvoll, da Faktoren wie die morphologische Position, welche auf die räumliche Orientierung der Erosion modifizierend einwirken und damit i. w. S. die Auswahl der Erosionszonen mitbestimmen, gerade eine fehlende Selektion bzw. morphologische Inwertsetzung von (ansonsten reliefwirksamen) strukturellen Varianzen verursachen können.

Eine selektiv geprägte Abtragung setzt harte Gesteine als Vollformen bzw. Stufen- und Kambildner inwert (vgl. STINGL & GARLEFF 1987 zum Begriff Härtling). Da die morphologische Härte mit den klimatischen und tektonischen Bedingungen variiert, kann die selektive Erosion - wie sie hier definiert wird - eine sehr unterschiedliche strukturelle Prägung des Reliefs bewirken (Anteil der Vollformen, Einengung der Vorfluter).

Der neutrale Begriff „strukturell adaptiertes Relief“ umschreibt sowohl die Existenz von Härtlingen als auch die strukturelle Anpassung von möglichen Kappungsflächen (vereinfacht: Flächen) bzw. Flächenelementen im Hauptvorfluter-niveau. Damit ergibt sich auch die Möglichkeit, geologisch angepaßte Formen-

gesellschaften in verschiedenen endogenen Einheiten (Deckgebirge, Grundgebirge) in einer Bezeichnung zu erfassen (vgl. u. a. STINGL & GARLEFF 1987). Diese Thematik sollte in zukünftigen Arbeiten weiter verfolgt werden. Die vorbelastete Bezeichnung Strukturform wird demgegenüber nicht verwendet, weil sie der sehr variablen, auch durch Skulpturformenbildung geprägten strukturellen Adaptation nicht gerecht wird. Im weiteren Verlauf der Diskussion wird die vorgeschlagene Bezeichnung „strukturell adaptiertes Relief“ vereinfacht auf die Gebiete wechselnd widerständiger Sedimentgesteine beschränkt, was eine spätere terminologische Ausdehnung des Begriffes ja nicht ausschließt.

Aus den bisherigen Erläuterungen kann demnach gefolgert werden, daß in Sedimentgesteinen trotz einer selektiven Abtragung die Genese von (im Vorfluterniveau gelegenen) Kappungsflächen erfolgen kann. In der Literatur wurde auch häufig von Rumpfflächen im Schichtstufenland gesprochen. So ist der Begriff Rumpffläche - sei es bezüglich der aktiven Flächen im Vorfluterniveau oder der Flächenreste - auch auf sämtliche Verebnungsstockwerke der süddeutschen Stufenlandschaft angewandt worden (u. a. BÜDEL 1977). Allerdings weisen beispielsweise die rekonstruierten Bestandteile bzw. Elemente der jüngsten Flächen-niveaus dort häufig - verursacht durch die selektive Einengung der Erosion - eine relativ geringe Ausdehnung auf. Derartige Formen können m. E. nicht mehr als Rumpfflächen bezeichnet werden und sind eher mit dem neutraleren Terminus Flachrelief anzusprechen. Auch Benennungen wie „(lokale) Fläche“ oder Verebnung sind in diesen Fällen dem Rumpfflächenbegriff vorzuziehen.⁷

Eng verknüpft hiermit kann eine Anlage von Vollformen erfolgen, die von den oben schon angesprochenen isolierten Stufenbildnern räumlich definiert werden. Obwohl in visueller Hinsicht Ähnlichkeiten und Übergänge bestehen können, sollte der Begriff Inselberg hierfür vermieden werden. „Inselberg“ kennzeichnet in der Literatur eher konvexe Vollformen mit kegelförmigem Grundriß und kann damit die Vielfalt der Formen in Sedimentiten nicht annähernd umfassen. Zudem impliziert seine allgemeine Verwendung eher die Anwendung für die Formung im Kristallin (s. THOMAS 1978). Ähnliches gilt für den Terminus Inselgebirge (vgl. u. a. BÜDEL 1977). Wenn im Verlauf der Diskussion von Inselbergen die Rede ist und ihre Genese diskutiert wird, muß diese Problematik beachtet werden. Abschließend sei noch darauf hingewiesen, daß die Inselberggenese sowohl im Kontext mit flächenhafter Tieferlegung, aber auch der Flächenausdehnung interpretiert werden kann (vgl. u. a. BÜDEL 1978).

2 Geologische Grundlagen von Schichtstufen- und Schichtkammreliefs

LOUIS & FISCHER (1979) bezeichnen die Bereiche, in denen Deckgebirgsschichten einem kristallinen Unterbau bzw. Grundgebirge auflagern, als geologische (i. S. von ehemalige) Schelfe. Schichtstufen- und Schichtkammlandschaften sind meist in den Sedimentitauflagen labiler geologischer Schelfe ausgebildet, welche durch Verbiegungen und Bruchtektonik eine intensivere Beanspruchung erfahren haben. Seltener ist ihre Verbreitung als Schichttafeländer in den Sedimentgesteinen stabiler Schelfe (= Sonderfall der Schichtstufenlandschaft) oder als Bestandteile von Kettengebirgsgürteln (BLUME 1971, DONGUS 1980; vgl. Kapitel C II. 2.1). *Die wissenschaftstheoretische Diskussion der vorliegenden Arbeit bezieht sich explizit auf den klassischen Fall strukturell adaptierter Reliefs in den Sedimentgesteinen geologischer Schelfe (vgl. auch bisherige Erläuterungen).* Eine gesonderte Ansprache der zum Teil isoliert zu betrachtenden Formung in Kettengebirgen, für die Besonderheiten wie die Beteiligung schwach metamorpher Gesteine oder ihre Höhenzonierung eine Rolle spielen (vgl. DONGUS 1980), findet sich vor allem in Kapitel C II. 2.1.7. Sofern nicht interne Becken oder Randzonen dieses Strukturtyps vorliegen (vgl. BLUME 1971, STINGL 1979), die den geologischen Schelfen in morphologischer Hinsicht ähneln, halte ich die dortige Anwendung der Begriffe Schichtkamm und vor allem Schichtstufe (DONGUS 1980) ohnehin für nicht ganz unproblematisch. Eine strikte Trennung dieser Geostrukturtypen bei der Diskussion erscheint hingegen sehr schwierig und ist wegen der vielfach ähnlichen Charakteristika wohl auch nicht notwendig (vgl. C).

Ein geologisches Gefälle (Schichteinfallen) von 5-15° kann als Übergangsbereich festgelegt werden, der „charakteristische“ Schichtstufen- von Schichtkammreliefs⁸ durch eine vermittelnde Formung trennt (vgl. auch BLUME 1971). Derartige oder sogar darüber hinausgehende Neigungen sind in den Haßbergen und ihrem Vorland ausschließlich lokal nachweisbar, treten aber im Thüringerwaldvorland etwas häufiger auf (SPÄTH 1973, 79). Die Bramberger Flexur oder Teile der Heustreuer Störungszone westlich Wülfershausen sind Beispiele hierfür. Dementsprechend ist das Arbeitsgebiet als typisches Beispiel einer Schichtstufenlandschaft anzusprechen. Schichttafelandschaften als Untertyp von Schichtstufenreliefs sind an eine waagerechte Gesteinslagerung gebunden, die im nordöstlichen Mainfranken ebenfalls nur punktuell besteht.

Über die Ausbildung strukturell adaptierter Landschaften in Sedimentgesteinen hinaus sind (recht häufig auftretende) Sonderfälle zu beachten, die sich zum Beispiel aus der Funktion von Kristallin als sockelbildendem Gestein oder von Basaltdecken und Krusten als Stufenbildnern ergeben (vgl. u. a. ALEVA 1983, BARTH 1972).

3 Forschungsstand und bisherige Modelle zur Reliefgenese in Sedimentgesteinen

Strukturell adaptierte Reliefs im Bereich wechselnd widerständiger Sedimentgesteine sind ein bedeutender Bestandteil unseres globalen Naturraums. Die Entstehung und Weiterbildung von Schichtstufen- und Schichtkammlandschaften gehört auch heute noch zu den umstrittensten Problemen der Geomorphologie. Die Einflußnahme von Klima, Hebung und strukturellem Inventar auf deren Entwicklung wird in der Literatur bis heute sehr kontrovers diskutiert, ohne daß ein Konsens zu erkennen ist.⁹

Insbesondere die Genese des Schichtstufenreliefs wird in der Diskussion i. S. einer Einordnung in übergeordnete Konzepte theoretisiert, welche die realen Prozeßabläufe abstrahiert darstellen (vgl. u. a. BREMER 1993). Dementsprechend werden in vielen Arbeiten entweder modellhafte Vorstellungen entwickelt oder bestehende Modelle in ihrer Anwendbarkeit diskutiert. Um einen Einstieg in die Thematik zu ermöglichen und der Bedeutung theoretischer Ansätze gerecht zu werden, soll an dieser Stelle anhand ausgewählter Aspekte zunächst eine vorgezogene Bewertung älterer Modelle erfolgen, die sich ausschließlich oder zumindest explizit auf die Morphogenese in Sedimentgesteinen beziehen. Dabei soll insbesondere ihre Problematik verdeutlicht werden, die auch im Kontext mit den in der Einführung vorgestellten Fragen steht (A I.). Im weiteren Verlauf der Arbeit und basierend auf der Analyse des eigenen Arbeitsgebietes sollen diese Überlegungen, u. a. im Hinblick auf eine relative Quantifizierung der weltweiten Formungsabläufe, weiter spezifiziert werden. Hierbei werden auch (weitere) modellhafte Vorstellungen anderer Autoren integriert, die über die isolierte Betrachtung von Sedimentgesteinsarealen hinausgehen. Ebenfalls werden allgemeine Vorstellungen zur Flächenbildung (u. a. BREMER 1989; vgl. vor allem Kapitel C) berücksichtigt. Über die Bedeutung modellhafter Ableitungen in der Geomorphologie informieren in diesem Zusammenhang AHNERT (1987, ed., 1996) und BREMER (1989; zur Geographie allgemein vgl. WESSEL 1996).

Bisherige Modelle bzw. modellhafte Deutungen zur Entstehung der Schichtstufenlandschaft reichen von der Vorstellung einer strukturellen Formenentwicklung mit Betonung der Stufenrückverlegung („klassische Schichtstufentheorie“, SCHMITTHENNER u. a. 1956) bis zu einer Einordnung in die Genese von gestuften Rumpfflächenreliefs und möglicher, späterer Zertalung (BÜDEL u. a. 1957; zur terminologischen Problematik des Begriffs Rumpffläche vgl. A II. 2). Eine jüngere Theorie von STINGL (1979) bezieht sich in ihrer ursprünglichen Konzeption auf den Andenrand.¹⁰ Darin werden die Vorstellungen von DAVIS (1899) weiterentwickelt und regelhafte Züge der Formung in Schichtstufen- und Schichtkammlandschaften durch die „zyklische Reliefentwicklung“ erklärt. MORTENSEN (1949; vgl. auch TRICART 1951) löst sich von simplifizierenden Darstellungen und berücksichtigt die

raum-zeitliche Varianz verschiedener Faktoren durch die "alternierende Abtragung" sowie den Terminus "Austauschlandschaft". Verschiedene Möglichkeiten der morphologischen Entwicklung im Bereich wechselnd widerständiger Sedimentgesteine sind nach dieser Auffassung möglich. BROSCHE (1968, 218; vgl. auch ROHDENBURG 1965, SCHUNKE & SPÖNEMANN 1972) stellt die Entstehung mitteleuropäischer Strukturformen aus Ausgangsflachreliefs dar, wobei er eine tendenzielle Zuordnung der Akzentuierung und Tieferschaltung von Vollformen zum quartären Eiszeitalter vornimmt. Auch GRADMANN (u. a. 1919, „Theorie der abgeflachten Firste“ etc.) hat sich mit modellhaften Vorstellungen auseinandergesetzt, ohne daß seine Auffassungen eine breitere Zustimmung gefunden haben (vgl. BREMER 1989, 135). AHNERT (u. a. 1996) schließlich versucht, die Entwicklung von Schichtstufen- und Schichtkammreliefs anhand von computergesteuerten Modellierungen nachzuvollziehen. Zu weiteren, hier nicht im Detail diskutierbaren Thesen insbesondere der älteren Literatur, die in die zitierten Arbeiten zum Teil integriert wurden, sei auf die zusammenfassenden Darstellungen von BLUME (1971) und SCHUNKE & SPÖNEMANN (1972) verwiesen.

Diese modellhaften Konzepte sind anhand aktueller Forschungsergebnisse zu revidieren bzw. modifizieren oder wie die EDV-gesteuerte Modellbildung noch nicht ausreichend differenziert, wengleich AHNERT komplexe Wirkungsgefüge als Basis der Formung durchaus betont. Damit geht nicht nur ein Anspruch auf Allgemeingültigkeit verloren, vielmehr erweisen sich einige Vorstellungen im weltweiten Maßstab als kaum bedeutend bis irrelevant (vgl. Kapitel C). Die wichtigsten Aspekte werden, wie oben bereits erwähnt, kurz erläutert und im Verlauf der Diskussion wieder aufgegriffen:

Die fragliche Relevanz der Stufenrückverlegung

Das Postulat weiter, permanent anhaltender Schichtstufenrückverlegung¹¹ ist zum Beispiel für die deutschen Deckgebirgslandschaften abzulehnen. Die großen Schichtstufen bzw. ihre flacheren Vorläufer entwickelten sich durch Tieferschaltung der heutigen Vorländer aus älteren Flachreliefs (u. a. BREMER & SPÄTH 1989, BÜDEL 1957), wobei ihre Position durch den Ausstrich harter Gesteine auf der Ausgangsfläche vorgegeben wurde. Phänomene wie Zeugenberge können zwanglos als Härtlinge interpretiert werden, die von der Erosion nicht erfaßt wurden. Der aktuelle Forschungsstand deutet eine Lagekonstanz dieser Stufen an, die im Verlauf ihrer Entwicklung nur durch Erhöhung der Reliefenergie, Veränderung der Hangform oder (geringe) Dislokation von Hangsegmenten modifiziert wurden (vgl. u. a. Diskussion bei BROSCHE 1968 sowie B III. 3.2). Beleg hierfür sind u. a. sehr alte Relief-elemente, die sich zum Beispiel in der Ausbildung von Walmen als (überformten) Resten ehemaliger flacher Abdachungen und damit auch als Bestandteile von

Wasserscheiden darstellen (vgl. BREMER 1989a, SCHUNKE & SPÖNEMANN 1972). Ein weiteres Argument gegen die hypothetische deutliche Stufenrückverlegung sind im horizontalen Verlauf ausdünnende Sandsteine. RUTTE (1971) nimmt dies etwa für die mainfränkischen Keupersandsteine in nordwestlicher Richtung an, so daß dort nie eine Schichtstufe bestanden haben kann (vgl. auch B III. 3.2 und KIENZLE 1968, WURSTER 1968).

Die beschriebenen Phänomene können im globalen Rahmen in vielen Gebieten und trotz verschiedener Formungstendenzen (Flächenbildung, Zertalung) nachgewiesen werden (vgl. u. a. BREMER 1989, BUSCHE 1982, detaillierte Diskussion und Literaturverweise in C II. sowie differenziertere Überlegungen von THOMAS 1989, 1989a, TWIDALE 1991). Damit wird u. a. deutlich, daß die Flächensysteme im Schichtstufenland geologischer Schelfe kein Resultat der (ständigen) Stufenrückverlegung sind. Vielmehr spricht der Stockwerkbau von Verebnungsniveaus sogar gegen diesen Prozeß der Mobilität und bestätigt eine ortsfeste Stufenentstehung während flächenhafter Tieferlegung (vgl. bisherige Diskussion).

Im Gegensatz zum Nachweis der Lagekonstanz von Schichtstufen (Flächenreste am Stufenfuß etc.; vgl. BREMER 1989, 240) ist ein schlüssiger Beweis für eine starke Stufenrückwanderung m. E. noch nie erfolgt. Daraus läßt sich folgern, daß ihre globale Bedeutung mindestens sehr deutlich zu relativieren ist. Dies schließt eine geringe Morphodynamik an Stufenhängen (Rutschungen, Quellerosion) ja nicht aus, die aber nur über extrem lange, bislang nicht vollzogene Zeiträume ein bemerkenswertes Resultat bewirken kann (s. o. und Diskussion in Kapitel C II. 2.1.5). Dementsprechend wird der Begriff Stufenrückverlegung in dieser Abhandlung i. S. der „klassischen Definition“ (= forcierte Mobilität von Schichtstufen) diskutiert. Es sei hervorgehoben, daß dabei Phänomene wie eine Neuanlage von Stufen durch Zertalung (und eine dementsprechende leichte Hangdynamik) nicht übersehen werden.

Die angestellten Überlegungen gelten auch für die Entwicklung von Schichtkämmen. Selbst diese Formen - für die eine geringe Rückverlegung einer Erniedrigung gleichkommen würde - weisen auf ihrem Dach häufig Reste von jeweiligen Ausgangsflächen auf, aus denen sie durch Zerschneidung oder Flächendifferenzierung herausgearbeitet worden sind (u. a. SPÖNEMANN 1966; vgl. auch TWIDALE 1991 und weitere Diskussion). Eine Ursache für die besonders geringe Morphodynamik an Schichtkämmen ist die starke Neigung der Gesteinsschichten, die etwa Vorgänge wie die Quellerosion an Fronthängen weitestgehend unterbindet. Die Tendenz zur Zuschärfung von Schichtkämmen, die i. d. R. nur in extrem langen Zeiträumen eine Höhenreduzierung bewirken kann, ist in Mitteleuropa weniger Bestandteil der tertiären Flächenbildungszeit, sondern m. E. eher auf die quartäre Überformung zurückzuführen (Wirksamkeit der Kryoklastik etc.; s. auch

BROSCHÉ 1968; vgl. Ausführungen zur Formung in Kettengebirgen in Kapitel C II. 2.1.7 und zur Stabilität von Vollformen in C II. 2.1.5). Dennoch ist in der Literatur eine häufige Überbewertung der posttertiären Formung in Bezug auf Selektivität und Quantität festzuhalten (s. B III. 2.3).

Angerissen, aber noch nicht abschließend diskutiert wurde damit die Problematik, auf welche Art und Weise prägnante bzw. steile Schichtstufen und Schichtkämme überhaupt entstehen können. Inwiefern können diese als Altreliefs oder als das Ergebnis junger, quartärer Versteilung (Zertalung etc.) etwa des mitteleuropäischen Eiszeitenklimas angesprochen werden? Auch hierzu werden in den letzten Kapiteln der Arbeit eigene Vorstellungen erläutert.

Stabilität oder Reduktion von Vollformen?

Dieses Thema steht im unmittelbaren Zusammenhang mit dem Problem der Stufenrückverlegung (vgl. auch B III. 3.2). Im Rahmen von Schwellenwerten der Erosion ist eine Stabilität von Hochgebieten auch über lange geologische Zeiträume hinweg möglich. BREMER (u. a. 1989) und BÜDEL (u. a. 1977) haben dieses Phänomen im Rahmen eines „Divergierens von Verwitterung und Abtragung“ und „Abreißens von Denudation und Erosion“ erläutert (vgl. auch SPÄTH 1973 zum Arbeitsgebiet). Zu betonen ist in diesem Zusammenhang auch die Relevanz der Gesteinhärte für die Resistenz von Vollformen (vgl. u. a. THOMAS 1989a, TWIDALE 1991). Das im globalen Vergleich häufig hohe Alter von Landformen spricht damit m. E. gegen die allgemeine Bedeutung der Modelle von STINGL (1979, „zyklische Reliefentwicklung“) und DAVIS (1899, „geographischer Zyklus“) und schränkt die Möglichkeit der Reduktion (vor allem i. S. von Wiedereinebnung) einer Schichtstufenlandschaft (u. a. MORTENSEN 1949; vgl. zu dieser Thematik auch AHNERT 1996, 310, Abb. 20.16, ROHDENBURG 1971) stark ein.¹²

BREMER (1989, 330) führt allerdings aus, daß bei der Flächenbildung eine nachträgliche Einebnung von Hügeln etc. möglicherweise noch bis zu einer Höhendifferenz von 100 m stattfinden könne.¹³ Ich halte diesen Wert u. a. im Rahmen der globalen „Klimaverschlechterung“ (vgl. Kapitel C) für viel zu hoch. Dies korreliert gleichzeitig mit der Ablehnung einer Flächenbildung in verschiedener Höhe (B I. 2), die allenfalls für interne Becken von Kettengebirgen eine Rolle spielen mag, und der Stabilität von Härtlingen. Hingegen kann theoretisch abgeleitet werden, daß es bei einer komplex verlaufenden, flächenexpansiv wirkenden Hangversteilung zur initialen Isolierung und späteren Reduktion von Vollformen in weichem Tongestein kommt. Als Resultat selektiven Abtrags können auf demselben Weg auch vorgelagerte Restberge in jeweils härteren Gesteinen entstehen (vgl. u. a. B III. 3.2). Im weiteren Verlauf der Diskussion werden diese Aspekte noch detaillierter besprochen (s. u. a. C II.).

Das Problem der strukturellen Adaptation von Flächen

Die Existenz von (Schnitt-)Flächenstockwerken im Deckgebirge wurde im weltweiten Vergleich sehr häufig nachgewiesen (vgl. auch Kapitel C). BÜDEL (1957; vgl. auch BREMER 1989a) integrierte ihre chronologische Abfolge in eine für die süddeutsche Schichtstufenlandschaft entwickelte modellhafte Vorstellung, die auch global angewandt wurde.

Als Resultat flächenhafter Tieferlegung¹⁴ wird diese Formensequenz, die einer Eintiefung in weite Ausgangsrumpfflächen entspricht, vor allem auf Hebung und deren Varianzen zurückgeführt (vgl. u. a. BREMER 1989a). SCHRÖDER (1993) betont ihre besondere Bedeutung auf die Reliefentwicklung mit dem weithin gebrauchten Begriff Morphotektonik.

Welche Rolle aber spielt eine strukturelle Steuerung für die Flächenbildung in Sedimentgesteinen (vgl. A I.)? Im Zuge der (klimamorphologisch-)morphotektonischen Interpretation haben sich einige Geowissenschaftler den Überlegungen BÜDELs angeschlossen und betonen die weitgehende strukturelle Unabhängigkeit der Flächen (u. a. BREMER & SPÄTH 1989).

BÜDEL ist der Ansicht, daß die strukturelle Adaptation des durch Flächenbildung entstandenen Reliefs von untergeordneter, zumindest nicht dominanter Relevanz sei und bezeichnet Schichtstufen als „petrographisch bedingte Arabesken“ (vgl. hierzu auch MENSCHING 1984). Er verweist zwar etwa auf die Bedeutung weicher Gesteine als Leitlinien der Erosion und damit auch der Stufenentstehung, betont aber andererseits (widersprüchlicherweise?, nicht nur didaktisch) an mehreren Stellen - beispielsweise im Kontext mit der „doppelten Einebnung“ - die petrographische Unabhängigkeit eingetiefter Rumpfflächenniveaus mit einer (regelhaften, Anm. d. Verf.) Einbeziehung harter Gesteine in die Tieferlegung (BÜDEL 1957: u. a. Abb. 4, S. 40).¹⁵ BÜDEL unterscheidet nicht zwischen den in die Tieferlegung einbezogenen und den herausgearbeiteten „harten“ Schichten, weshalb strukturelle Unterschiede der jeweiligen Flächen(-niveaus) nicht angenommen werden. Eine betont selektive Erosion wird damit ausgeschlossen (vgl. auch BÜDEL 1977, 1978). Problematisch erscheinen seine Vorstellungen allein deshalb, weil eine tiefgreifende chemische Gesteinszersetzung als Part der „doppelten Einebnung“ keinesfalls ein regelhafter Entwicklungszug der Flächenbildung in Mainfranken war (vgl. auch WIRTHMANN 1994 und B III. 1). In chronologischer Hinsicht trat eine weiträumig wirksame, sehr intensive chemische Verwitterung letztmalig während des neogenen Klimaoptimums auf und war mit einer undifferenzierten Flächenbildung verknüpft. Hingegen ist für die (nachfolgende) räumlich eingeengte flächenhafte Tieferlegung ausschließlich ein lokal tiefgreifender und zeitlich beschränkter chemischer Gesteinsersatz festzustellen, der zudem mit Faktoren wie der mechanischen Vorschädigung der Sedimentite korrelierte (Zerklüftung etc.; s. B II. 1, B III. 1.1, 1.2). Unterschiede zu BÜDEL

ergeben sich in diesem Kontext für das Klima der Flächengese und das Ausmaß ihrer Selektivität bei verschiedenen Bedingungen (s. u., u. a. C II. 2.1.6).

BÜDELS Ansichten weitgehend vergleichbare Überlegungen vertritt auch BREMER.¹⁶ BREMER variiert allerdings den klimatischen Rahmen für die Flächenbildungsintensität; zudem ergeben sich Unterschiede durch Phänomene wie die Flächenneubildung über zwischengeschaltete Flächenstreifen. Die geologische Struktur wird jedoch auch hier als Faktor betrachtet, der einer klimatisch geprägten Morphodynamik und Faktoren wie der morphologischen Lage untergeordnet ist. Nachvollziehbar ist dies zum Beispiel in BREMERs Ausführungen zur Genese von Inselbergen, die nach gängiger Lehrmeinung u. a. aus flächenhafter Tieferlegung resultieren (1989, 78 f.; dort auch Angaben zu verschiedenen morphologischen Positionen etc.). BREMER (vgl. BÜDEL) betont die „Nachbarschaft“ von Inselbergen im harten und weichen Gestein und führt aus, daß in identischen (harten, *Anm. d. Verf.*) Gesteinen Flächen und Vollformen koexistieren. Für die Lage der Hochgebiete ergibt sich mit dem Bezug zur unregelmäßigen Verwitterungsfront häufig eine Zufälligkeit, die mit einer prinzipiell dominant-selektiven Abtragung nicht vereinbar ist (sensu WIRTHMANN 1987, 176). Dementsprechend beschreibt die Autorin, obwohl sie den Einfluß der Gesteinhärte diskutiert (BREMER 1989, 85), BÜDELS Profil durch das Mainfränkische Schichtstufenland auch als „wenig an das Gestein angelehnte Rumpftreppe“ (BREMER 1989, 72). BREMER & SPÄTH (1989: Fig. 2.8.; vgl. BÜDEL 1977) stellen eine Anlage von Flächenresten in hartem und weichem Gestein dar. Somit geht BREMER i. d. R. von einer ausschließlich „punktuellen“ Selektivität aus, die allerdings komplexe strukturelle Parameter - vor allem in Bezug auf tektonische Elemente - beinhaltet. Dennoch wird diese Auffassung der regelhaften Relevanz struktureller Adaptation nicht gerecht (vgl. C II. 2.1.4). BÜDEL (1978; vgl. 1977) hat etwas stärker etwa die Bindung von Inselbergen an harte Gesteine hervorgehoben, wobei Letztere jedoch (sensu BREMER) auch in die Flächenbildung einbezogen werden können (s. o.). M. E. ist dies nicht ganz widerspruchsfrei a) zur Fig. 49 in BÜDEL 1977 (Inselberge auch unabhängig von harten Gesteinsbänken) und b) zur Übereinstimmung von BÜDEL und BREMER bezüglich eines von der Gesteinhärte (relativ) unabhängigen Stockwerkbaus (s. o.), der in der Realität jedoch eine von der globalen Klimaentwicklung beeinflusste spezifische lithologische Adaptation zeigt und weniger von der morphologischen Lage gesteuert wird (vgl. Diskussion in Kapitel C). Wenn BÜDELS Vorstellungen die Herausarbeitung harter Partien im Schichtstufenland beinhalten (s. o.), wird diese Problematik durch die gleichzeitige Hervorhebung der Konservierung weicher Schichten in Wasserscheidenbereichen verstärkt (1957, 42).¹⁷ Hier wird zu sehr der Kappungscharakter von rezenten Flächen und Flächenresten hervorgehoben, anstelle deren Bezug zu einer von Hebungsintensität und Klima gesteuerten morphologischen

Härte zu bedenken (zu undifferenzierte Betrachtung lithologischer Parameter; vgl. auch Kritik in SEMMEL 1984, 42 etwa bezüglich der Anwendung des Rumpfstufenbegriffs). Wenn weiche Gesteine auf Flächenresten anstehen, so ist dies i. d. R. auf die Schutzwirkung harter Gesteine zurückzuführen, so daß etwa dünne oder isolierte Tonsteinlagen als modifizierendes Element bzw. sehr geringe Anteile eines harten Komplexes zu verstehen sind.

Auffällig ist in diesem Zusammenhang, daß die Selektivität der Flächentieferlegung selbst für tropische Grundgebirgsbereiche gerade im Hinblick auf ihre Komplexität intensiver diskutiert wird als für Sedimentgesteinsareale (vgl. u. a. ROHDENBURG 1971, THOMAS 1994, WIRTHMANN 1987 sowie Kapitel A I. und weitere Hinweise in C II. 2.1.4). Dies gilt wohl auch für die Arbeiten BÜDELS, wengleich die Formung in kristallinen und sedimentären Gesteine (sensu BREMER) grundsätzlich parallelisiert wird.

Viele Autoren (u. a. WIRTHMANN 1994) haben an BÜDELS Vorstellungen eine unzureichende Berücksichtigung der (komplexen) geologischen Struktur und damit auch der selektiven Abtragung im Schichtstufenland kritisiert. Selbst Geomorphologen, die eine Relevanz der Flächentieferlegung bestätigen, beschreiben bisweilen eine mehr oder weniger ausgeprägte strukturelle Steuerung dieses Formungsvorgangs (vgl. u. a. BIBUS 1983, BROSCHE 1968, SPÄTH 1973, THOMAS 1989a, TWIDALE 1991 sowie Kapitel C II. 2.1). Allerdings sind diese Ansätze zur stärkeren Berücksichtigung geologischer Elemente vor allem dann unzureichend, wenn man die komplexen Wirkungsgefüge mit dem Klima erkennen möchte (vgl. u. a. auch SUMMERFIELD & THOMAS 1987). Fehlende Erkenntnisse über die allgemeine morphologische Wirksamkeit der klimatisch-strukturellen Wirkungsgefüge betreffen insbesondere die Flächengnese. Dies gilt auch für den generellen Hinweis von SCHUNKE & SPÖNEMANN (1972), flächenbildende Formung und selektive Abtragung könnten miteinander korrelieren, der zudem - entgegen der oben abgeleiteten Stabilität von Vollformen - in Anlehnung an ROHDENBURG (1969) auch Vorgänge der Pediplanation und damit auch der Reliefreduktion als wichtige Flächenbildungsprozesse integriert (vgl. auch u. a. MORTENSEN 1949). Eine konsequentere Strukturanalyse hingegen würde die angestrebte ganzheitliche Erfassung der Naturlandschaftsgnese und das Verständnis der multifaktoriellen Steuerung (prinzipielle Zusammenhänge der verschiedenen morphogenetischen Faktoren) erleichtern (vgl. A I und C, dort auch ausführlichere Diskussion der Literatur). Ansätze zur dezidierten Betrachtung dieser Wirkungsgefüge bzw. Hinweise auf deren Notwendigkeit finden sich in einigen neueren Arbeiten zur Formung in Sedimentgesteinen, reichen m. E. aber immer noch nicht aus und beziehen sich vor allem weniger auf die Relevanz einer absolut dominierenden Flächentieferlegung bei gleichzeitiger Stabilität von einmal entstandenen Vollformen.¹⁸ Hinzu

kommt, beispielsweise bei BRUNOTTE & GARLEFF (1989; vgl. auch BIBUS 1983), häufig eine etwas zu starke Betonung der Morphotektonik (s. o.). Eine Ausnahme hiervon ist BUSCHES Abhandlung über die zentrale Sahara (1998, 17, 21), die sich in ihrer grundlegenden Aussage den eigenen, unter Berücksichtigung bisheriger Kenntnisse aufgestellten Überlegungen annähert (⇒ 1. Reduktion der jüngeren Flächenanteile bei zunehmender Herausarbeitung von Gesteinsunterschieden, 2. durch den Klimawandel bedingte Inwertsetzung von vorher nicht reliefwirksamen Varianten der strukturellen Ausprägung).

Die mit der Flächentieferlegung verknüpften Reliefdifferenzierungen müssen in einen engeren und regelhaften Kontext mit der *komplexen* Strukturvarianz des Untergrundes gesetzt werden (opp. BREMER 1989, 71), wobei deren wiederum mit Faktoren wie dem paläoklimatischen Wandel variierende Inwertsetzung zu beachten ist (s. o.). Hier sei nur auf Erosionsvarianzen innerhalb einzelner stratigraphischer Einheiten hingewiesen, die sich etwa aus der variablen Zerrüttung eines Sandsteins ergeben (vgl. weitere Diskussion). Die ungenügende Berücksichtigung dieser Zusammenhänge hat m. E. auch bewirkt, daß bisherige (globale) Ableitungen zur Flächenbildung in Sedimentgesteinen a) der Quantität¹⁹ und vor allem b) der Komplexität der strukturellen Steuerung noch nicht gerecht werden. Im Gegensatz etwa zu der von BÜDEL (vgl. MÜLLER 1996) vertretenen Auffassung sollte hierbei der komplexe Systemzusammenhang zwischen Flächen und Stufen stärker berücksichtigt werden (vgl. C und dortige Diskussion der Literatur). Abschließend sei zu dieser Thematik noch angemerkt, daß einheitlich abdachende Stufenflächen - selbst wenn es sich um Skulpturformen handelt - nicht als Rumpfflächen anzusprechen sind (vgl. Diskussion und Literaturverweise bei BLUME 1950, 1971, MACHATSCHKE 1973, MORTENSEN 1949, SCHUNKE & SPÖNEMANN 1972, WILHELMY 1981; s. auch bisherige Erläuterungen). Die Überbetonung von (undifferenzierten) Stufenflächen in der bisherigen Literatur ist m. E. auf zu stark vereinfachte Profile zurückzuführen (ähnlich BÜDEL 1957; vgl. auch HEMPEL 1955).

Berücksichtigung des Faktors Klima für die Formung

Der Einfluß des komplexen (Paläo-)Klimas auf die Reliefgenese wird häufig vernachlässigt (vgl. B II. 1 und ROHDENBURG 1983). BLUME (1971; vgl. auch u. a. TRICART 1951) beispielsweise erläutert zwar klimatische Merkmale von Schichtstufenreliefs, geht jedoch kaum auf die Entwicklung von Flächenstockwerken und ihre Rahmenbedingungen ein. Die im vorherigen Kapitel angesprochene, chronovariante strukturelle Einflußnahme des geologischen Untergrundes auf die flächenhafte Tieferlegung ist aber - wie bereits angedeutet - oft das Resultat von Paläoklimavarianzen (vgl. u. a. BUSCHE 1998, SUMMERFIELD & THOMAS 1987). In diesem Kontext muß auch kritisch überprüft werden, unter welchen klimatischen

Rahmenbedingungen Flächenbildung überhaupt stattfinden kann (vgl. u. a. C II. 2.1.6). Wenn eine paläoklimatische Differenzierung detaillierter diskutiert wird, geschieht dies eher für bestimmte Phänomene wie Hangrutschungen (vgl. u. a. GRUNERT 1983).

In regionaler Hinsicht gilt die zu geringe Integration paläoklimatischer Varianz zum Beispiel für Mitteleuropa, dessen Vorzeitklima mit (wechsel-)feuchttropischen bis monsonalen Verhältnissen (BÜDEL 1977) im Tertiär und anschließendem Eiszeitenklima nur unzureichend beschrieben wird. Dort ergibt sich ganz eindeutig bereits für das Tertiär eine Abhängigkeit der zunehmenden Landschaftsdifferenzierung von der Paläoklimavarianz.²⁰

Auch der Ansatz einer computergesteuerten Modellierung (AHNERT 1976, 1996; s. o.) beinhaltet im speziellen Fall keine paläoklimatische Komponente und erweist sich derzeit generell aufgrund der Verwendung von zu wenigen grundlegenden Parametern als noch nicht wirklichkeitsnah. Zudem zeichnen sich in den Computermodellen AHNERTs Unterschiede zu den Geländebefunden ab (s. o.), die vor allem die Bindung der Flächenbildung an die Hauptvorfluterbereiche und die Stabilität der Vollformen betreffen.

Vorläufige Bewertung bisheriger Theorien und Modelle

Nach dem bisherigen Kenntnisstand sind grundsätzlich mehrere Möglichkeiten zur Genese strukturell adaptierter Reliefs im Bereich wechselnd widerständiger Sedimentgesteine in Betracht zu ziehen. Allerdings wurde auf die Problematik einiger Vorstellungen, die sich insbesondere im weltweiten Maßstab ergeben, ja bereits hingewiesen. Eine allgemeingültige Theorie konnte bislang noch nicht formuliert werden (vgl. auch BLUME 1971).

Beim derzeitigen Forschungsstand fassen folgende Fragen die grundlegende Problematik zusammen und entsprechen der in Kapitel A I. aufgeworfenen Problemstellung:

- Inwiefern haben sich reliefierte, strukturell geprägte Schichtstufen- und Schichtkammlandschaften aus älteren Flachreliefs entwickelt?
- Welche Bedeutung können flächenhafte Tieferlegung und die Genese von Schnittflächen für die Entwicklung dieser Relieftypen haben?
- Welches Ausmaß kann die strukturelle Steuerung der Abtragung in einem Klima annehmen, das die Bildung von (Schnitt-)Flächen ermöglicht?
- Welche ökologischen und strukturellen Rahmenbedingungen ermöglichen Flächenbildung und welche Variationen können ausgegliedert werden?
- Wie komplex sind die reliefbestimmenden klimatisch-strukturellen Wirkungsgefüge?

Anhand der regionalmorphologischen Analyse der Haßbergstufe und ihres Umlands (B III.), der - zwecks kritischer Darstellung des bisherigen Forschungsstands und der in A I. avisierten Integration klimatischer und struktureller Steuerungsfaktoren - eine großräumlichere Betrachtung des Mainfränkischen Stufenlandes und seiner angrenzenden Gebiete vorgeschaltet ist (B I., II.), werden diese Fragen exemplarisch und vertieft studiert.

Anschließend wird diskutiert, welche weltweiten oder zumindest weitverbreiteten Prinzipien für die Landschaftsentwicklung in wechselnd widerständigen Sedimentgesteinen abgeleitet werden können. Diese mit den regionalen Detailanalysen abzugleichenden Erkenntnisse werden vorwiegend anhand der Literatur und deren (Neu-)Interpretation gewonnen. Dabei wird auch die Thematik modellhafter Ableitungen - allerdings in einem größeren Rahmen (s. o.) - nochmals berührt (Kapitel C).

Bevor in die Diskussion regionaler Details eingestiegen wird, sei nochmals auf die Inhalte des Begriffs „klimatisch-strukturelle“ Wirkungsgefüge eingegangen. Grundsätzlich kennzeichnet er die komplexe Influenz der geologischen Struktur und des (Paläo-)Klimas auf die Formung. Ihre Relevanz ist nur dann zu verstehen, wenn die *Wirkungsgefüge* analysiert werden. Während die entsprechende Variabilität für bestimmte Aspekte zumindest stärker berücksichtigt wurde (u. a. Gestaltung von Schichtstufenhängen, SCHUNKE 1968), ist die hohe Komplexität für die allgemeine Formungstendenz m. E., wenngleich vielfach angedeutet (u. a. THOMAS & SUMMERFIELD 1987), in regionaler wie globaler Hinsicht zu wenig diskutiert worden (zu bestehenden, m. o. w. differenzierten Ansätzen s. C). Gründe wurden in A I. bereits angesprochen. In der vorliegenden Diskussion der Formung in Mainfranken wird besonderer Wert auf den übergeordneten morphologischen Charakter gelegt. Zentrale Thematik ist die hochkomplexe Gesteinsresistenz (Fazies, Lagerungsformen) bei jeweiligen Formungstendenzen (Flächenbildung, Zertalung). Besondere Phänomene wie die Hangentwicklung oder die kleinräumliche strukturelle Adaptation der Flüsse werden integriert, sofern für ein Gesamtkonzept erforderlich (zur allgemeinen strukturellen Adaptation vgl. u. a. SPÄTH 1973).

B Das mainfränkische Arbeitsgebiet

I. Verwitterung, Sedimentation und Reliefentwicklung in Mainfranken und angrenzenden Gebieten - Diskussion und Wertung des bisherigen Forschungsstandes

1 Verwitterung und Sedimentation: Indikatoren der paläoklimatischen Entwicklung

Verwitterungsresiduen und Sedimente sind über ihre allgemeine landschaftsgenetische Aussagekraft (Rekonstruktion des Gewässernetzes etc.) hinaus auch exzellente Indikatoren der paläoklimatischen Entwicklung und ergänzen damit die klassische, faunistisch und floristisch orientierte Methodik der Paläoökologie. Dabei sind neue analytische Möglichkeiten wie die Mikromorphologie entscheidende Werkzeuge, einen engeren Bezug von Altreliefs und Paläoklimaanzeigern herzustellen. Im Gegensatz zu den häufig in sekundärer Lagerstätte konservierten Floren und Faunen sind Bodenrelikte etc. häufiger in autochthoner Lage erhalten geblieben.

Sedimentologische und bodenkundliche Untersuchungen haben die Erkenntnis abgesichert, daß in Süddeutschland intensive chemische Verwitterungsbedingungen insbesondere im Verlauf von Kreide und Alttertiär sowie partiell im Miozän herrschten (u. a. BORGER 1992, BORGER et al. 1993). Kaolinitische Verwitterung als ein Faktor strukturunabhängiger Reliefentwicklung kann auch noch im jüngeren Tertiär beobachtet werden (SEMMELE 1984, STÖRR 1983; vgl. BREMER 1989, 363). JUNG (1996) belegt eine tiefgründige Saprolitisierung im Buntsandstein-Spessart, deren chronologische Stellung und räumliche Ausdehnung noch nicht abschließend beurteilt werden kann. Ähnliche Phänomene können auf der Dachfläche der Frankenhöhe ausgemacht werden (freundl. mdl. Mitt. D. BUSCHE, u. a. oberhalb von Burgbernheim). Auffällig ist die grobe Korrelationsmöglichkeit eines Kaolinierungsmaximums (ZECH et al. 1979) mit dem thermischen Optimum im Neogen (vgl. B II. 1).

BORGER et al. (1993; vgl. u. a. BIRKENHAUER 1983) weisen übereinstimmend mit der abgeleiteten paläoklimatischen Entwicklung nach, daß die Intensität der Mineralverwitterung (Quarzkorrosion etc.) im Verlauf des Neogens abnahm. Diese Befunde decken sich mit den Aussagen der älteren Paläoklimaforschung.

Der Nachweis der Genese von fanglomeratartigen Sedimenten (u. a. STÄBLEIN 1972; zum fränkischen Raum vgl. u. a. GARLEFF 1989) und „mediterranen Böden“ (SKOWRONEK 1982) im ausgehenden Tertiär steht im Einklang mit der oben nachgewiesenen Aridisierung dieses Zeitraums.

Bei der Untersuchung von Sedimenten und Böden ist folgende Problematik zu beachten:

- Intensive Verwitterung kann auf edaphische bzw. morphologische Gunstlagen beschränkt sein.
- Die Sedimente können einer sekundären Lagerstätte entsprechen.
- Tone des Ausgangsgesteines können in die Verwitterungsdecken eingearbeitet werden und somit die tatsächliche Verwitterung maskieren.
- Die Verwitterung kann chronologisch nur mit der gebotenen Vorsicht erfaßt werden und ist häufig durch mehrphasige Vorgänge geprägt.

2 Reliefentwicklung

Die Haßberge und ihr Umland (s. *Abb. 6*)²¹ werden bisher vor allem unter dem Gesichtspunkt „flächenhafter Tieferschaltung“ bei „tropoider Tiefenverwitterung“ im Tertiär sowie „quartär-kaltzeitlicher Strukturbetonung“ betrachtet (SPÄTH 1973, 1976; vgl. BREMER 1989a, SCHIMECZEK 1958). BÜDEL (1957; sensu BREMER 1989a) postuliert für das Tertiär Ausgangsflächen, in die sich jüngere Verebnungsniveaus eingetieft haben (vgl. A II. 3). SPÄTH (1973; s. *Abb. 7*) hat sich von dieser Vorstellung gelöst und operiert mit einer für längere Zeiträume geltenden Flächenbildung auf verschieden hoch gelegenen Niveaus (bis zu 70 m Höhendifferenz), die von Vorläufern der Keuperschichtstufe getrennt worden wären.²² Später sollen sich die Höhen der aktiven Flächentieferlegung im Vor- und Rückland, wohl im Kontext mit (spekulativen) tektonischen Verstellungen innerhalb des Grabfeldmuldenkomplexes (*Anm. d. Verf.*; vgl. B II. 2.2, *Abb. 7*, SPÄTH 1976, 457), wieder angeglichen haben (vgl. 400 m - Niveau nach SPÄTH 1973). Für die Haßberge erscheint diese Vorstellung vor allem aufgrund der im Niveau der 400 m - Fläche entwickelten Pässe kaum zutreffend, weil diese kaum nachträglich in einen bestehenden Haßbergstufenvorläufer eingearbeitet wurden (vgl. B III. 1.2). Außerdem halte ich dies im Kontext mit der Stabilität von Vollformen, deren genereller Adaptation an harte Gesteine (abweichend u. a. BREMER & SPÄTH 1989: Fig. 2.8.) und der weitgehenden Beschränkung der Flächenbildung auf das jeweilige Hauptvorfluterniveau für illusorisch (A II. 3). Hingegen ist es aber möglich, daß leicht wellige Ebenheiten bzw. Flächen „parallel“ tiefergelegt werden. Grenzwerte, bis zu welcher Reliefenergie dies möglich ist, können nur grob eingegrenzt werden und sind nur im Kontext mit selektiver Erosion zu beurteilen (Details in der weiteren Diskussion).

Auch SPÄTHs (1973) Hinweis auf Rumpfflächen mit Akkordanz i. S. MORTENSENS, den er auf alle tertiären Flächen bezieht, erscheint mir nicht angemessen. Zudem widerspricht diese Vorstellung zum Teil seiner Ableitung von Rumpftreppen. Hier sollte man deutlicher zwischen den ebenen Vorflutbereichen und den aufsitzenden Vollformen unterscheiden, weil die Stabilität der Aufsitzer, im

Gegensatz zu einem „Nacheilen“ der Abtragung, im Vordergrund steht (s. u. a. C II. 2.1). Überhaupt muß betont werden, daß - neben Einzelaussagen - auch SPÄTHs morphologische Karten (1973, 1976) zum Teil andere Rückschlüsse nahelegen, als vom Autor selbst dargestellt (s. o.; u. a. Stufenentwicklung, vgl. u. a. B III. 1.2). Darüber hinaus sind dort Zusatzinformationen enthalten, die von SPÄTH kaum dargelegt werden (Positionierung von Stufenpässen im Zuge der fortschreitenden morphologischen Differenzierung etc.).

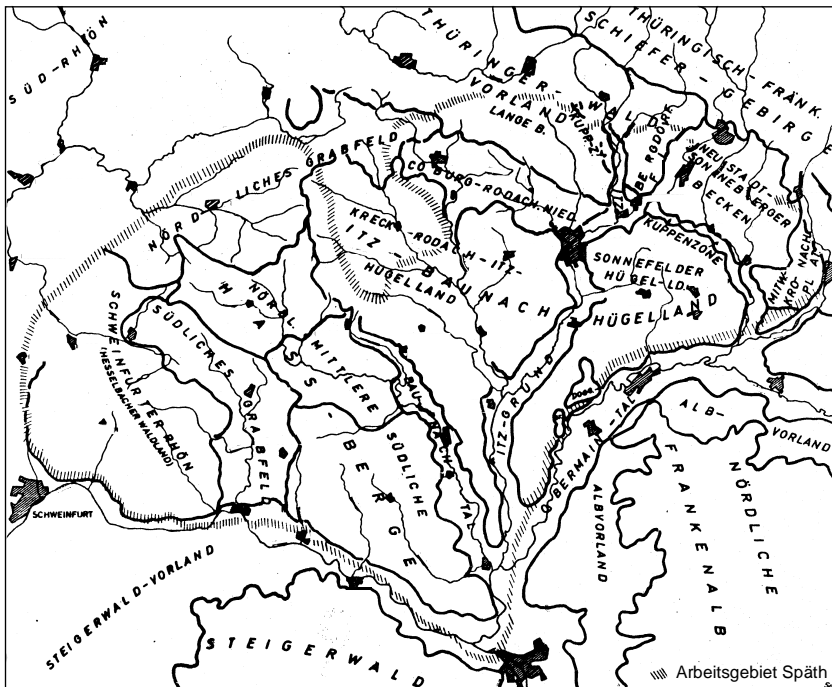


Abb. 6: Morphologische Teilräume zwischen Rhön und nördlicher Frankenalb (aus: SPÄTH 1973, leicht vereinfacht; zu eigenen Modifikationen der naturräumlichen Gliederung s. Abb. 2; Reproduktion mit Genehmigung)

Abgesehen davon geben SPÄTHs morphologische Karten einen guten Überblick über verschiedene Altreliefs, wengleich Ergänzungen, zum Teil auch Revisionen vorzunehmen sind (s. weitere Diskussion, vgl. Abb. 16). U. a. ist zu bemerken, daß die räumlichen Abgrenzungen der Flächenreste häufig zu weit gefaßt wurden. In den

entsprechenden Kapiteln wird jeweils auf die Abbildungen von SPÄTH verwiesen, sofern sie als Grundlagen der eigenen Ergebnisse herangezogen wurden oder diesen weitgehend entsprechen. Trotz dieser kritischen Bemerkungen sei hervorgehoben, daß viele Ergebnisse von SPÄTH die vorliegende Arbeit bereichern haben und seine Forschung die Basis der eigenen Überlegungen darstellt (ausführliche Nachweise von Reliefgenerationen etc.). Insbesondere SPÄTHs Geländebeschreibungen sind sehr präzise und bildhaft (vgl. auch ZIENERT 1992), so daß hier auf eine umfassende Deskription verzichtet wurde und mehr Wert auf graphische Darstellungen gelegt werden konnte. Seine Ergebnisse werden auch in diesem Kontext nur soweit interpretiert, wie es für die eigenen Fragestellungen notwendig ist.

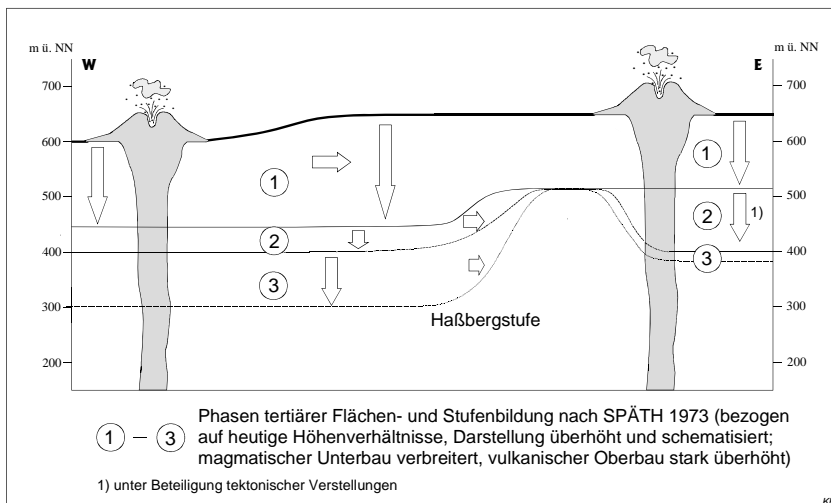


Abb. 7: Tertiäre Flächenbildung nach SPÄTH 1973 (Revision s. Text, Reliefgenerationen s. Abb. 4)

Wieder bezugnehmend auf die oben ausgeführte Kritik erkennt SPÄTH allerdings auch die Bedeutung der strukturellen Steuerung und den hierfür relevanten klimatischen Wandel des Jungtertiärs nur in groben Zügen; vielmehr wird eine komplexe Petrovarianz vor allem auf die quartäre Formung bezogen (ähnlich GARLEFF 1989, GARLEFF & KRISL 1997). So erscheinen zum Beispiel die pauschale Zuordnung der jüngeren Flächenbildung zu weicheren Gesteinen, die Ausbildung von Akkordanzen und die starke Betonung des Morphoklimas (vgl. u. a. Kapitel A I., A II. 3) unzureichend. Auch der Hinweis auf das „Hängenbleiben“ der jüngeren Flächen-

bildung an härteren Gesteinen (SPÄTH 1976, 458) wird bezüglich der Ursachen dieses Phänomenes nicht detailliert differenziert. Hier ergeben sich sogar Reibungspunkte mit der gleichzeitig für weite Phasen der Flächenbildung beschriebenen „tropoiden Tiefenverwitterung“ (vgl. SPÄTH 1976, 448 und offen gehaltene Diskussion 1973, 239), weil nach BÜDEL (u. a. 1957; vgl. aber auch BÜDEL 1986) für eine derart intensive Gesteinsaufbereitung eine fehlende regelhafte Selektivität charakteristisch wäre. Diese Kritik wird allerdings dadurch relativiert, daß tiefgreifende chemische Verwitterung, im Gegensatz zur Ansicht von BÜDEL und SPÄTH, für die mainfränkische Flächendifferenzierung nur lokal eine Rolle gespielt hat (vgl. u. a. B III. 1.2.5).²³ Hinweise von SPÄTH auf eine (eventuell) zunehmende (partielle) Trockenheit und Abkühlungstendenzen im jüngeren Tertiär²⁴ und eine Diskussion der entsprechenden Formung (Abnahme der Flächenbildungsintensität, *Anm. d. Verf.*) treffen in der Tendenz sicher zu, erscheinen aber ebenfalls nicht ganz widerspruchsfrei zur gleichzeitig beschriebenen „tropoiden“ Formung aller tertiären Flächen (SPÄTH 1973, 252) i. S. BÜDELS und der hieran beteiligten „Tiefenverwitterung“ (SPÄTH 1976, 448). Dabei ist auch zu berücksichtigen, daß in den monsonalen Subtropen (vgl. SPÄTH 1973, 239) eine forcierte Flächenbildung i. S. BÜDELS (1977) problematisch erscheint (vgl. auch HAGEDORN & POSER 1974).²⁵ Die zunächst logisch erscheinende Ableitung, daß die zunehmende Landschaftsdifferenzierung im Tertiär (Flächenrestriktion, *Anm. d. Verf.*) eine strukturelle Anlehnung aufwies und gerade auf eine „Klimaverschlechterung“ (i. S. einer Abnahme der Verwitterungsintensitäten etc.; Definition in C II. 2.1.2) zurückzuführen ist, wird somit nicht ganz konsequent interpretiert.

Die grundlegende Landschaftsentwicklung wird demnach von SPÄTH - natürlich auch im Kontext mit dem damals noch etwas unsicheren paläoklimatischen Kenntnisstand (Bewertung s. A I.) - gerade für das Tertiär ohne eine differenzierte Berücksichtigung der komplexen reliefbeeinflussenden Details, die eine entscheidende Bedeutung für die Interpretation aufweisen, nachvollzogen. Bestimmte Charaktere der Flächenentwicklung können daher zu wenig mit regelhaften Zusammenhängen von Struktur und paläoklimatischer Entwicklung korreliert werden. Auch in einer neueren zusammenfassenden Darstellung von MÜLLER (1996) werden die raum-zeitliche Quantität und die Varianz der strukturellen Steuerung zu stark vernachlässigt (vgl. Diskussion des Forschungsstandes in Kapitel A II. 3). Letztlich führt dies zu einer zu stark vereinfachenden Gegenüberstellung von einer weitgehend strukturunabhängigen Flächenbildung und einer die strukturellen Varianzen betonenden Zertalung.

Im Gegensatz dazu kann jedoch zunächst hypothetisch abgeleitet werden, daß schon die jungtertiäre „Klimaverschlechterung“ eine sich verändernde, sehr differenzierte morphologische Inwertsetzung des strukturellen Inventars bewirkte. Hingegen wäre eine weitreichende strukturelle Unabhängigkeit - auch unter

Berücksichtigung der in dieser Phase intensiveren Verwitterung - nur für das neogene Klimaoptimum zu vermuten (vgl. B I. 1 sowie B II. 1 und die Überlegungen von SPÄTH 1973). GARLEFF & KRISL (1997) berücksichtigen etwas stärker als ältere Ansätze zur Erklärung der Fränkischen Stufenlandschaft die klimatisch-strukturellen Wirkungsgefüge und - in Übereinstimmung mit meinem Aufsatz von 1997 - die Klimavariabilität der Gesteinhärte. Sie stellen dies aber für das Tertiär zugunsten eines morphotektonischen Ansatzes ebenfalls viel zu wenig in den Vordergrund. Wenn dort in Anlehnung an STINGL & GARLEFF (1987) die generelle Anlehnung jeder reliefdifferenzierenden Tieferschaltung an die geologische Ausstattung betont wird, trifft dies sicher zu. Flächenbildungsinterne Effekte wie primäre Zerschneidung oder auch die betonte Möglichkeit zur Formenreduktion sind jedoch abzulehnen (vgl. Diskussion in den Kapiteln A II. 3 sowie C).

An BÜDELS (1957, 30) Vorstellungen einer hochtemperierten (wechsel-)feuchten Rumpfflächenbildung im Tertiär, denen die Ableitung von SPÄTH in vielen Punkten entspricht (vgl. bisherige kritische Diskussion), wird auch von anderen Geomorphologen unterschiedliche Kritik geäußert, die mit den eigenen Vorstellungen allerdings nur zum Teil übereinstimmen. Mehrere Autoren (u. a. WIRTHMANN 1994) weisen aufgrund des jungtertiären Klimawandels und bodenkundlicher Kriterien²⁶ auf die Problematik des Prinzips der „doppelten Einebnung“ (BÜDEL u. a. 1977) für die Morphogenese im süddeutschen Schichtstufenland hin. WIRTHMANN schließt daher anhand der lithovarianten Abtragung (zu Recht) auf aridere Verhältnisse und damit vorwiegend mechanische Erosion für die Ausbildung der „Gäufläche“ (vgl. B III. 1.3 und Hinweise von SPÄTH auf zunehmende Trockenheit im jüngeren Tertiär). ZIENERT (1992) gibt in einer neueren Arbeit über die Großformenentwicklung in Franken eine sehr gründliche Geländebeschreibung und versucht, die überregionale Problematik vor allem durch strukturelle Gegebenheiten aufzulösen. Damit wählt er eine ähnliche Interpretation wie WIRTHMANN²⁷, wobei auffällig ist, daß beiden Arbeiten keine detailliertere Geländearbeit zugrunde liegt. Flächenbildung i. S. BÜDELS bzw. als Resultat flächenhafter Tieferlegung wird hier ebenso skeptisch betrachtet wie die allgemeine Existenz von Flächenstockwerken.²⁸

Diese Schlußfolgerung ist besonders bemerkenswert, da in Detailanalysen der Fränkischen Stufenlandschaft und ihrer näheren Umgebung häufig Verebnungsniveaus identifiziert, wenn auch unterschiedlich gedeutet werden (vgl. FUGMANN 1988, DÖRRER 1970, MENSCHING 1957, SPÄTH 1973). Die rekonstruierte Existenz verschieden hoch gelegener Altreliefs mit Kappungscharakter kann von mir in Übereinstimmung mit den angeführten Arbeiten ebenso bestätigt werden wie die von BÜDEL (1977) vertretene Ablehnung der klassischen Schichtstufentheorie und der entsprechenden Stufenrückverlegung (SCHMITTHENNER 1956). Flächenhafte

Tieferlegung ist daher für Mainfranken zweifelsfrei nachweisbar, wenngleich ihr Charakter bezüglich der klimatischen Rahmenbedingungen und der beteiligten Prozesse im Verlauf der Diskussion anders interpretiert wird als von BÜDEL abgeleitet (vgl. u. a. B III. 1.4).

WIRTHMANNs (1994) Verneinung der mainfränkischen Flächentieferschaltung basiert vor allem auf der Vorstellung, daß ein Fehlen hochresistenter Gesteine die Tiefenerosion gegenüber der Flächenbildung begünstigt hätte. Wie schon erwähnt kommt hinzu, daß WIRTHMANN eine Tiefenverwitterung, die er als Basis einer „BÜDELSchen“ Flächengenese postuliert, für die fränkische Trias ablehnt. Dem ist u. a. entgegenzuhalten, daß eine flächenhafte Tieferlegung einerseits sicher nicht an stabilisierende Härtlingsstrukturen gebunden ist (Flächenbildung im Hauptvorfluterniveau etc.) und andererseits auch ohne eine tiefgreifende Gesteinszersetzung stattfinden kann. Dies gilt gerade für Mainfranken, wo nur wenige extrem widerständige Gesteinspartien, aber viele weiche Gesteine auftreten (s. WIRTHMANN). Abgesehen davon belegt JUNG (1996) etwa für einzelne Lokalitäten des Spessarts eine deutliche, im vorigen Kapitel bereits erwähnte Saprolitbildung in Buntsandsteinen, die vermutlich der älteren Flächenbildung zuzuordnen ist (vgl. C I.).²⁹

Den bisherigen Ausführungen zufolge ist die Kritik an den grundlegenden Vorstellungen von BÜDEL und (mit Einschränkung; s. o.) SPÄTH neben regionalen Aspekten vor allem insofern zutreffend, als in Übereinstimmung mit WIRTHMANN eine stärkere Berücksichtigung des tertiären Paläoklimawandels und der (differenzierten!, *Anm. d. Verf.*) strukturellen Parameter gefordert wird (vgl. auch GARLEFF 1989, GELLERT 1958 und Problemstellung in Kapitel A I.). Hingegen ist die entscheidende Bedeutung der flächenhaften Tieferlegung nicht widerlegbar. Damit wird letztlich auch deutlich, daß die isolierte Betrachtung der Morphostruktur (ZIENERT 1992) zugunsten einer multifaktoriellen, klimatische Aspekte einschließenden Analyse zu verwerfen ist. Eine Flächentieferlegung im (mainfränkischen) Tertiär ist in diesem Zusammenhang übrigens auch mit dem allgemeinen Forschungsstand zur Reliefentwicklung im mitteleuropäischen Deckgebirge vereinbar (vgl. zum niedersächsischen Bergland u. a. BROSCHE 1968, SPÖNEMANN 1989; zum süddeutschen Stufenland u. a. BREMER 1989a, BUSCHE et al. 1989).

Die zu formulierenden Fragestellungen liegen damit sowohl in wissenschaftstheoretischer als auch in regionaler Hinsicht auf der Hand und entsprechen den bereits unter A I. erfolgten Ausführungen. Welche geoökologischen Rahmenbedingungen kennzeichnen diese durch die Bildung von Flachreliefniveaus geprägte Reliefentwicklung? Wie stellt sich das m. E. zu stark polarisierte Verhältnis von Struktur- und Skulpturformen in der Realität dar? Eine Lösung dieser Problematik ist nur über die Integration struktureller und paläoklimatischer Phänomene möglich, die wiederum mit der tektonischen Entwicklung zu korrelieren ist.

Die bisherigen Wissenslücken resultieren aus fehlenden Detailanalysen, die anhand folgender Aspekte durchzuführen sind (vgl. u. a. Kapitel A I.):

- Berücksichtigung der differenzierten paläoklimatischen Entwicklung;
- Interpretation der Eigenschaften korrelater Sedimente u. a. in Bezug auf ihre klimatische Aussagekraft;
- Überprüfung, wie komplex die strukturelle Steuerung flächenhafter Tieferlegung verlief und welche Zusammenhänge mit dem Paläoklimawandel bestanden;
- hierzu detailliertere Inventarisierung der quantitativ stärker (als bislang vermutet) vertretenen Altreliefabfolgen.

In diesem Zusammenhang werden für das Arbeitsgebiet auch die zeitliche Einordnung, die genetischen Zusammenhänge und die Verbreitung der einzelnen Verebnungsstockwerke, die zudem eine differenzierte Abfolge aufweisen als von SPÄTH (1973, 1976) vermutet (vgl. BREMER 1989), genauer, zum Teil auch anders dargestellt. Hierbei wird auch deren Verhältnis zur Stufengenese abweichend interpretiert (vgl. vorgezogene, aber noch nicht vollständige Kritik in diesem Kapitel).

Durch die Lösung dieser Problematik soll einerseits die Landschaftsentwicklung des Untersuchungsraumes detaillierter verstanden werden. Andererseits kann ein Beitrag zu den oben bereits formulierten, übergeordneten Fragestellungen zur strukturellen und klimatischen Steuerung der flächenhaften Tieferlegung in Sedimentgesteinen geleistet werden (Kapitel C). Revisionen bzw. Ergänzungen der Auffassungen von SPÄTH, die über diese grundlegende Problematik hinausgehen (Entwässerungsgeschichte etc.; vgl. Kapitel D), haben sich zwangsläufig aus der notwendigerweise umfassenden Diskussion seiner Ergebnisse ergeben (angestrebtes Gesamtkonzept zur morphologischen Landschaftsentwicklung) bzw. entsprechen der Behandlung offener regionalmorphologischer Fragen (vgl. A I.).

II. Neue Überlegungen zur multifaktoriell gesteuerten Formung - die grundlegenden paläoklimatischen und strukturellen Details der Mainfränkischen Schichtstufenlandschaft

Die Bedeutung des Klimas für den Formungscharakter ist im Rahmen des klimamorphologischen Ansatzes betont worden (u. a. BÜDEL 1977). Neue Überlegungen bestätigen, daß die Paläoklimavarianz in einer *multifaktoriell gesteuerten Reliefentwicklung* eine entscheidende Rolle spielt (vgl. Kapitel A). Die klimatisch abhängige Formungstendenz (Charakter der Reliefdifferenzierung, klimazonale Formenelemente) steht aber in einem komplexen Verhältnis zur geologischen Struktur. Über die klimavariablen Gesteinshärten etwa wird eine unterschiedliche morphologische Inwertsetzung des Untergrundes bewirkt (u. a. Schichtstufenentstehung). Für eine fundierte geomorphologische Analyse ist demnach die Kenntnis der paläoklimatischen Entwicklung und der geologischen Struktur notwendig.

Wie bereits im vorherigen Kapitel resümiert wurde, fand in dieser Hinsicht bislang jedoch meist eine zu starke Generalisierung statt, so daß wichtige Details vernachlässigt wurden und eine fundierte morphologische Analyse nicht erfolgen konnte. Daraus ergibt sich logischerweise eine Kritik am bisherigen Forschungsstand. Bevor also die Entwicklung der Mainfränkischen Stufenlandschaft diskutiert werden kann, sollen zunächst deren paläoklimatische und strukturelle Details vorgestellt werden (komplexe klimatische Entwicklung, Varianz des geologischen Untergrundes). Noch differenziertere Angaben finden sich zum Teil in den jeweiligen Kapiteln, wenn die lokale Reliefgenese erklärt wird.

1 Klimaveränderungen als Faktor der Relief- und Bodenentwicklung in Süddeutschland und angrenzenden Gebieten

Die nachfolgende Darstellung der paläoklimatischen Entwicklung Süddeutschlands wurde mit den eigenen Ergebnissen der Formen- und Sedimentanalyse abgeglichen (vgl. B III.). Die süddeutsche Landschaft wird als stellvertretender Teil Mitteleuropas behandelt, wobei die Problematik regionaler Klimavariabilität zu bedenken ist. Modifizierender Faktor ist vor allem die im zeitlichen Verlauf zunehmende Höhenzonierung (Beispiel: Alpenentwicklung); die eigenen Ausführungen beziehen sich vor allem auf Gebiete geringerer Reliefenergie (s. auch weitere Diskussion).

Genauere klimatische Kennzeichnungen werden hier nicht nur deswegen, sondern auch aufgrund folgender Aspekte zugunsten der Darstellung von Paläoklimatendenzen vermieden (*Abb. 8*; vgl. BREMER 1989, KRUTZSCH et al. 1992):

- Paläoklimatische Indikatoren, wie zum Beispiel Pflanzenreste, haben nur eine relative Aussagekraft, da die vorzeitliche Verknüpfung eines Formungsstils mit

- einer bestimmten Pflanzengesellschaft nicht den heutigen Korrelationen entsprechen muß (Auslese von Pflanzen durch winterliche Temperaturminima etc.).
- Vergleiche vorzeitlicher Umweltbedingungen und rezenter „ökozonaler Wirkungsgefüge“ (SCHULTZ 1988; vgl. auch MÜLLER-HOHENSTEIN 1981) sind weiterhin problematisch, da mögliche Bezugsgebiete heute weiter äquator- bzw. polwärts liegen und deren Niederschlags- bzw. Temperaturverteilungen nicht den tertiären und pleistozänen Verhältnissen in Mitteleuropa entsprechen müssen (Jahresperiodizität der Temperatur etc.; vgl. u. a. SCHLEICH 1981).
 - Typische Formen- und Sedimentcharakteristika können nur bestimmten klimatischen Spannen bzw. Klimatendenzen zugeordnet werden.

Ma	Epochen	Dominante Formungsmechanismen	Morphochronologie	Paläoklimatendenz	
				Temperatur	Feuchte
-2	Quartär 1,65 Ober- 3,3 Unter- 5,4 Pleistozän	Talbildung	u. a. Differenzierung Stufenrandsenke und Maintal u. a. Mairdurchbruch/ Stufenrandsenke finale Gäufächchen-Phase Thundorfer Phase Brönhofer Phase Bucher Fläche	Eiszeitalter -	-
-6		restriktive Flächenbildung	Bucher Phase	+	Umbruch
-10			„ Haßbergfläche “ n. SPÄTH	-	+
-14	Mittel- 11,5 16,5 18 20 22 24 Oligozän	weitgehend undifferenzierte Flächenbildung	Haßbergphase Bramberg-/ Zeilbergeruption, Brambergfläche (rezent bei ca. 600 m ü. NN)	+	- / +
-24	Ober- 24 Oligozän	↓	weite Rumpfflächenlandschaft	-	-

Benutzte Literatur: u. a. BUCHARDT (1978), FAHLBUSCH (1981), GREGOR et al. (1989), HEIZMANN u. FAHLBUSCH (1983), HUCKENHOLZ u. WERNER (1990), KRUTZSCH et al. (1992), MAI u. WALTHER (1988), MENKE (1975), ROTH (1983), SCHRÖDER (1993), SPÄTH (1973), STÄBLEIN (1972), WIEGANK (1993), ZUBAKOV u. BORZENKOVA (1990)

+ = Zunahme Temperatur/Feuchte
 - = Abnahme Temperatur/Feuchte
 -/+ = deutliche Wechsel der Feuchte
 Größe der Temperatursignatur steigt mit Temperaturzunahme (Temperaturoptima)

KB

Abb. 8: Geochronologie der Fränkischen Haßberge und ihres Umlandes (aus BOLDT 1997)

Für den grundlegenden Verlauf des tertiären und vor allem des quartären Klimas waren u. a. astronomische Variablen bedeutend (CATT 1992, LOZÁN et al. 1998). Als Ursachen für klimatische Varianzen im Tertiär werden in jüngerer Zeit u. a.

extratellurische Ereignisse (Ries-Impakt; SCHLEICH 1984, SPITZLBERGER 1984) und Gebirgsbildung (RUDDIMAN & KUTZBACH 1991)³⁰ ausgemacht.

Veränderungen der Breitenlage im Zuge plattentektonischer Verschiebungen können in ihrer paläoklimatischen Bedeutung für die „geomorphologische Ära“ (BÜDEL 1977) Mitteleuropas noch nicht abschließend beurteilt werden. Der Grund hierfür sind widersprüchliche Angaben zur paläogeographischen Lagevarianz der Kontinente (vgl. KRUTZSCH et al. 1992, SCHWARZBACH 1988, ZIENERT 1986). Es ist nicht auszuschließen, daß die direkte plattentektonische Beeinflussung des Paläoklimas ohnehin schwach war, weil das globale Klima der Kreide und auch weiter Teile des Tertiärs einheitlicher war als dies heute der Fall ist. Für eine fundiertere Beurteilung müßte allerdings die zugehörige vorzeitliche atmosphärische Zirkulation besser verstanden werden, die weniger als ihr heutiges Pendant durch Hochgebirge beeinflußt wurde (Austausch von Luftmassen etc.; vgl. auch BÜDEL 1977 und weitere Diskussion). Indirekte Beeinflussung durch die Plattentektonik resultiert aber vermutlich aus Veränderungen von Strahlungshaushalt und ozeanischer Zirkulation, dem forcierten Aufbau der antarktischen Eiskalotte, entsprechender Variabilität der atmosphärischen Zirkulation und einer hieraus resultierenden Tendenz zur globalen Temperaturabnahme seit dem Tertiärbeginn (plattentektonische Verschiebung Antarktikas etc.; vgl. u. a. GOUDIE 1983, WIEGANK 1993 und C II. 2.1.2, 4). SEUFFERT (1993) diskutiert zudem komplexe Wirkungsbeziehungen für die tertiäre und quartäre Klimadynamik, die u. a. eine morphodynamisch bedingte „Verstaubung“ der Landschaft und die temperaturabhängige Variabilität des hydrosphärischen CO₂-Gehalts, die wiederum direkt oder indirekt auf die Albedo und den Treibhauseffekt Einfluß nahmen, beinhalten (System Ozean-Atmosphäre).

Klimaentwicklung im Tertiär

Weitreichende Fortschritte paläoklimatischer Forschung dokumentieren für das Tertiär einen sehr differenzierten globalen Klimaverlauf (vgl. u. a. BUCHARDT 1978, CROWLEY & NORTH 1991, FRAKES & al. 1992, KRUTZSCH et al. 1992, WIEGANK 1993, ZUBAKOV & BORZENKOVA 1990). Hier sei nur an die bedeutenden Untersuchungen von Tiefseesedimenten im Rahmen des DSDP (Tiefseebohrprogramm; vgl. A I.) erinnert. Diese Schlußfolgerung konnte für Mitteleuropa durch paläofloristische, -faunistische und sedimentologische Untersuchungsmethoden verifiziert werden, wobei u. a. die Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse (OSM) für die Rekonstruktion des neogenen Paläoklimas herangezogen wurden. Dennoch ist die kontinuierliche Klimaentwicklung aufgrund des Stichprobencharakters der Untersuchungen kaum nachvollziehbar. Auch die bedeutenden Ablagerungen und Bodenbildungen in der benachbarten Rhön können

dahingehend leider noch nicht ausgewertet werden, da ihre stratigraphische Stellung insgesamt noch unsicher ist (vgl. Forschungsstand in MARTINI et al. 1994).

Der derzeitige Forschungsstand zur tertiären Klimaentwicklung Süddeutschlands und angrenzender Gebiete kann wie folgt zusammengefaßt werden (Abb. 8):

KRUTZSCH et al. (1992) belegen für das *Alttertiär* anhand paläobiologischer Befunde (Vertebratenstratigraphie etc.) eine deutliche Temperaturabnahme vom eozänen Klimaoptimum zum Oligozän, welche insbesondere durch geringere winterliche Temperaturwerte gekennzeichnet war. Auffällig sind häufige, rhythmische Klimaveränderungen, welche auch die Entwicklung des Niederschlages betrafen. Schwankungen zu größerer Trockenheit sind oft zu beobachten, wobei semiaride Verhältnisse erreicht wurden. Aus ihren Überlegungen zur paläogeographischen Lage Mitteleuropas in einem persistierenden Zirkulationsmechanismus der Atmosphäre (s. u.) schließen die Autoren dabei auf stets sommertrockene Verhältnisse. Diese Niederschlagsverteilung ist für alle trockeneren tertiären Klimaphasen in Betracht zu ziehen (mdl. Mitt. W. KRUTZSCH; opp. u. a. GREGOR et al. 1989, die für das Neogen der Molasse feucht-warme Klimate mit teilweiser Niederschlagsabnahme im Winter vermuten). Entsprechende Rückschlüsse auf die morphologischen Prozesse und die Verwitterung wären abzuleiten und würden anhand des fehlenden Zusammentreffens der feuchten und heißen Jahreszeit deutlich werden.

KRUTZSCH et al. (1992) vermuten, daß die heutigen Zirkulationsglieder des „FLOHNSchen Windmodells“ seit dem Mesozoikum stabil seien. Eine im älteren Tertiär südlichere paläogeographische Lage Mitteleuropas habe eine Position im Grenzbereich von passatischer Ostwind- und reiner Westwindzone verursacht. Dementsprechend würden die phasenhaft sommertrockenen Verhältnisse aus zyklonalen, ausschließlich winterlichen Niederschlägen resultieren (jahreszeitliche Verschiebung der Windgürtel; vgl. u. a. auch heutige mediterrane Gebiete). Diese Ableitung muß aber kritisch hinterfragt werden, weil die heutige allgemeine Zirkulation der Atmosphäre u. a. durch die heutigen Gebirgszüge beeinflusst wird (Mäander der Frontalzone etc.). Derart hohe Reliefs haben im älteren Tertiär aber noch gar nicht existiert (vgl. u. a. BÜDEL 1977). Zudem sind die rezenten Druckgegensätze zwischen den Polen und dem Äquator und die damit zusammenhängende Frontalzone - zumindest in ihrer heutigen Ausprägung - erst mit der forcierten Vereisung vor allem der Antarktis aufgetreten (Erhöhung der meridionalen Temperaturgradienten; vgl. u. a. WIEGANK 1993). Solange die Rekonstruktion der tertiären Zirkulation noch nicht im Detail möglich ist, bleibt der Charakter der (zweifelsfrei nachweisbaren) arideren Phasen spekulativ.³¹ Diese Thematik sollte in weiteren Forschungsarbeiten verfolgt werden (vgl. auch Kapitel E). Aspekte wie die (unregelmäßigere?) jährliche Niederschlags- und Temperaturverteilung vorzeitlicher Klimate und ihr Verhältnis zur Verwitterung (Benachteiligung chemischen Zersatzes durch fehlende Korrelation

hoher Temperatur und großer Niederschlagsmenge) sind ebenso interessant wie die Frage nach der Niederschlagsintensität und ihrem zeitlichen Auftreten (vgl. auch Überlegungen von BÜDEL zum Mechanismus der „doppelten Einebnung“). Eine Tendenz zur Sommertrockenheit³² wäre gerade für die arideren Phasen des jüngsten Tertiärs plausibel, weil sie (bei abnehmender Temperatur) mit der Dominanz mechanischer und der fehlenden Intensität chemischer Verwitterung vereinbar ist (s. weitere Diskussion; vgl. WILHELMY 1974). Wie bereits betont, sind dies aber vorläufige Überlegungen.

Eng aufeinanderfolgende Oszillationen der **Temperatur** prägten bei deren interpolierter Abnahme auch das (bereits angesprochene) *Jungtertiär* (vgl. u. a. ZUBAKOV & BORZENKOVA 1990). (Phasenweise) sehr hohe Temperaturen traten im Verlauf des Neogens etwa bis zum älteren Mittelmiozän auf, welches in die Temperaturreduktion nach dem neogenen Klimaoptimum des Unter-/Mittelmiozäns überleitete.³³ Im neogenen Optimum herrschte damit nochmals - wie in Teilen des Alttertiärs - ein extremes Paläoklima, das eventuell keinen Vergleich mit rezenten Bedingungen ermöglicht (zu den hygrischen Varianzen vgl. weitere Diskussion und *Abb. 8*). Die Sommertemperaturen erreichten Werte, die tropischen Verhältnissen mindestens vergleichbar waren (vgl. GEYER & GWINNER 1986, SCHLEICH 1981, 1985). Ähnlich deutet MÜLLER (1996) die Braunkohleablagerungen der Rhön, die phasenhaft bei hoher Feuchte bis zum unteren/mittleren Miozän gebildet wurden (vgl. AMELINGMEIER & KELBER 1988). Untergeordnete Temperaturoptima traten im Obermiozän und insbesondere im Unterpliozän auf (BUCHARDT 1978, MAI & WALTHER 1988, MENKE 1975, WIEGANK 1993). Der häufige Vergleich der obermiozänen und pliozänen Klimabedingungen mit den rezenten Subtropen (GREGOR et al. 1989, MENKE 1975), der hier zunächst auf die Temperatur bezogen wird, ist aufgrund der schon diskutierten Problematik (Ausmaß jahreszeitlicher Differenzen etc.) nur mit Vorbehalt möglich. Obwohl diese Parallelisierung die tatsächlichen Verhältnisse vermutlich annähernd charakterisiert, sind im Rahmen der bereits beschriebenen Schwankungen zum Beispiel (kurzfristig) abweichende, positive und negative Temperaturpeaks nicht auszuschließen. Im Kontext mit der entsprechenden Formung trifft ein Vergleich mit den äquatorwärtigen Subtropen vielleicht am ehesten die damaligen Bedingungen (vgl. u. a. LEVELT 1965 und C II. 2.1.6 ⇒ globale Flächenbildung).

Ebenso komplex erfolgte die **Niederschlags- bzw. Feuchteentwicklung** im Neogen Süddeutschlands und benachbarter Gebiete. Die allgemeine Bedeutung jungtertiärer Trockenphasen wird dabei von vielen Geomorphologen, etwa anhand der Grobsedimentanalytik, betont.³⁴ Auffassungen, die von einem anhaltend feuchten Klima im Verlauf des Neogens ausgehen (u. a. MAI 1995; vgl. GREGOR et al. 1989), liegt wohl u. a. eine zu geringe Berücksichtigung der Faktoren edaphische Humidität

bzw. räumliche Differenzierung zugrunde. Auch sind kurze Feuchtezunahmen zu bedenken, die sich botanisch, aber nicht morphologisch äußern. Diese Phänomene können in der chronologischen Abfolge der zudem „Schichtlücken“ beinhaltenden Fundstellen ein anhaltendes Vorkommen von feuchteliebenden Pflanzen- und Tierarten verursachen, die ein persistierendes, übergeordnetes Feuchtklima nur vor-täuschen (vgl. u. a. GRAUL 1963).

Während im Unter- bis Mittelmiozän deutliche Schwankungen im humiden bis semiariden Bereich auftraten, ist das Obermiozän insgesamt durch feuchtere Verhältnisse zu charakterisieren.³⁵ Die grundlegende obermiozäne Klimatendenz entsprach warmen, humiden (bis semihumiden) Bedingungen.

Im Gegensatz hierzu fand im ausgehenden Obermiozän ein deutlicher Wechsel zu trockeneren Bedingungen statt, die im Verlauf des Pliozäns weitgehend anhielten (MENKE 1975; vgl. auch LEVELT 1965, LIEDTKE 1990, SKOWRONEK 1982, STÄBLEIN 1972). Ist die messinische Salinitätskrise des Mittelmeerraums (s. hierzu u. a. WIEGANK 1993) in diesem Zusammenhang ein Ereignis, das einen groß-räumlicheren Wendepunkt des Paläoklimas markiert? Die Charakteristik bzw. klimatische Grundtendenz dieser trockeneren spättertiären Phase ist nicht zuletzt aufgrund der eigenen Ergebnisse zur Verwitterung, Sedimentation und Formung des Arbeitsgebietes am ehesten als „semiarid“ zu bezeichnen. Vollarides Klima wurde höchstens kurzfristig erreicht (vgl. auch EISSMANN & HÄNSEL 1991). Ebenso spielen feuchtere Bedingungen im Hinblick auf ihre zeitliche Dauer und ihre Intensität eine allenfalls untergeordnete Rolle (fehlende Indikatoren für eine intensiv-chemische Verwitterung ⇒ Temperaturreduktion, Aridisierung). Dementsprechend werden die Begriffe „arid“ und „trocken“ in der vorliegenden Arbeit bisweilen etwas vereinfacht zur Kennzeichnung dieser im Vergleich zum älteren Obermiozän deutlich trockeneren (und damit i. W. semiariden) Klimaverhältnisse verwendet (vgl. Endnoten 24 und 32).

Gleichzeitig muß aber auch noch die Problematik von Ariditätsbegriffen betont werden, die auf die unterschiedlichsten Humiditäts- bzw. Ariditätsindizes zurückzuführen ist (vgl. BESLER 1992, BLÜTHGEN & WEISCHET 1980, LAUER et al. 1996, WILHELMY 1974). Deren zum Teil etwas sorglose Verwendung erschwert nicht zuletzt die Interpretation der Literatur. Das Ausmaß der Trockenheit und die genaue klimatische Zuordnung sind daher im Einzelfall und unter Beachtung der möglichen Eigenständigkeit des Paläoklimas (s. o.) zu diskutieren. Darüber hinaus sei bemerkt, daß die morphologische Bewertung der wechselfeuchten Morphodynamik gerade im Übergangsbereich semiarid/semihumid äußerst diffizil ist. Die generelle Gegenüberstellung feuchterer und trockenerer Paläoklimate im Jungtertiär Mitteleuropas und die daraus hergeleiteten Unterschiede der geoökologischen bzw. geomorphologischen Dynamik bleiben davon allerdings unberührt.

Den bisherigen Ausführungen entsprechend müssen die paläoklimatischen Vorstellungen von BÜDEL (vgl. B I. 2) gerade für das jüngere Neogen revidiert werden (vgl. BAKKER & LEVELT 1964, BIRKENHAUER 1983). Im Gegensatz zu weitestgehend (wechsel-)feucht-tropischen bis feucht-monsunalen Verhältnissen (BÜDEL u. a. 1977) sind in diesem Zeitraum eine prägnante Temperaturabnahme wie auch eine in weiten Phasen stärkere Tendenz zur Aridität festzustellen. Deren Einordnung in ein globales Konzept der paläoklimatischen Varianz ist bislang offen. Für einen Vergleich mit den hygrischen Varianten der rezenten Subtropen sind Phänomene wie abweichende Zirkulationsmechanismen der Atmosphäre zu bedenken (Niederschlagsverteilung etc.; s. o.). Resümierend läßt sich hier dennoch schon - den regionalen Ergebnissen vorgreifend - für das höhere Miozän ein feucht-warmes Klima mit prägnanter chemischer Verwitterung festhalten, das einem ebenfalls noch relativ hochtemperierten, aber deutlich trockeneren Klima des ausgehenden Obermiozäns und Pliozäns ohne hervortretende Anzeichen chemischer Verwitterung gegenübersteht.³⁶ Probleme wie die Einflußnahme des jahreszeitlichen Verhältnisses von Temperatur und Niederschlagsverlauf oder der oben schon angesprochene (auch im Hinblick auf den jährlichen Klimaverlauf wichtige) Vergleich mitteleuropäischer Paläoklimate mit rezenten globalen Klimabedingungen liegen auf der Hand.

Für die tertiäre Niederschlags- und Feuchteentwicklung sind neben zeitlichen Änderungen auch lokale Differenzierungen zu bedenken (edaphische Aridität/Humidität, Reliefinfluenz, räumliche Klimavarianz, kontinentale/ozeanische Prägung; vgl. GREGOR 1980, KLEBER 1987). Wichtigste Faktoren dürften hierfür die morphologische Lage (s. BREMER 1989) und der geologische Untergrund sein. Ebenso ist die Möglichkeit seltener Singularitäten, wie zum Beispiel katastrophale Abflüsse, zu berücksichtigen. Auch für die Ableitung der Morphodynamik gilt in diesem Kontext natürlich die Problematik des Abgleichs tertiärer und heutiger Klimate. Zumindest graduelle Unterschiede zu den heutigen klimamorphologischen Zonen, die durch die jeweilige lokale Situation nochmals kompliziert werden, sind hier durchaus wahrscheinlich. Nicht zuletzt aufgrund dieser Komplexität ist eine Beurteilung der klimatisch gesteuerten Morphodynamik und damit auch der paläoklimatischen Entwicklung so schwierig.

Das Übergangsklima im Verlauf des jüngeren Oberpliozäns

Im Verlauf des ausgehenden Tertiärs und frühen Quartärs muß es in Mitteleuropa zu einer radikalen „Klimaverschlechterung“ gekommen sein, die das vorangegangene warme Klima beendete und das Eiszeitalter einleitete. In welcher Zeitspanne bzw. wie abrupt erfolgte dieser Umbruch und welche Bedingungen vermittelten zwischen den verschiedenen Klimaepochen?

Bisher werden die Bedeutung und die Abfolge „warmerider und kaltarider Verhältnisse“ für den gesamten Bereich des Pliozäns und des älteren Pleistozäns kontrovers diskutiert, ohne daß der plio-/pleistozäne Klimaumbuch näher definiert werden kann.³⁷ Entsprechend einem generellen Problem der paläoökologischen Literaturlauswertung ist ein genauer zeitlicher Abgleich der bei den verschiedenen Autoren angegebenen Paläoklimate kaum möglich (Bezugnahme auf unterschiedliche geologische Zeitskalen und bestimmte, überregional schwierig zu korrelierende Formungsstadien etc.). Für die Interpretation ist die Varianz trockenerer Klimate zu berücksichtigen, die selbst mit den Bezeichnungen warmerid, winterkalt-arid, kühlgemäßigt-arid oder kaltarid nur vereinfacht erfaßt wird.

Der *Klimaumbuch* vom warmen, relativ trockenen Klima des späten Tertiärs (s. o.) zum quartären Eiszeitalter fand m. E. im Zeitraum vom ausgehenden Reuver, welches bei 2,4 Ma b. p. (**b**efore **p**resent) endete, bis zu frühen Phasen der vor 1,7 Ma b. p. beginnenden Donau-Kaltzeit statt. Das Übergangsklima und die hiermit verknüpfte spezielle Formungstendenz waren damit vor allem Phänomene von Prätegelen und Tegelen (s. *Abb. 9*).

Während im Prätegelen (2,4 - 2,1 Ma b. p.) schon partielle, im Detail noch nicht interpretierbare Temperaturreduktionen auftraten (vgl. KRUTZSCH 1988, KURZ 1988, LIEDTKE 1990, MAI & WALTHER 1988, MENKE 1975, WIEGANK 1993), ähnelte das Klima im Tegelen (2,1 - 1,7 Ma b. p.) wieder den warmen, trockenen Verhältnissen im späten Reuver (BREMER et al. 1989 nach LIEDTKE 1986). Dieses wiederum stand noch in der Tradition des älteren pliozänen Trockenklimas, wengleich leichte Klimafluktuationen als vermittelnde Elemente zum bevorstehenden Klimaumbuch nicht auszuschließen sind. Der Übergang vom Tegelen zur erstmals sehr deutlich ausgeprägten Temperaturreduktion in der Donau-Kaltzeit (s. *Abb. 9*) entspricht schließlich in etwa der hier verwendeten Plio-/Pleistozängrenze, die als Ende des Olduvai-Events bei 1,65 Ma b. p. definiert wird (vgl. u. a. CATT 1992, LIEDTKE 1990, MAI & WALTHER 1988, KRUTZSCH 1988). Dieser Zeitpunkt charakterisiert den Wechsel zum quartären Eiszeitalter recht gut, zumal der Formungsumbruch von der flächenhaften Tieferlegung zur dominanten Zertalung hier endgültig vollzogen wurde (vgl. B III. 2.1). Damit entspricht die so gefaßte Tertiärgrenze sowohl den Ergebnissen der Paläofloristik - die hier den entscheidenden Umbruch in der Florengeschichte als endgültig vollzogen ansieht (vgl. u. a. MAI & WALTHER 1988) - als auch der Formung (= zunehmend erosive Einengung) während der Bildung älterer Terrassenabfolgen. Für die Terrassenentwicklung spielten allerdings auch tektonische Vorgänge eine nicht unbedeutende Rolle (vgl. B III. 2.; Absenkung des Mainzer Beckens etc.). Daher sind für die klimatische Interpretation von Formen und ihrer Varianz auch viele andere Faktoren wie Hebungsgeschichte oder Paläoreliefinfluenz zu beachten.

Letztlich kann resümiert werden, daß der einschneidende Klimaumbbruch an der Grenze Tertiär/Quartär keinesfalls so plötzlich erfolgte, wie dies häufig anhand der Formung abgeleitet wurde (vgl. auch KURZ 1988). Vielmehr umfaßte dieser den gesamten Verlauf des jüngeren Oberpliozäns und des frühesten Ältestpleistozäns. Zudem ist die Gegenüberstellung von Tertiär und Quartär sowie von deren Formungstendenzen zwar berechtigt, aber in bestimmten Beziehungen häufig doch etwas zu krass formuliert worden. So bestand zum Beispiel schon im frühen Oberpliozän eine deutliche strukturelle Prägung des Reliefs (vgl. B III. 1.3.3). Außerdem wurde der klimatische Übergangszeitraum am Ende des Tertiärs durch einen eigenständigen Formungscharakter charakterisiert (B III. 2.1). Bezieht man die Paläoklimate des Jungtertiärs in die Überlegungen ein, so ergibt sich - im Gegensatz zu einem kurzzeitigen revolutionären Klimaumbbruch - das Bild einer insgesamt sehr variablen känozoischen Klimagenese mit Umbrüchen bzw. Varianzen verschiedener Dimensionen und Ordnungen, in welcher der Beginn des Eiszeitalters nur ein einziges, wenn auch entscheidendes „event“ darstellt (s. u.).

Klimaentwicklung im Quartär

Mit dem Ende des Tertiärs erfolgte in Mitteleuropa der Übergang zum quartären Eiszeitalter, das durch Glaziale (i. w. S. syn. Kaltzeiten, Eiszeiten) und Interglaziale (syn. Warmzeiten) differenziert wurde. Den klimatischen Verlauf des mitteleuropäischen Quartärs (*Abb. 9*), in dem sich vor allem verschiedene boreale bis gemäßigte Waldformationen mit Tundren abwechselten, stellt LIEDTKE (1990; s. aber FRENZEL 1990 zur Rolle von Steppen) zusammenfassend dar. Bereits im Ältestpleistozän, für das hier ein Zeitraum von 1,65 bis 0,95 Ma b. p. (Donau-Kaltzeit und nachfolgende Waal-Warmzeit; vgl. LIEDTKE 1990) veranschlagt wird, traten Tundrenverhältnisse auf. Somit trifft der Begriff Eiszeitalter auf das gesamte Quartär der in dieser Abhandlung verwendeten chronologischen Eingrenzung zu. Dennoch wurden Intensivstbedingungen im Hinblick auf die Temperaturenniedrigung erst mit der Günz-Kaltzeit und somit dem vor 0,95 Ma b. p. beginnenden Altpleistozän erreicht. Parallel hierzu fand eine verstärkte Anlage von Froststrukturen, wie zum Beispiel Eiskeilen, statt (vgl. BIRKENHAUER 1983, SEMMEL 1996).

Die quartären Kaltzeiten entsprachen in den süddeutschen Mittelgebirgen etwas vereinfacht einem kaltariden Periglazialklima (vgl. BÜDEL 1972, WILHELMY 1974). Allerdings wird dies durch deren immer noch nicht ausreichend erforschte zeitliche Feuchtedifferenzierung modifiziert (feuchteres Frühglazial, trockeneres Hoch- und Spätglazial, komplexe Übergänge Kalt-/Warmzeit; vgl. hierzu SCHWARZBACH 1988). Vergleiche mit den heutigen subpolaren Tundren oder auch den polaren Frostschuttgebieten sind daher problematisch.



Alter in Mio. Jahren v. h.	Erdgeschichtliche Stufen		Klimatendenz	entscheidende Formungsmechanismen	Leitformen	
	Mainfranken	Mittelrhein				
0,13	Jung-	Würm Eem	5. Kaltzeit Interglazial	 Terrassenbildung, Zertalung, Phasen der Formungsruhe 	jüngere Terrassenabfolgen	
		Riß	4. Kaltzeit			
0,5	Mittel-	Holstein	Interglazial		A-Talboden	tR4T
		Mindel	3. Kaltzeit			
		Cromer	Interglazial-komplex	Aufschotterung		
0,95	Alt-	Günz	2. Kaltzeit	kräftige Taleintiefung bis unter das heutige Vorfluterniveau		
		Waal	Interglazial	Formungsruhe		
1,65	Pleist-	Donau	1. Kaltzeit	dominierende Talbildung, Genese lokaler Verebnungen in weichem Gestein	tiefere Haupttalböden	tR2-3T
		Tegelen	warm-trocken		oberer Haupttalboden	tR1T
2,4	Oberpliozän	Prätegelen	erste deutliche Abkühlung	vermittelnde Übergangsformung (Paläoreliefinfluenz etc.)	Übergangsverebnungen	P1-3V ?
		Reuver	warm-trocken	Flächenbildung	Hauptgäufliche	

Abb. 9: Morpho- und Paläoklimachronologie Mainfrankens seit dem jüngeren Oberpliozän (Details s. Text; benutzte Literatur: BIBUS 1980, BÜDEL 1977, BÜTTNER 1989, KÖRBER 1962, KURZ 1988, MAI & WALTHER 1988, MÜLLER 1996, SCHWARZMEIER 1982, SPÄTH 1973, zum Teil in Anlehnung an LIEDTKE 1990, Tab. 1)

Hinzu kommt, daß die Begriffe „humid“ und „arid“ in Abhängigkeit vom geomorphologischen oder geoökologischen Blickwinkel etwas diffus bzw. uneinheitlich auf das rezente und vorzeitliche Periglazial angewandt werden (vgl. SCHULTZ 1988, SCHWARZBACH 1988, WILHELMY 1974). In morphodynamischer Hinsicht wiesen diese Räume aufgrund der jahreszeitlichen Bindung des Wassers in kristalliner Form jedenfalls aride Merkmale auf. Dem widerspricht auch nicht die Konzentration der fluviatilen Erosion auf die wärmeren Monate (Auftauboden), die in (warm-) trockeneren Räumen durch zeitlich begrenzte Niederschläge als entsprechendes Phänomen auftritt. Die komplexen Zusammenhänge von Niederschlagsmenge, sommerlicher Feuchte (Auftauboden etc.) und Temperatur können hier nicht weiter vertieft werden und sind ohnehin noch nicht ausreichend geklärt.

Die quartären Interglaziale (Waal, Cromer, Holstein, Eem) wurden hingegen durch Waldbedeckung und ein feuchteres sowie wärmeres Klima charakterisiert.

Bemerkenswert ist die Erkenntnis, daß sowohl die älteren Warmzeiten als auch die älteren Kaltzeiten eine etwas höhere Temperatur aufwiesen als ihre jüngeren Pendanten (LIEDTKE 1990; vgl. aber auch Diskussion bei SEMMEL 1996). Dieses Phänomen, das sich letztlich in einer abweichenden Ausprägung (fehlende Kaltzeit etc.; s. o.) auch im Klima des jüngeren Oberpliozäns widerspiegelt, äußert sich etwa in der Verwitterung. Ein Beispiel hierfür ist die cromerzeitliche „Rotlehmbildung“ an der Basis der altpleistozänen Maintaleintiefung (VALETON 1956; vgl. B III. 2.2.2). Deren chronologische Stellung wird allerdings u. a. von SEMMEL (1994) aufgrund des fraglichen Bezugs der Verwitterung zur Landoberfläche angezweifelt. Fossilfunde sichern ihre Einordnung jedoch ab. Ein weiterer Beleg für die höheren Temperaturen älterer pleistozäner Warmzeiten ist das zugehörige Auftreten rubefizierten Muschelkalkschutts (mdl. Mitt. A. SKOWRONEK, Universität Bonn). Die klimatische Formungstendenz innerhalb des Quartärs scheint durch diese Unterschiede allerdings nur peripher betroffen worden zu sein (s. u.), wobei graduelle Übergänge von Formungstendenzen in Betracht zu ziehen sind.

Die Gründe für die weltweite Abkühlung, die im Eiszeitalter ihren bisherigen Höhepunkt erreicht hat, werden bei CATT (1992) und SCHWARZBACH (1988) zusammenfassend diskutiert. Astronomische Phänomene wie die Variabilität der Erdbahnparameter waren wichtige Faktoren der Klimavarianz, deren Komplexität aber auf weiteren Faktoren wie der internen Dynamik des Ökosystems basiert (vgl. SEUFFERT 1993 und bisherige Ausführungen).

Das weitere Potential klimageschichtlicher Zeugen im Arbeitsgebiet und in dessen Umland

Die in den Haßbergen und in ihrem Vorland anhand von Befunden zu den Grobsedimentcharakteristika und der Formenentwicklung vorgenommene paläo-

klimatische Interpretation (vgl. weitere Diskussion) kann durch weitere Analysen ergänzt werden. In den Nachbar- und Randgebieten des Untersuchungsraums existieren vielfältige paläoökologische Zeugnisse, die bei einer fortschreitenden Inventarisierung und Auswertung detailliertere Kenntnisse der tertiären Klimageschichte versprechen. Folgende Phänomene sollten im Hinblick auf ihre klimatische und morphochronologische Aussagekraft diskutiert werden:

- intensive Verkarstung im Muschelkalk der Rhön (SCHRÖDER 1993);
- Verwitterungsbildungen und paläofloristische Zeugnisse in der Rhön und in ihrem Umland (vgl. u. a. DUPHORN 1961, KELBER 1988, MARTINI et al. 1994);
- fluviatile Sedimente des (randlichen) Rhönvorlandes, u. a. ein von SCHRÖDER (Ruhr-Universität Bochum) entdecktes Vorkommen SSE Wülfershausen (Sand-/Tongrube etwas oberhalb von 300 m ü. NN; R 3594,7; H 5576,5; vgl. auch WELTE 1931, 48);
- Gipskarst zum Beispiel nördlich von Bad Königshofen (R 4391,3; H 5576,0; Steinbruch der Fa. Knauff; freundl Mitt. B. SCHRÖDER);
- Braunkohlelager in der Rhön und am Kleinen Gleichberg (u. a. SCHRÖDER 1993).

Theoretische Überlegungen zur paläoklimatisch beeinflussten Formung in Süddeutschland

Die tertiäre Formungstendenz äußerte sich nach den Ergebnissen der Altreliefinventarisierung insbesondere in einer Bildung von Schnittflächen im Hauptvorfluterniveau (vereinfacht: Flächenbildung), wobei die flächenhafte Tieferlegung der absolut dominierende Vorgang war (u. a. BÜDEL 1977; vgl. weitere Diskussion). Eine entscheidende Bedeutung für das dementsprechende Prozeßgefüge weisen die speziellen Paläoklimate des Tertiärs auf (s. o.). Die verschiedenen klimatischen Rahmenbedingungen wirkten sich hierbei innerhalb ihrer vielfältigen Bedeutung auch auf die Intensität (Dimension) der Flächenbildung aus (vgl. B I. 2, C II. 2). Theoretisch wäre zu vermuten, daß die paläoklimatische Varianz und Faktoren wie zum Beispiel Hebungsraten über die Erosion der jeweils weichen Gesteine - was einer strukturellen Anpassung der Reliefentwicklung entspräche - die räumliche Ausdehnung der flächenhaften Tieferlegung bestimmten. Für diese Vorgänge sind sehr komplexe Wirkungsgefüge zu erwarten (vgl. unzureichenden Ansatz von SPÄTH 1973 und bisherige Diskussion der Literatur). Dieses Problem wird im Verlauf dieser Abhandlung noch häufiger angesprochen werden. Aus diesem Grund ist für die Beurteilung der Morphogenese auch gerade die detaillierte Kenntnis der paläoökologischen Entwicklung notwendig.

Phasen *undifferenzierter, sehr weitgespannter Flächentieferlegung* sind theoretisch am ehesten für *die Kreide, das Alttertiär und den Zeitraum des neogenen*

Klimaoptimums abzuleiten. Dies ergibt sich aus den Befunden vieler geomorphologischer Detailuntersuchungen (u. a. BORGER 1990, SEMMEL 1984, SPÖNEMANN 1989) und ist mit den Ergebnissen zur Sedimentation und Verwitterung vereinbar (vgl. B III. 1.1 ⇒ ältere Flächenbildung in Mainfranken). Im Kontext mit der paläoökologischen Entwicklung und der korrelaten Verwitterung waren hohe Temperaturen und hohe Feuchte wichtige Faktoren einer weitreichend undifferenzierten, d. h. über strukturelle Unterschiede hinweggreifenden Flächenbildung (vgl. SPÄTH 1973). Im Hinblick auf den Forschungsstand wird jedoch betont, daß für die Rahmenbedingungen der Rumpfflächenbildung kein Konsens besteht (vgl. Kapitel C II 2.2).

Im weiteren Verlauf des *jüngeren Tertiärs* sind bei abnehmender Temperatur und wechselnder Feuchte *Reliefdifferenzierungen* zu erwarten. Hierfür wird beim angesprochenen klimatischen Rahmen eine partielle, *flächenhafte Tieferlegung* in Betracht gezogen, die mit dem Erhalt von Altflächenbestandteilen verbunden war (i. w. S. Rumpfflächenbildung; vgl. terminologische Diskussion in Kapitel A II. 1). Die eigenen Untersuchungen haben diese Vermutung in Übereinstimmung mit der Literatur bestätigt (s. SPÄTH 1973; vgl. weitere Diskussion, u. a. B III. 1, 3.1, C II.). Dabei ist flächenhafte Tieferlegung etwa unter arideren Bedingungen nicht nur für vermittelnde Fußflächen, sondern auch für die Hauptvorflutbereiche (Becken in weicheren Gesteinen etc.) nachweisbar. Das konservative Verhalten von Flächen (BÜDEL u. a. 1977) ist für die Formung zu beachten. Weiterhin muß berücksichtigt werden, daß tektonische Vorgänge die klimamorphologische Tendenz eines „Flächenbildungsklimas“ modifizieren können (vgl. folgende Diskussion zur quartären Formung und Kapitel C II. 2.1.6).

Das *Quartär* wird im Gegensatz zum Tertiär meist als *Zeit starker Zertalung und Strukturbetonung* definiert (u. a. BÜDEL 1977; ähnlich SPÄTH 1973; vgl. B I. 2). Für den konträren Charakter dieser beiden Zeitalter werden im Verlauf der Diskussion differenzierte Vorstellungen entwickelt, welche auch die morphologische *Eigenständigkeit eines spätberpliozänen Übergangszeitraums* beinhalten (vgl. B III. 3.1 ⇒ differierende Charaktere der tertiären und quartären Formung). Folgende Aspekte, die in den entsprechenden Kapiteln auch anhand der bisherigen Literatur ausführlicher erläutert werden, sind zu beachten:

- Das Ausmaß der Erhaltung von tertiären Altreliefs ist viel höher als zumeist (s. SPÄTH 1973, 159) berücksichtigt wird; zurückzuführen ist die bisherige Simplifizierung u. a. auf eine unzureichende (chronologische) Erfassung und Gliederung der bereits komplexen Altlandschaftsentwicklung (vgl. B I. 2 und zu gering differenzierende morphologische Karte bei SPÄTH 1973: Fig. 14).

- Lineare Tieferlegung und Strukturbetonung sind nicht nur für das Quartär nachweisbar, sondern stellen - wenn auch im Detail von (ganz) anderem Charakter - ebenso Bestandteile der jungtertiären Reliefdifferenzierung dar.
- Der paläoökologische Umbruch vom tertiären Flächenbildungsklima zum Eiszeitalter war komplexer Natur und umfaßte eine vermittelnde Übergangsformung (ähnlich BÜDEL 1977, SPÄTH 1973; vgl. B III. 2.1); in diesem Zusammenhang sind für die Formengenesen an der Wende Tertiär/Quartär und auch für das frühe Eiszeitalter Faktoren wie zum Beispiel Paläoreliefinfluenz zu beachten (lokale Persistenz von Flächen etc.).

Für die Entwicklung der *quartären Terrassenlandschaft* hat BÜDEL (1972; vgl. gegenteilige Meinung etwa bei LESER & PANZER 1981) anhand a) eines Vergleichs der Kaltzeiten mit dem rezenten Periglazialraum, b) der morphologischen Parallelisierung des Holozäns mit den älteren Warmzeiten und c) dem Wechsel von Kalt- und Warmzeiten auf folgende, klimatisch gesteuerte Morphosequenz (zum Begriff s. u. a. MENSCHING 1984) geschlossen:

1. Taleintiefung im frühen Glazial bei schon periglazialen Bedingungen ⇒ 2. Aufschotterung im Hochglazial ⇒ 3. Formungsruhe in der Warmzeit.

Bemerkenswert ist, daß dieses Konzept kein (fluvialmorphologisch bedeutendes) „Spätglazial“ enthält (Ausnahme: lokale Klingen), wogegen KURZ (1988, sensu SPÄTH 1986) frühe und späte kaltzeitliche Phasen in ihrer erosiven Tendenz parallelisiert. Letzteres korreliert allerdings nicht problemlos mit der Feuchteentwicklung innerhalb einer Kaltzeit, sofern diese von kalt-humideren zu kalt-ariden Verhältnissen führt (SCHWARZBACH 1988; vgl. weitere Diskussion).

In BÜDELS Vorstellung entsprechen die Glaziale „morphodynamischen Aktivitätszeiten“ (Erosion, Aufschotterung), während die Interglaziale als „morphodynamische Stabilitätszeiten“ (Formungsruhe, Bodenbildung) interpretiert werden (s. KURZ 1988). ROHDENBURG (1971) hat diese morphologischen Charaktere, welche eine recht treffende, grundlegende Differenzierung der quartären Realität ermöglichen, theoretisch definiert. Für diese Abstraktion ist allerdings zunächst zu bedenken, daß der tatsächliche klimatisch-morphodynamische Verlauf von Kalt- und Warmzeiten sehr differenziert erfolgte und in Einzelheiten noch nicht abschließend erforscht ist. So wiesen die pleistozänen Glaziale aufgrund des Wechsels mit Warmzeiten eine interne chronoklimatische Differenzierung auf, die dem heutigen Periglazial fehlt.³⁸ Die in diesem Kontext von BÜDEL (1972) vermutete innere morphodynamische Gliederung von Kaltzeiten mit frühglazialer Erosion könnte theoretisch mit einer entsprechenden Feuchteentwicklung korrelieren (s. o.). SCHWARZBACH (1988) beschreibt eine höhere Feuchte in frühen kaltzeitlichen Phasen, die Faktoren wie das Belastungsverhältnis (Last/ Schleppkraft) der Flüsse beeinflußt haben dürfte (vgl. auch BÜDEL 1972, LESER 1981 und Diskussion zum

quartären Klima). Frühglazialer Erosion als Resultat starker Wasserführung hätte damit eine hochglaziale (und spätglaziale?) Sedimentation gegenübergestanden, in der die anfallenden Lockermaterialien aufgrund schwacher Transportkraft der Gewässer akkumuliert worden wären. Allerdings erscheint es in vielen Fällen realistischer, daß die kaltzeitliche Klimadifferenzierung eine noch komplexere Formung verursachte als die Zuordnung BÜDELs vermuten läßt. Immerhin weisen die Terrassen eine nuancierte Höhengliederung auf, die über die örtliche Formungsvarianz (räumlich wechselnde Seitenerosion etc.) und tektonische Hebungsunterschiede hinaus vor allem auch im Zusammenhang mit untergeordneten Klimaschwankungen stehen dürfte (vgl. u. a. Kapitel B III. 2.2.2). Eine ähnliche komplex-klimatische Steuerung läßt sich auch für die Entwicklung periglazialer Hangschuttdecken belegen, wobei die Zusammenhänge von Hangabtragung und fluviatiler Dynamik (Bereitstellung von Grobsedimenten etc.) allerdings in weiteren Analysen zu spezifizieren sind (vgl. B III. 2.2.3 sowie VÖLKELE 1995). Dementsprechend möchte ich die klimabedingte Formungsaktivität zunächst vereinfacht auf kaltzeitliche Phasen beschränken, wenngleich die Auffassung einer frühglazialen Taleintiefung und einer hochglazialen Aufschotterung als simplifizierende Vorstellung berechtigt ist bzw. in der grundlegenden Tendenz (m. E. gerade für die Mittelgebirge) häufig auch zutreffen mag.

Die besondere Bedeutung des komplexen geomorphologischen Faktors Klima für das quartäre Eiszeitalter muß jedoch anhand ergänzender geodynamischer Vorgänge relativiert werden. Auf den Einfluß von Hebungsraten wurde in diesem Zusammenhang ja bereits hingewiesen. So wird die klimamorphologische Formungstendenz durch tektonisch oder glazialeustatisch ausgelöste Morphodynamik überlagert oder sogar verändert, so daß ihre Rolle je nach der speziellen Geofaktorenkonstellation variiert (vgl. u. a. AHNERT 1996, BREMER 1989).³⁹ Beispielsweise können Erosionsraten oder die Mächtigkeit von Schotterkörpern eine starke Abhängigkeit von Hebungsvarianzen, die zudem nachhaltig wirken können (kurzer tektonischer Impuls und länger anhaltende Dynamik des ohnehin modifizierenden Flußlängsprofils etc.) aufweisen (vgl. B III. 2.2.2). Auch kann das Einsetzen einer linearen Abtragung etwa durch tektonische Variationen verursacht werden. So betont KURZ (1988) im Gegensatz zu BÜDEL stärker die Lateralerosion periglazialer Flüsse und führt die kaltzeitliche Tiefenerosion generell auf tektonische Impulse zurück. Die allgemeine Relevanz von Klima und Tektonik bleibt damit für den zeitlichen Verlauf der glazialzeitlichen Morphodynamik in ihren Details fraglich. In Bezug auf die quartäre Formung des Untersuchungsraumes kann festgehalten werden, daß die tektonische Aktivität - sofern neben glazialeustatischen Schwankungen notwendig (s. u.) - in vielen Fällen eine Intensität aufwies, die im Haßbergvorland eine klimatisch geprägte Tal- bzw. Terrassenentwicklung mit kaltzeitlicher Tiefenerosion bzw. Aufschotterung sowie warmzeitlicher Formungsruhe ermöglichte (ähnlich SPÄTH

1973). Die besondere Wirkung der periglazial-fluviatilen Dynamik wird dabei in der Breite von Talsohlen und deren Tieferlegung deutlich. Glazialeustatische Phänomene wirken - ähnlich wie Hebungsimpulse - generell produktiv auf die kaltzeitliche Linearerosion, sind aber, nicht zuletzt im Kontext mit hochglazialer Aufschotterung (klimatische Steuerung!), nur ein ergänzender Faktor (vgl. zu dieser Problematik u. a. ROHDENBURG 1983).

In einem insgesamt komplexen Wirkungsgefüge aus Klimawandel, Schwankungen des Meeresspiegels und Tektonik (SEMMEL 1990; vgl. AHNERT 1996, ROHDENBURG 1983) sind die fluviatilen Terrassen vielleicht das eindrucksvollste Zeugnis der Landschaftsentwicklung, die im Anschluß an die Flächenbildungszeit (= Phase stark bzw. absolut dominierender Flächengenesse) erfolgte.

2 Strukturelles Inventar, insbesondere im Untersuchungsraum

Die detaillierte Aufnahme des geologischen Untergrundes ist von entscheidender Bedeutung für die morphologische Interpretation, da im Kontext mit der paläoklimatischen Entwicklung (B II. 1) und der bestehenden Klimavarianz der Gesteinshärte eine sehr differenzierte strukturelle Einwirkung auf die Reliefentwicklung zu erwarten ist. In Abhängigkeit von der Vielschichtigkeit geologischer Elemente bestanden in der Tat nuancierte Adaptationen der Verwitterung und der Erosion an verschiedene Strukturen wie zum Beispiel Klüfte oder Lithofazies (vgl. B III. 1, 2).

Die Schwierigkeit einer dreidimensionalen Strukturanalyse besteht im groben Raster bestehender Steinbrüche (Aufnahme der Zerklüftung etc.) und der Beurteilung bereits abgetragener Gesteinsstraten.

2.1 Lithovarianz

Die lithofazielle Differenzierung in ihrem zeitlichen und räumlichen Kontext

Der **prämesozoische Sockel** (Grundgebirge und Perm) tritt im Untersuchungsgebiet nicht an die Erdoberfläche (s. GÜK CC 6326 Bamberg). Seine Bedeutung ist mittelbar durch Auslaugung im **Zechstein** gegeben, die aufgrund zunehmender Salzmächtigkeiten insbesondere in Richtung auf das geologische Beckenzentrum reliefwirksam werden konnte. Dementsprechend tritt im nördlichen Randbereich des Untersuchungsgebietes und darüber hinaus im Übergang zur Rhön lokale Subrosion auf, während in südlicher Richtung eine stark randpelitische Ausbildung des Zechsteins (= Randfazies) und damit Salzarmut vorliegt (SCHRÖDER 1976, 1993, TRUSHEIM 1964). Über die Mechanismen subrosiver bzw. salinartektonischer Prozesse berichten in diesem Zusammenhang u. a. LAEMMLEN (1987), LAEMMLEN et al. (1979) sowie PRINZ (1970, 1973).

Mit der **Trias** (Buntsandstein bis Keuper nördlich der Alpen) begann schließlich vor etwa 232 Mio. Jahren das dem Sockel aufliegende Mesozoikum. Die triassischen Sedimentgesteine repräsentieren durch ihre vertikale und horizontale Lithovarianz ein stark wechselndes, flachmarines bis festländisches Ablagerungsmilieu. Liefergebiete des Germanischen Beckens als Sedimentationsraum waren bei vorwiegend ariderem Klima das Gallische Land und das Vindelizische Land. Die unterfränkische Trias repräsentiert über verschiedene Phänomene eine beckenwärtige Sedimentation (s. BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1981). Während etwa im Keuper mit Annäherung an das Vindelizische Land sandige Schüttungen vorherrschten, ist im damals landferneren Untersuchungsraum eine Zunahme des Tonanteils zu verzeichnen (BERGER 1981, CARLÉ 1955, MÜLLER 1996, RUTTE 1957). Regionale Phänomene wie die Gammesfelder Barre zur Zeit des Muschelkalks modifizierten das Sedimentationsmilieu und beeinflussen damit auch die Gesteinshärte (vgl. MÜLLER 1996). Die mesozoische Gesteinsabfolge repräsentiert sich im Untersuchungsraum wie folgt:

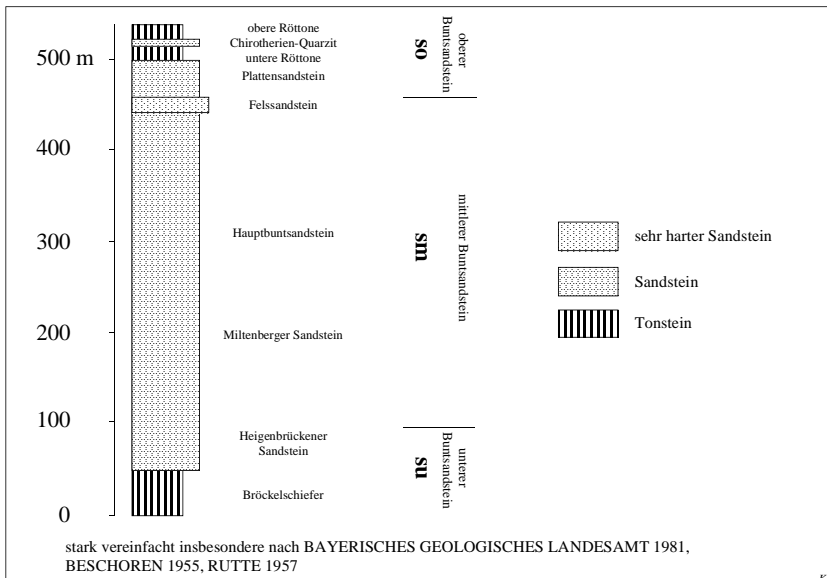


Abb. 10: Stratigraphie des Buntsandsteins im nördlichen Unterfranken (stark schematisiert)

Der im Untergrund des Arbeitsgebietes über 500 m mächtige **Buntsandstein** (Abb. 10) steht nur im westlichen Randbereich des Untersuchungsgebietes an. Das

Gestein stellt eine Wechsellagerung von Ton- und Sandsteinen mit häufig rötlicher Färbung dar, die verschiedenste Ablagerungsbedingungen repräsentiert (u. a. BESCHOREN 1955). Einzelne Sandsteinpartien (u. a. Felssandstein, sm3) waren unter den verschiedensten Klimaten morphologisch resistent. Diese Härte erweist sich durch eine besonders gute Erhaltung bei der Verlagerung und der späteren Verwitterung auch als positiver Faktor im Rahmen der Sedimentanalyse. Typisches Leitgeröll ist ein relativ grobkörniger, quarzitischer Hauptbuntsandstein mit rötlicher Grundfarbe, der auch bei Bleichungserscheinungen gut kenntlich bleibt und sich deutlich von den Keupersandsteinen unterscheidet.

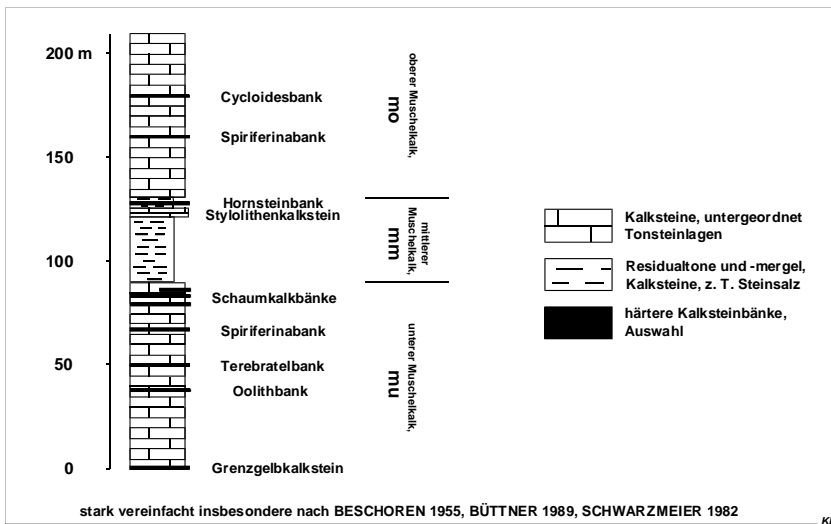


Abb. 11: Stratigraphie des Muschelkalks im nördlichen Unterfranken (stark schematisiert)

Der rund 250 m mächtige **Muschelkalk** (Abb. 11) reflektiert ein variierendes, marines Ablagerungsmilieu. Dementsprechend dominieren Kalkgesteine im unteren (mu, Wellenkalk) und oberen Muschelkalk (mo, Hauptmuschelkalk), während den mittleren Muschelkalk (mm) aufgrund mariner Abschneidung eine mehr tonig-mergelige Schichtfolge auszeichnet. Im mittleren Muschelkalk sind allerdings einzelne Bänke wie der Hornsteinkalk und die rezent mehr oder weniger ausgelaugten Steinsalzlager (Evaporite) von morphologischer Relevanz. Der obere Muschelkalk zeigt in Süddeutschland eine deutlich wechselnde Fazies. In diesem Zusammenhang liegt das Untersuchungsgebiet außerhalb der Quaderkalkregion in „Normalfazies“.

also mit eingeschalteten Tonsteinlagen vor. In Bezug auf die lithofazielle Adaptation des heutigen Reliefs kann insgesamt resümiert werden, daß die stufenbildenden Kalkgesteine in ihrer morphologischen Härte eine starke Abhängigkeit von der jeweiligen paläoklimatischen Feuchte zeigten (u. a. B III. 1.3.2). Für die beschriebene Lithofazies und die detailstratigraphische Darstellung des Muschelkalks sei insbesondere auf die Arbeiten von BÜTTNER (1989), KRAUSS & REIS (1926), REIS & SCHUSTER (1914), SCHUSTER (1933), SCHWARZMEIER (1982), ULBRICH (1949) sowie WEINELT (1952) verwiesen.

Die Mächtigkeit des **Keupers** als letzter Abteilung der Trias (*Abb. 12*) liegt im Arbeitsgebiet unterhalb 500 m. Die einzelnen stratigraphischen Einheiten dieser geologischen Epoche belegen rasch wechselnde Ablagerungsbedingungen. Auf flachmarines Sedimentationsmilieu im unteren Keuper folgten schließlich in höheren Schichten dominierende Flachwasserbildungen, die sich in sandigeren Schüttungen äußerten (SCHRÖDER 1976; vgl. auch AUST 1969). Humideres Klima im tieferen Keuper (HEUNISCH 1986) soll zunehmender Aridisierung im Sandsteinkeuper gewichen sein (BERGER 1981). In Bezug auf die Herkunft der Ablagerungen unterscheidet WURSTER (1968) den aus nordöstlicher Richtung sedimentierten, liegenden „Nordischen Keuper“ vom nordwestlich gerichteten, hangenden „Vindelizischen Keuper“. Deren Grenze korreliert mit dem Übergang Gips-/Sandsteinkeuper.

Die hohe fazielle Differenzierung des Keupers (u. a. SCHRÖDER 1976, SPÄTH 1976) ist für die morphologische Landschaftsentwicklung von entscheidender Relevanz (Komplexität der Stufenbildner etc.; vgl. BÜDEL 1977). Neben der vertikalen Gesteinsänderung sind auch horizontale Varianzen innerhalb einer stratigraphischen Einheit (= interne Lithovarianz) wichtig. Wenngleich viele dieser horizontalen, kleinräumigen Lithovarianzen nicht in einem abstrahierten räumlichen Muster erfaßt werden können, so bestehen in dieser Hinsicht dennoch, abhängig von den Sedimentationsmilieus und der beckenwärtigen Ablagerung, übergeordnete Veränderungen der Gesteins Härte. Diese wiederum ermöglichen eine Ableitung vereinfachter Regeln der strukturellen Steuerung der Morphogenese. So erfolgte in grob nördlicher, beckenwärtiger Richtung - anklingend an die „Thüringer Fazies“ - eine Reduzierung südbürtiger Sandsteine des vindelizischen Keupers zugunsten einer tonigeren Ausprägung (Ausklingen des vindelizischen Keupers nach SCHRÖDER 1976, SCHRÖDER et al. 1992; vgl. BEYSCHLAG 1895, PRÖSCHOLDT 1895). RUTTE (1971 nach EM-MERT) vermutet zusätzlich eine Reduzierung der Sandschüttung in nordwestlicher bis westlicher Richtung, was für die Diskussion über die (fehlende) ältere Existenz von Schichtstufen zu berücksichtigen ist. Tatsächlich haben die eigenen Untersuchungen ergeben, daß etwa die Ausdehnung bzw. Dimension von Flächen eine Abhängigkeit von den beschriebenen horizontal-faziellen Varianzen aufwies (vgl. u. a. B III. 1.2).

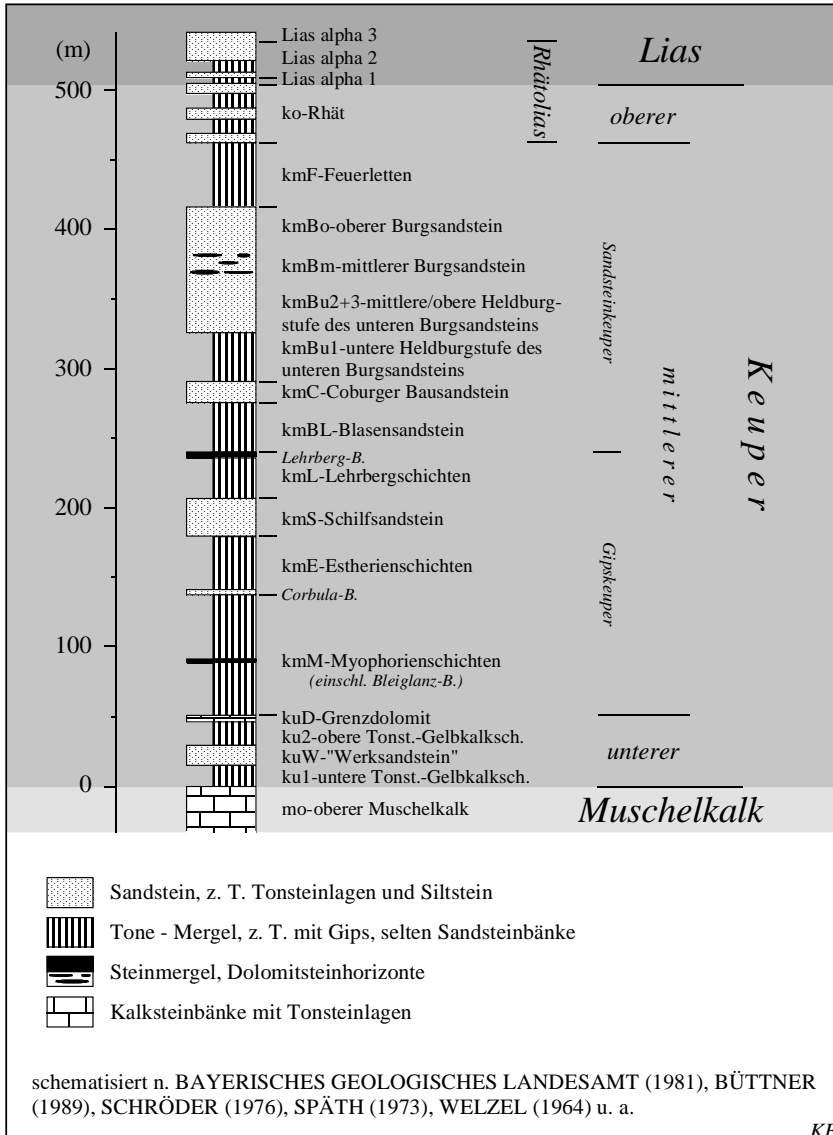


Abb. 12: Keuperstratigraphie im nordöstlichen Mainfranken (nach BOLDT 1997, verändert)

Die detaillierteste Gesamtdarstellung des nordfränkischen Keupers, die auch die oben angesprochene Problematik erfaßt, ist immer noch die zweiteilige Abhandlung von THÜRACH (1888/1889). U. a. auch in Anlehnung an weitere Spezialarbeiten⁴⁰ kann der Keuper im einzelnen wie folgt charakterisiert werden:

Eine Wechsellagerung von überwiegend grauen Tonsteinen, Kalkgesteinen und vereinzelt kohligen Lagen kennzeichnet den unteren Keuper (BÜTTNER 1989, SCHRÖDER 1976; vgl. GUDDEN 1981). Sandsteinlagen von meist graubrauner, bisweilen auch rötlicher Farbe können nach neuerer Nomenklatur als *Werksandstein* zusammengefaßt werden (mdl. Mitt. B. SCHRÖDER, RU Bochum). Hoher Glimmergehalt kann die Verwitterung und damit die Erodierbarkeit begünstigen (Spaltbarkeit). Bohnerartige Bildungen („Roteisensteinknollen“ nach BÜTTNER 1989; vgl. BRUNNER & KELBER 1988) werden als primärer Bestandteil des unteren Keupers beschrieben. Der *Grenzdolomit* leitet schließlich zum mittleren Keuper über, welcher schon durch die Bezeichnungen Gips- und Sandsteinkeuper ein wechselndes Sedimentationsmilieu dokumentiert.

Der Gipskeuper besteht vorwiegend aus einer Abfolge grauer bis roter, zum Teil mergeliger Tonsteine (*Myophorien-, Estherien- sowie Lehrbergschichten*), welche durch markante Steinmergellagen wie die *Lehrbergbänke*, Gipseinschaltungen und den *Schilfsandstein* jeweils unterbrochen werden. Letzterer stellt einen aufgrund seines häufig tonigen Bindemittels insgesamt wenig widerständigen, grünen bis braunen Feinsandstein dar, der Tonsteinlagen enthält oder (selten) durch diese ersetzt wird (MARIOLAKOS 1969, SCHRÖDER 1976). Ausbildungen in Flut- und Normalfazies (WURSTER 1964) modifizieren seine Widerständigkeit weniger durch wechselnde Mächtigkeiten. Vielmehr zeichnet sich die Flutfazies häufig durch eine Zunahme des Sandsteinanteils oder ein härteres Bindemittel aus (vgl. auch WURSTER 1964). Im Übergang zu den hangenden Lehrbergschichten treten tonige bis sandige Bohnerze, zum Teil auch nur schwächer ausgehärtete Vorstufen auf, die schon von THÜRACH (1888) beschrieben werden (vgl. den eigenen Nachweis in Kapitel B III. 1.3.3.1). Dementsprechend sind die im Vorland der Haßbergstufe weitverbreiteten Bohnerze kein Zeugnis känozoischer Bodenbildung, sondern entstammen dem unteren resp. mittleren Keuper. In der Literatur werden derartige Phänomene hingegen häufig als Zeugnis tertiärer bis quartärer Verwitterung interpretiert (vgl. u. a. EITEL 1990, RÖSNER 1988, SPRINGORUM 1969). Inwiefern dort Fehldeutungen dahingehend vorliegen, daß primäre Komponenten der Ausgangsgesteine bzw. transportiertes Material keine ausreichende Berücksichtigung gefunden haben, kann an dieser Stelle nicht beurteilt werden.

Die vorwiegend tonigen Gesteine des unteren Keupers und des Gipskeupers erweisen sich weitgehend als generell bzw. unter verschiedensten Klimabedingungen weiche und leicht erodierbare Gesteine. Es wird allerdings schon jetzt betont, daß

diese regelhaften Zusammenhänge - dies gilt im Übrigen für alle Gesteinsvarietäten - durch Faktoren wie die morphologische Position modifiziert bzw. abgewandelt werden können.

Mit dem im Untersuchungsgebiet aufgrund der beckenwärtigen Sedimentation vorwiegend tonig geprägten *Blasensandstein* beginnt der Sandsteinkeuper. Im darauffolgenden, meist hellen *Coburger Bausandstein* kann der dickbankige „untere Semionotensandstein“ (THÜRACH 1888) von hangenden, mehr tonig-mergeligen Schichten unterschieden werden. Der anschließende *Burgsandstein* beginnt im Liegenden mit einer Abfolge von Basisletten, die im Hangenden in meist hellfarbige, zum Teil karbonatisch gebundene bzw. dolomitische Sandsteinserien mit Tonsteinlagen übergehen. Lokal treten Gipseinschaltungen auf. Grüne, in die Sandsteine eingearbeitete Tonsteinschmitzen und -gallen sowie frische Feldspäte sind häufig. Die Erhaltung hochgelegener Flächenreste im Burgsandstein weist (quarzitisch gebundene) Teile dieses Gesteines als sehr ausgeprägte morphostrukturelle Stabilitätsfaktoren aus, während andere Ausprägungen (u. a. hoher Feldspatgehalt, karbonatisches Bindemittel), natürlich u. a. abhängig vom Klima, erodierbarer waren (vgl. B III. 1.1.2; zum Forschungsstand vgl. auch u. a. BREMER 1989, DONGUS 1980, WIRTHMANN 1987).

Der Nachweis hoher Resistenz gilt auch für Teile des auf die rutsch- und solifluktionsprädestinierten, roten *Feuerletten* folgenden *Rhätolias* (vgl. auch B III. 2.2.2 ⇔ Hangrutschungen im Arbeitsgebiet). Dieser umfaßt den oberen Keuper und tieferen Lias von der Obergrenze der Feuerletten bis zur Untergrenze des Arietensandsteins (ko bis lias α 2, SCHIRMER 1966). Es handelt sich um eine Wechsellagerung von zum Teil quarzitisch zementierten Sandsteinen mit Tonsteinlagen. Von geomorphologischer Relevanz im Übergangsbereich Keuper/ Lias sind damit die zum Teil sehr harten *Rhät-, Angulaten- und Arietensandsteine*. Die Sandsteine sind meist gelblich bis hellgrau, bisweilen aufgrund eines hohen Eisenanteils auch feuerrot und in höheren Schichten dunkelbraun bis grün. Die Korngrößen variieren stark.

Diese Gesteine leiten in den flachmarinen **Lias** über, welcher in südöstlicher Richtung zunehmend ausstreicht und damit eine größere Bedeutung erlangt (GÜK CC 6326, Bamberg). Im Gegensatz zum Albvorland (u. a. SCHIRMER 1974; vgl. auch BLOOS 1981) ist die Gliederung des Rhäts und tieferen Lias im Untersuchungsraum noch recht unsicher. Detailkartierungen betreffen das Arbeitsgebiet nur randlich (HOFFMANN 1970) oder entsprechen nicht mehr dem heutigen Stand der Geländeaufnahmen (vgl. WELZEL 1964).

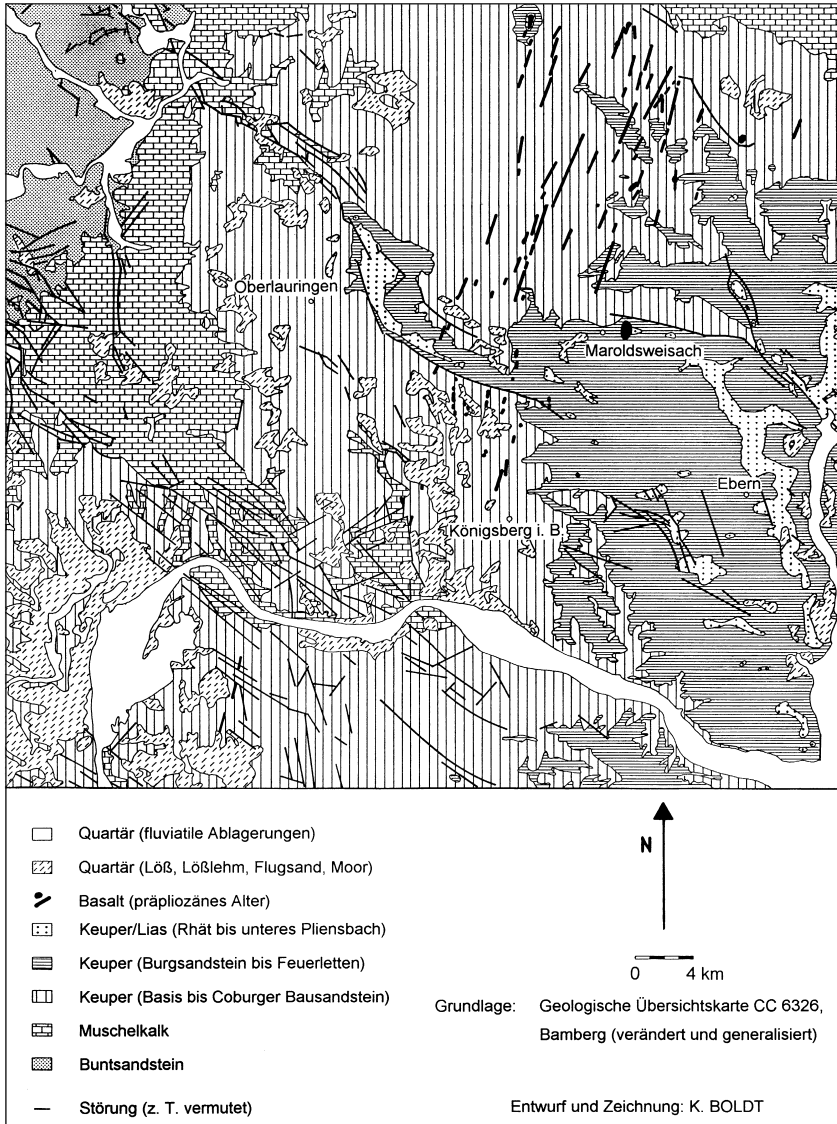


Abb. 13: Geologische Übersichtskarte - nordöstliches Mainfranken und Randgebiete (aus BOLDT 1997, 1998)

An dieser Stelle sei abschließend auf die Problematik des stratigraphischen Abgleichs im Bereich der ehemaligen innerdeutschen Grenze hingewiesen. Die häufige Parallelisierung der Untergrenze km6 (preußisch-thüringische Landesaufnahme) mit dem Beginn der Heldburgschichten, die zum Beispiel von ZIENERT (1992) und auch in der Geologischen Übersichtskarte Bamberg CC 6326 durchgeführt wurde (Grundlage der *Abb. 13* als zusammenfassende Darstellung der Gesteinsdifferenzierung im nordöstlichen Mainfranken), ist nach SCHRÖDER (1976) nicht haltbar. Hier bleiben Revisionskartierungen für die Abgrenzungen des Burgsandsteins und die Auflösung der nomenklaturischen Diskrepanzen abzuwarten.

Abschließende Bewertung - die Bedeutung der Lithovariabilität für die Formung und die reliefgenetische Analyse

Die schichtspezifische und schichtinterne Lithovarianz der triassischen Gesteine (horizontaler und vertikaler Gesteinswechsel = Lithofazies) ist aufgrund der strukturell adaptierten Erosion ein entscheidender Faktor der morphologischen Entwicklung (Morphofazies). Faktoren wie die Zerklüftung eines Gesteins, die i. w. S. auch zur Lithovariabilität zählen, werden im nächsten Kapitel und im Rahmen der Erläuterung tektonischer Elemente diskutiert.

Da die Gesteins Härte klimavariabel ist (s. auch SPÄTH 1973; vgl. u. a. FISCHER 1998), wird durch die Erfassung der strukturellen Steuerung der Reliefdifferenzierung auch eine Diagnose der paläoklimatischen Rahmenbedingungen möglich. Darüber hinaus ermöglicht die Gesteinsvarianz aufgrund typischer Ausprägungen eine detaillierte Beurteilung von Verlagerungen (Leitgerölle, Herkunftsgebiete etc.) und damit auch der Gewässernetzentwicklung.

Exkurs: die terminologische Problematik des Härtebegriffs

Abschließend sei noch auf die Komplexität des Terminus „Härte“ hingewiesen. Während Geologen diesen Begriff auf die Bauwürdigkeit oder die mechanische Belastbarkeit eines Gesteins beziehen, interessiert den Geomorphologen die morphologische Härte, also die chemische und physikalische Widerständigkeit bei der durch Verwitterung und Erosion erfolgenden Landschaftsformung (Verwitterungsresistenz, Erodierbarkeit; vgl. hierzu BREMER 1989).⁴¹ Diese ist das im raumzeitlichen Verlauf variierende Resultat endogener und exogener Faktoren. Neben der eigentlichen Resistenz, die sich für Sedimentgesteine vor allem aus dem Bindemittel, aber auch zum Beispiel der Zerklüftung ergibt, sind in Bezug auf die selektive Formung ebenfalls Faktoren wie die Gesteinsmächtigkeit zu beachten. So kann ein geringmächtiger Sandstein unter bestimmten Rahmenbedingungen verwittern und schließlich erodiert werden, wogegen ein vertikal ausgedehntes, lithofaziell identisches Pendant von der Verwitterung nicht mehr bewältigt werden kann. Dabei

sind neben klimatischen Aspekten auch der Zeitfaktor und Hebungsraten⁴² zu berücksichtigen.

Dem morphologischen Verständnis entsprechend wird die geomorphologische Härte hier (wie üblich) vor allem auf die jeweiligen, übergeordneten makroklimatischen und tektonischen (ergänzend auch eustatischen) Bedingungen bezogen, welche die Gesteinsresistenz in bestimmten Kombinationen variieren. Letzteres wird auch dadurch deutlich, daß eine Rumpffläche bei tektonischer Ruhe in einem Klima erhalten werden kann, das in Kombination mit stärkerer Hebung eine Reliefdifferenzierung durch die Inwertsetzung der Strukturvarianz bewirken würde. Faktoren wie die morphologische Position werden als modifizierende Elemente verstanden, die u. a. eine fehlende morphologische Inwertsetzung bestimmter struktureller Charakteristika und Ausprägungen bewirken können (vgl. A II. 1 und weitere Details in C II. 2.1.5.2; abweichend: BREMER 1989, 74 f.).

Dabei wird - zunächst bezogen auf die Tieferlegung von Flächen - nicht übersehen, daß die chemische Verwitterung und die mechanische Abtragung gerade in Vorfluterbereichen entscheidend begünstigt werden (Durchfeuchtung, erosive Sammelwirkung des Wassers; s. u. a. BREMER 1989, vgl. dortige Termini: positive Rückkopplung, morphologische Lage). Die Gebiete im Hauptvorfluterniveau (das in sich durchaus leicht gewellt sein kann) sind allerdings weitgehend als eine homogene Einheit anzusprechen, in denen bestimmte Lithovarianzen beispielsweise während der Flächentieferlegung *regelmäßig* inwert gesetzt werden (was in der Literatur viel zu wenig berücksichtigt wird).⁴³ Anders ausgedrückt: Jeweilige Gesteinsausprägungen verhalten sich dort in Bezug auf die Formung - bei aller Komplexität im Detail (Quantität der Lithovarianz etc.) - überwiegend vergleichbar (vgl. Diskussion über die strukturelle Adaptation von Flächen in A II. 3, B III. 1.4). Hieraus ergibt sich auch in methodischer Hinsicht, daß die Beurteilung etwa der erosiven Selektivität anhand der Flächenbildung im Vorfluterniveau erfolgen und sich auf *bestimmte* Lithovarianzen beziehen sollte (vgl. A II. 1) Dementsprechend wird hier eine absolute Härte pro Zeiteinheit definiert bzw. als Erklärung verwendet (opp. BREMER 1989, 75, 78: relative Größe), die bei der (Neu-)Interpretation der Literatur auch auf Darstellungen anderer Autoren angewandt bzw. übertragen wird. Wenn oben Bezug auf das Hauptvorfluterniveau genommen wurde, so muß letztlich aber noch die Komplexität betont werden, daß hiermit genauer die vom Hauptvorfluterniveau gesteuerten morphologischen Systeme gemeint sind. D. h., daß die Wirkungsgefüge von Verwitterung und Erosion (⇒ flächenhafte Tieferlegung; vgl. C II. 2.1) gerade dann kompliziert werden, wenn tiefgreifender chemischer Zersatz auftritt, zeitliche Unterschiede von Verwitterung und Erosion vorliegen oder sehr komplexe Klimavariabilität existiert (mögliche Maskierung der lithovarianten Abtragung bezüglich der klimatischen Bewertung); zudem wirkt hier die Hebungsvariabilität noch beein-

flussend (Zeitfaktor für die Verwitterung etc.). An der Relevanz absoluter Härte und der Inwertsetzung entsprechender Härtevarianzen ändern diese Aspekte nichts, zumal bei einer räumlich begrenzten Flächentieferlegung die chemische Verwitterung reduziert ist (vgl. abweichende Ergebnisse von BREMER und BÜDEL und B III. 1.2.2). Selbst unter Berücksichtigung der (modifizierenden) morphologischen Lage läßt sich abschließend festhalten, daß sich der u. a. klimatisch verursachte Wandel der morphologischen Härte immer in einer (dominant) selektiven Formung äußert (zunehmende Einengung der flächenhaften Tieferlegung etc.; vgl. hierzu u. a. C II.). Die Analyse kann nur beispielsweise dahingehend kompliziert werden, daß die räumliche Variabilität der Härte eines bestimmten Gesteins durch punktuelle Hebung beeinflußt wird, was im Kontext mit der dadurch möglichen Verstellung und der ohnehin internen Höhenvarianz eines Verebnungsstockwerks die Beurteilung der selektiven Erosion erschwert. Überhaupt muß hier die Gesteinsdifferenzierung der Oberfläche - bei regionaler und überregionaler Betrachtung - in Bezug zu den Hebungsraten gesetzt werden.

Diese Feststellung gilt auch für die Talbildung. Bezieht man die Bedeutung der mit positiver Rückkopplung funktionierenden Eisrinde für die (periglaziale) Zertalung in die Überlegungen ein, wird aber mehr als bei der Flächenbildung die morphologische Lage wirksam, weil der Abfluß linear eingengt ist und damit absolute Gesteinsunterschiede (für die Erosion der Vorfluter) häufig eine geringere Rolle spielen (vgl. BÜDEL u. a. 1957; Modifikation der bisherigen Ausführung zur Flächenbildung, ergänzende Anwendung relativer Härte). Andererseits orientieren sich Täler vielfach an tektonischen Strukturen, die sich ohnehin abwärts durchpausen. Deutlich werden diese Ausführungen u. a. daran, daß Saprolithe - beispielsweise im Spessart - bei einer linear geprägten Zertalung auch dann vielfach erhalten wurden, wenn sie stark zermürbt sind (vgl. JUNG 1996 und Diskussion in B III. 1.2.2). Diese Feststellungen sind durchaus mit der Beobachtung vereinbar, daß die strukturelle Prägung des Reliefs im mitteleuropäischen Eiszeitalter erhöht wurde (vgl. u. a. BÜDEL 1977). Auch sei nicht zuletzt in diesem Kontext darauf hingewiesen, daß die strukturelle Adaptation von Hängen isoliert zu interpretieren ist (s. o.), weil die Gesteine dort anderen Prozeßkombinationen ausgesetzt sind und daher auch die morphologische Härte im Vergleich zum Vorfluterbereich variiert. Ähnliches gilt für die Beurteilung von (selektiven) Hochgebietszertalungen, die zudem im Kontext mit lokalen Hebungsvarianzen stehen können.

Mißverständnisse können bezüglich von Definitionen etc. etwa dadurch auftreten, daß Autoren sich bei der Erklärung eines Paläoreliefs auf eine damalige oder (bis) heute veränderte morphologische Gesteinhärte beziehen (klimavariabler Härte Wandel etc.; vgl. auch BUSCHE 1973, MORTENSEN 1948, WILHELMY 1958). Wenn zum Beispiel für eine ehemals sehr weitgespannte Fläche die Kappung von (heute) sehr

unterschiedlich widerständigen Gesteinen hervorgehoben wird, muß man sich verdeutlichen, daß diese Gesteine zur Zeit der Flächenbildung, vereinfacht betrachtet, eine gleichwertige, geringe morphologische Härte aufwiesen und erst später aufgrund von veränderten tektonischen und/oder klimatischen Rahmenbedingungen unterschiedlich auf die Erosion reagierten (vgl. auch Diskussion in A II. 3, C II. 2.1.4 \Rightarrow strukturelle Adaptation von Flächen, C II. 4). Hier sollte man besser von einer Flächenbildung sprechen, die ohne Einflußnahme lithofazieller Varianzen erfolgt. Für die Verdeutlichung bestimmter Zusammenhänge kann in diesem Kontext aber sowohl der rezente als auch vorzeitliche Bezug von Vorteil sein. Diese Problematik ist auch für die Ausführungen in diesem Kapitel zu beachten (vgl. auch Abbildungen zur Buntsandstein-, Muschelkalk- und Keuperstratigraphie). Gänzlich zu umgehen sind bei der Härteansprache auch nicht die Probleme, die sich aus der räumlichen Varianz der Gesteine und der morphologischen Position (s. o.) ergeben (unterschiedliche Bezugnahme zur Dokumentation bestimmter Aspekte bzw. übergeordneter Charakteristika selektiver Erosion).

Der tertiäre Vulkanismus

Die *Basalte der Heldburger Gangschar* (HGS) stellen ein NNE-gerichtetes System von Gängen und Schloten dar, welche sich in ihrem tektonisch induzierten Aufdringen an altangelegten Störungszonen orientierten (HUCKENHOLZ & WERNER 1990, SCHRÖDER 1965; vgl. B II. 2.2, *Abb. 13*). Die größeren Strukturen (Kerne von Bramberg, Zeilberg etc.; vgl. Karte 1 im Anhang) waren möglicherweise mit der Entwicklung eines vulkanischen Oberbaus verknüpft. Nach neueren Erkenntnissen sind zumindest einige dieser bedeutenden Eruptionen sehr komplex mit jeweils mehreren Ausbrüchen verlaufen (mdl. Mitt. B. SCHRÖDER, RU Bochum).

Nach ihrer petrographischen Zusammensetzung sind reine Basalte (Alkaliolivinbasalt, Nephelinbasalt), Brekzien (basaltisches Material und Nebengesteinsfragmente) sowie Tuff-Füllungen zu unterscheiden (u. a. HUCKENHOLZ & WERNER 1990). Verschiedene Ausbildungstypen von Schloten ergeben sich aus dem eruptiven Charakter und äußern sich zum Beispiel über die Existenz von Basaltkernen mit säuliger Absonderung (SCHRÖDER 1965). Die Beteiligung nichtbasaltischer Fragmente ist auf die Magmendynamik mit starker Beanspruchung der die Förderbahnen begleitenden Gesteine zurückzuführen. Nebengesteinsfragmente (Xenolithe) können dem oberen Mantel, tieferen Krustenstockwerken sowie dem Deckgebirge bis zur Erdoberfläche entstammen (vgl. u. a. HUCKENHOLZ & WERNER 1990).

Letzteres ermöglicht in günstigen Fällen die Rekonstruktion der prä- bis synbasaltischen Oberfläche (vgl. B III. 1.1.1 sowie SCHRÖDER 1993). Dies gilt insbesondere im Kontext mit K/Ar-Datierungen der Deckgebirgsfragmente führenden Basalte, durch die dann eine absolute chronologische Einstufung der jeweiligen

Landschaftsoberfläche ermöglicht wird.⁴⁴ Probleme stellen die eventuell fehlende Repräsentation der höheren Deckgebirgsschichten sowie eine Zerkleinerung der Nebengesteinsfragmente durch starke Turbulenzen, welche die Identifikationsmöglichkeiten einschränken, dar (u. a. SCHRÖDER 1965, SPÄTH 1973, 161 ff.). Erschwert wird diese Methodik weiterhin durch eine bislang geringe Datenbasis und die stark unterschiedlichen Alter der Basalte, welche im Untersuchungsgebiet von 42 bis 11 Ma b. p. (resp. 13,3 Ma b. p.) reichen (u. a. LIPPOLT in: POHL & SOFFEL 1977, HUCKENHOLZ & WERNER 1990 nach PILOT).

Genetische Zusammenhänge zum zeitlich vergleichbaren Rhönvulkanismus (26-11 Ma b. p., LIPPOLT 1978, SCHRÖDER 1993), der in einen unmittelbaren Bezug zum Relief gesetzt werden kann (vgl. B III. 1.1.1), sind noch nicht sicher zu beurteilen. LIPPOLT (1982) versucht, einen Kontext der vulkanischen Aktivitäten in Zentraleuropa herzustellen und deutet diese als Folge von Interaktionen alpiner Orogenese und Rifting im nördlichen Alpenvorland.

Die morphologische Inwertsetzung der Basalte wird vor allem an der Herauspräparierung einzelner Schlotbereiche wie im Falle des Brambergs (S Hohnhausen; vgl. u. a. B III. 1.1.2) deutlich, die eine hohe mechanische und chemische Resistenz auszeichnet. In Ausnahmefällen wurden seit dem ausgehenden Tertiär auch schmalere Basaltgänge als sehr flache Rippen herauspräpariert (Einfahrtsberge SE Eicha im südlichen Vorland des Großen Gleichbergs, Exkursion mit B. SCHRÖDER, Bochum; s. auch SPÄTH 1973, 41).

2.2 Tektovarianz

Grundlegende Ausführungen zur Tektonik, die das Untersuchungsgebiet in einen überregionalen Kontext setzen, finden sich bei CARLÉ (1955). SCHRÖDER (u. a. 1965, 1993) hat wesentliche Detailanalysen in Franken durchgeführt und berichtet über die Komplexität der tektonischen Entwicklung und die Zusammenhänge von Tektonik und Vulkanismus.

Das tektonische Inventar der Haßberge und ihres westlichen bis nördlichen Vorlandes, das durch rheinische (NNE-gerichtete) und herzynische (NW- bis WNW-gerichtete) Elemente geprägt wird, ist in den Abbildungen 14 und 15 dargestellt. Dem kleinen Maßstab entsprechend wird dabei die Komplexität der tektonischen Einheiten nicht immer erfaßt (orthogonale Verwerfungen etc.; vgl. BÜTTNER 1989, BÜTTNER & FREUDENBERGER 1994).

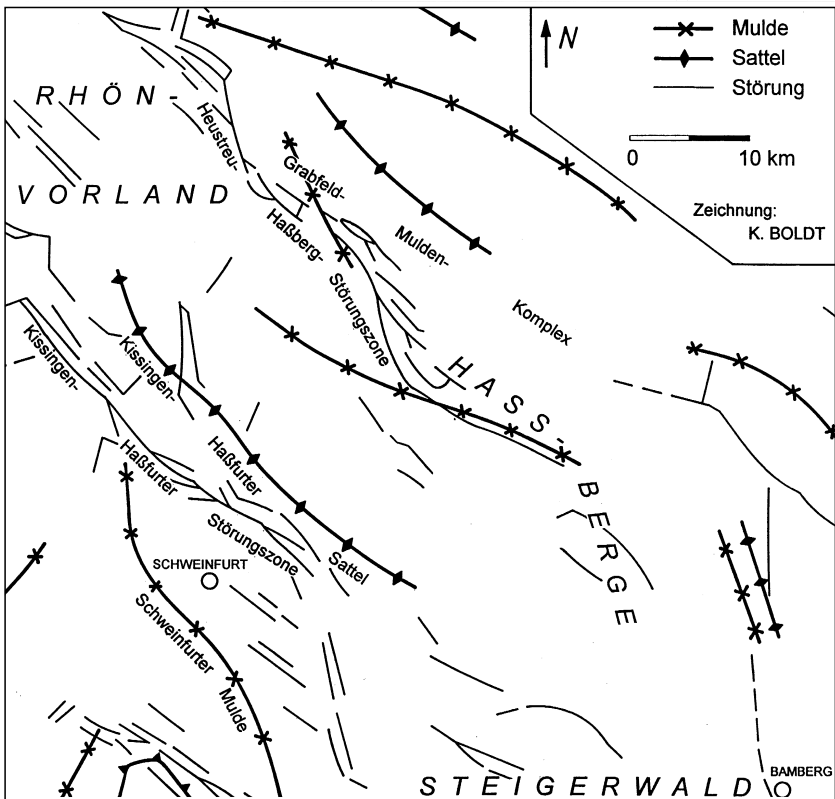


Abb. 14: Tektonische Übersichtskarte - nordöstliches Mainfranken und Randgebiete (aus BOLDT 1997; Grundlage: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1981, Beilage 1)

Die Fixierung des tektonischen Inventars erfolgte weitgehend im Verlauf von Kreide und Alttertiär (vgl. SCHRÖDER 1976, 1993; opp. SPÄTH 1973). Morphogenetisch wirksame Bewegungen sind in der Regel en bloc und ohne Verkippung erfolgt, da tertiäre Altflächenreste allenfalls lokal und geringfügig gegeneinander verstellt sind (vgl. B III. 1 ⇒ regionale Formung bis zum jüngeren Oberpliozän).

Schwache bis subrevente, möglicherweise auch reversible tektonische Aktivitäten (Modifikationen der Zerklüftung, Wiederbelebung tektonischer Elemente) können dieses Bild lokal modifizieren.

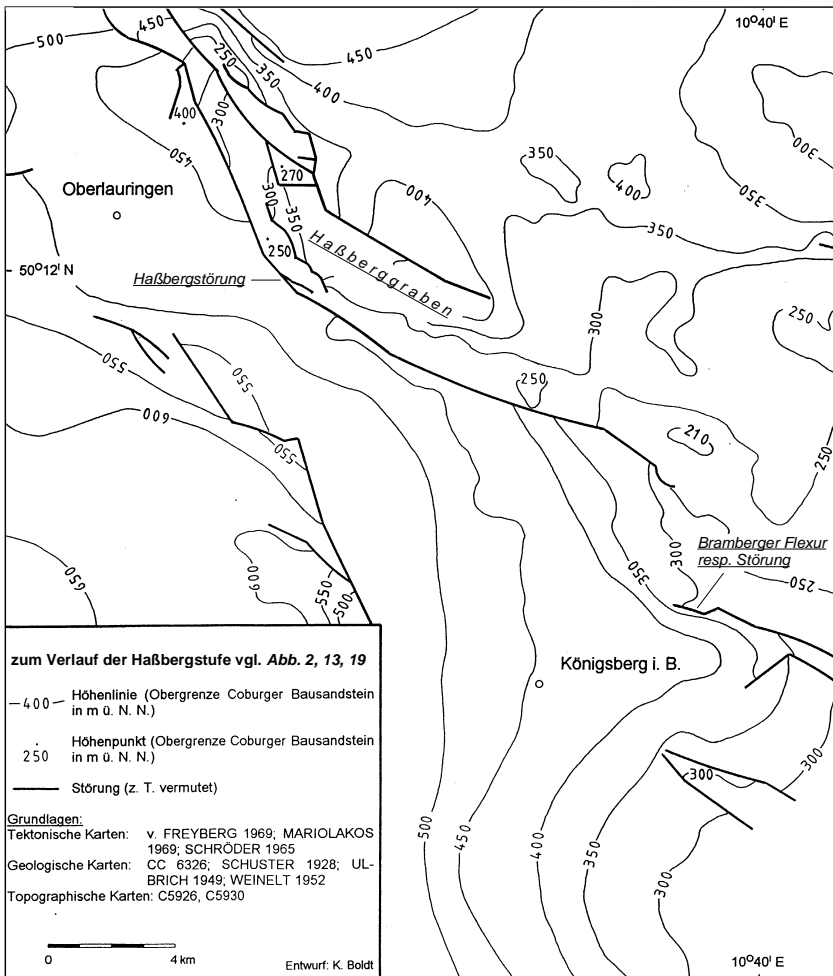


Abb. 15: Tektonische Detailkarte - Haßbergstufe und Umland

Insbesondere Rejuvenationen des Kluftnetzes scheinen im Verlauf des Tertiärs häufiger aufgetreten zu sein (KRAUSE 1990). Zum Beispiel orientierte sich das basaltische Aufdringen der tertiären Heldburger Gangschar an der rheinischen Klufttrichtung (B II. 2.1) und war gleichzeitig mit tektonischer Aktivität (Kluftrejuvenation etc.) verknüpft. KRAUSE (1990) vermutet zudem, daß im Übergangs-

bereich Tertiär/Quartär eine Drehung des tektonischen Streißfeldes auf die NW-SE Richtung (Kollision afrikanischer mit eurasischer Platte) zu einer Wiederbelebung altangelegter, variskischer und herzynischer Störungslinien geführt habe (zur morphologischen Relevanz vgl. B III. 1.3.3.2.3).

Ein besonderes Phänomen stellen die Auslaugungen im Zechstein des östlichen Rhönvorlandes dar, die bis heute anhalten und die tektonische Differenzierung sowie die Reliefentwicklung zum Teil spürbar beeinflusst haben (SCHRÖDER 1993; vgl. B II. 2.1).

Der Untersuchungsraum stellt somit ein in tektonischer Hinsicht stark differenziertes und gleichzeitig (in morphologischen Zeitmaßstäben betrachtet) sehr früh fixiertes Gebiet dar, so daß die Einflußnahme der verschiedenen tektonischen Elemente auf die Reliefgenese nachvollzogen werden kann. Die morphologische Wirksamkeit des tektonischen Inventars äußert sich u. a. über die tektonische Zermürbung (Klüfte etc.) des Gesteins, welche die Verwitterung bzw. Erosion durch eine mechanische Vorschädigung meist erleichtert hat. Zudem bewirkt die tektonische Lagerung eine Gesteinsdifferenzierung der jeweiligen Erdoberfläche und steuert damit über die Anordnung verschiedener Gesteins härten die räumliche Differenzierung der Abtragung. Hier spielen auch Faktoren wie der Grundwasserhaushalt und die oberflächennahe Durchfeuchtung eine Rolle, die durch verschiedene Gesteinsvarietäten und ihre tektonische Beanspruchung beeinflusst werden (vgl. B III. 4, C II. 2.1.4). Ein Beispiel hierfür ist die wasserstauende Funktion von Tonsteinen.⁴⁵

Die Hebungsgeschichte Mainfrankens und ihr Verhältnis zur Tektonogenese der Alpen ist - im Gegensatz zur tektonischen Differenzierung - bislang kaum erforscht. Einzelne Hebungsphasen können bislang nur unzureichend rekonstruiert werden. Möglicherweise spiegeln sich in der Ausbildung einzelner Flächenniveaus Hebungsvarianzen wider (vgl. regionale Morphologie in Kapitel B III. 1). Allerdings kann auch der Klimawandel zu einer abrupt erfolgenden, verstärkten Herausarbeitung von Hochgebieten führen, wodurch Reste eines Stadiums der Tieferlegung besonders gut erhalten werden und die Rekonstruktion eines Flächenniveaus nahelegen.

III. Reliefentwicklung der Haßbergstufe und ihres Umlands - regionale Geomorphologie und klimatisch-strukturelle Wirkungsgefüge

Nachdem in den Kapiteln B I. und II. in einem kleinmaßstäblicheren Rahmen zunächst wichtige grundlegende Aspekte der Mainfränkischen Schichtstufenlandschaft erörtert wurden, kann nun die regionale Detailstudie des nördlichen Zentralteils des Fränkischen Keuper-Lias-Berglands und seines westlichen Vorlandes anschließen.

1 Kreidezeitliche und tertiäre Flächenbildung - die Entwicklung einer differenzierten Schichtstufenlandschaft bis zum jüngeren Oberpliozän

1.1 Ausgangsflachrelief

1.1.1 Ältere Entwicklungsphasen: Kreide bis Grenze Unter-/Mittelmiozän

Paläoökologische Rahmenbedingungen

Im Zeitraum von der Kreide bis zur Grenze Unter-/Mittelmiozän traten in Mitteleuropa Klimabedingungen auf, die phasenhaft eine sehr intensive chemische Verwitterung ermöglichten und damit eine strukturunabhängige Reliefentwicklung begünstigten (vgl. *Abb. 8* und B II. 1 ⇒ paläoklimatische Entwicklung und entsprechende Verwitterung in Süddeutschland und angrenzenden Gebieten). Im überregionalen Vergleich wird dieser Zusammenhang durch Phänomene wie Kaolinitisierung, Saprolitisierung, Quarzkorrosion und Braunkohlebildungen belegt (vgl. u. a. BORGER 1990, BÜDEL 1977, FELIX-HENNINGSSEN 1990, GARLEFF & KRISL 1997, STÖRR 1983).

In der Rhön dokumentieren eozäne bis oligozäne Kaoline eine vermutlich bis in die Kreide zurückreichende Kaolinitisierung (MARTINI et al. 1994). SCHRÖDER (1993) beschreibt dort auch eine intensive Verkarstung des Muschelkalkes auf den oligozänen bis frühmiozänen Altreliefs. Marine Einflüsse in den oligozänen Sieblosschichten (AMELINGMEIER & KELBER 1988) sind als indirekter Hinweis auf ein permanent flaches Relief in der Nähe des Meeresspiegels zu verstehen (vgl. MÜLLER 1996).

Der Nachweis weiter Flächen im Arbeitsgebiet (s. u.) ist auch für die paläoklimatische Interpretation bedeutend. Da sogar in den heutigen feuchten Tropen Schichtstufenlandschaften existieren (BLUME 1971; vgl. C II.), ist für die undifferenzierte Flächenbildung eine Beteiligung von Klimaten denkbar, die selbst mit tropischen bzw. randtropischen Verhältnissen nicht vergleichbar sind. Zudem kann in diesem Kontext darüber spekuliert werden, ob in der Erdgeschichte der rezenten Tropen kühlere Phasen aufgetreten sind, während derer die extreme chemische Verwitterung reduziert war (vgl. Bewertung in Kapitel C II. 2.1). Eine direkte Gegenüberstellung der verschiedenen Räume (nordöstliches Mainfranken, äquatornahe Bereiche) ist allerdings nicht möglich, da die germanische Trias einen heterogeneren Aufbau und

einen höheren Anteil weicher Gesteine als die Sedimentite der Gondwana-Kontinente aufweisen soll (vgl. WIRTHMANN 1987 und Kapitel B II. 2.1).⁴⁶

Landschaftsentwicklung

Der großräumliche Übergang vom Ablagerungs- zum Abtragungsraum deutet sich über zunehmende Landwerdung der mitteldeutschen Schwelle bereits während des Jura an und ist im Arbeitsgebiet in der Kreide vollzogen (MÜLLER 1996, SCHRÖDER 1962).

Flächenhafte Erosion seit der Kreide bewirkte die Anlage und die Tieferlegung eines weitgespannten Flachreliefs, welches im Rahmen der Primärrumpftheorie (PENCK 1920) erklärt wird (ähnlich MÜLLER 1996).

Im Gebiet von der Rhön bis zum nördlichen Teil des Fränkischen Keuper-Lias-Berglandes kann die alttertiäre bis frühmiozäne Entwicklung einer weitgespannten Rumpfflächenlandschaft, die im Untersuchungsraum auch nicht in Resten erhalten ist, durch die Interpretation folgender Phänomene nachgewiesen werden (SCHRÖDER 1993; vgl. auch BÜDEL 1957, MENSCHING 1957 sowie *Abb. 4*):

- Erhalt von tektonisch verstellten Altreliefs unter oligo-/miozänen Sedimenten sowie Vulkanitdecken in der Rhön;
- Einschlüsse von Deckgebirgsfragmenten in:
 - a) Schlotten des Salinarkarstes im östlichen Rhönvorland sowie
 - b) vulkanischen Förderbahnen der Heldburger Gangschar im Keuper-Lias-Bergland.

K/Ar-Datierungen von Basalten, die u. a. durch ihre Deckgebirgseinschlüsse in Bezug zum Relief gesetzt werden können, ermöglichen in diesem Zusammenhang eine zeitliche Einordnung der durch flächenhafte Tieferlegung geprägten Formungsstadien (SCHRÖDER 1993; vgl. u. a. SCHRÖDER 1974, SPÄTH 1973 sowie zur Datierung HUCKENHOLZ & WERNER 1990, LIPPOLT in: POHL & SOFFEL 1977).

Am Übergang Unter-/Mittelmiozän (16 Ma b. p.) ist etwa durch die Datierung der Bramberg- und Zeilbergvulkanite (vgl. B III. 1.1.2) und ihre Einschlüsse von Juragesteinen eine weitgespannte, jedoch auch nicht in Resten erhaltene Rumpffläche im Bereich des Keuper-Lias-Berglands rekonstruierbar, deren Höhe rezent bei ca. 600 m ü. NN liegen müßte (*Brambergfläche*; vgl. *Abb. 4, Abb. 8, Karte 1* sowie leicht abweichende Rekonstruktionen der Lokalitäten bei HUCKENHOLZ & WERNER 1990, SPÄTH 1973; s. hierzu auch SCHRÖDER 1974: *Abb. 5, 6*; zur zeitlichen Einstufung vgl. auch SPÄTH 1976: „präobermiozän“).⁴⁷

Dieses späte Stadium der weitreichend flachreliefierten, allerdings durch Lavadecken bzw. vulkanischen Oberbau differenzierten Landschaft (SCHRÖDER 1993: *Abb. 4*) fiel in den Zeitraum des neogenen Klimaoptimums. Inwiefern der Verlauf der tektonischen Hebung oder die lithofazielle Differenzierung die bis zum

neogenen Klimaoptimum unter wechselnden bzw. im Verlauf der Jahrmillionen variierenden Feuchtebedingungen stattfindende, strukturunabhängige Flächengnese (s. o.) begünstigt haben, kann noch nicht beurteilt werden (vgl. weitere Diskussion sowie Kapitel B II.). Grund hierfür ist die derzeit kaum rekonstruierbare kreidezeitliche bis oligozäne Landschaftsentwicklung (Abtragungsraten etc.). Entscheidender Aspekt der fehlenden bis lokalen Relieferung (vgl. weitere Diskussion), die im Gegensatz zur späteren allgemeinen Flächendifferenzierung steht, scheint mir die paläoklimatische Komponente zu sein.

Ein sehr interessantes Problem betrifft die (partielle) „Wiedereinebnung“ des vulkanischen Oberbaus (vgl. Kapitel B II. 2.1), sofern sich dessen Existenz stets als zutreffend erweist. Die dann notwendige „Reliefreduktion“ würde sich im nordöstlichen Mainfranken aus der Kappung von Basaltschloten durch die jüngere „Haßbergfläche“ (Bezeichnung nach SPÄTH 1973) ergeben (vgl. B III. 1.1.2). Dieses Phänomen würde m. E. aber, trotz des extremen Klimas, keiner allgemeinen Tendenz zur Vollformenreduktion entsprechen. Vielmehr hätte sich diese Abtragung ausschließlich auf das (weiche) vulkanische Gestein und vermutlich sehr flache Vulkanformen mit geringer Höhe beschränkt (basische Schmelzen, effusive Tätigkeit; vgl. u. a. DONGUS 1980). Daß es sich bei diesem Phänomen um einen nur unter bestimmten Bedingungen ablaufenden Vorgang handeln kann, wird auch daran deutlich, daß etwa in einzelnen Deckgebirgsbereichen Mitteleuropas alttertiär angelegte Formen weitergebildet bzw. schwach überformt, aber bis heute erhalten wurden (vgl. anschließenden überregionalen Vergleich). Interessant ist die Beobachtung, daß die randlich des Untersuchungsraums liegenden thüringischen Gleichberge bereits auf dem 600 m-Niveau inselbergartig akzentuiert waren. Ursache ist hier wohl eine extreme Härte der basaltischen Schlotgesteine, die ihren Kern bilden.

Eine detaillierte morphogenetische Analyse könnte die Vorstellungen zur prä- bis synbasaltischen Relief- bzw. Landschaftsentwicklung anhand folgender Arbeitsschritte präzisieren:

- fortschreitende Inventarisierung
 - a) der durch Basalte bedeckten Altreliefs in der Rhön sowie
 - b) der Deckgebirgseinschlüsse in der HGS (Heldburger Gangschar);daraufhin zeitliche Einstufung der landschaftlichen Entwicklungsphasen durch gezielte absolute Datierungen der in Bezug zum Relief gesetzten Basalte;
- Bewertung des Vulkanismus für die Landschaftsentwicklung (vulkanischer Oberbau, partielle morphologische Betonung der Spessart-Rhön-Schwelle durch eruptive Tätigkeit; SCHRÖDER 1993);
- weiterführende paläoökologische und chronologische Einordnung der Rhön-sedimente im Hinblick auf ihre Aussagekraft für die Landschaft; hierzu in

- umfangreichen Detailanalysen Aufklärung der Lagerungsverhältnisse der oligozänen und miozänen Deckschichten (Verzahnung der Sedimente mit vulkanischen Gesteinen, Basaltintrusion in Sedimente etc.; vgl. BAUMHAUER 1990, BÜTTNER 1987, CRAMER 1964, MARTINI et al. 1994);
- Untersuchung und paläoökologische Einstufung der Verwitterungsbildungen im Altrelief der Rhön (u. a. intensive Verkarstung; SCHRÖDER 1993);
 - Analysen und Rekonstruktion der lithofaziellen Entwicklung während des Mesozoikums sowie Beurteilung ihrer Bedeutung für die (undifferenzierte) Flächenbildung (nordwestwärtiges Ausdünnen von Sandsteinen etc.; vgl. u. a. RUTTE 1971, SCHRÖDER 1976).

Der überregionale Vergleich

Im Bereich der heutigen Althochfläche wird eine Flächendifferenzierung - deren strukturelle Prägung m. E. weitere Detailanalysen erfordert - bereits für das Alttertiär vermutet (BORGER 1990, KUPPELS 1981; vgl. auch BREMER 1989a). Differenzierte, strukturell adaptierte Reliefs traten in diesem Zeitraum auch im niedersächsischen Bergland auf (BRUNOTTE 1987; vgl. auch C I. und SCHMIDT 1976 zum Nordrand des rechtsrheinischen Schiefergebirges). KLEBER (1987) bestätigt im heutigen Albvorland eine „präriesische Erosionsrinne“ am Grenzbereich Unter-/Mittelmiozän. Diese dürfte zeitlich der Anlage des Urnaabsystems in der Oberpfalz entsprechen (LOUIS 1984, SEMMEL 1994), so daß ein überregionales morphologisches Ereignis deutlich wird.

Im Gegensatz hierzu wurde oben beschrieben, daß eine durch den Vulkanismus modifizierte Flächentieferschaltung das Gebiet von der Rhön bis zum Fränkischen Keuper-Lias-Bergland auch über das Alttertiär hinaus umfaßte und - gerade im nordöstlichen Mainfranken und südlich bis südöstlich anschließenden Gebieten (s. u.) - als undifferenzierte Ausräumung bis zum frühen mittleren Miozän anhielt (vgl. auch BÜDEL 1977; opp. SPÄTH 1973, dort zudem abweichende chronologische Einordnung). Die „präbasaltischen Täler“ in der Rhön (CRAMER 1964) waren allenfalls Bestandteil einer sehr flachen Reliefierung, wogegen der Erhalt von Basaltdecken in der Rhön eine spätestens synbasaltisch, d. h. seit dem ausgehenden Oligozän einsetzende Bildung von Reliefstockwerken nahelegt (anhaltende Tieferlegung; vgl. auch SCHRÖDER 1993 und B III. 1.1.2 zum zeitlichen Verlauf der Erosion in Mainfranken). Wie bereits angedeutet, sind weitere Untersuchungen gerade zur syn-, aber auch präbasaltischen Formung in der Rhön notwendig.

Eine Ursache für diese räumlichen Unterschiede ist m. E. die komplexe tektonische Entwicklung, die über verschiedene Hebungsraten Erosionsvarianzen bewirkte (vgl. auch SEMMEL 1996, SPÄTH 1973, 174). Hierbei dürfte die unterschiedliche Reliefgenese zwischen Mainfranken und dem südlicher gelegenen

Albbereich durch eine im letztgenannten Gebiet sehr differenzierte Tektonik zu erklären sein. Diese äußerte sich dort in der frühen Reliefdifferenzierung und dem darauffolgenden Aufstau des Rezat-Altmühl-Stausees, dessen heterogene Sedimente je nach Lage zur Albstufe vor allem aus Peliten, Feinsanden bis hin zu massiven Kalksteinlagen bestehen (BIRZER 1969, KLEBER 1987).

Die Komplexität der räumlichen Formungsmuster wird weiterhin daran deutlich, daß für bestimmte Zeiten wie das neogene Klimaoptimum - an spezielle Gesteine bzw. Rahmenbedingungen gebunden - die Möglichkeit der „Vollformenreduktion“ in Betracht gezogen wird (s. o.). Hingegen haben, wie im Niedersächsischen Bergland, noch älter angelegte, später weitergebildete Formen diese Zeiten überdauert. Teilweise spielt hierfür die zwischenzeitliche Überdeckung mit Sedimenten und die spätere Exhumierung dieser Vollformen eine Rolle (vgl. BRUNOTTE 1987), andererseits sind dort altertäre Hochgebiete bekannt, die seit ihrer Entstehung und ohne Unterbrechung erosiven Mechanismen ausgesetzt waren (mdl. Mitt. J. SPÖNEMANN, Universität Göttingen; vgl. BROSCHE 1968 und C II. 2.1.2).

1.1.2 Jüngere Entwicklungsphasen: Mittelmiozän bis frühes Obermiozän

Reliefentwicklung und ihre paläoklimatischen Rahmenbedingungen

Basierend auf dem ausgehenden neogenen Klimaoptimum fand im Mittelmiozän zunächst eine Übergangsphase statt, die im Untersuchungsgebiet weiterhin eine undifferenzierte Flächenbildung gewährleistete (i. S. fehlender Flächenrestriktion; vgl. *Abb. 4, Abb. 8*, BREMER 1989a; opp. SPÄTH 1973). Im Zusammenhang mit dem überregionalen Kontext fand in diesem Zeitraum allerdings die Überleitung zu einer stärkeren Reliefdifferenzierung statt (vgl. GRAUL 1963 zur morphochronologischen Zuordnung von Albhochfläche und Keuperflächen), die später - bei anhaltend flächenhafter Tieferschaltung - in einer vorläufigen Kulmination struktureller Adaptation gipfeln sollte (s. u.; vgl. B III. 1.2 sowie B III. 1.3).

Dementsprechend war das regionale Resultat dieser überleitenden Phase zunächst eine weite Fläche, die den Ausgangspunkt der im Fränkischen Keuper-Lias-Bergland und seinem Vorland erst später einsetzenden Reliefdifferenzierung markierte. Das Flachrelief griff über Gesteine verschiedener Härte und Störungen diskordant hinweg und war durch flächenhafte Tieferschaltung der Brambergfläche entstanden (*Haßbergphase*; vgl. *Abb. 4, Abb. 8*).⁴⁸

Die damalige, ebene Landschaftsoberfläche wird insbesondere durch zahlreiche Hochflächenpartien im heutigen Verlauf der Keuperschichtstufe bzw. des unmittelbar anschließenden Dachbereichs repräsentiert (*Abb. 16, Abb. 17, Abb. 18*; vgl. *Fotos 1 und 2* in Kapitel F IV. 1).⁴⁹

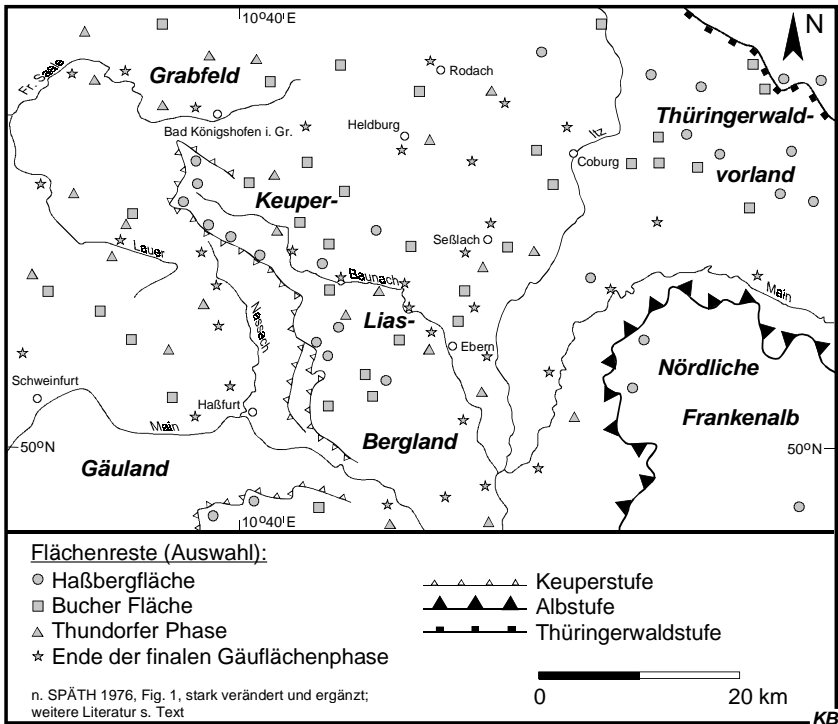


Abb. 16: Flächenreste im nordöstlichen Mainfranken und randlichen Gebieten

Diese stellen als rezent isolierte, zum Teil durch spätere Abtragung modifizierte Altrelief- bzw. Flächenreste um 500 m ü. NN die höchstgelegenen Oberflächen in den Haßbergen dar (vgl. Höhendifferenzierung in Abb. 3). Hinzu kommen einzelne Verebnungsresiduen im weiter entfernten Rückland der Keuperschichtstufe.⁵⁰ Die Bindung des Altreliefs insbesondere an quarzitisches gebundene, zum Teil auch eischüssige Ausschnitte des Burgsandsteins und des Rhätolias weist diese Gesteine als strukturelle Stabilitätsfaktoren aus (zum Begriff strukturelle Stabilität vgl. WIRTHMANN 1987; Flächenreste zum Großteil in Anlehnung an SPÄTH 1976: Fig. 1; zur Geologie s. MARIOLAKOS 1969, SCHRÖDER 1976, SCHUSTER 1928, WELZEL 1964, GÜCK CC 6326 sowie B II. 2.1, Abb. 12, Abb. 13):

- Hochgebiete im Verlauf von Haßbergsporn und Großem Haßberg, also u. a. Ochsenhügel, 473 m ü. NN, Burgsandstein bis Rhätolias; Großer Breitenberg, 497 m ü. NN, Rhätolias; Nassacher Höhe, 510 m ü. NN, Rhätolias; Schwedenschanze, 487 m ü. NN, Rhätolias (s. Karte 2);

- Dornbuschberge NE Königsberg i. B., 475 m ü. NN, unterer Burgsandstein;
- Büchelberg NE Hofheim i. Ufr., 467 m ü. NN, Rhätolias;
- Bramberg NE Königsberg i. B., 494 m ü. NN, Basalt (vgl. Karte 1);
- Zeilberg NE Maroldsweisach, ca. 470 m ü. NN (aktueller Abbau!), Basalt und Rhätolias;
- Stachelberg NW Kirchlauter, 487 m ü. NN, Feuerletten (Grund für den Erhalt im Feuerletten ist vermutlich eine ehemals (?) dünne Rhätauflage).

Konträr zur eigenen Auffassung einer weitgehend undifferenzierten Flächentieferschaltung (sensu u. a. BREMER 1989a) beschreibt SPÄTH (1973) eine gleichzeitige Flächenbildung auf verschiedenen Niveaus und interpretiert dies im Zusammenhang mit einem schon präbasaltisch angelegten Vorläufer der Haßbergstufe (vgl. B III. 1.1.1 und *Abb. 7*). Die „*Haßbergfläche*“, deren Name sich aus ihrer Bedeutung für die rezenten Haßberge (Flächenreste) ergibt, bestand nach SPÄTH nur östlich der Haßbergstufe, während das Vorland zur Zeit ihrer Inaktivierung bereits tiefergelegt war (vgl. *Abb. 4, Abb. 7, Abb. 8*). Unklar bleibt in dieser Vorstellung u. a., wie sich aus einem (nur) an den Rhätolias angelehnten prä- bis synbasaltischen Stufenvorläufer (vgl. B III. 1.1.1) eine Stufe entwickelte, deren Bildner heute aus unterschiedlichen Sandsteinen des höheren Keupers bestehen (vgl. B III. 1.2, weitere Kritik in B II. 2). Ich habe den Terminus Haßbergfläche dennoch übernommen, beziehe ihn aber auf eine weite, auch westwärtig ausgedehnte Ebene in einem (leicht variierenden) Höhenniveau (s. vergleichbare Ableitungen von BREMER 1989a, BÜDEL 1957, *Abb. 3*). Die abweichende Fassung der Haßbergfläche und weitere Revisionen der Auffassungen SPÄTHs (1973) wurden in diesem Zusammenhang schon vorgestellt (BOLDT 1997, 1998). Weiterhin faßt SPÄTH (1976: *Fig. 1*) die Haßbergfläche in einem größeren Höhenintervall zusammen. Dies hängt wohl damit zusammen, daß er (ungerechtfertigt) eine nachfolgende relative tektonische Senkung für die Grabfeldmulde annahm (vgl. B II. 2.2). Aus heutiger Sicht sind tieferliegende Verebnungsreste jedoch Dokumente einer fortschreitenden Reliefdifferenzierung, so daß diese nicht der Haßbergfläche zugeordnet werden (vgl. B III. 1.2 und SPÄTHs „*Zeilbergfläche*“, 1973).

Eine sehr leichte bzw. partielle Anlehnung der Haßbergfläche an strukturelle Vorgaben ist im Zusammenhang mit der beschriebenen Höhendifferenzierung wahrscheinlich, aber kein generelles Phänomen. Neben der kleinmaßstäblich rekonstruierbaren Kappungsebene kann auch kleinräumlich ein deutlicher Schnittflächencharakter im unterlagernden Gestein beobachtet werden (Ochsenhügel, 473 m ü. NN, s. o.; vgl. Geologische Positionsblätter Oberlauringen von SCHUSTER 1928 und WELZEL 1964). Keinesfalls bestand bereits eine steile Stufe i. S. SPÄTHs, wengleich die leichte Höhengliederung bereits als Anzeichen für eine (allerdings erst jetzt) beginnende Schichtstufenentwicklung gewertet werden kann.⁵¹

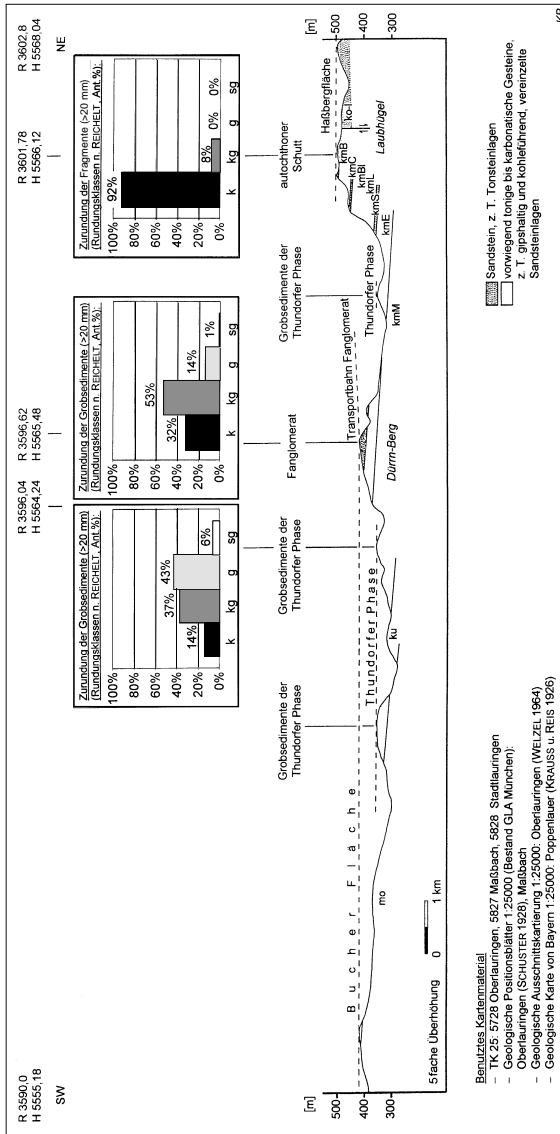


Abb. 17: Profil 1 - nördliche Haßbergstufe und ihr westliches Vorland (aus BOLDT 1997, verändert; zur Lage des Profils vgl. Abb. 2; benutzte Literatur s. Text)

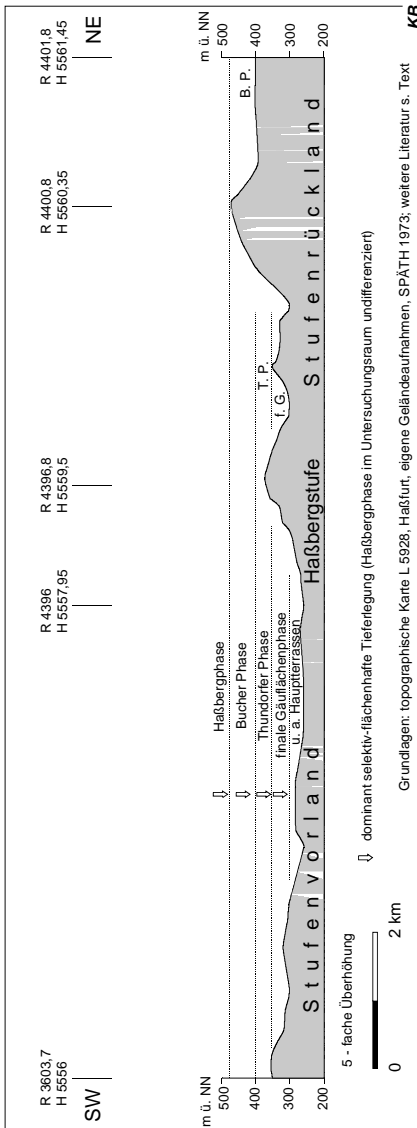


Abb. 18: Profil 2 - zunehmende Einengung und synchrone Entwicklung der tiefergelegten Bereiche im Vor- und Rückland der Haßbergstufe (zur Lage des Profils s. Abb. 2)

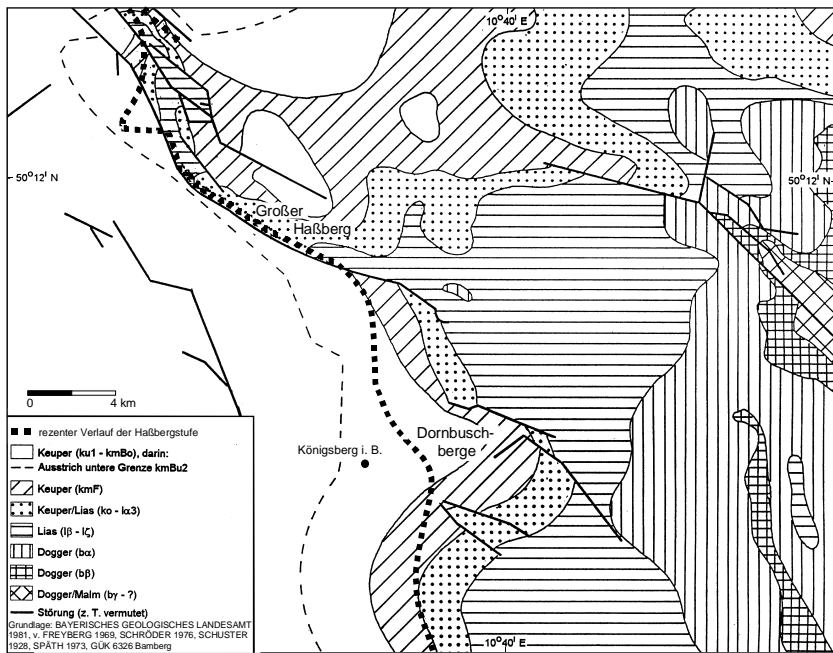


Abb. 19: Gesteinsdifferenzierung der Landoberfläche im rekonstruierten 500 m - Niveau

Die Abb. 19 verdeutlicht in diesem Zusammenhang die auf ein rezentes Niveau von 500 m ü. NN bezogene, petrographische Differenzierung der damaligen Landoberfläche. Das graphisch dargestellte Terrain, in dem später in Anlehnung an den Rhätolias und an Burgsandsteinpartien die markante Schichtstufe der Haßberge entstehen sollte, wies als Bestandteil der damaligen Fläche noch keine deutliche Inwertsetzung der Gesteinsunterschiede auf. Daß der heutige Stufenverlauf sich nicht an eine stratigraphische Einheit anlehnt, ist ursächlich auf die sehr variable dreidimensionale Härtevarianz zurückzuführen (vgl. weitere Diskussion).

Die Einbeziehung des Brambergschlots in die Haßbergfläche (opp. SPÄTH 1973) könnte im Kontext mit einem ehemals auf dem 600 m - Niveau bestehenden vulkanischen Oberbau eine vollständige Abtragung der allerdings flachen basaltischen Vollform belegen (vgl. B III. 1.1.1). Dies wäre unter dem Einfluß des neogenen Klimaoptimums erfolgt, sofern das Postulat vulkanischer Aufbauten zutrifft.

Die Haßbergfläche stand also als regionaler, weitgespannter Ausgangsrumpf noch weitgehend in der Tradition der in Kapitel B III. 1.1.1 geschilderten Flachreliefentwicklung. In überregionaler Hinsicht nahm die Reliefdifferenzierung allerdings zu. Vermutlich waren Teilräume der Rhön, des Thüringerwaldes und der Fränkischen Alb zur Zeit der Haßbergfläche bereits als Hochgebiete betont, so daß der Untersuchungsraum eine beckenartige Tieflage aufwies. In der Rhön etwa sind noch ältere Stadien der Tieferlegung unter Basaltdecken und Sedimenten erhalten (SCHRÖDER 1993; vgl. B III. 1.1.1). Die zunehmende Betonung eines nach Süden geöffneten Beckens macht übrigens auch die damals südlich gerichtete Entwässerung des nördlichen Mainfrankens (BÜDEL 1957) verständlich.

Die beschriebene, überregional zunehmende Reliefdifferenzierung korrelierte bei weiterhin variierender Feuchte zeitlich mit der abnehmenden Temperatur nach dem Peak des neogenen Klimaoptimums, wobei die Temperaturwerte allerdings, gerade im Vergleich zum Obermiozän (vgl. B III. 1.2), noch hoch waren (*Abb. 8*).⁵² Diese paläoklimatische Interpretation wird auch durch die Verwitterungsbildungen auf den Altreiefs gestützt, sofern sie, wie zu vermuten ist, meist im Verlauf der Haßbergphase bzw. zur Zeit der Haßbergfläche gebildet wurden (s. u.).

Detailanalysen zur Rolle der Tektonik und zur lithofaziellen Reliefadaptation stehen bislang aus. So sind zum Beispiel tektonische Hebungsvarianzen (Betonung der Spessart-Rhön-Schwelle) und die mächtige „Basaltarmierung“ in der Rhön (SCHRÖDER 1993) als reliefdifferenzierende Faktoren in Betracht zu ziehen. Stärkere Hebungintensitäten in den höhergelegenen Randgebieten könnten deren Inwertsetzung als Hochgebiete bewirkt haben, während der weitgespannte Charakter der Haßbergfläche im Zusammenhang mit einer (relativen) tektonischen Senkung der von ihrer Bildung betroffenen Gebiete stand. Die damals tiefliegende morphologische Position des Arbeitsgebietes könnte die Ausbildung einer weitgehend undifferenzierten Fläche, etwa aufgrund einer besseren Durchfeuchtung, begünstigt haben. Die Einbeziehung von heute sehr harten Schichten in die Haßbergfläche belegt jedenfalls anhaltend hochtemperierte Bedingungen, die aufgrund der Befunde zur Verwitterung (s. u.) mit (zeitweise) hohen Niederschlagswerten korrelierten. Für diesen Kontext ist allerdings auch zu beachten, daß die einbezogenen Sandsteinserien in westlicher und nördlicher Richtung zugunsten des Tonsteinanteils stark ausdünnten (vgl. u. a. RUTTE 1971) und die planparallele Tiefschaltung damit erleichtert haben (s. B II. 2.1 ⇒ Lithovarianz der mainfränkischen Trias). Die Genese der Haßbergfläche ist dahingehend als selektiv zu betrachten, daß die in die Tieferlegung einbezogenen Gesteine bei den damals bestehenden Rahmenbedingungen insgesamt als „weich“ zu klassifizieren sind. Hier wird deutlich, daß die morphologische Härte eine sehr komplexe Funktion der u. a. klimatischen und tektonischen Bedingungen darstellt (vgl. B II. 2.1, C II.).

Im Kontext mit der Datierung der Brambergfläche (B III. 1.1.1), dem Klimawandel (s. B II. 1) und den (gemittelten) Abtragungsraten jüngerer Verebnungsniveaus wird für die Haßbergfläche ein spätmittelmiozänes bis frühobermiozänes Alter angenommen. Damit wird eine präzisere chronologische Einstufung als bei den bisherigen Autoren (BÜDEL 1957, SPÄTH 1973: „Inaktivierung Ende Altplozän“) vorgenommen, deren Ergebnisse nur in grober Näherung zutreffen und zum Teil von anderen Voraussetzungen ausgehen.⁵³ Eine chronologische Revision wird - basierend auf der Diskussion älterer Chronologien⁵⁴ - unter Verwendung der aktuellen erdgeschichtlichen Gliederung (u. a. FAHLBUSCH 1981) auch für die jüngere Entwicklung der Gäüflächenniveaus durchgeführt (B III. 1.2 - 1.3).

Als Endstadium einer im Untersuchungsgebiet seit der Kreide anhaltenden, undifferenzierten und damit strukturunabhängigen Flächentieferschaltung, die unter variierenden Feuchtebedingungen und zum Teil sehr hohen Temperaturen verlief, leitete die Genese der final- bis postbasaltischen Haßbergfläche in Mainfranken zu einer stärkeren Relieferung und der beginnenden Schichtstufenentwicklung über (vgl. Abb. 8).

Verwitterung und Pedogenese

Auf den Resten der Haßbergfläche konnten anhand mikromorphologischer und makroskopischer Aufnahmen folgende Verwitterungsphänomene beobachtet werden, die sowohl hohe Temperaturen als auch die Beteiligung feuchter Klimabedingungen belegen (zur paläoklimatischen Bewertung vgl. u. a. BOLDT 1993, BORGER 1990, BURGER & LANDMANN 1988, ESWARAN et al. 1975, SCHNÜTGEN & SPÄTH 1983 sowie Abb. 8):

- *Quarzkorrosion und -kornsprengung* treten in räumlich eng begrenzten Ausschnitten der rezenten Böden auf und entsprechen eingearbeiteten Resten älterer Verwitterungsbildungen (u. a. Plateaus der Dornbuschberge, s. Dünnschliff in Kapitel F IV. 2, Foto 10, Entnahme: R 4400,05, H 5552,075; zur Lage vgl. Abb. 2: Q, S 1); ein primäres Vorkommen von korrodierten und gesprengten Quarzen im Ausgangsgestein kann häufig durch Vergleiche mit den anstehenden Keuper-sedimentiten ausgeschlossen werden.
- *Autochthon gerundete Kernsteine* sind lokal auf dem Großen Haßberg (R 3604,1; H 5563,6; vgl. K in Abb. 2) nachweisbar (vgl. Hinweise bei WELZEL 1964) und räumlich an einen *tonigen Zersatz* auf den Hochflächen gebunden, der bislang noch nicht analysiert worden ist. Zeugnisse einer sehr intensiven Gesteinszersetzung treten auch im Dachbereich der südlicher gelegenen Frankenhöhe um 500 m ü. NN auf und stellen anscheinend ein relativ weitverbreitetes Phänomen dar (mdl. Mitt. D. BUSCHE, Universität Würzburg). Dennoch entsprechen die zersetzten Gesteine auf der Frankenhöhe m. E. punktuellen Verwitterungswurzeln,

die im Zuge einer selektiven Erosion und im Schutz umgebender harter Gesteine erhalten wurden. Die dortige, starke Zermürbung des unterlagernden Blasen-sandsteins ist im Arbeitsgebiet auf entsprechenden Flächenresten (vielleicht nicht zuletzt wegen der schlechten Aufschlußsituation) noch nicht nachweisbar. Als Pendant auf den Haßberghochflächen darf aber der bereits angesprochene tonige Zersatz gelten, zudem wurde punktuell eine Zermürbung vulkanischen Brekzien-materials festgestellt, die im Verlauf des Kapitels diskutiert wird (s. nachfolgende Ausführungen zum Bramberg und Überlegungen von BRUNNACKER 1973). In den Haßbergen kann eine (lokal!) tiefgreifende, intensive Zermürbung von Sandsteinen bislang nur für die jüngere Bucher Phase belegt werden (Karte 3; vgl. B III. 1.2 und *Foto 11* in F IV. 2).⁵⁵

- *Mikrosilikatkarst* wurde auf dem Großen Haßberg (Laubhügel um R 3602; H 5566,3; S in *Abb. 2*) und in den Dornbuschbergen (um R 4400; H 5552,1) an autochthonem Schutt registriert (Q, S 1 in *Abb. 2*).

Aufgrund der räumlichen Isolation von Hochgebieten im Anschluß an die Haßbergphase und der weitgehenden Bindung intensiver Verwitterung an ausgeglichene Landoberflächen im Vorfluterniveau (vgl. BREMER 1989) sind die beschriebenen Verwitterungsrelikte insbesondere der Haßbergphase zuzuordnen. Allerdings sind Phänomene wie Quarzkorrosion und Mikrosilikatkarst - (bei höherer Relevanz) regelhaft gebunden an die jeweils stärker durchfeuchteten Depressionen oder sogar auf Gunstlagen beschränkt - ebenso noch Bestandteile der nachfolgenden Reliefdifferenzierung (vgl. B III. 1.2.5). Gerade diese räumliche Beschränkung jüngerer Verwitterung ist aber auch ein weiterer Beleg dafür, daß die oben beschriebenen Verwitterungsrelikte kaum einer Bodenbildung auf bereits isolierten Vollformen entsprechen und demnach vor allem dem ehemaligen Niveau der Haßbergfläche zuzuordnen sind (vgl. BORGER 1992).

Ob die häufig zu beobachtende *Silifizierung* der die Dachflächen bildenden Gesteine (vgl. u. a. SCHRÖDER 1976) durch die keuper-/liaszeitliche Sedimentation und die nachfolgende Diagenese verursacht wurde oder (auch) auf tertiäre Verwitterungsvorgänge zurückgeführt werden kann, ist eine interessante Frage. Im Detail ergibt sich ein heterogenes Bild, in der die Verkieselung sowohl in der Schichtabfolge als auch schichtintern variiert. Gerade dies spricht m. E. für ein primär-lithofazielles Phänomen, weil eine derartige Komplexität für „postdiagenetische“ Silifizierungen, auch wenn diese in Abhängigkeit von der Strukturvarianz (Kluftsysteme etc.) differenziert verlaufen können, unwahrscheinlich ist. Dennoch sollte in weiteren Analysen für die Hochflächen der Haßberge überprüft werden, ob die unterlagernden Gesteinsschichten von der Imprägnierung sozusagen in Abhängigkeit von einer ehemaligen Landoberfläche geschnitten werden. Auch die Interpretation von Dünnschliffen könnte Aufschluß über verschiedene Formen der

Gesteinsimprägnierung geben und somit eine eventuell notwendige chronologische Zuordnung ermöglichen (zu dieser Problematik vgl. BUSCHE 1983). Die Silifizierung ist - wie oben abgeleitet - als wichtiger Effekt für die Gesteinshärtung und damit auch für die Selektivität der Abtragung zu berücksichtigen.

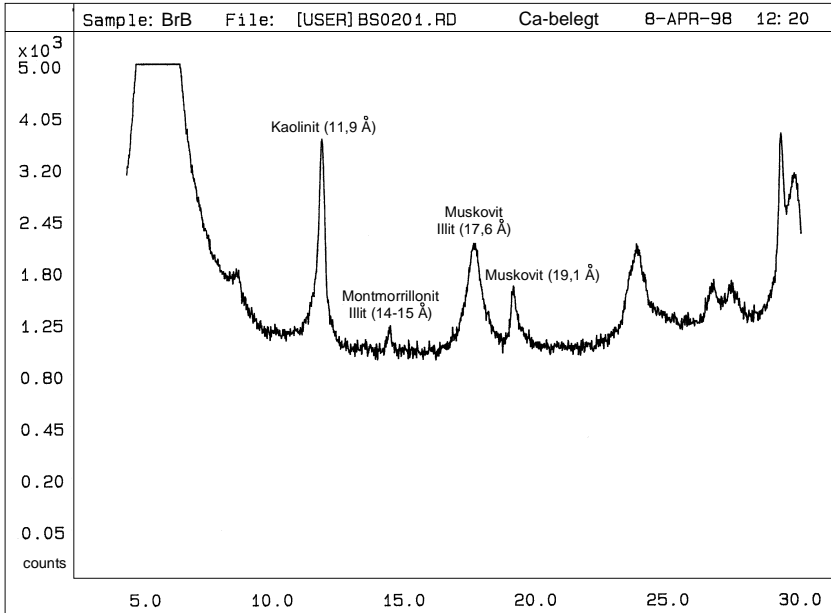


Abb. 20: Röntgendiagramm - basaltisches Material der Schlottbrekzie des Brambergs

Eine besonders interessante Beobachtung wurde im Basaltbruch des Brambergs gemacht (Karte 1; vgl. auch Kapitel B III. 1.1.1, Z 1 in *Abb. 2*). Dort ist die periphere Schlottbrekzie noch mehrere zehner Meter unterhalb des Gipfels (494 m ü. NN) auffällig mürbe, während der ummantelte zentrale Kern aus Alkaliolivinbasalt eine hohe mechanische Widerständigkeit aufweist (zur geologischen Position s. SCHRÖDER 1976; vgl. *Abb. 4*). Daraus ergibt sich die Frage, ob der brüchige Zustand des randlichen Schlottbereichs auf pedogenetische oder vulkanogene Prozesse zurückzuführen ist. Zur Klärung wurde basaltisches Material der Brekzie im Nordbruch (etwas oberhalb von 450 m ü. NN) isoliert und einer Tonmineralanalyse (orientierte Texturpräparate, s. *Abb. 20*) unterzogen. Eine „Verschmutzung“ mit primären Tonmineralen des Nebengesteins ist hier nicht zu erwarten. Die Ergebnisse wiesen als

Tonmineralbestand Smekтите (Montmorillonit), Illite und Kaolinit auf, ohne daß (halbquantitative) Mengenangaben möglich sind (mdl. Mitt. R. BAUMHAUER, Universität Trier).

BAUMHAUER (1990) beschreibt aus der Rhön (Kontaktbereich Basalte-Braunkohle) eine vulkanogen-hydrothermale Bildung von Smektit, während Illite und Kaolinit als Resultate der quartären resp. tertiären Pedogenese interpretiert werden. Dementsprechend dürften die kaolinitischen Bestandteile in der basaltischen Substanz der Brambergbrekzie auf eine chemische Tiefenverwitterung des mittleren Miozäns bis beginnenden Obermiozäns zurückzuführen sein (Einfluß des neogenen Klimaoptimums, vgl. *Abb. 8*), ohne daß ein genauer Zeitpunkt festgelegt werden kann. Wiederrum ist aber darauf hinzuweisen, daß derart tiefgreifende chemische Zersatzzonen im heutigen nordöstlichen Mainfranken nur lokal nachweisbar sind. Daß sie - natürlich abhängig von ihrer Qualität - als weiche Gesteine erodiert werden konnten, ist nur eine Ursache hierfür. Vielmehr kann schon ihre Entstehung - sei es in Bezug auf ein Flächenniveau oder die vertikale Ausdehnung - mit bestimmten, vor allem strukturell beeinflussten Gunstlagen in Verbindung gebracht werden. Dies gilt insbesondere für die obermiozäne Bucher Phase und die dort reduzierte chemische Verwitterungsintensität (s. auch B III. 1.2; vgl. oben). Verwitterungsbasis und Landoberfläche können in diesem Zusammenhang stark voneinander abweichen und komplizierte raum-zeitliche Relationen aufweisen (s. auch ALEVA 1983). Im vorliegenden Fall spielte die Grundwasserzirkulation im kluffreieichen bzw. porösen Schlotgestein eine wesentliche Rolle. Auch die bis heute schützende Funktion des harten Basaltkerns für die ummantelnden Gesteine soll bezüglich ihrer Erhaltung nicht unerwähnt bleiben.

Die Verwitterungsphänomene sind letztendlich der Ausdruck einer Problematik, die - auch im Hinblick auf die klimatische Spannweite einzelner Vorgänge (Quarzkorrosion etc.) - weitere Detailanalysen erfordert. Über die räumliche Differenzierung fränkischer Paläoböden berichten in diesem Zusammenhang u. a. BRUNNACKER (1970) und WITTMANN (1982). Unklar bleibt in diesem Zusammenhang auch die Einordnung eines tieferreichenden Silikatkarsts auf den Hochflächen des Steigerwaldes.⁵⁶ Die oben beschriebenen Verwitterungsresiduen deuten auf eine hohe Komplexität und Intensität der Pedogenese hin, deren Interpretation durch den insgesamt schwachen, aber dennoch deutlich erkennbaren Erhaltungsgrad von Bodenrelikten etc. (opp. SPÄTH 1973, 3) erschwert wird.

Zusammenfassender, überregionaler Vergleich

Die hochgelegenen Altreliefreste im süddeutschen Deckgebirge können morphostratigraphisch erst lückenhaft miteinander korreliert werden.

Nach dem bisherigen Kenntnisstand scheint die Reliefdifferenzierung in der Zeit nach dem neogenen Klimaoptimum deutlich zuzunehmen.

Hochgelegene Altreliefs um 450 bis oberhalb 500 m ü. NN sind recht häufig festzustellen und implizieren die weite Verbreitung einer Fläche, die u. a. auf den Spessart und den südlichen Teil des Fränkischen Keuperberglandes übergriff (vgl. sarmatopontischer Ausgangsrumpf nach BÜDEL 1957 und regionale Studien von DÖRRER 1970, FUGMANN 1988, GRUNERT & SEIDENSCHWANN 1988, MÜLLER 1996). Diese kann weitestgehend mit der Haßbergfläche parallelisiert bzw. als entsprechendes Äquivalent aufgefaßt werden, wenngleich die Flächenrelikte unterhalb von 470 m ü. NN - im Vergleich zum eigenen Arbeitsgebiet - fortschreitender Tieferlegung oder tektonischer Verstellung entsprechen.⁵⁷ Die Dimension der Verebnung korreliert mit einer Einbeziehung unterschiedlichster Gesteine vom Buntsandstein bis zum Jura in die Flächenbildung. Über das (heutige) Thüringerwaldvorland (Lange Berge, Mittwitz-Kronacher Plateau etc.) hinaus soll die Verebnung auch in das Grundgebirge übergegriffen haben, wo ihre Reste aber durch nachträgliche Rejuvenation der Fränkischen Linie stärker gehoben wurden (SPÄTH 1973, s. u. a. dortige Fig. 14). Inwiefern dies zutrifft, müssen weitere Studien belegen. Allerdings scheinen schon die im Vorland des Thüringerwaldes zum Teil deutlich oberhalb von 500 m ü. NN liegenden Altreliefs etwas stärker verstellt bzw. gehoben zu sein als ihre Pendants in den Haßbergen. Andererseits treten Flächenreste um 500 m ü. NN nördlich von Stockheim auch noch jenseits der Bruchstufe des Thüringerwaldes auf. Ein besonderes Problem stellt die damalige Formung im rezenten Übergang zum und im Dachbereich der nördlichen Frankenalb dar (vgl. GARLEFF 1989). Auch hier treten - zumeist im Malm, aber auch in der oberen Kreide etwa bei Stadelhofen - mutmaßliche Reste der Haßbergfläche um 500 m ü. NN auf (vgl. *Abb. 16*). Diese aber waren aufgrund der zum Teil höheren Aufsitzer Bestandteile einer etwas stärkeren Reliefdifferenzierung (Kuppenalb nach BÜDEL 1977).⁵⁸ Vermutlich handelt es sich dort um eine sehr komplexe präquartäre Formung, während der auf eine frühkreidezeitliche (?) weitverbreitete Verkarstung zunächst eine oberkreidezeitliche Meerestransgression mit Verschüttung des Reliefs und schließlich eine Exhumierung durch flächenhafte Tieferlegung erfolgten (BÜDEL 1977, PFEFFER u. a. 1982, SEMMEL 1984). Zusammenhänge mit einer komplexen bzw. von Mainfranken abweichenden Hebungsgeschichte sind offensichtlich, weil die Überflutung allenfalls randlich auf das Arbeitsgebiet übergriff und dort dementsprechend seit längerer Zeit ein (permanenter) Abtragungsraum bestand (vgl. B III. 1.1.1 und BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1981: *Abb. 16*).

Der selektive Charakter der Abtragung erfordert weitere Detailanalysen (s. o., Überleitung zur stärkeren Flächendifferenzierung). Hochgebiete wie der Thüringerwald umrahmten die beschriebene weite Ebenheit. Auch diese Zusammenhänge widerlegen die Auffassung von SPÄTH (1973) bezüglich einer bereits bestehenden Stufe und einer synchronen Flächenbildung in unterschiedlicher Höhe (s. o.).

Die Verwitterungsbildungen auf den Hochflächen sind in ihrer chronologischen Stellung und ihrer morphostratigraphischen Zuordnung noch nicht abschließend zu beurteilen; ihre Erforschung verspricht eine weitergehende Spezifizierung des Paläoklimas. Wichtige Phänomene sind Quarzkorrosion, Kaolinitisierung, Silikatkarst verschiedener Dimension und Saprolitisierung, die nach dem heutigen Kenntnisstand ein bestimmtes Maß an Feuchte und hohe Temperaturen erfordern (BORGER 1990, SEMMEL 1996). In den Haßbergen sind derartige Verwitterungsindizes relativ selten erhalten worden. Aussagen über die Intensität und den Charakter der Verwitterung sowie das Ausmaß der späteren Entfernung von Verwitterungsdecken sind daher zur Zeit nur mit der notwendigen Distanz möglich. SPÄTHs Ansicht (1973), tertiäre Verwitterungsresiduen seien aufgrund ihres extrem geringen Erhaltungsgrades kaum zu interpretieren, ist allerdings zu revidieren.

1.2 Frühe Entwicklungsstadien eines strukturell adaptierten Reliefs in der obermiozänen Bucher Phase

1.2.1 Beginnende Reliefdifferenzierung

Einsetzende Stufenbildung und grundlegender morphogenetischer Charakter

Die einsetzende Auflösung der Haßbergfläche erfolgte durch eine Einengung der flächenhaften Tieferschaltung und korrelierte mit der fortschreitenden Temperaturabnahme. Die deutliche Erhaltung von Flächenresten belegt hier wohl eine relativ abrupte oder forcierte Veränderung des damaligen Milieus bzw. das Erreichen eines Schwellenwerts (vgl. auch Diskussion unter B III. 1.3.2.1). Über die zusätzliche Bedeutung von kurzzeitigen Feuchtigkeitsschwankungen, tektonischen Hebungsimpulsen oder auch Schwankungen des Meeresspiegels kann nur spekuliert werden. Darüber hinaus ist die Faziesdifferenzierung - die sich in einer quantitativen Zunahme härterer Gesteine in grob südöstlicher Richtung äußert (u. a. BERGER 1981, RUTTE 1971, SCHRÖDER 1976 sowie B III. 1.2.2) - dahingehend zu berücksichtigen, daß bei der fortschreitend flächenhaften Tieferlegung im Verlauf des Tertiärs zunehmend auch resistenterer, bis dato tiefer im geologischen Untergrund verborgene Gesteinspartien erreicht wurden (vgl. B II. 2.1).

Die Destruktion der Ausgangsfläche leitete zur Entwicklung der Gäuflächen-niveaus über und führte zunächst zu einem obermiozänen Verebnungsniveau, das bei rezent etwa 400-420 m ü. NN rekonstruiert werden kann (s. *Abb. 16, Abb. 17, Abb. 18*; zur chronologischen Einstufung vgl. B III. 1.2.5).⁵⁹ Bezüglich des Flächenstockwerks kommt SPÄTH (1973) zu einem ähnlichen Ergebnis, entwickelt aber abweichende Auffassungen für dessen Entstehung und Alter („oberpliozän“ nach SPÄTH 1976; vgl. Diskussion und Literatur in B III. 1.1.2, 1.2.5).⁶⁰ Zudem wird dieses Niveau von SPÄTH in einem größeren Höhenintervall zusammengefaßt, wogegen etwa Vereb-

nungsreste um 390 m ü. NN oder tiefer einer jüngeren Flächenbildungsphase zuzuordnen sind (s. B III. 1.3.1; vgl. Ausdehnung der Flächenreste in Fig. 1, SPÄTH 1976).

Nach einem Altreliefrest im Stufenvorland bei Buch (406 m ü. NN, s. SPÄTH 1976: Fig. 1) wird die Tieferlegung als *Bucher Phase*, das dort entstandene Flachrelief als *Bucher Fläche* bezeichnet (Abb. 4, Abb. 8; s. auch Foto 2 in F IV. 1). Diese Bezeichnung erscheint mir angemessener als die von SPÄTH gewählten Termini „jüngere postbasaltische Fläche“ bzw. 400 m - Fläche, weil a) die Haßbergfläche als „ältere postbasaltische Fläche“ (SPÄTH) durchaus noch in die Zeit des ausklingenden Vulkanismus fallen könnte (vgl. B II. 2.1) und b) eine Bezeichnung nach einer bestimmten Höhe (s. auch DÖRRER 1970) der internen Flächendifferenzierung nicht so ganz gerecht wird. In Kapitel B III. 1.2.6 wird die hier vorgestellte regionale Terminologie umfassender bewertet. Die sehr auffällig geringe bis nicht nachvollziehbare Gesamtabdachung der Verebnung ist als Kennzeichen außertropischer Altreliefs aufzufassen (ähnlich BREMER 1986; vgl. auch dortige „Flächenbildung auf Meeresspiegelniveau“).

Mit dem Beginn dieser räumlich eingeengten bzw. differenzierten, flächenhaften Tieferlegung setzte auch die Stufenbildung ein, bei der in Gesteinen des höheren Keupers bis tieferen Lias zunächst isolierte Hochgebiete im Verlauf der heutigen Keuperschichtstufe entstanden (s. Abb. 21).⁶¹ Ältere Entwicklungsstadien der Stufe sind nicht nachweisbar (opp. SPÄTH 1973; vgl. B III. 1.1.2 und BÜDEL 1957). Der Ausstrich harter Gesteine auf der Haßbergfläche (Burgsandstein, Rhätolias) bestimmte die bis heute konstante Position und den gebogenen Verlauf der Haßbergstufe.⁶² Die relative Höhe ihrer Vorläufer betrug am Ende der Bucher Phase bis etwa 100 m. Es ist zu berücksichtigen, daß die „Schichtstufen“ nicht das Ausmaß ihrer heutigen Prägnanz erreichten (Neigung etc.; vgl. A II. 1, Abb. 5, weitere Diskussion sowie SCHUNKE & SPÖNEMANN 1972). Vereinfacht soll der Begriff an dieser Stelle i. w. S. auch zur Kennzeichnung flacher Schichtrampen verwendet werden. Keinesfalls bestand bereits zu diesem Zeitpunkt eine Steilstufe, wie SPÄTH (1973) dies übrigens schon für noch ältere Phasen annimmt (s. o.).

Flächenpforten⁶³ - die innerhalb des heutigen Haßbergsporns (opp. SPÄTH 1973) sowie für den mittleren und südlichsten Teil der rezenten Haßbergstufe (vgl. BREMER 1989a) rekonstruiert werden können - verbanden die Bucher Vorlandfläche mit dem Stufenrückland, in dem die Tieferlegung auf bestimmte Bereiche eingeengt worden war.⁶⁴ Eine vergleichbare Entwicklung kann auch für das südlich der Haßberge anschließende Keuperbergland nachvollzogen werden (s. auch BREMER 1989a, MÜLLER 1996).⁶⁵ SPÄTHs Postulat einer (deutlichen) Wasserscheide vom Altplozän bis zum Oberplozän impliziert hingegen eine abweichende Vorstellung für den Charakter der Keuperschichtstufe (vgl. B I. 2).

Die entsprechenden, heute hochgelegenen Stufeneinsattelungen sind damit nicht als Bestandteile geköpfter Täler zu interpretieren, die eine ursprünglich weiter westlich gelegene Stufe dokumentieren (vgl. hierzu auch BREMER 1989a, SPÄTH 1973, 199 f.; graphische Darstellung von Flächenpforten in BUSCHE et al. 1989, MÜLLER 1996). Ihre Genese muß vielmehr im Rahmen der Flächentieferschaltung und der lagekonstanten Entstehung von Schichtstufen diskutiert werden. Fehlende bzw. unbedeutende Stufenrückverlegung wird ja, wie oben bereits beschrieben, dadurch belegt, daß die Stufenposition durch die Lithovarianz der Ausgangsfläche vorgegeben wurde. Zudem habe ich festgestellt, daß fluviatile Sedimente als Nachweis größerer Flüsse im Verlauf der gesamten Fränkischen Keuperstufe ohnehin die Ausnahme sind; sie entsprechen dann, wie in der Iphöfer Pforte, Bestandteilen der Entwässerung während flächenhafter Tieferlegung (vgl. EMMERT 1975, Kapitel B III. 1.3.2.2; Beschreibung weiterer Pforten in B III. 1.3.3.2.1).

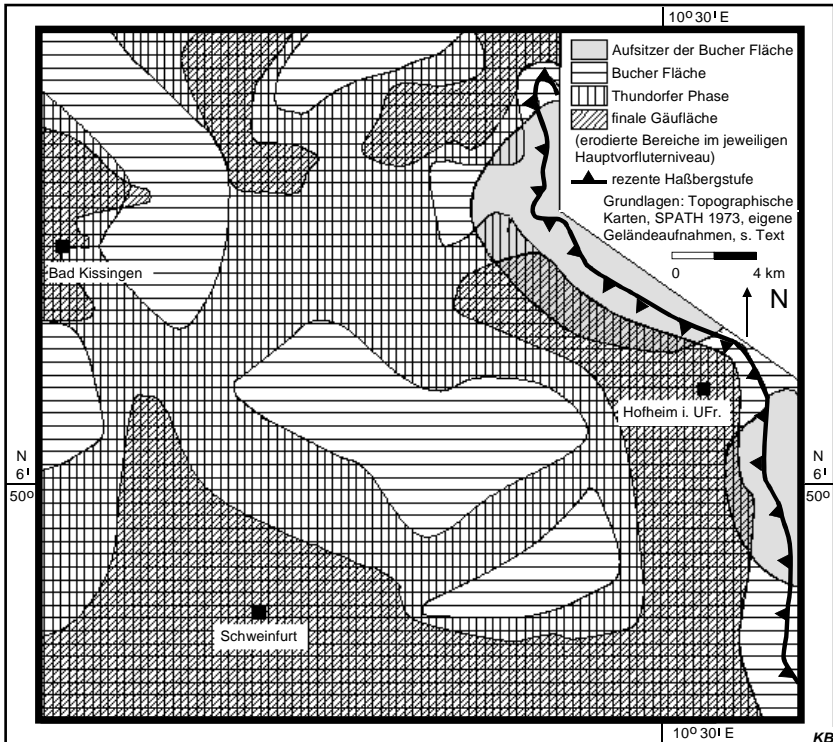


Abb. 21: Zunehmende Flächenrestriktion im Vorland der Haßbergstufe

Höher als das Niveau der Bucher Fläche gelegene Einsattelungen wie zum Beispiel der Birnfelder Sattel (um 450 m ü. NN), die in vergleichbarer Höhe ausgebildete Einsattelung der Dornbuschberge oder auch die allgemeine, im rechten Winkel zur Stufe verlaufende, leichte Wellung des Großen Haßbergs sind zumindest größtenteils ebenfalls als ehemalige Flächenpforten und/oder lokale (!) ältere Entwässerungslinien zu definieren (vgl. auch MÜLLER 1996, SPÄTH 1973). Bei Letzteren könnte man aber allenfalls von abgeschnittenen flachen Mulden sprechen, die keinesfalls dem in der Schichtstufentheorie ideologisch besetzten Verständnis des „geköpften Tals“ entsprechen (vgl. auch BÜDEL 1977).⁶⁶

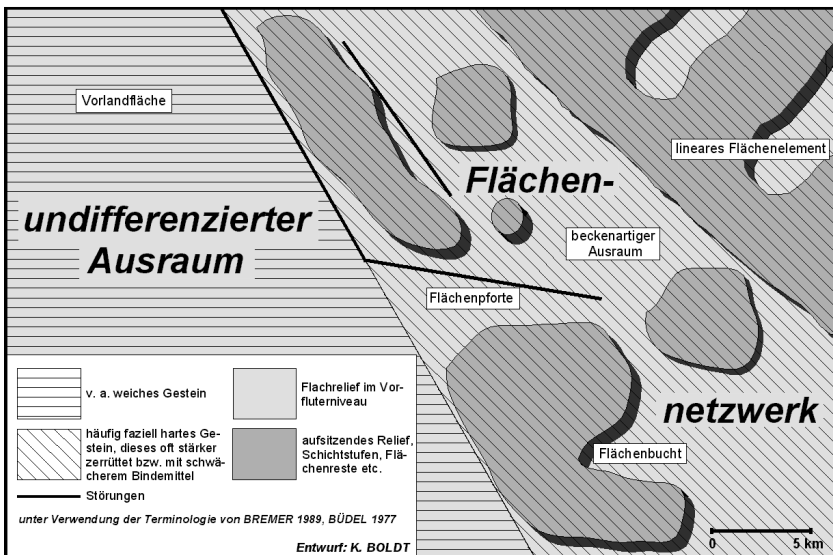


Abb. 22: Flächendifferenzierung und ihre strukturelle Steuerung (schematisiert in Anlehnung an die Formung im nordöstlichen Mainfranken; Literatur s. Text)

Die einsetzende Stufenentwicklung wird auch im Rückland der Haßbergstufe durch die (allerdings erst partielle und wenig akzentuierte) Herauspräparierung der „Rhätoliasstufe“ zwischen Maroldsweisach und Ebern belegt (vgl. SPÄTH 1973, 120 sowie Abb. 13). Durchgehende Schichtstufen existierten am Ende der Bucher Phase nicht. Vielmehr sind einzelne Hochgebiete auszugliedern, die von isolierten Hügeln bis zu langgestreckten, stufenartigen Formen reichten (s. o.; vgl. SPÄTH 1976:

Fig. 1). Einige der betreffenden Altreliefreste wurden bereits in Kapitel B III. 1.1.2 mit der Ausgliederung von Relikten der Haßbergfläche angesprochen (Vorläufer von: Großer Haßberg, Dornbuschberge, Büchelberg, Zeilberg etc.; vgl. auch weitere Diskussion). Aufgrund der hiermit zusammenhängenden Reliefdifferenzierung im Stufenrückland kann eine einheitlich abdachende, weite Stufenfläche i. S. SCHMITT-HENNERs (vgl. u. a. DONGUS 1974) für das Mainfränkische Keuper-Lias-Bergland jener Zeit widerlegt werden (vgl. weitere Diskussion \Rightarrow *Rückland der Haßbergstufe*). Dieser Charakter ist bis heute immanent (vgl. auch B III.2). Interessant ist diesem Zusammenhang ist auch die Aussage von SPÄTH (1973, 25), daß Auslieger mit krönenden Flächenresten *hinter* der Stufe folgen und nicht davor liegen. Für den hohen Differenzierungsgrad des Reliefs sind - im Kontext mit dem geologischen Inventar - eine Isolierung von Stufenbildnern und relativ kleindimensionierte schichtflächenartige Abdachungen (Teile des südlichen Bettenburger Walds; vgl. SCHRÖDER 1976) verantwortlich.

Ursächlich verknüpft mit der morphologischen Lage der damaligen Stufenvorläufer in einem geologischen Muldenkomplex ist eine Tendenz zur Reliefinversion erkennbar (vgl. BÜTTNER 1989, SCHRÖDER 1976), indem - bezogen auf die Gebiete westlich der Itz - geologisch tiefliegende Gesteinspartien des oberen Sandsteinkeupers bis tieferen Lias als „Härtlinge“ bzw. Stufenbildner inwert gesetzt wurden (vgl. *Abb. 13, Abb. 14*). So ist zum Beispiel der jetzige Große Haßberg weitgehend als morphologisch herauspräparierte Grabenstruktur anzusprechen (SPÄTH 1973; vgl. SCHRÖDER 1976 und *Abb. 15, Abb. 22*). Ein entscheidender Aspekt für diesen Vorgang ist wiederum die petrographische Differenzierung der Ausgangsfläche (vgl. auch SPÄTH 1973). Die *Abb. 19* belegt zum Beispiel, daß sich der Große Haßberg vor allem in Anlehnung an Rhätoliaspartien entwickelte (vgl. SPÄTH 1973). Auch das bereits damals erkennbare Aussetzen der Haßbergstufe im Norden (s. u. a. *Abb. 2, Abb. 3, Abb. 13*) ist auf die lithologische Ausstattung der Ausgangsverebnung zurückzuführen, weil die Rhätoliaschichten in der angesprochenen Störungszone in nördlicher Richtung anstiegen (Aussetzen des Gesteins) und später wirksamere Stufenbildner wie der Burgsandstein auf der Ausgangsfläche dort in einer damals weichen Fazies vorlagen (dreidimensionale Faziesdifferenzierung, klimavariablen Härte). Zudem bogen die Gesteinsschichten auf der Haßbergfläche aufgrund der tektonischen Differenzierung ohnehin „bogenförmig“ in östlicher Richtung um (vgl. *Abb. 13*).

Allgemeine Reliefenergie und Hangneigungscharakteristik der sich entwickelnden Vollformen

Die Akzentuierung der Hochgebiete war insgesamt gering. Viele Aufsitzer wiesen am Ende der Bucher Phase nur eine geringe Höhe über dem Vorfluterniveau auf (vgl.

SPÄTH u. a. 1976, Fig. 1 und seine in Kapitel B I. 2 kritisierte Anwendung des Begriffs Akkordanz). Zudem können für die Vorläufer der Haßbergstufe noch in der späten Bucher Phase sehr flache Abdachungen rekonstruiert werden.⁶⁷ Auch im Stufenrückland ist für diesen Zeitraum nachweisbar, daß flache Rampenhänge die höheren und tieferen Bereiche häufig miteinander verbunden haben. Deren Nachweis erfolgt insbesondere über den Erhalt von schwach geneigten Hangsegmenten, die im weiteren Verlauf der morphologischen Landschaftsdifferenzierung allenfalls leicht versteilt bzw. überformt wurden (Altrelief; vgl. u. a. SCHUNKE 1968). Dies ist an folgenden Lokalitäten erkennbar:

- Abdachung der Haßbergstufe zum Dürrn-Berg, rekonstruierte Neigung um 1° (vgl. B III. 1.2.3 sowie *Abb. 17*);
- Nassacher Höhe östlich von Nassach im Verlauf der Haßbergstufe, heutige Neigung im obersten Stufensegment ca. 3° ;
- Lichtensteiner Wald im Verlauf der „Rhätoliasstufe“ (SPÄTH 1973) E Pfarrweisach, rezente Neigung im oberen Stufensegment $2-3^{\circ}$.

Andererseits sind jedoch auch bis heute erhaltene Abdachungen nachweisbar, die am Ende der Bucher Phase auf das Hauptvorfluterniveau der Flächenbildung eingestellt waren (vgl. auch SPÄTH 1976: Fig. 1) und eine stärkere Neigung aufwiesen, zum Beispiel:

- Sperrlingseck NE Königsberg i. B., Neigung der Schnittfläche in Schichtfallrichtung um $5-6^{\circ}$,
- Abdachung des Büchelbergs zum Winhausener Plateau westlich von Ditterswind um 9° ,
- südöstliche Begrenzung der ehemaligen Flächenpforte in der Rhätoliasstufe W Hafenpreppach um 11° (vgl. SPÄTH 1973, 120).

Die Neigungen erreichten jedoch bei weitem nicht die Spitzenwerte, welche etwa im Verlauf der rezenten Haßbergstufe auftreten. Die Hangneigungscharakteristik der Bucher Phase unterscheidet sich demnach deutlich von der nachfolgenden Versteilung, die sich zunächst zwangsläufig aus der heutigen Situation ergibt. Dabei liegt die sicherlich quantitativ nicht genau faßbare Grenze von Rampenhängen und Schichtstufen (i. e. S.) im Untersuchungsraum um 5° (vgl. auch SCHUNKE 1968). Bei 10° kann hier schon von einer deutlichen Versteilung gesprochen werden, so daß dieser Wert als Obergrenze für Rampenhänge (SCHUNKE 1968) deutlich zu hoch erscheint. Allerdings stehen gebietsübergreifende Untersuchungen zur Hangneigungsentwicklung und ihren strukturellen und geoökologischen Steuerungsfaktoren aus (vgl. hierzu auch SPÄTH 1973, 230 und weitere Diskussion). Die Notwendigkeit einer Erfassung lokaler anstelle absoluter Grenzwerte liegt dabei auf der Hand.

Viele der oben aufgeführten Hangvarianzen traten gleichzeitig auf. So müssen etwa die begrenzenden Hänge einiger Flächenpforten deutlich steiler gewesen sein als

die flachen Haßbergstufenvorläufer oder die flachen Abdachungen der Rhätoliastufe, die als Walme noch heute bis auf das damalige Vorfluterniveau (400-420 m ü. NN) herabreichen (s. o.). Dies ist nachweisbar, wenn man eine Verbindung (= gedachter Hang) rekonstruiert, die von der seitlichen Begrenzung eines Flächenrests in der jeweiligen Einsattelung bis zum Rand der benachbarten Vollform reicht (\Rightarrow geringste mögliche Neigung). Derartige räumliche Differenzen der Reliefenergie sind für das Tertiär Mitteleuropas bekannt und werden von BRUNOTTE (1987) zum Beispiel aus dem niedersächsischen Bergland beschrieben. Sie legen den Verdacht einer komplexen Hangdynamik nahe, die bereits während der Flächenbildung auftrat.

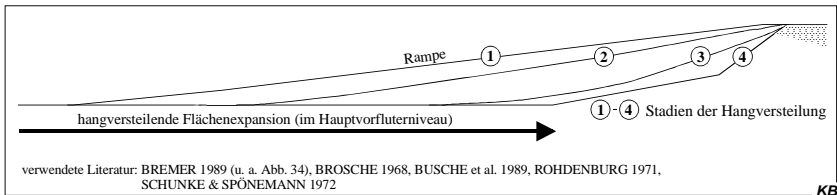


Abb. 23: Akzentuierung von Schichtstufen durch hangversteilende Flächenexpansion (schematisiertes Beispiel, hier mit Beteiligung der optionalen Fußflächengnese)

Beachten wir in diesem Kontext die damalige Komplexität der Hangneigungen und gleichzeitig die heute charakteristische Steilheit der Formen, muß Flächenexpansion, aber nicht Stufenrückverlegung als ein entscheidender reliefbildender Vorgang diskutiert werden.⁶⁸ In der Tat wirkte Hangversteilung als ergänzender, im raum-zeitlichen Verlauf komplexer Vorgang der häufig aufgrund ihrer Wertigkeit nur isoliert betrachteten Flächentieferlegung (Abb. 23; vgl. weitere Kapitel, u. a. C II. 2.1.5.1). Daß die Versteilung recht bald während der Flächenbildung erfolgte und keinesfalls ein ausschließliches Produkt der quartären Formung ist (vgl. u. a. SCHUNKE 1968), kann anhand von Flächenresten am Fuß steilerer Hänge belegt werden (s. u.). Auf dieses Problem wird noch häufiger eingegangen werden. Hingegen widerspricht die Existenz flacher Rampen als Vorläufer der beginnenden Stufenentwicklung ganz eindeutig einer Rückverlegung von Hängen, selbst eine „Verlegung“ von Akkordanzen in Schichtfallrichtung ist bei den (dann) bestehenden Höhenunterschieden m. E. unvorstellbar (Stabilität von Vollformen; vgl. A II. 3).

Im Detail sind die zeitlichen Unterschiede der Hangneigungen jedoch - bezogen auf die Anlage der Bucher Fläche - bislang nicht erfassbar. Beim derzeitigen Kenntnisstand kann eine genaue zeitliche Reihung der Vorgänge am Ende der Bucher Phase sowohl im Hinblick auf die Hangentwicklung als auch die Sedimentation - die

ja ebenfalls zur Rekonstruktion der Abdachungsverhältnisse herangezogen wird (vgl. B III. 1.2.3) - noch nicht vorgenommen werden. Unsicherheiten ergeben sich zum Beispiel aus der möglichen tektonischen Verstellung von Altreliefresten, so daß die präzise chronologische Zuordnung der Sedimente erschwert wird. Insbesondere ergibt sich die Fragestellung, ob die Versteilung der Haßbergstufenvorläufer noch am Ende der Bucher Phase bzw. im Übergangsbereich zur nachfolgenden Brönnhofer Phase stattfand - also (i. w. S.) noch einer Expansion der Bucher Fläche entsprach - oder aber deutlich später erfolgte (vgl. B III. 1.2.3). Während Reste der Flächenbildung im Stufenrückland etwa ein Beleg für die damals bereits deutliche Versteilung der östlichen Abdachung des Großen Haßbergs sind (Altreliefs W Bundorf entlang des Oberlaufs der Baunach), treten an der heutigen Haßbergstufe selbst nur einzelne schmale Lithoadaptationen auf, deren Interpretation als Altreliefrest sehr unsicher ist. Einzig an der südlichen Haßbergstufe kann ein buchtartiges Vorgreifen der Bucher Fläche nachgewiesen werden, das zumindest lokal mit einer Stufenversteilung korrelierte (Oberlauf des Seidenhausener Baches W Hofstetten). Dieser Bereich leitet zur damaligen Flächenpforte zwischen Haßbergen und Steigerwald über (s. o.; vgl. SPÄTH 1976: Fig. 1). Allerdings liegt die Vermutung nahe, daß die vorläufige Versteilung der „Haßbergstufe“ erst im Anschluß an die Bucher Phase abgeschlossen wurde. Dies läßt sich u. a. aus der Quantität des hierfür am Großen Haßberg notwendigen Ausraums schließen. Die Verlegung des Hangfußes seit der ausgehenden Bucher Phase bis zum Ende der Thundorfer Phase betrug dort etwa 4 km und erforderte damit einen längeren Zeitraum. Diese quantitative Einschätzung ergibt sich aus der Sedimentation eines Fanglomerats auf der oben angesprochenen flachen Abdachung (vgl. B III. 1.2.3) und einer Dachfußfläche an der versteilten Haßbergstufe (vgl. B III. 1.3.2.1), welche den Beginn bzw. das Ende des angesprochenen zeitlichen Rahmens markieren (vgl. *Abb. 17* und das dort dargestellte Verhältnis von Morphochronologie und aktueller Landschaft).

Damit stellt sich die Frage, ob eine generelle Versteilungstendenz insbesondere mit einer Flächenexpansion korreliert, die durch einen spätobermiozänen Klimaumschwung von humiden zu trockeneren Bedingungen am Ende der Bucher Phase ausgelöst wurde. Inwiefern fand Versteilung noch unter den vorherigen feuchteren Klimabedingungen statt? Dabei fällt auf, daß die oben beschriebenen steileren Abdachungen häufig in flachere Unterhänge übergehen, deren Interpretation als (Relikte von) Fußflächen weitere Detailanalysen erfordert.⁶⁹ SPÄTH (1973, u. a. 107) beschreibt ähnliche Phänomene aus dem weiter entfernten Rückland der Haßbergstufe. Für die nördliche Haßbergstufe kann anhand der Sedimentation mit Sicherheit eine „trockene“ Flächenexpansion nachgewiesen werden, da die Versteilung nach der Ablagerung eines Vorlandfanglomerats unter anhaltend trockenerem Klima erfolgte (s. u., B III. 1.2.3). Die hier schon vorweggenommene paläoklimatische Entwicklung

wird im Verlauf der Diskussion noch detaillierter abgeleitet (B III. 1.2.5). Die tendenzielle Zuordnung der Expansion zu trockeneren Bedingungen korreliert in diesem speziellen Fall aber auch dahingehend mit einer zeitlichen Komponente, daß damals eine Zeit beginnender Reliefdifferenzierung vorherrschte. Der Umbruch zu größerer Trockenheit mag also nicht der Auslöser, sondern nur eine zufällige Begleiterscheinung der Versteilung gewesen sein. Anders ausgedrückt: Auch unter feuchteren Bedingungen ist hangversteilend wirkende Flächenexpansion sicher ein bedeutender Vorgang.⁷⁰

Es kann somit resümiert werden, daß die unterschiedlichen Hangneigungen zumindest partiell die Folge einer hangversteilenden, von flacheren und gleichzeitig weitgehend undifferenzierten Abdachungen ausgehenden Flächenexpansion waren, welche die planparallele Flächentieferschaltung ergänzt hat (vgl. Diskussion in Kapitel C). Deren zeitlicher Bezug zur flächenhaften Tieferlegung (Synchronität etc.) ist im Einzelfall kaum nachweisbar. Zu betonen ist nochmals, daß die Expansion keiner Rückverlegung von Schichtstufen entsprach und allenfalls mit sehr geringen Dislokationen der oberen Stufensegmente einherging. Darüber hinaus ist aber auch nicht auszuschließen, daß steilere Hänge direkt als Folge der Flächentieferschaltung entstanden, ohne daß eine Versteilung durch Verlegung des Hangfußes erfolgt ist (vgl. BREMER 1981, 1999 und BÜDEL 1977 zur Genese von Inselbergen). Für die Haßbergstufe trifft dies allerdings - wie oben beschrieben - nicht zu (vgl. auch B III. 3.2).

Insgesamt ergeben sich folgende Steuerungsfaktoren für die Hangneigung, die in ihrer Bedeutung noch genauer zu spezifizieren sind (vgl. SCHUNKE 1968):

- Klima \Rightarrow klimazonale Formenelemente etc.;
- zunehmendes Alter einer Abdachung \Rightarrow klimaunabhängige, chronologische Hangversteilungssequenz;
- tektonisches Inventar, strukturelle Adaptation (Schichtneigung, Schichtfallrichtung, Mächtigkeit und Härte des Stufenbildners etc.) \Rightarrow Variabilität von Frontstufen, Achterstufen etc.;
- Hebungsraten \Rightarrow raum-zeitliches Verhältnis der Flächenexpansion zur flächenhaften Tieferlegung.

Zur Frage der Neigungscharakteristik ergeben sich auch interessante Beobachtungen, wenn man die ältere Haßbergphase in die Überlegungen einbezieht. So kann am thüringischen Großen Gleichberg eine lokale Hangleiste bei etwa 500 m ü. NN beobachtet werden, die eventuell einen Flächenrest darstellt. Trifft diese Vermutung zu, saß der Kegel aus Basalt und umrahmendem Sedimentgestein der weitgespannten Haßbergfläche als steile, inselbergartige Erhebung auf (zur Terminologie s. u. a. BÜDEL 1977). Auch dies belegt die Komplexität der jeweiligen Reliefenergie.

Der morphologische Landschaftscharakter des Untersuchungsgebietes kann abschließend wie folgt charakterisiert werden: Die Haßberge und ihr Umland wiesen gegen Ende der Bucher Phase aufgrund des Verhältnisses der flächenhaft tiefergelegten Bereiche zu den wenigen, schwach abgesetzten Hochgebieten noch einen übergeordneten Flachreliefcharakter auf, der eventuell schon im unmittelbaren Übergangsbereich zur Brönnhofer Phase durch Flächenexpansion (Hangversteilung) modifiziert wurde. Die strukturelle Adaptation der flach- bis schwachreliefierten Landschaft war insgesamt noch gering (vgl. weitere Diskussion sowie A II. 1), so daß eine differenzierte Schichtstufenlandschaft noch nicht ausgebildet war. Dies ist vor allem dadurch zu erklären, daß die weichen Gesteine unter den bis zum Ende der Bucher Phase vorliegenden, humid-warmen Rahmenbedingungen (s. u.) quantitativ deutlich dominierten (vgl. B II. 1).

Tieferlegung im westlichen Vorland der rezenten Haßbergstufe

Die Abtragung führte zwischen der östlichen Rhönabdachung und der Haßbergstufe zu einer tieferliegenden, weitgehend undifferenzierten Kappungsfläche, deren Reste rezent zwischen 400 bis oberhalb 420 m ü. NN auftreten (SPÄTH 1973) und das höchste Niveau der Gäuflächen im Vorland der Keuperstufe repräsentieren (Bucher Fläche, s. o., vgl. *Abb. 16, Abb. 17, Abb. 21*). Bei den beteiligten Gesteinen handelte es sich um eine stratigraphische Abfolge vom im Randbereich des östlichen bis südlichen Rhönvorlands nur marginal erfaßten mittleren Buntsandstein über den Muschelkalk bis zu den Gesteinen des höheren Gips- und tieferen Sandsteinkeupers.⁷¹

Die Flächenreste haben sich insbesondere im zum Teil stärker bruchtektonisch gestörten Kernbereich des Kissingen-Haßfurter Sattels erhalten, ohne jedoch mit der Sattelachse zu korrelieren (s. SPÄTH 1973; vgl. WELTE 1931 sowie *Abb. 14*). Das Flachrelief hat demnach das tektonische Inventar deutlich geschnitten. Relikte der Flächen sind rezent häufig mehr oder weniger leicht konvex zugerundet, was einem am Top über verschiedene Gesteine hinweggreifenden Schnittflächencharakter aber nicht widersprechen muß (vgl. u. a. ALEVA 1983). Besonders markant ist der konvexe Charakter, wenn, in Abhängigkeit von Faktoren wie der Lithofazies und der Lage zum Vorfluter, walmartige Übergänge zum anschließenden Hangbereich ausgebildet sind. Durch nachträgliche Abtragung allenfalls gering modifiziert, sind diese Phänomene - im Kontext mit der Stabilität von Vollformen (s. A II. 3) - meist direkt bei ihrer Isolierung bzw. Herauspräparierung erfolgt (vgl. auch SCHUNKE & SPÖNEMANN 1972, C II. 2.1.4, 2.1.5.1). Im Untersuchungsraum wurden Flächenreste an folgenden Lokalitäten inventarisiert (vgl. *Abb. 16*; Geologie nach BESCHOREN 1955, BÜTTNER 1989, REIS 1914, REIS & SCHUSTER 1914, SCHUSTER 1928, WELZEL 1964, GÜK CC 6326, Bamberg):

– Quästenberg N Windheim, 406 m ü. NN, mittlerer Buntsandstein (sm3);

- Scheinberg SW Arnshausen, 400 m ü. NN, unterer Muschelkalk;
- Altenberg E Haard, 419 m ü. NN, unterer Muschelkalk;
- Irdesberg E Haard, 408 m ü. NN, unterer Muschelkalk;
- Michelsberg NW Münnernstadt, 404 m ü. NN, unterer Muschelkalk;
- Bühnholz SW Sulzthal, 399 m ü. NN, mittlerer Muschelkalk;
- Reste zwischen Rannungen und Löffelsterz, 403 bis 412 m ü. NN (vgl. SPÄTH 1976: Fig. 1), oberer Muschelkalk und unterer Keuper;
- Bucher Höhe W Buch, 406 m ü. NN (s. SPÄTH 1976: Fig. 1), unterer Keuper 2;
- Dürrn-Berg W Oberlauringen, 419 m ü. NN (s. SPÄTH 1976: Fig. 1), Tertiär über Schilfsandstein.

Weitere Flächenreste sind ebenso westlich der Fränkischen Saale zu beobachten und belegen auch hier eine Einbeziehung in die Tieferlegung (Klaushöhe NW Bad Kissingen, 410 m ü. NN, mittlerer Buntsandstein; vgl. morphologische Karte in MENSCHING 1957). Die Bucher Fläche leitete in diesem Gebiet in rezent höhere bzw. zum damaligen Zeitpunkt stärker differenzierte Bereiche der Rhönabdachung über (hier: südöstliches Rhönvorland; vgl. GIESSNER 1988, MENSCHING 1957), deren Entwicklung und Abgleich mit dem Keuperstufenvorland noch weitgehend ungeklärt sind.

Eine Muschelkalkstufe im Gäuland - deren rezenter Verlauf vereinfacht dem westlichen Ausstrich des Muschelkalkes entspricht (*Abb. 13*) - existierte zu diesem Zeitpunkt noch nicht. Es gibt noch nicht einmal Hinweise auf eine flache Geländeschwelle (vgl. auch BÜDEL 1957, 1977 zum unterschiedlichen Alter von Schichtstufen).

Last but not least belegt der überregionale Vergleich das Vorkommen entsprechender Flächenreste bis in den Großraum Würzburg und dokumentiert damit eine Einbeziehung des gesamten unterfränkischen Gäulands in die Tieferlegung der Bucher Phase (vgl. auch SEMMEL 1996).

Gebiete nördlich der Haßbergstufe

Auch im nördlich der Haßberge gelegenen (nördlichen) Grabfeld treten Reste der Bucher Fläche auf (SPÄTH 1973) und repräsentieren einen ehemals weiten, mit dem Haßbergvorland in Verbindung stehenden Ausraum (*Abb. 16*). Die entsprechende Verebnung läßt sich bis zum Rand des östlichen Rhönvorlands (Raum Mellrichstadt) verfolgen, in das sie, ähnlich dem südöstlichen Rhönvorland (s. o.), netzwerkartig vorgreift (vgl. MENSCHING 1957; zum Begriff „netzwerkartig“ vgl. BÜDEL 1986). Diese Ausdehnung steht im Zusammenhang mit einer dem westlichen Vorland der Haßbergstufe vergleichbaren lithovarianten Differenzierung (Geologie nach GÜK CC 6326, Bamberg sowie PRÖSCHOLDT 1895, Flächenreste in Anlehnung an SPÄTH 1976: Fig. 1):

- Weigler SW Rappershausen, 400 m ü. NN, unterer Keuper;
- Grieshauck NW Rappershausen, 403 m ü. NN, unterer Keuper;
- Höhberg NE Bad Königshofen, 420 m ü. NN, Tertiär über Lehrbergsschichten (s. u.).

Der Judenhügel (417 m ü. NN, oberer Burgsandstein nach WELZEL 1964) leitete als nördlichster Teil des heutigen Haßbergsporns vom damaligen Vorläufer der Haßbergstufe zum Grabfeld über.

Rückland der Haßbergstufe

Die Gebiete östlich der Haßbergstufe waren gegen Ende der Bucher Phase durch Flächenpforten, die heute als hochgelegene Einsattelungen verschiedener Dimensionen und Erhaltungsgrade vorliegen, mit dem damaligen Stufenvorland verbunden (s. o.; vgl. SPÄTH 1976: Fig. 1):

- Klosterholz im Haßbergsporn (ENE Sulzfeld, leicht erhöht bis 428 m ü. NN, unterer Burgsandstein bis Rhät mit vermuteter Störung nach WELZEL 1964),
- Verlauf der mittleren Haßbergstufe (meist leicht erniedrigte Altreliefreste im Bettenburger Wald und nördlichen Goßmannsdorfer Forst, NE bis SE Hofheim i. UFr., 370 bis 420 m ü. NN, Coburger Bausandstein bis Burgsandstein nach SCHRÖDER 1976),
- südlichster Bereich der Haßberge bis nördlichster Steigerwald (u. a. Schloßhügel NW Bischofsheim, 413 m ü. NN, unterer Burgsandstein nach MARIOLAKOS 1969).

Im mittleren und südlichen Rückland der heutigen Haßbergstufe bzw. ihrer damaligen Vorläufer entstanden im Zuge der Abtragung mehrere Hochgebiete, die entweder Reste der Haßbergfläche repräsentieren (vgl. B III. 1.1.2) oder erst während der fortschreitenden Tieferlegung als niedrigere Aufsitzer herauspräpariert wurden (u. a. Tonberg NE Kirchlauter, 458 m ü. NN, tieferer Lias nach GÜK CC 6326, Bamberg; vgl. SPÄTH u. a. 1973, 237, 1976, Fig. 1). Mit der Ausbildung einzelner Hochgebiete bildeten sich Frühstadien der östlich gelegenen „Rhätoliasstufe“ (SPÄTH 1973) langsam heraus. Tiefere Bereiche, die in ihrer Höhenlage der Bucher Fläche entsprachen (Hauptvorfluterniveau) und dieser i. w. S. als eingeengte Flächenelemente zugerechnet werden, waren netzwerkartig miteinander verbunden (Großraum Maroldsweisach bis Baunach; ähnlich SPÄTH 1973). Charakterisiert wurde das Gebiet, bezogen auf das heutige 400 m - Niveau, durch offene bis beckenartige Ausräume sowie Flächenpforten. Dem Vorfluterniveau der ausgehenden Bucher Phase entsprechende, heute erhaltene Altreliefs wurden u. a. an folgenden Lokalitäten kartiert (Geologie nach GÜK CC 6326 Bamberg, SCHRÖDER 1976; Flächenreste zum Teil in Anlehnung an SPÄTH 1976, Fig. 1; zur Situation im Arbeitsgebiet s. auch *Abb. 16, Abb. 22*):

- Schlüsselrangen (E Marbach, 411 m ü. NN, Feuerletten),
- Üschersdorfer Höhe (S Üschersdorf, 405 m ü. NN, mittlerer Burgsandstein),
- Rauhberg (NE Fitzendorf, 412 m ü. NN, Rhät),
- Flächenpforte südöstlich des Brambergsschlots (407 m ü. NN, mittlerer Burgsandstein),
- Flächenpforte nördlich von Kirchlauter (406 m ü. NN, Burgsandstein).

Die beschriebene Reliefierung muß aber im Zusammenhang mit der zum Teil sehr niedrigen Höhe und der geringen Ausdehnung der Aufsitzer interpretiert werden (s. o.).

Besonders wichtig ist die Feststellung, daß die Dachbereiche der Vollformen Reste von bestimmten Verebnungsniveaus tragen. Wenngleich eine Tieferlegung einer leicht gewellten Verebnung durchaus möglich ist, erscheint SPÄTHs (1973) Definition von Rumpfflächen mit Akkordanz vor allem dann ungerechtfertigt, wenn man darunter nicht die jeweiligen Aufsitzer als Repräsentanten älterer Flächenbildungsstadien versteht (vgl. auch C II. 2.1.1). Leider wird nicht ganz deutlich, wie SPÄTH den Akkordanzbegriff faßt. In diesem Kontext ist auch die Überlegung interessant, ob die Rekonstruktionen leicht gewellter Niveaus bisweilen bereits den jeweiligen Übergang zur fortschreitenden Reliefdifferenzierung einer darauffolgenden Phase anzeigen. So dürften auch die Vollformen der ausgehenden Bucher Phase zum Teil als vermittelnde Elemente von einer flächeninternen, leichten Wellung zur nachfolgenden stärkeren morphologischen Differenzierung (s. weitere Diskussion) zu interpretieren sein. Dennoch kann nicht deutlich genug betont werden, daß die Dachbereiche jeweiliger Aufsitzer bestimmte Verebnungsniveaus kennzeichnen.

Im Gegensatz zu dieser räumlich differenzierten, eingeebneten bzw. die Hauptvorfluterbereiche einengenden Flächentieferlegung griff die weitestgehend undifferenzierte Bucher Fläche vom Grabfeld auf das nördliche Rückland der Haßbergstufe über (Großraum Heldburg; ähnlich SPÄTH 1973). Nur wenige, schwach betonte Aufsitzer überragten die Verebnung (u. a. Spanshügel E Trappstadt, 444 m ü. NN, unterer Burgsandstein), während die Auswahl folgender Geländepunkte eine weitgehend planparallele, räumlich ausgedehnte Tieferschaltung dokumentiert (Flächenreste in Anlehnung an SPÄTH 1976, Fig. 1; Geologie nach BEYSCHLAG 1895, PRÖSCHOLDT 1895, GÜK CC 6326 Bamberg; vgl. *Abb. 16*):

- Hexenhügel (NE Schlechtsart, 417 m ü. NN, unterer Burgsandstein),
- Kemmberg (SE Zimmerau, 409 m ü. NN, unterer Burgsandstein),
- Großer Lehnberg (SW Schweickershausen, 400 m ü. NN, unterer Burgsandstein),
- Hirschberg (NE Neuses, 411 m ü. NN, mittlerer Burgsandstein).

Weitere Beispiele sind die Dicken Berge (SW Rodach, um 400 m ü. NN) und der Hohe Stein (NE Heldburg, 405 m ü. NN; s. SPÄTH 1976: Fig. 1).

Teile dieser weiten Tieferlegungszone, die Gesteine bis zum Dogger β (NW Zedersdorf) erfaßte, können bis in den Coburger Raum und das nähere Vorland der Frankenalb verfolgt werden.⁷² Dort fand an der nördlichen Spitze der Albstufe allerdings partiell eine stärkere Differenzierung statt (u. a. Banzer Wald, s. SPÄTH 1973), die zur Relieffierung des südlichen Haßbergstufenrücklandes vermittelte. Hingegen ist weiter südlich im Bereich des heutigen Bamberger Talkessels wiederum ein relativ weiter Ausraum nachweisbar. Dieser war einerseits verknüpft mit der Flächenpforte zwischen Haßbergen und Steigerwald (vgl. bisherige Diskussion; s. SPÄTH 1976: Fig. 1) und leitete andererseits zu einem weiten Ausraum im Rückland der Steigerwaldstufe über (vgl. B III. 1.2.6 und DÖRRER 1970).

Im Thüringerwaldvorland, wo ebenfalls die Haßbergfläche als Ausgangsrumpf fungierte, ging die undifferenzierte Tiefschaltung in räumlich begrenzte Ausraumzonen über (s. auch SPÄTH 1973), deren Beurteilung weitere Detailanalysen erfordert. Belege hierfür sind u. a. folgende Lokalitäten, wo Flächenreste vergleichbarer Höhenlage im Buntsandstein auftreten:

- S Schalkau entlang der Itz (vgl. SPÄTH 1973, 136 f.),
- randliche Bereiche des Neustadt-Sonneberger-Beckens (SE Sonneberg), die seiner Erstanlage entsprechen,
- Teile des Mittwitz-Kronacher-Plateaus.

Insbesondere hier wie auch in der östlichen Rhönabdachung erinnern die rekonstruierten Formen an die von BREMER (u. a. 1981; vgl. BÜDEL 1977) beschriebenen Flächenstreifen (vgl. BUSCHE et al. 1989), Flächenbuchten und intramontanen Ebenen (vgl. SPÄTH 1973, 1976 zum Neustadt-Sonneberger Becken). Konservierte Flächenpässe bzw. -pforten in der Kuppenlandschaft der Kulmbach-Eisfelder Störungszone (SPÄTH 1973) runden dieses Bild ab.

1.2.2 Strukturelle Adaptation der Formen

Die räumliche Varianz der Reliefentwicklung ist vor allem auf die Struktur des Untergrunds zurückzuführen. Dessen Härte stellt u. a. eine Funktion der klimatischen Rahmenbedingungen dar, so daß die Kennzeichnung der Gesteinsresistenz immer auf die jeweiligen Rahmenbedingungen zu beziehen ist (vgl. ausführliche Diskussion des Forschungsstands in C II.). Hingegen ist der Härtebegriff vielfach sehr „schwammig“ gebraucht worden (Bezug auf heutige oder damalige Härte, „harte“ und „weiche“ Formen, Unterschiede je nach geologischem oder geomorphologischem Gebrauch; s. hierzu B II. 2.1).

Ausgehend von der petrographischen Differenzierung der Haßbergfläche, deren Komplexität durch das tektonische Inventar, die schichtspezifischen Härten und die modifizierende, schichtinterne Lithovarianz bedingt war, wurden strukturelle Schwä-

chebereiche (weichere Gesteine, tektonisch beanspruchte Zonen) bevorzugt erodiert (vgl. *Abb. 19, Abb. 22*). Hingegen bewirkten widerständige Gesteinspartien während der flächenhaften Tieferlegung eine Herausarbeitung von Hochgebieten (s. Härtevarianz in Kapitel B II. 2.1; vgl. auch SPÄTH 1973). Die Ausgangsverebnung oder Stadien der anhaltend flächenhaften Tieferlegung sind in deren Dachbereichen als Flächenreste bis heute erhalten geblieben (s. u. a. *Abb. 17*; vgl. SPÄTH 1976: Fig. 1). Diese i. w. S. als Härtlinge zu bezeichnenden Aufsitzer, für die im Verlauf der Abtragung die Beteiligung weicherer Sockelgesteine zu beachten ist, entsprachen verschiedenen Formentypen (Ausdehnung, Höhe). Der Kappungscharakter harter Gesteine am Top der Vollformen, der durch konvexe Zurundung modifiziert sein kann (vgl. B III. 1.2.1), dokumentiert dahingehend einen Klimawandel (s. o.), daß die unterlagernden geologischen Einheiten ursprünglich, d. h. vor der Reliefdifferenzierung, weich waren (klimavariable Gesteins Härte, klimagesteuerte Verwitterungsintensität etc.).⁷³

Der Nachweis des dominant selektiven Charakters der Flächentieferlegung erfolgt anhand folgender Befunde (s. *Abb. 24*). Man muß sich hierbei allerdings bewußt sein, daß die hergestellten Korrelationen nur die für die jeweilige Situation entscheidenden Abhängigkeiten kennzeichnen. Im Zusammenhang mit der petrographischen Oberflächendifferenzierung der Landschaft und der komplexen dreidimensionalen Strukturvarianz erfolgte meist eine sehr vielschichtige strukturelle Steuerung (vgl. *Foto 3* in F IV. 1). Häufig kann die räumliche Strukturanordnung aufgrund der bereits abgetragenen Gesteinsstraten im Detail gar nicht mehr nachvollzogen werden und erfordert, unter Berücksichtigung genereller Tendenzen der faziellen Entwicklung, indirekte bzw. deduktive Rückschlüsse (vgl. B II. 2). Die Charaktere der erodierten Gesteinstypen sind dann über das Studium entsprechender und noch anstehender Straten nachvollziehbar. Weitere Aspekte sind die erkennbare Bindung der bestehenden Vollformen an bestimmte Charakteristika harter Stufenbildner bzw. die Inwertsetzung spezieller rekonstruierbarer Strukturen.⁷⁴ Generelle Regeln der selektiven Abtragung können daher anhand der vorliegenden Datenbasis extrapoliert werden.

Besser kann der Einfluß tektonischer Elemente beurteilt werden, die sich ja, bis auf Phänomene wie neotektonische Entlastungsklüfte, im vertikalen Aufbau nach oben durchpausen. Allerdings sind auch hier gewisse Unterschiede zu beachten, die sich aus der Anfälligkeit verschiedener Gesteine gegenüber der mechanischen Zerstückelung ergeben. Daher wird in dieser Arbeit auch besonderer Wert auf repräsentative, u. a. graphisch aufgearbeitete Beispiele gelegt, die grundlegende Zusammenhänge verdeutlichen (s. B III. 1.4).

Als Ergänzung der insbesondere selektiv-flächenhaften Tiefschaltung bzw. als modifizierendes Phänomen einer geologisch beeinflussten Erosion ist zusätzlich die strukturelle Adaptation der oben schon diskutierten, hangversteilenden Flächen-

expansion in die Überlegungen einzubeziehen (Versteilung in weichen Sockelgesteinen; vgl. C und dortige Literaturverweise).

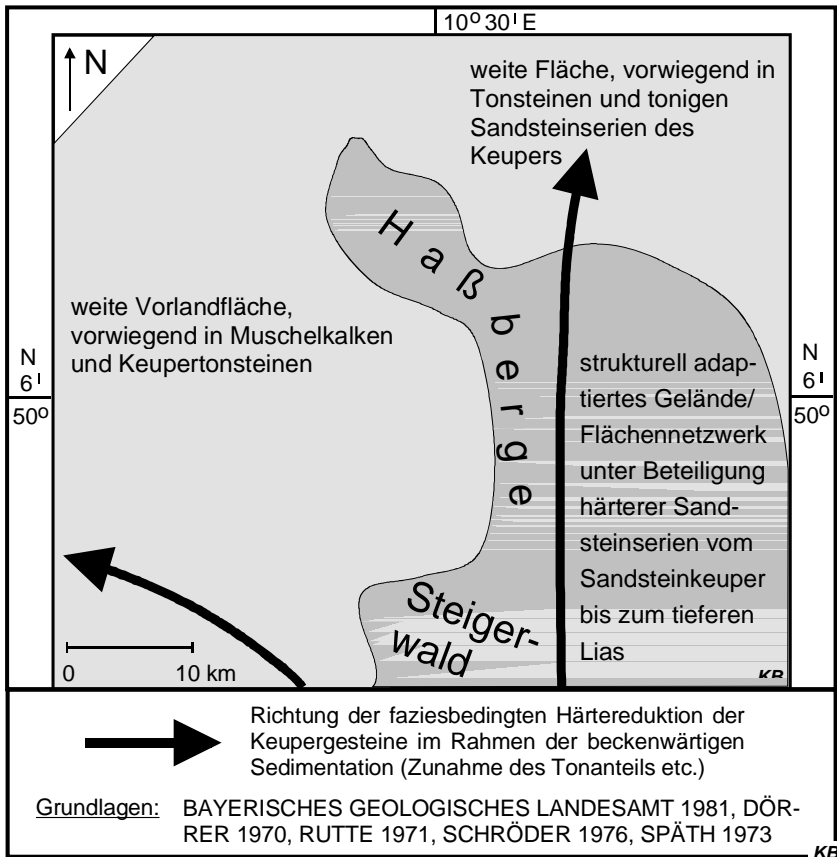


Abb. 24: Lithovariante Flächenbildung im Obermiozän (Bucher Fläche; aus BOLDT 1998, verändert)

Weiträumige, undifferenzierte Tieferlegung war an Bereiche gebunden, in denen der Untergrund wegen der faziellen Differenzierung fast ausschließlich aus Gesteinen bestand, die unter den damaligen geökologischen Verhältnissen eine geringe Härte aufwiesen. Dementsprechende Verebnungen waren am Ende der Bucher Phase u. a. in den Kalkgesteinen und Tongesteinen des heutigen Keuperstufenvorlandes (vgl.

SPÄTH 1973) sowie dem Sandsteinkeuper des nördlichen Stufenrücklandes ausgebildet, der mit einer Annäherung an die Faziesverhältnisse im Bereich des Thüringer Beckens durch einen hohen Tonanteil gekennzeichnet wird (SCHRÖDER & WELZEL 1966; vgl. *Abb. 11, Abb. 12, Abb. 17*). Der hohe Anteil an tonigen Zwischenlagen oder auch tonigem Bindemittel der dortigen Sandsteine bewirkte eine unzureichende Resistenz, die sicherlich u. a. im Zusammenhang mit der durch die Gesteinsart bedingten, besseren Durchfeuchtung und damit einer begünstigten Verwitterung in einem humiden Klima steht (vgl. B III. 1.2.5). Weitere Aspekte sind hier u. a. der Anteil an Gips, karbonatischen Bestandteilen und Feldspäten (\Rightarrow Löslichkeit, chemische Verwitterungsanfälligkeit).⁷⁵ Der weitgespannte Ausraum im nördlichen Rückland der Keuperstufe könnte partiell auch durch eine tektonische Schwächezone beeinflusst worden sein, da dieser Bereich mit der Verbreitung der kluftorientierten basaltischen Heldburger Gangschar zusammentrifft (vgl. B II. 2.2, *Abb. 13*, weitere Diskussion). Entscheidender Faktor war jedoch auch hier die fazielle Differenzierung.

In Gebieten, die eine stärkere Heterogenität der Gesteins Härte aufwiesen, wurden während der flächenhaften Abtragung *stärker eingeebte Depressionen (beckenartige Ausräume etc.) und damit einhergehend Hochgebiete* angelegt (ähnlich SPÄTH 1973; vgl. *Abb. 16, Abb. 18*). Die Vollformen waren durch ihre stufenbildenden Dachgesteine meist an Partien des Burgsandsteins, des Rhäts und des tieferen Lias angelehnt; ein Zusammenhang mit (intensivem) quarzitischem Bindemittel ist nachvollziehbar (s. u.). Seltener sind Basaltstöcke der Heldburger Gangschar (u. a. am Bramberg; vgl. SPÄTH 1973) oder tiefere Keupersandsteine (Coburger Bausandstein NE Junkersdorf) herauspräpariert worden. Im unmittelbaren Vorland der Frankenalb (NW Staffelstein) wurden Partien des Dogger β betont (vgl. SPÄTH 1976: Fig. 1). Für die komplex-strukturelle Steuerung ist demnach insbesondere die beckenwärtige Differenzierung der höheren Keuper- und tieferen Liassandsteine zu beachten, welche sich im Raum Königsberg i. B. - Seßlach - Bamberg durch einen starken horizontalen und vertikalen Gesteins- und Härtewechsel auszeichnet (u. a. MEYER & SCHMIDT-KALER 1981, 57: *Abb. 8*, HOFFMANN 1967, SCHRÖDER 1976; vgl. B II. 2.1, *Abb. 12*). Während im Verlauf der rezenten Haßbergstufe und in deren südlicherem Rückland insbesondere stark zementierte quarzitisches (partiell eisenschüssige) Sandsteine als Stufenbildner herauspräpariert wurden, setzten andere (u. a. schwächer gebundene) Sandsteine, Tongesteine, zerrüttete Gesteinspartien oder auch Störungsbereiche der dortigen Erosion einen geringeren Widerstand entgegen (BOLDT 1997, 1998; zur klimavariablen Härte vgl. u. a. FISCHER 1998). Beispielsweise konnten grobkörnige, karbonatisch gebundene und feldspatreiche Burgsandsteine erodiert werden, die eine geringere chemische Resistenz als quarzitisches Sandsteine⁷⁶ aufweisen (zu strukturellen Variablen s. B III. 1.1.2, 1.4). Dabei ist neben schichtspezifischen Gesteinscharakteren von entscheidender Bedeutung, daß auch eine

stratigraphische Einheit in ihrer Härte stark variieren und demnach nur partiell herausgearbeitet werden kann (schichtinterne Lithovarianz). Gleichzeitig muß nochmals betont werden, daß harte Partien zum Teil erst während der Tieferlegung erreicht wurden (s. o.); eine interne Klimavarianz der Bucher Phase mag hierauf modifizierend gewirkt haben, zudem ist die Temperaturabnahme zu berücksichtigen. Anders ausgedrückt: Die Inwertsetzung von Gesteinen als Härtlingen basiert auf einem Wandel der Rahmenbedingungen oder der dreidimensionalen Lithovarianz, ein Aspekt, der für die Interpretation von Stadien der Flächentieferlegung und der entsprechenden klimatisch-strukturellen Wirkungsgefüge zu bedenken ist (vgl. auch u. a. ALEVA 1983). Dieser Sachverhalt kann nicht deutlich genug hervorgehoben werden (vgl. bisherige Diskussion). Konträr zu SPÄTH (1973) wird demnach eine selektive Anpassung hervorgehoben, die sich durch hohe Komplexität auszeichnete.

Ein in didaktischer Hinsicht besonders gutes Beispiel für die lithofazielle und tektonische Einflußnahme auf die Reliefentwicklung sind *Flächenpforten*, die häufig auf bestimmte geologische Strukturen zurückgeführt werden können. Dies gilt etwa für die Flächenpforte der mittleren Haßberge.⁷⁷ Diese traf mit einem markanten, tektonischen Kreuzungspunkt zusammen, welcher sich durch die räumliche Verknüpfung herzynischer Elemente (Haßbergstörung, Bramberger Flexur, vgl. *Abb. 15*) mit einer bestimmten Zone des rheinischen Kluftsystems ergibt (vgl. B II. 2.2, v. FREYBERG 1969, SCHRÖDER 1965). Letztere kennzeichnet ein tektonisch besonders beanspruchtes Gebiet. Dies wird daran deutlich, daß die präobermiozäne, kluftorientierte Heldburger Gangschar, welche vermutlich die strukturell schwächsten oder tektonisch aktive Gebiete (Rejuvenation der rheinischen Kluftichtung) zum Aufstieg genutzt hatte, die Haßbergstufe vor allem im Gebiet der damaligen Flächenpforte quert (vgl. *Abb. 13* und Einsattelung der mittleren Haßberge in *Abb. 3*). Derartige tektonische Konstellationen entsprechen strukturellen Schwähebereichen des Untergrundes und können häufig als bevorzugte Abtragungsgebiete ausgewiesen werden. Ein weiterer Beleg für strukturelle Steuerung ist die breite Flächenpforte im heutigen Übergangsbereich von Haßberg- und Steigerwaldstufe. Diese korrelierte - abgesehen von der Bedeutung von Faziesdifferenzierungen - weitgehend mit Ausläufern bzw. der Einflußnahme der Kissingen-Haßfurter Störungszone (s. Maintalrandstörungen bei KRAUSE 1990), die aber in bisherigen Kartierungen m. E. zu wenig zum Ausdruck kommt (vgl. GK 100 Naturpark Steigerwald, BÜTTNER 1989: *Abb. 18*, SPÄTH 1973: *Fig. 1* sowie eigene *Abb. 14* und Stufenverlauf in *Abb. 2*). Die Einsattelung südwestlich vom Brambergschlot wiederum steht im Zusammenhang mit den Ausläufern der Bramberger Störungszone und einem flexurartigen Abtauchen der Schichten (Bramberger Flexur; vgl. SCHRÖDER 1965). Durch diese tektonische Konstellation standen auf der Ausgangsfläche partiell weiche Feuerletten an, welche der Erosion einen geringen Widerstand entgegensetzten und damit die selektive Ero-

sion mitbestimmen. Hier wird deutlich, wie facettenreich die geologische Adaptation war und wie problematisch es bisweilen ist, die beteiligten strukturellen Phänomene in ihrer Wertigkeit für den Formungsverlauf zu beurteilen (s. o.). Last but not least komplizieren Faktoren wie die morphologische Position die Bewertung des Gesamtkontextes, ohne die Dominanz der selektiven Abtragung zu beeinträchtigen. Nicht unerwähnt bleiben soll in diesem Zusammenhang auch die Tatsache, daß in der Literatur für (m. E. sehr fragliche; vgl. u. a. C) geköpfte Täler eine strukturelle Steuerung mehr ins Kalkül gezogen wird als dies für Flächenpässe bzw. -porten der Fall ist.

Inwiefern Phänomene wie eine tiefreichende Verwitterung (s. BRUNNACKER 1973, JUNG 1996, LÜTTIG 1997; zum Fulda-Werra Bergland vgl. GÖBEL 1976) oder tertiäre Silifizierungen für die präpliozäne Flächenbildung von Bedeutung waren, kann noch nicht abschließend beurteilt werden (vgl. B III. 1.1.2, 1.2.5). Diese Modifikation wäre mit der oben abgeleiteten, strukturellen Steuerung seit der Bucher Phase vereinbar (s. auch nachfolgenden Einschub). Tiefgründig zermürbte Sandsteine, die im Arbeitsgebiet allerdings sehr selten auftreten, entsprechen beispielsweise einem postdiagenetischen, chemischen Zersatz (*Foto 11* in F IV. 2; vgl. B III. 1.1.2). Die entsprechende Verwitterung erfolgte während der Bucher Phase; darüber hinausreichende Zeiträume einer tiefgreifenden Gesteinszersetzung können mit dem neogenen Klimaoptimum korreliert werden (vgl. auch den überregionalen Vergleich in B III. 1.1.2).

Zudem sei auf Modifizierungen hingewiesen, welche sich aus Faktoren wie der morphologischen Position oder der Drainage ergeben können (vgl. Kapitel C).

Abschließend sollen noch einige Überlegungen angestellt werden, die für das Verständnis der selektiven Erosion und des vor allem später in Kapitel C formulierten theoretischen Konzepts relevant sind. Wie erfolgt überhaupt eine strukturelle Adaptation der (flächenhaften) Formung, wenn man jeweils auflagernde Verwitterungsdecken in die Darstellung einbezieht? Sieht man von modellhaften Ableitungen ab und betrachtet Details, geht die Erosion ja auch von der Erdoberfläche und i. e. S. nicht von einer selektiv vorgreifenden Verwitterungsbasis aus. U. a. wirken hier sicher Phänomene wie Lösungsaustrag. In bzw. oberhalb von inresistenteren Gesteinen werden aufgrund der dort schnelleren Zersetzung auch mehr Stoffe ausgetragen („Zusammensacken“ des Lockermaterials). Eine zunächst initiale Tieferschaltung kann dann eine fortschreitende Tieferlegung dieser Bereiche begünstigen (vgl. u. a. BUSCHE 1982 und die Termini „subterrane Abfuhr“ und „positive Rückkopplung“ bei BREMER 1981, 1989, die durchaus zur Erklärung selektiver Abtragung herangezogen werden können). Hingegen werden die verwitterungsresistenteren Gesteine von der chemischen Verwitterung weniger erfaßt und daher bei fortschreitender Erosion als Härtlinge herauspräpariert (Entstehung von Wasserscheiden

etc.; vgl. u. a. SPÄTH 1973 und Literaturangaben zur klimavariablen Härte). In solchen Fällen können dann (partiell) auch Paläoböden erhalten werden (s. aber weitere Diskussion; vgl. Erhaltung von Tiefenzersatz als lokale Wurzeln in B III. 1.2.5 bzw. Konservierung von Bodenpartikeln; vgl. auch BREMER & SPÄTH 1989: Fig. 2.8). Ähnliches gilt für den Erhalt von Sedimenten, die aber ohnehin häufig als verstreute Residuen auftreten oder in Sonderfällen als hartes Gestein fungieren können (Schotterauflage). Verständlich wird so auch ein geringer Abtrag harter Schichten, bevor die Erosion (unter Erhalt von Flächenresten) „abreißt“.⁷⁸ Entscheidendes Phänomen für diese Vorgänge ist die Orientierung der Erosion an absoluten Härteunterschieden, also an bestimmten Gesteinscharakteristiken.

Noch komplexer werden Rückschlüsse bei der argumentativen Integration des oben angesprochenen Tiefenzersatzes und erfordern eine modellhafte Darstellung. Läßt etwa die intensiv-chemische Verwitterung deutlich nach, korreliert eine selektive flächenhafte Formung zunächst auch mit der weitgehenden Abtragung vorverwitterter Gesteine, die zu diesem Zeitpunkt der Kategorie „weich“ entsprechen.⁷⁹ Erst anschließend werden tieferliegende, von der vorangegangenen Aufbereitung nicht erreichte Resistenzzonen erosiv umgangen, es sei denn, die chemische Verwitterung hat einzelne Bereiche ohnehin komplett ausgespart (vgl. hierzu auch BREMER 1989). Dabei sind Probleme wie die Eignung von Tongesteinen zur Tiefenverwitterung, der Schutz unterlagernder Gesteine durch nicht verwitterte Stufenbildner und Phänomene wie wollsackartige Residuen in die Argumentation einzubeziehen. Die Vielfältigkeit dieser Phänomene wird übrigens auch dahingehend deutlich, daß unterschiedliche Intensitäten der Tiefenverwitterung auf einer bestimmten Höhe des Verwitterungsprofils keiner Härtevarianz bezüglich der späteren Erosion entsprechen müssen. Zurück zur Erosion weicher Verwitterungsmassen. In Bezug auf die Beurteilung ehemaliger Zersatzzonen ist daher auch immer zu prüfen, inwiefern sie überhaupt erhalten wurden (vgl. zu dieser Problematik u. a. ALEVA 1983, TWIDALE 1978a). Schlägt man nun den Bogen zur Bucher Phase, für die eine tiefgreifende Zersetzung nur lokal belegbar ist (s. o.; vgl. B III. 1.2.5), kann dieser Aspekt m. E. beurteilt werden. Hier ergibt sich eine ausschließliche Zuordnung des Tiefenzersatzes zu ganz besonderen Gunstlagen, weil auf den entsprechenden Altreliefs ansonsten noch nicht einmal (deutliche) Verwitterungswurzeln beobachtet werden konnten.⁸⁰ Hierbei ist aber nicht nur ein klimatischer Bezug herzustellen, sondern ebenso zu bedenken, daß Hebung die Erosionsraten und damit auch die für die Bodenbildung zur Verfügung stehende Zeit beeinflusst. Letztendlich kann man wohl (generell) resümieren, daß Saprolithe bzw. tiefgreifende Gesteinszermürbung, sofern sie im komplexen Wandel von Klima etc. als weich zu interpretieren sind (Berücksichtigung unterschiedlichster Verwitterungsintensitäten), heute in höheren Lagen auf erhaltene Wurzeln beschränkt sind und nur in Vorfluterbereichen flächendeckend ausstreichen

(vgl. BREMER & SPÄTH 1989, Fig. 2.8). Dabei ist in regionaler Hinsicht natürlich auch das mitteleuropäische Eiszeitalter zu beachten, dessen Zertalung sich etwas mehr an relativen Härteunterschieden orientiert hat. Schlägt man den Bogen zu heutigen Verhältnissen, ist die Bedeutung von chemischen Zersatzzonen vor allem für den tropischen Bereich gegeben, sei es durch rezente Weiterbildung oder durch etwa in trockeneren Bereichen erfolgende Erosion (u. a. BÜDEL 1977). Last but not least modifizieren Faktoren wie der Grad der Vegetationsbedeckung den Erhaltungsgrad von Böden und Verwitterungsdecken, wobei übrigens auch Aspekte wie die kurzfristige Bereitstellung (vorverwitterter) Lockermaterialien bei einem Umbruch zu trockenerem Klima (Abnahme der Vegetationsdichte etc.) in die Überlegungen einzubeziehen sind.

Betrachtet man nun noch das Phänomen der Isolierung von Flächenresten, ergeben sich weitere interessante Überlegungen: Die Existenz von Flächenresten läßt sich häufig dadurch erklären, das ein Gestein zu einem bestimmten Zeitpunkt an der Oberfläche als weiche Struktur gekappt wird und diese Kappung nach einem Klimawechsel sozusagen als Part eines harten Gesteins konserviert wird. Nicht ganz so einfach ist beispielsweise die Erklärung von später hochgelegenen Schnittflächenresten, wenn diese aus einem Tiefenzersatz herausgearbeitet werden. Sofern dieser selektiven Charakter hat (was für den speziellen Fall anzunehmen ist), kann zum Beispiel entweder eine Art Stockwerkbau im Verwitterungsmantel angenommen werden (Zersatzstärke etc.) und/oder bei der Freilegung eine intensive Verwitterung im oberen Profilabschnitt stattfinden, so daß es überhaupt zu einer Kappung kommt. Die Möglichkeit klimatischer und tektonischer Variabilität ist in die Interpretation ebenso zu integrieren wie eine interne Härtevariabilität im Saprolith (kontinuierlicher vs. abrupter Übergang zum Festgestein; vgl. zu dieser Problematik SPÄTH 1981).

Zu berücksichtigen ist in diesem Kontext noch die (abstrahierende; s. o.) Frage, ob ein hartes Gestein bei der Tieferlegung unter konstanten Rahmenbedingungen erreicht wird oder ob Faktoren wie ein Klimawandel die Härte des Gesteins variieren. Dies wirkt sich auch, modifiziert u. a. durch die dreidimensionale Anordnung des harten Körpers, auf die Größe eines Flächenrests aus, der im Extremfall nur eine punktuelle Erscheinung ist. Größen von Flächenresten (s. hierzu BREMER 1989, BÜDEL u. a. 1977) können daher im Hinblick auf ihre Aussagekraft nicht definiert werden. Beurteilt man abschließend eine aktive Fläche mit Bezug auf die Gesteinhärte, kann diese dadurch maskiert werden, daß eine härtere Struktur sozusagen gerade erst erreicht wird (vgl. zu diesen Ausführungen auch die Einleitung zum Kapitel C II. 2.1). Weiter kompliziert werden diese Überlegungen durch die Beteiligung von Krustenbildungen etc. am Prozeßgefüge.

1.2.3 Sedimentation

Im Arbeitsgebiet kann eine weitverbreitete Grobsedimentverlagerung nachgewiesen werden, die auf das Niveau der Bucher Fläche bzw. deren letzten Differenzierungsverlauf eingestellt war (um 400 bis 420 m ü. NN).⁸¹ Mit den entsprechenden Ablagerungen, deren Feinsedimentfraktionen nicht analysiert wurden, wird die ausgehende Bucher Phase markiert. Die zugehörigen Grobsedimente treten an folgenden Stellen auf (Flächenreste in Anlehnung an SPÄTH 1976, Fig. 1):⁸²

- *Stufenvorland:*
 - Straßholz SW Madenhausen, 407 m ü. NN, Einzelgerölle des mittleren Buntsandsteins;
 - Dürrn-Berg W Oberlauringen, 419 m ü. NN, mächtige Bedeckung aus höherem Keuper/tieferem Lias in Ursprungslage und herabprojiziert (s. u. und Karte 4; vgl. geologisches Positionsblatt Oberlauringen, SCHUSTER 1928);
 - Wambachshügel NE Seubrigshausen, 397 m ü. NN, herabprojizierte Einzelgerölle des höheren Keupers/tiefen Lias bevorzugt in Hanglage (350 - 390 m ü. NN), nur ausnahmsweise im Topbereich.
- *nördliches Grabfeld:*
 - Höh-Berg NW Trappstadt, 420 m ü. NN, mächtige Bedeckung insbesondere aus höherem Keuper/tieferem Lias in Ursprungslage (= Top) und herabprojiziert (vgl. PRÖSCHOLDT 1895, WELTE 1931).
- *Stufenrückland:*
 - Winhausener Plateau NW Ditterswind, 400 m ü. NN, Einzelgerölle größeren Sandsteins aus höherem Keuper (Burgsandstein oder Rhät).

SPÄTH (1973, 112) beschreibt ähnliche und in ihrer Höhenlage vergleichbare Ablagerungen im Sonnefelder Hügelland bei Zedersdorf. Geländebegehungen lassen darauf schließen, daß diese Beobachtung auch auf die an die Haßberge südlich anschließenden Gebiete des Steigerwalds, der Frankenhöhe und ihrer Vorländer übertragbar ist.⁸³ Auf dem Enzlarberg (E Enzlar, 405 m ü. NN, Schilfsandstein nach Geologische Karte 1:100000, Naturpark Steigerwald) etwa habe ich einzelne Sandsteine aus höheren Keuperschichten nachgewiesen (vgl. auch weitere Funde bei EMMERT 1975).

Die Sedimentation und ihre typischen Merkmale werden stellvertretend durch eine Ablagerung im nördlichen Vorland der Haßbergstufe repräsentiert (s. o.; F in *Abb. 2*; s. *Abb. 17*). Diese befindet sich auf dem Dürrn-Berg (419 m ü. NN, Schilfsandstein), wobei vor allem der Gipfel und die südwestliche, als flache Rampe ausgebildete Abdachung einen hohen Bedeckungsgrad aufweisen (s. geologisches Positionsblatt Oberlauringen, SCHUSTER 1928; vgl. *Foto 4* in F IV. 1). Da die Sedimente nicht nur in ihrer Ursprungslage im Dachbereich (Altreliedest der Bucher Fläche) vorliegen, ist,

verbunden mit einer Veränderung der Sedimentcharakteristik (Lagerung etc.), eine Herabprojizierung in jüngeren Formungsstadien erfolgt.

Die lithostratigraphische Zuordnung weist die Gesteinsfragmente auf dem Dürren-Berg als Burgsandstein und zum Teil stark quarzitisches Sandsteine des Rhätolias aus (vgl. *Abb. 12*), welche der Dachregion der nördlichen Haßbergstufe entstammen (vgl. GÜK 6326, Bamberg).⁸⁴ Entscheidende Charakteristika der Grobsedimente sind:

- Lage am Fuß eines Hochgebiets (Vorläufer der Haßbergstufe);
- schlechte Rundung (s. *Abb. 17*);
- heterogen-klastische Zusammensetzung unter häufiger Beteiligung von Blockwerk (> 200 mm Ø), das in einer Achse vielfach länger als 60 cm ist;
- häufig bräunliche Inkrustationen bzw. Überzüge, deren Zusammenhänge mit „geröllinterner Wanderung“ oder externer Zuführung von Stoffen bzw. auch Bleichungsvorgängen weitere Detailanalysen erfordert;
- selten auftretende Anzeichen intensiv-chemischer Verwitterung; diese beschränken sich auf vereinzelte, wenige Zentimeter tiefe silikatkarstartige Hohlformen (s. *Foto 5* in F IV. 1) und mikromorphologisch nachweisbare, deutliche Quarzkorrosion, die in Bereichen intensiver (roter) Eisenimprägnierung auftritt; darüber hinaus ist (partiell) eine zum Teil deutliche Zermürbung größerer Sandsteine nachweisbar (vgl. B III. 1.2.5 und Fotos der Dünnschliffe in Kapitel F IV. 2: *Fotos 12, 13*);
- sporadisch nachgewiesene, syn- bis postsedimentäre Phänomene wie Windkanter und Wüstenlack.

Die beschriebenen Grobsedimente werden als Part eines (zum Teil schlammstromartig verlagerten) Fanglomerats interpretiert (⇒ nicht analysierte Feinsedimente), welches trockeneres Klima bzw. einen Klimaumbruch zu arideren Bedingungen belegt. Für diese terminologische Zuordnung werden ausschließlich die Sedimentmerkmale berücksichtigt, während der Bezug zur korrelierten Form zunächst ausgeklammert wird.⁸⁵ Die auch im weiteren Verlauf gebrauchten Begriffe „arider“ oder „trockener“ entsprechen einerseits einer relativen Abgrenzung zu feuchteren Bedingungen, kennzeichnen andererseits aber auch die im späten Tertiär auftretenden, weitgehend semiariden Bedingungen (*Abb. 8*; zur klimatischen Terminologie und der Paläoklimaentwicklung s. B II. 1; vgl. auch u. a. B III. 1.2.5).

Als Transportbahn des Fanglomerats wird eine sehr flache Abdachung vermutet, die mit einem Gefälle um 1° vom Dachbereich der rezenten Haßbergstufe bis zum heutigen Dürren-Berg reichte (*Abb. 17*; s. auch *Foto 4* in F IV. 1). Hätte der Fuß des Flachhangs deutlich stufenwärts gelegen, müsste bei der Vorlandentwässerung (s. u.) ein deutlicher Anteil ortsfremden Materials (etwa aus der Rhön) auftreten. Eine ähnliche Form ziehen auch BUSCHE et al. (1989 nach FUGMANN 1988; vgl. auch Diskussion bei BREMER 1989a) für die hochgelegenen Ablagerungen im Vorland der

Frankenhöhe in Betracht, so daß eine spätere Entwicklung der strukturbetonten Stufen aus flacheren Stufenvorläufern als überregionales Phänomen zumindest partiell wahrscheinlich erscheint (vgl. B III. 1.2.1 und MÜLLER 1996). Eine Stufenrückverlegung i. S. einer spürbaren Verlegung des gesamten Hanges hat hierbei - im Gegensatz zu einer Versteilung durch Verlegung des Hangfußes - nicht stattgefunden (vgl. abweichende Auffassung von WELTE 1931, 25). Die Zusammensetzung der Ablagerung auf dem Dürrn-Berg belegt eindeutig, daß der obere Rand der „Haßbergstufe“ damals wie heute an die Gesteine des Burgsandsteins und Rhäts angelehnt war (s. o.), was allenfalls eine geringe ostwärtige Verlegung des oberen Stufensegments seit der Sedimentation impliziert.

1.2.4 Entwässerungsnetz und seine Stellung im süddeutschen Raum

Eine Rekonstruktion des Gewässernetzes zur Zeit der Bucher Fläche ist bislang nicht erfolgt.⁸⁶ Die entsprechende Entwässerung im westlichen Vorland der Hochgebiete wird aufgrund unzureichender Rekonstruktionsmöglichkeiten, die sich aus einer sehr geringen Relieferung der Vorlandfläche sowie dem ausschließlich punktuellen Nachweis verlagertes Sedimente ergeben (vgl. B III. 1.2.3), nur durch einen Richtungspfeil angedeutet (*Abb. 25*).

Während der Bucher Phase entwässerte Mainfranken, entsprechend der vorangegangenen Entwicklung, nach Süden in das Molassebecken des Alpenvorlands (s. auch BÜDEL 1957, SPÄTH 1973, 173 ff.; vgl. B III. 1.1.2).

Wie deutlich die Alpen damals schon als Hochgebiet betont waren, ist noch nicht geklärt. Sicher war auch dieses Gebiet durch die Genese von Flächensystemen geprägt und erreichte nicht annähernd seinen heutigen Hochgebirgscharakter, wenngleich seine Funktion als Wasserscheide bereits gegeben war (u. a. BÜDEL 1977, SPÄTH 1969).

Eine detaillierte Positionierung der Flußsysteme - sofern diese Bezeichnung überhaupt zutrifft - kann bislang nicht vorgenommen werden. Anstelle deutlich abgegrenzter, linearer Entwässerungslinien ist auf den zum Teil weitgespannten Verebnungen sicherlich eine hohe raum-zeitliche Komplexität des Abflusses in Betracht zu ziehen. Vermutlich führte die Entwässerung des heutigen Keuperstufenvorlandes über eine oder mehrere Pforten im „Schichtstufenverlauf“ in das Vorland der Alb, um schließlich in der Umgebung von Treuchtlingen über eine Einsattelung der Albstufe in das Alpenvorland zu münden (s. u. a. BÜTTNER 1990, EMMERT 1975, KLEBER 1987). Es ist wohl davon auszugehen, daß die „Bucht von Neustadt a. d. Aisch“ (EMMERT 1975), deren Bedeutung insbesondere für das ältere Pliozän nachweisbar ist (vgl. B III. 1.3.2.2, 1.3.3.2.1), schon im Obermiozän als entscheidender Bestandteil des Gewässernetzes fungierte (vgl. auch BÜDEL 1957). Ihre

persistierende Bedeutung wird auch von EMMERT vermutet. Mit dem Ende der OSM (Obere Süßwassermolasse; vgl. u. a. GREGOR et al. 1989) kam es zu tektonisch bedingten Veränderungen des Entwässerungsnetzes, die letztlich noch während der Bucher Phase zur Anlage eines Donauvorläufers als Sammelader der grob südlich gerichteten Gewässer geführt haben könnten (vgl. u. a. HABBE 1994). Sichere Erkenntnisse hierzu gibt es aber noch nicht.

Eine überzeugende Gesamtdarstellung der mio-/pliozänen Entwässerung Süd-deutschlands steht noch aus (vgl. auch nachfolgende Kapitel).

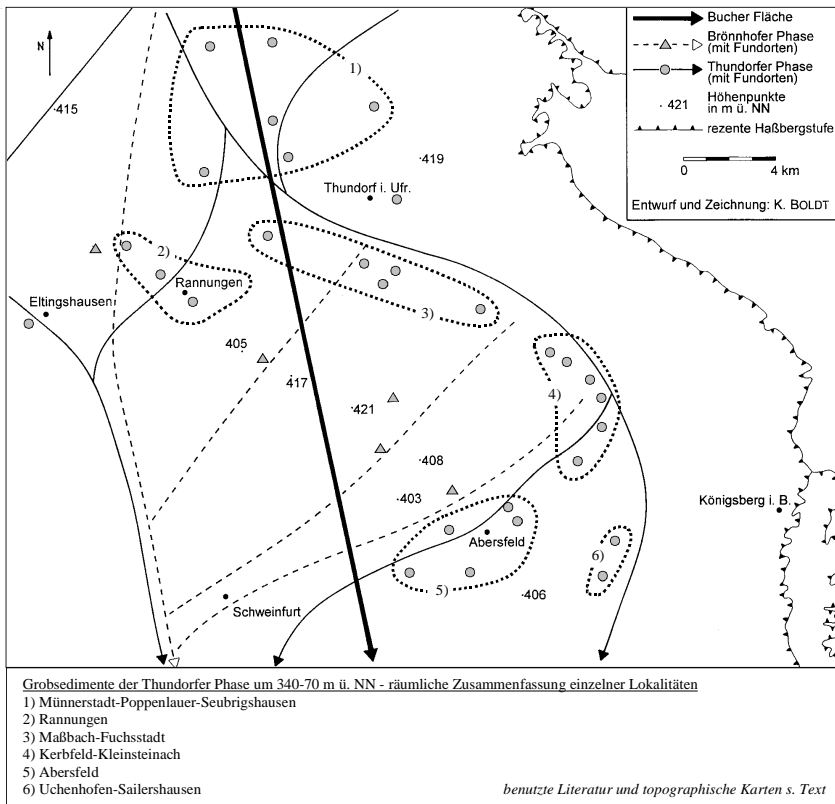


Abb. 25: Entwässerung im westlichen Vorland der Haßbergstufe (ältere Entwicklungsstadien; nach BOLDT 1997, verändert)

1.2.5 Klimatische Rahmenbedingungen und geochronologische Einstufung

Die klimatischen Rahmenbedingungen der Tieferlegung wurden durch eine abnehmende Temperatur sowie humide Bedingungen gekennzeichnet. Dieser Rückschluß ergibt sich sowohl aus der paläoklimatischen Literatur (u. a. BUCHARDT 1978, GREGOR et al. 1989; vgl. B II. 1) als auch den nachfolgenden, eigenen Geländebefunden und bestätigt die von SPÄTH als möglich erachtete Temperaturentwicklung (1973, 239; vgl. *Abb. 8*).

Gleiche Abtragungsraten in Ton- und Kalkgesteinen des Stufenvorlandes deuten auf feucht-warme Klimabedingungen während der flächenhaften Tieferlegung hin (vgl. Erosion karbonatisch gebundener Sandsteine im Stufenrückland).

Konträr zu diesem geoökologischen Rahmen, in dem flächenhaft wirkende Lösungsprozesse im Kalkgestein ermöglicht wurden, hätte unter arideren Verhältnissen eher die mechanische Erosion gegenüber dem Lösungsabtrag dominiert und die Tendenz zu einer Herausarbeitung der Kalke bestanden (ähnlich WIRTHMANN 1994; s. Diskussion in B III. 1.3.2.3).

Mit der Temperaturreduktion in einem humideren Klima war indes eine nachlassende Verwitterungsintensität (vgl. auch BORGER 1992, SPÄTH 1976) und damit die reliefwirksame Inwertsetzung von Sandsteinpartien des höheren Keupers und tieferen Lias als Vollformen/Stufenbildner verknüpft. Dementsprechend nahm die (klimavariablen) morphologische Gesteinshärte gebietsweise zu und induzierte das Einsetzen der Stufenbildung in N-Mainfranken.

Humide Bedingungen werden auch durch verschiedene, heute noch erhaltene Verwitterungsphänomene nahegelegt, die der Bucher Phase zugeordnet werden können. Auffällig sind in diesem Zusammenhang u. a. Formen von Mikrosilikatkarst, die im Stufenrückland auf Resten von Verebnungen der späten Bucher Phase auftreten. So weist der Eichelberg (NE Hohnhausen, 427 m ü. NN, Q, S 2 in *Abb. 2*) derartige Hohlformen in einer älteren, mehrere Zentimeter dicken lateritischen Imprägnierung des anstehenden Rhätoliassandsteins auf, die wiederum mit Quarzkorrosion und Quarzkornsprengung korreliert.⁸⁷ SPÄTH (1973 nach HÖHL 1963) beschreibt Bodenbildungen mit einem hohen Anteil an Kaolinit, dessen Herkunft aber nicht abschließend geklärt werden kann (möglicher primärer Gehalt in der mainfränkischen Trias, Einarbeitung aus älteren Verwitterungsbildungen etc.).

Darüber hinaus konnte im Bereich des Haßbergsporns eine tiefgründige, mehrere Meter mächtige Zermürbung des anstehenden weißen Sandsteins nachgewiesen werden (Karte 3).⁸⁸ Dabei wurde die Gesteinsstruktur erhalten (vgl. „structured saprolite“ nach ALEVA 1983).⁸⁹ Die schwache Bindung des Sandes entspricht keinem diagentischen Phänomen (im Arbeitsgebiet kein „isoliertes“ Auftreten in einem umgebenden festen Gesteinsverband nachweisbar), sondern ist einer Verwitterung und

Bleichung unter feucht-warmen Verhältnissen zuzuordnen (vgl. u. a. BIRKENHAUER 1991, FELIX-HENNINGSSEN 1990), in der das Bindemittel (zum Teil) entfernt wurde (vgl. BORGER 2000⁹⁰). Eine mit vulkanischer Tätigkeit zusammenhängende hydrothermale Beeinflussung (vgl. Diskussion bei JUNG 1996) kann ebenfalls ausgeschlossen werden, weil die nächsten basaltischen Vorkommen etwa 8 km entfernt sind (NE Bundorf; s. GÜK CC 6326, Bamberg sowie die entsprechenden großmaßstäblichen Detailkartierungen, u. a. geologisches Positionsblatt Oberlauring von SCHUSTER 1928).

Dieser auf einer Höhe um 400 m ü. NN ausschließlich punktuell auftretende Zersatz (vgl. aber auch B III. 1.2.6 ⇒ Gesteinsauflockerung im heutigen Albvorland) wird als Bestandteil der Bucher Phase interpretiert. Daraus kann geschlossen werden, daß der obere Teil des Verwitterungsprofils an der Lokalität Klosterholz erodiert wurde (heutige Höhe mindestens 10 m unterhalb des Bucher Flächenniveaus). Sicher wurde die tiefgreifende Verwitterung am beschriebenen Ort durch die morphologische Position im Bereich einer Flächenpforte begünstigt. Noch entscheidender ist aber m. E., daß das lokale bruchtektonische Inventar, welches gerade im Bereich des Haßbergsporns (vgl. WELZEL 1964) in seinen Details noch nicht ausreichend erfaßt ist, über die mechanische Vorschädigung des Untergrunds die Durchfeuchtung und damit auch die Verwitterungsintensität beeinflusste. Auch primärer Porenreichtum kann eine Rolle gespielt haben. Überhaupt zeigt sich, auch wenn man die im Spessart weitverbreitete Saprolitisierung betrachtet (s. u. a. JUNG 1996), daß intensiver Tiefenzersatz (in der Regel) selektiv geprägt ist.⁹¹ Diese Tendenz gilt zumindest dann, wenn die Flächenbildung bereits räumlich eingeengt ist bzw. hierzu übergeleitet wird (klimatische Verschlechterung; vgl. C II. 2.1.2). Ob sich dies in der Formung äußert, ist in theoretischer Hinsicht eine andere Frage, weil tiefliegende, weniger verwitterte Resistenzonen ja von der Erosion nicht erreicht werden müssen, bevor beispielsweise wieder eine Zunahme der Verwitterungsintensität erfolgt. In der Spessartregion wurden jeweils harte Gesteinspartien (quarzitische Bindemittel etc.) gar nicht oder weniger stark verwittert und entsprechen in heutigen Steinbrüchen - sofern Saprolitisierung erkennbar ist - den im Profil hervortretenden Bänken.⁹²

Die Zuordnung des tiefreichenden chemischen Zersatzes zur Bucher Phase und seine Bindung an eine morphologische Gunstlage harmonisieren schließlich mit der Überlegung, daß eine Saprolitisierung resp. Tiefenzersatz mit der (unter höheren Temperaturen erfolgten) Bildung der Haßbergfläche bereits nachließ bzw. ausklang. Wie schon erwähnt, muß dahingehend aber noch detaillierter untersucht werden, welche Rolle die Dekaptierung und die räumlich variierende Erhaltungsmöglichkeit spielen (s. o.; vgl. B III. 1.1.2). Jedenfalls wird in diesem Kontext die Bedeutung einer tiefgreifenden bzw. intensiven chemischen Verwitterung für die Tieferlegung der Bucher Phase relativiert. Dies gilt eventuell vor allem für ihre ausgehende Zeit und

paßt ja auch zum paläoklimatischen Rahmen und zur beginnenden Entwicklung einer Schichtstufenlandschaft im nordöstlichen Mainfranken, in der alle Gesteine eben nicht mehr aufbereitet werden konnten und die Mächtigkeit des Zersatzes stark reduziert war (vgl. BORGER 1992). Tiefgreifende Verwitterungsprofile waren immer seltener bzw. schwächer geworden und orientierten sich nun an besonderen strukturellen Schwächezonen. Dementsprechend können saprolitische Verwitterungswurzeln auf den Resten der Bucher Fläche selbst im Schutz harter Gesteine nur eine Ausnahmeerscheinung sein.⁹³ Ihr Nachweis im Arbeitsgebiet war nicht möglich. Für die heutige räumliche Relevanz der Saprolite ist natürlich auch zu bedenken, daß sie, sofern ausgebildet, als weiche Gesteine erodiert werden konnten (vgl. RUNGE 1993).⁹⁴ Wie schon erwähnt, stehen weitere Untersuchungen dieser Verwitterungsphänomene etwa in Bezug auf den Profilaufbau (Horizonte, Dekaptierung), die Entstehung (bodenbildende Prozesse) und die detaillierte bodenterminologische Einordnung noch aus. Ihre nachgewiesene räumliche Einschränkung schließt eine im Vergleich zu den mitteleuropäischen Böden intensivere Pedogenese und etwas mächtigeren Zersatz selbstverständlich nicht aus. Quarzkorrosion und Formungstendenz sind eindeutige Anzeiger eines höhertemperierten und gleichzeitig feuchten Paläoklimas.⁹⁵ Rezente Vergleichsklimate (B II. 1) zeichnen sich durch zonale Bodentypen wie Acrisole aus (FAO-Klassifikation, s. SCHULTZ 1988). Sofern dort heute tiefgreifender Zersatz auftritt, besteht hierfür aber wohl häufig eine Relevanz von Vorzeitklimaten.

Indirekt wird die Annahme feucht-warmer Klimabedingungen bis zur ausgehenden Bucher Phase auch durch die punktuellen Spuren einer intensiv-chemischen Verwitterung im Fanglomerat des Haßbergvorlandes bestätigt.⁹⁶ Vergleichbare Phänomene betreffen die entsprechenden Sedimente auf dem Höh-Berg (s. B III. 1.2.3, vgl. *Foto 13*). Diese entstanden nicht vor dem Transport und entsprechen keinem älteren Morphostadium, weil zum Beispiel die Imprägnierungen von den Oberflächen der kantigen Grobsedimente ausgehen und i. d. R. nicht nachträglich abgeschliffen wurden (vgl. B III. 1.2.3). Damit stellt das Fanglomerat ein Übergangssediment dar, welches in einen klimatischen Umbruch von humiden zu arideren Verhältnissen am Ende der Bucher Phase fiel und partiell noch einer chemischen Verwitterung ausgesetzt war (s. Kapitel B II. 1, B III. 1.2.3; vgl. hierzu auch BREMER 1989, 287). Dies ist mit der absoluten Dominanz eines trockeneren Klimas für die Fanglomeratbildung durchaus vereinbar und als modifizierendes Element zu verstehen. Die Temperaturen blieben bei dieser Klimaveränderung recht warm, ohne daß Fluktuationen genau erfaßbar sind (zum derzeitigen Forschungsstand vgl. *Abb. 8* und B II. 1).

Der hiermit bereits angesprochene, klimatische Umbruch zu arideren Verhältnissen ist an vielen Geländepunkten, welche die durch trockenere Verhältnisse

geprägte Sedimentation am Ende der Bucher Phase repräsentieren, nachvollziehbar. Als Referenzlokalitäten werden der Dürrn-Berg im westlichen Stufenvorland und der Höh-Berg im nördlichen Grabfeld angeführt (s. BOLDT 1997; vgl. B III. 1.2.3 und GARLEFF & KRISL 1997). Der Beginn der bereits von SPÄTH (1973) für das späte Tertiär in Betracht gezogenen Aridisierung⁹⁷ kann in diesem Zusammenhang zeitlich eingegrenzt werden, wobei ältere tertiäre Feuchteschwankungen nochmals betont werden.⁹⁸

Im Kontext mit a) der zeitlichen Eingrenzung der Haßbergfläche und b) dem Abgleich der eigenen klimagenetischen Interpretation mit dem Forschungsstand der Paläoökologie wird für die humide Bucher Phase ein obermiozänes Alter veranschlagt. Der Klimaumschwung zu höherer Aridität am Ende dieses Zeitraums (= letzte Differenzierung der Bucher Fläche) fällt in das ausgehende Obermiozän (*Abb. 8*; vgl. Kapitel B II. 1, dort auch umfassende Literaturangaben).

1.2.6 Überregionaler Vergleich

Die Befunde zur morphologischen Landschaftsentwicklung und zum Alter der tektonischen Differenzierung können weitgehend auf die südlich anschließenden Bereiche des Steigerwalds einschließlich seines Vorlands übertragen werden (vgl. Diskussion bei SPÄTH 1973, 24). Modifikationen durch die lokalen Verhältnisse sind zu beachten (s. Diskussion zu tektonischen Verstellungen bei DÖRRER 1970). DÖRRER (1970) hat dort vergleichbare Flächenniveaus ausgewiesen (vgl. BÜDEL 1957), diese aber - wie dies auch für das ältere Ausgangsflachrelief gilt - etwas zu stark differenziert (Beispiel: Riedelflächenniveaus bei 400 und 420 m ü. NN). Die strukturelle Steuerung erweist sich auch hier als das entscheidende Phänomen im Rahmen der flächenhaften Tieferlegung, wenngleich dies von DÖRRER (1970, u. a. 42) nicht ausreichend hervorgehoben wird. Zudem werden von DÖRRER sowohl die räumliche Stufendynamik als auch eine Lateralerosion als flächenbildender Vorgang überbewertet. Hangversteilende Flächenexpansion wirkte als modifizierender, selektiver Vorgang, ohne daß hiermit eine in visueller Hinsicht landschaftsrelevante Stufenrückverlegung verknüpft gewesen wäre (vgl. auch BUSCHE et al. 1989). Es wird in diesem Zusammenhang betont, daß der grundlegende Kontext struktureller Adaptation im Schichtstufenland,⁹⁹ etwa bezüglich der Positionierung von Stufeneinsattelungen, häufig im Rahmen der Flächentieferlegung und der Abtragung struktureller Schwähebereiche zu deuten ist.

Die Adaptation an die jeweilige lithofazielle und tektonische Differenzierung wird durch die regionalen Varianten der Reliefgenese betont. Konträr zur Haßbergstufe, die schon damals partiell eine enge Anpassung an bruchtektonische Strukturen (Haßberggraben; vgl. *Abb. 13, Abb. 15*) aufwies, entsprach die beginnende, aber auch die in

späteren Phasen fortlaufende Herausarbeitung der Steigerwaldstufe einer morphologischen Inwertsetzung des geologischen Steigerwaldsattels (vgl. DÖRRER 1970, 62, 146; vgl. CARLÉ 1955).

Der Genese der Haßbergstufe analog orientierte sich die Tieferlegung des Vorlandes am Ausstrich der weichen Gesteine (Abb. 26; vgl. Abb. 24 und das Profil durch Franken in BÜDEL 1957). Die Komplexität dieses Vorgangs ergab sich u. a. aus der in westlicher Richtung anschließenden, differenzierten muldenartigen Tektostruktur. Hierdurch standen auf der Ausgangsfläche (vgl. B III. 1.1) auch westlich der rezenten Steigerwaldstufe höhere Keupersandsteine an, deren Erosion vermutlich im Zusammenhang mit ihrer westwärtigen Ausdünnung (RUTTE 1971) und gleichzeitigen Variationen ihrer Resistenz (Bindemittel etc.), eventuell auch mit einer ausgeprägten Zerklüftung in Teilen des geologischen Sattels (vgl. auch DÖRRER 1970, 62) zu deuten ist. In Abhängigkeit von der Lithofazies wird der Stufenbildner der Steigerwaldstufe vom (häufig quarzitischen) Blasensandstein vertreten, der dort im Vergleich zu den Haßbergen in einer sandigeren Ausbildung vorliegt (vgl. DÖRRER 1970, Geologische Karte 1:100000, Naturpark Steigerwald, MARIOLAKOS 1969, SCHRÖDER 1976). Der Grund hierfür liegt darin, daß der Steigerwald näher am ehemaligen Rand des keuperzeitlichen Sedimentationsbeckens liegt (s. u. a. BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1981: Abb. 6; vgl. Abb. 24).

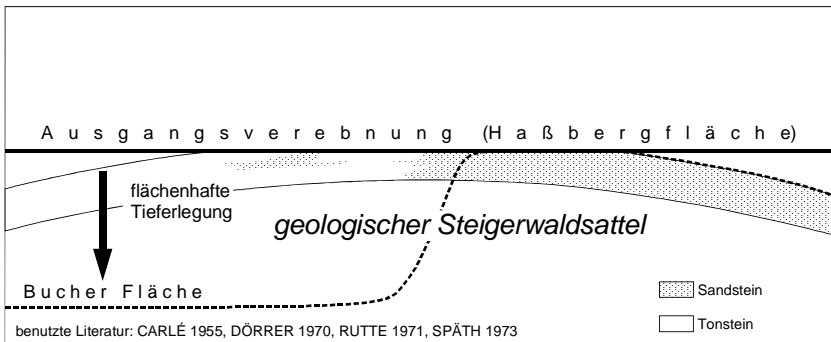


Abb. 26: Frühe Entwicklung der Steigerwaldstufe (stark schematisiert, ohne Berücksichtigung der Stufenversteilung)

Die damaligen Flächenpforten im Steigerwald (geköpfte Quellgebiete nach DÖRRER 1970) wiesen eine ähnlich komplex-strukturelle Adaptation auf, wie sie oben bereits für die Haßbergstufe geschildert wurde. Ein Beispiel hierfür ist die heutige, räumlich stark differenzierte Ebracher Paßregion (vgl. TK C 6326 Kitzingen).

Während die begleitenden, Reste der Ausgangsverebnung tragenden Hochgebiete an tektonische Aufbeulungen gebunden sind, dokumentiert die rezent hochgelegene Einsattelung eine Anlehnung an die Ebracher Mulde und eine prägnante Störungszone (vgl. EMMERT 1985: Abb. 26). Diese Charakteristik kristallisierte sich bereits im Verlauf der Bucher Phase und der zugehörigen Bildung der Flächenpforten heraus. Diese sind SE Handthal und WSW Ebrach um 400 m ü. NN nachweisbar.

Im Rückland der dieser Entwicklung entsprechenden Hochgebiete (= Frankenalbvorland) ist für die Bucher Phase die Ausbildung eines weiten, ebenen Ausraums zu vermuten.¹⁰⁰ Dieser ist vor allem im Kontext mit Faziesdifferenzierungen der Sandsteine und der entsprechenden Möglichkeit einer intensiveren Gesteinszersetzung zu beurteilen. Auffällig im beschriebenen Raum sind tiefgründig aufgelockerte Sandsteine (u. a. LÜTTIG 1997; vgl. auch BORGER 1992, BRUNNACKER 1970, EMMERT 1964).¹⁰¹ Im Kontext mit der nachlassenden Verwitterungsintensität wird möglicherweise eine Ausnahme deutlich, die dann zudem mit einem primär sehr schwachen Bindemittel der Gesteine korrelieren dürfte.

In der südlich an den Steigerwald anschließenden Frankenhöhe und ihrem Vorland ist eine abweichende neotektonische Entwicklung erfolgt, so daß dort die Parallelisierung der Stadien dominant selektiver Flächentieferlegung weitere Detailanalysen erfordert (vgl. auch BUSCHE et al. 1989). Dieser Rückschluß ergibt sich aus der in südlicher Richtung ansteigenden Höhe der Reste der Ausgangsrumpffläche (vgl. B III. 1.1.2).

Erweitert man den Betrachtungsmaßstab, wird deutlich, daß die Bucher Phase überregional nachweisbar ist und zu einem zum Teil weitflächigen Verebnungsniveau um rezent 400-420 m ü. NN geführt hat (ähnlich u. a. SEMMEL 1996; vgl. BIRKENHAUER 1991, BÜDEL 1977, GRUNERT & SEIDENSCHWANN 1988). Dies wurde im Verlauf der Diskussion bereits betont und belegt die noch bis zum späten Obermiozän anhaltende hohe räumliche Bedeutung weiter Flächen. Die Charakteristika der Verebnung wie die Einbeziehung der Kalkgesteine im Gäuland (s. auch SPÄTH 1973) entsprechen regelhaften Entwicklungszügen und bestätigen damit die vorgenommene Definition des korrelaten Klimas (B III. 1.2.5).

Lokal fand jedoch durch komplexe morphologische Prozeßgefüge eine Modifikation der lithovarianten Erosion statt. Was bleibt nun in dieser Hinsicht ungeklärt? Im überregionalen Vergleich ist zum Beispiel der Erhalt von Resten der Haßbergfläche (B III. 1.1.2) im Muschelkalk des Thüringerwaldvorlands (SPÄTH 1973, 1976: Fig. 1, GÜK CC 6326) auffällig. Erklärungen für diese Variation bleiben spekulativ und erfordern detailliertere Untersuchungen, die sowohl die strukturellen, tektonischen als auch geoökologischen Besonderheiten dieses Gebietes berücksichtigen. Vielleicht beeinflussten Feuchteschwankungen im Grenzbereich Mittel-/Obermiozän, im Zusammenspiel mit vorheriger Verwitterung, lokale Erosionsvarian-

zen. Zunehmende Trockenheit könnte - unterstützt beispielsweise durch lokale Hebungsvariabilität - zunächst eine schwache morphologische Inwertsetzung der Kalkgesteine in Form von Hochgebieten bzw. als Stufenbildner bewirkt haben, die aufgrund der dadurch wiederum verursachten nachlassenden Durchfeuchtung nicht mehr rückgängig gemacht werden konnte. Möglicherweise reichten auch sehr geringe, etwa tektonisch induzierte Unterschiede der chemischen Verwitterung aus, um variierende Schwellenwerte der lithovarianten Abtragung zu bewirken. Ein weiterer Erklärungsansatz wären lithofazielle Unterschiede innerhalb des Muschelkalks oder harte Inkrustierungen bzw. Krustenbildungen.¹⁰² So könnte der Reinheitsgrad der Kalkgesteine (Anteil toniger Bestandteile; s. u. a. EMMERT 1981) die Durchfeuchtung und damit die Möglichkeit zum flächenhaft wirkenden Lösungsabtrag beeinflusst haben. Zudem sind ohnehin die unterschiedlichen Lösungsanfälligkeiten verschiedener Kalkgesteine zu bedenken (vgl. LOUIS & FISCHER 1979). Dies ist ja auch als Faktor für Vorgänge wie die feuchttropische Kegelkarstentwicklung nicht bedeutungslos (vgl. Diskussion in Abhandlungen zum Karstphänomen, u. a. PFEFFER 1978).

Großräumlichere Analysen müssen weiterhin zeigen, inwiefern die Gesteine des Muschelkalks, Keupers und Lias für die Flächenbildung geeigneter waren als etwa der Buntsandstein. SPÄTH (1973) hat die lithovariante Abtragung in diesem Zusammenhang auch deshalb zu wenig differenziert, weil er ihre Bedeutung nicht so hoch eingeschätzt hat. Es kann für den überregionalen Maßstab gar nicht deutlich genug betont werden, wie komplex die Erosion in Abhängigkeit von verschiedenen Gesteinsvarietäten bzw. sedimentgeologischen Phänomenen verlief (beckenwärtige Sedimentation, Veränderung der Küstenlinien etc.).

Abschließend soll an dieser Stelle der Bogen zur oben vorgestellten (in erster Linie) regionalen Terminologie - die im Übrigen auch für nachfolgende Gäuflächen-niveaus fortgesetzt wird - geschlagen werden. Hiermit wird zunächst der Problematik Rechnung getragen, daß die BÜDELSchen Bezeichnungen (mittelplozäne Gäurandfläche um 390 m ü. NN, mittel-/oberplozäne obere Gäufläche „im inneren Gäuland meist bei“ 340 m ü. NN, oberplozäne Hauptgäufläche um 300 m ü. NN nach BÜDEL 1957, 28) einerseits - bei Berücksichtigung schwacher interner Abdachung - noch keinen abschließenden überregionalen Abgleich erfahren haben¹⁰³ und andererseits der komplexen Tieferlegung und ihren einzelnen Phasen nicht gerecht werden (s. u. a. B III. 1.3.2.3; vgl. auch Diskussion zur chronologischen Revision in B III. 1.1.2). Letzteres gilt für das Arbeitsgebiet, aber zumindest in vielen Fällen auch im kleineren Maßstab (vgl. Einordnung der regionalen Terminologie in B III. 1.3.2.3). Einer weiten Verbreitung einzelner und zudem weitgehend höhenkonstanter Niveaus (BÜDEL 1957; s. auch BIRKENHAUER 1991) widerspricht dies nicht (s. o.). Hinzu kommt, daß etwa die Bezeichnung „Hauptgäufläche“ nicht bzw. allenfalls mit Einschränkung auf die Gebiete östlich der Keuperstufe übertragen werden kann, weil dort eine

stärkere Reliefdifferenzierung mit einzelnen, zum Teil linearen Verebnungen nachweisbar ist (B III. 1.3.3.1; vgl. zu diesem Phänomen auch u. a. BREMER 1981, 1989a, BUSCHE et al. 1989). Diese sind, obwohl demselben Flächenniveau zugehörig, für sich zu betrachten. Ganz davon abgesehen würde last but not least die Anwendung des Begriffs der Tatsache nicht gerecht werden, daß diese Gebiete außerhalb des Gäulandes liegen (s. BÜDEL 1957, u. a. Abb. 3). Hingegen ist der Term Gäuflächenniveau passender und übertragbar (ähnlich DÖRRER 1970), was übrigens auch für andere Räume gilt.

Interessant ist, daß BÜDEL (1957) - ähnlich wie ich dies oben für die Bucher Fläche getan habe - eine weite Verbreitung seiner Gäurandfläche postuliert. Deren „heutige“ Höhenlage erreicht entsprechende Höhen aber nur im Zusammenhang mit Verbiegungen am Spessartrand und steigt dann auf ca. 410 m ü. NN. In der Literatur herrscht dahingehend Verwirrung, daß etwa SEMMEL (1984, 1996; vgl. BUSCHE et al. 1989: Fig. 22) Verebnungsreste um 400 m ü. NN der BÜDELSchen Gäurandfläche zuordnet, während DÖRRER (1970, 37) diese hingegen bei 360 m ü. NN rekonstruiert. Diesbezüglich ist SPÄTH (1973) zuzustimmen, wenn er das 400 m - Niveau nicht der Gäurandfläche zuordnet. Trotz dieser Problematik wird die Bucher Fläche vor allem deshalb als neu definiertes, höchstes Gäuflächenniveau ausgewiesen (vgl. B III. 1.2.1), weil das anschließend im Keuperstufenvorland relativ abrupt forcierte Auftreten einer komplexen Höhendifferenzierung anstelle eindeutiger Verebnungsniveaus den charakteristischen Übergang zur (nachfolgenden) Gäuflächenabfolge darstellt (vgl. weitere Kapitel). Auch mit diesen Ausführungen wird wiederum die eigene Kritik an der Gäuflächengliederung BÜDELS bestätigt (vgl. B III. 1.2.1).¹⁰⁴ Hier sei auch nochmals auf die eigene Chronologie der Flächenbildung verwiesen, die u. a. im Kontext mit der angesprochenen Erfassung der Verebnungsabfolgen und der Anwendung der neueren erdgeschichtlichen Gliederung steht.

1.3 Fortschreitende Entwicklung zur differenzierten Schichtstufenlandschaft im Anschluß an den Klimaumbruch des ausgehenden Obermiozäns

1.3.1 Brönnhofener Phase

Die im Gäuland zeitlich (unmittelbar) an die Ausbildung der Bucher Fläche anschließende Landschaftsentwicklung ist nur unvollständig nachvollziehbar, kann aber anhand von Veränderungen des Gewässernetzes als eigenständige Phase im Übergangsbereich von Obermiozän und Unterpliozän erfaßt werden (s. Abb. 8, Abb. 25). SPÄTH (1973, 191) hat Phasen, die zwischen dem 400 m - Niveau und der Hauptgäufläche bzw. ihren Pendanten vermitteln, lediglich angedeutet.¹⁰⁵

Zum Teil nur rekonstruierbare, verschieden breite *Durchlässe* (rezent etwa 380 bis unterhalb 400 m ü. NN) im Kernbereich des Kissingen-Haßfurter Sattels öffnen sich

nach NE und belegen im Kontext mit vereinzelt Schotterrelikten eine südwestlich gerichtete Entwässerung des damaligen westlichen Hochgebietsvorlands, die in einen grob südlich entwässernden Hauptvorfluter mündete.

An folgenden Lokalitäten (Altreliefreste) wurden verlagerte Gerölle nachgewiesen:

- „Schwarze Pfütze“ NW Rannungen um 380 m ü. NN (südlich gerichteter Vorfluter mit Materialien wie Buntsandsteinen aus der Rhönabdachung),
- Standortübungsplatz Brönnhof E Pfändhausen im Bereich der Einsattelung um 385 m ü. NN,
- Umgebung von Hesselbach zwischen 380 bis 400 m ü. NN,
- Umgebung von Löffelsterz um 390 m ü. NN.

Der Habitus der Grobsedimente (guter Verwitterungszustand bzw. hoher Erhaltungsgrad, schlechte Rundung), die sich vor allem aus Quarzen, Buntsandsteinen und höheren Keuper- bis tieferen Liassandsteinen (Burgsandstein, Rhätolias) zusammensetzen, spricht für anhaltend trockenere Klimabedingungen (vgl. u. a. STÄBLEIN 1970). Die Temperaturen bewegten sich weiterhin auf einem relativ hohen Niveau (vgl. B II. 1, *Abb. 8*).

Mit der Gewässernetzentwicklung im Vorland verknüpft war die einsetzende Auflösung der Bucher Fläche. Reliefdifferenzierung und vorgefundene Ablagerungen stellen die Zeugnisse einer (auch) zunehmend linear-konzentriert wirkenden Morphodynamik im westlichen Vorland der sich entwickelnden Haßbergstufe dar, welche aufgrund der gut erhaltenen Einsattelung bei Brönnhof (s. o.) einer *Brönnhofer Phase* zugeordnet wird. Diese vermittelte gewissermaßen zwischen der Bucher Fläche und der fortschreitenden Reliefdifferenzierung und leitete zur Bildung einer *differenzierten Schichtstufenlandschaft* über. In diesem Zusammenhang werden die Begriffe flächenhaft und linear nicht im Sinne von Fläche und Tal gegenübergestellt. Vielmehr kennzeichnet zunehmende Linearität eine Einengung der flächenhaften Tieferlegung und die morphologisch wirksame Differenzierung eines Entwässerungsnetzes. Diese beiden Phänomene sind allerdings erst für die nachfolgende Thundorfer Phase besonders deutlich nachvollziehbar. Dort tritt die Bildung bandförmiger, partiell erhaltener Elemente von Flächenniveaus¹⁰⁶ stärker in den Vordergrund (vgl. BREMER 1989a, BUSCHE et al. 1989, MÜLLER 1996, SPÄTH 1973).

Während der Brönnhofer Phase sind erste merkliche Tendenzen zur einsetzenden morphologischen Hervorhebung von Muschelkalkpartien spürbar (u. a. Altenberg E Haard),¹⁰⁷ die sich partiell allerdings schon in der leichten Wellung der Bucher Fläche äußerten. Die betonten Kalkgesteinspartien leiteten im weiteren Verlauf der Landschaftsdifferenzierung (vgl. nachfolgende Kapitel) zur Entstehung der Muschelkalkstufe über. Gleichzeitig entstanden erste Vorläufer eines insbesondere an den Muschelkalk und Kalkgesteine des unteren Keupers angelehnten, langgezogenen

Gewölbes im Bereich des Kissingen-Haßfurter Sattels. Dieses spätere Hochgebiet wird als Kissingen-Haßfurter Höhenzug bezeichnet (vgl. *Abb. 2*, *Abb. 13*, *Abb. 14* sowie SPÄTH 1973). Zum damaligen Zeitpunkt wurde die spätere Muschelkalkstufe aber noch in weiten Teilen überflossen bzw. war vielerorts nicht einmal angedeutet. Im Zusammenhang mit der Ausgliederung von Flächenresten spricht dies ganz eindeutig gegen die morphologische Relevanz einer Stufenrückverlegung und für eine relativ späte Entstehung der Stufe bzw. ihrer (flacheren) Vorformen im Rahmen flächenhafter Tieferlegung (vgl. *Abb. 2*). Hier wird deutlich, daß eine gesamtheitliche Landschaftsanalyse durch die Interpretation geologischer, geomorphologischer und sedimentologischer Befunde eine Beurteilung der Anwendbarkeit verschiedener theoretischer Vorstellungen ermöglicht (\Rightarrow Ablehnung der Schichtstufentheorie SCHMITTHENNERS, u. a. 1956).

Im Rückland der Keuperschichtstufe ist eine detaillierte Untersuchung bisher weder in Bezug auf die Reliefentwicklung noch für die Sedimentation durchgeführt worden. Einzelne Geröllfunde (BÜTTNER 1990, ohne genaue Lokalisierung), die vermutlich der Brönnhofer Phase zuzuordnen sind, versprechen brauchbare Ergebnisse. In Bezug auf die Formung kann eine Überleitung zur Thundorfer Phase festgestellt werden (beginnende Herausarbeitung einzelner neuer Vollformen). Interessant in diesem Zusammenhang ist auch die Ausweisung eines unteren „Riedelflächenniveaus“ im Steigerwald (DÖRRER 1970, um 380 m ü. NN) und die Höhenangabe BÜDELS (1957) zur Gäurandfläche (um 390 m ü. NN; vgl. B III. 1.2.6).

Abschließend kann resümiert werden, daß die Brönnhofer Phase zu einer in nachfolgenden Phasen forcierten Reliefdifferenzierung überleitete, die als (weiterhin) selektiv geprägte Erosion abhängig von der strukturellen Differenzierung des Ausgangsniveaus (Bucher Fläche) war. Die damit korrelierende tendenzielle Herausarbeitung von Kalkgesteinen im Stufenvorland und der bevorzugte Abtrag von Tongesteinen ist auf das seit dem ausgehenden Obermiozän herrschende trockenere Klima zurückzuführen (vgl. nächstes Kapitel). Dementsprechend wurden bestimmte fazielle Gesteinsvaria seit diesem Klimaumbbruch reliefwirksam inwert gesetzt, was letztendlich die Auflösung der Bucher Fläche verursachte bzw. der entscheidende Aspekt hierfür war (zur Flächenbildung und Grobsedimentation in trockenerem Klima vgl. u. a. EITEL 1989, KLEBER 1987).

1.3.2 Thundorfer Phase

1.3.2.1 Grundzüge der fortschreitenden Reliefdifferenzierung

Fortschreitende Höhendifferenzierung

Eine fortschreitende Höhendifferenzierung des V o r l a n d s fand im älteren Unterpliozän (bei anhaltend flächenhafter Tieferlegung) durch die Einarbeitung

schwach eingesenkter Depressionen mit zum Teil (zunehmend) bandförmigem, teilweise aber auch weiträumigerem Charakter statt und war mit Veränderungen im Entwässerungsnetz verknüpft (Abb. 16, Abb. 17, Abb. 18, Abb. 25; vgl. auch SPÄTH 1973, u. a. 177). Einige räumliche Charakteristika der heutigen Gewässer kristallisierten sich bereits heraus (Verlauf, Lage zu den Hochgebieten).

Die aktuellen Reste dieser Verebnungen liegen im Untersuchungsgebiet zwischen 340 und 370 m ü. NN. Aufgrund eines Altreliefrelikts östlich Thundorf (359 m ü. NN; vgl. Zuordnung des linken Balkendiagramms in Abb. 17) wird der angesprochene Zeitraum nach der Brönnhofer Phase als *Thundorfer Phase* bezeichnet (vgl. Abb. 4, Abb. 8; Angaben zur eigenen Chronologie in B III. 1.1.2). Dort befindet sich eine gut erhaltene Ablagerung aus vorwiegend schlecht gerundeten Grobsedimenten, die während der Thundorfer Phase im Hauptvorfluterniveau sedimentiert wurde (Zusammensetzung s. u.; s. geologisches Positionsblatt Oberlauringen von SCHUSTER 1928, KRAUSS & REIS 1926, SPÄTH 1973). Die Flächenreste repräsentieren eine (fast) kontinuierliche Tieferschaltung, die in die nachfolgende Phase (vgl. Kapitel B III. 1.3.3) fließend überleitete. Eindeutige Verebnungsniveaus können daher nicht ausgliedert werden. Dieser Charakter deutete sich bereits während der Brönnhofer Phase an (B III. 1.3.1).

Es kann in diesem Zusammenhang abgeleitet werden, daß die Entstehung eines Flächenstockwerkbbaus bei trockenerem Klima (s. u., B III. 1.3.2.2) weniger von tektonischen Hebungsraten oder eustatischer Variabilität, sondern stärker von der klimabedingten Gesteinhärte beeinflusst wird. Dementsprechend ist auch die Auflösung der Bucher Fläche und die hiermit verknüpfte Herausarbeitung von Kalkgesteinen (s. B III. 1.3.2.3) in erste Linie auf den Klimaumbruch im ausgehenden Obermiozän zurückzuführen (vgl. B III. 1.2). Im Gegensatz hierzu kommt es bei feucht-warmen Bedingungen häufig zu einer deutlicheren tektonischen Steuerung der chemischen Verwitterungsintensität, was schließlich über Hebungsvarianzen zu einem endogen bedingten Erhalt von Flächenresten (Härtlingsstrukturen) und damit auch verschiedenen Flächenniveaus führt. Allerdings spielen auch hier Temperaturvariationen eine herausragende Rolle für die (einsetzende) Reliefdifferenzierung (entscheidende Wirkung des paläoklimatischen Wandels). Gleichzeitig ist die fehlende Entwicklung übergeordneter Verebnungsniveaus in der Thundorfer Phase aber auch darauf zurückzuführen, daß die klimatischen und tektonischen Milieus wohl nur geringfügigen Veränderungen unterworfen waren (vgl. unten, Diskussion zur Stufenverteilung). Hier spielt das Erreichen härterer Gesteine während der Tieferlegung eine wichtige Rolle (was selbst für die interne, untergeordnete Höhengliederung eines bestimmten Stockwerks nicht unbedeutend ist). Hebung ist in diesem Fall letztendlich über regionale Unterschiede (im Arbeitsgebiet nur sehr schwach ausgeprägt) und Intensitätsvarianzen eher ein modifizierender Faktor, dessen allgemeine Relevanz für

die fortschreitende Einengung der unter trockenerem Klima angelegten jüngeren Flächen Mainfrankens und die damit einhergehende Vollformenentwicklung nur sehr schwer erfaßbar ist (vgl. *Abb. 21*). Wiederum wird deutlich, daß Aspekte wie die zeitliche Varianz der Gesteinhärte in einer dominant selektiven Flächenbildung nur im Kontext mit komplexen klimatisch-strukturellen Wirkungsgefügen zu erklären sind.

Im *Stufenrückland* führte die flächenhafte Tieferlegung als absolut dominierender Vorgang zu einer stärkeren Reliefdifferenzierung, für die auch die älteren, bereits während der Bucher Phase existenten Aufsitzer eine Rolle spielten (*Abb. 16, Abb. 18, Abb. 27*).¹⁰⁸ Die bereits während der Brönhofer Phase begonnene Auflösung der auch hier bislang noch relativ wenig gegliederten Bucher Fläche (vgl. B III. 1.2) bewirkte gleichzeitig eine forcierte Entwicklung von Stufen bzw. stufenartigen Reliefs (Erhöhung der Reliefenergie, Neuanlage von Vollformen). Die absoluten Höhen der Hauptvorfluterniveaus im Vor- und Rückland entsprachen sich weitgehend, was in ähnlicher Weise auch noch für nachfolgende Phasen gilt (B III. 1.3.3; ähnlich DÖRRER 1970; vgl. auch MÜLLER 1996: *Abb. 50*).

Detailanalysen stehen noch aus, wobei die strukturelle Steuerung der hier (im Vergleich zum Vorland) deutlicheren morphologischen Gliederung auf der Hand liegt (härtere Sandsteinserien; vgl. B III. 1.3.2.3, *Abb. 12, Abb. 13*). Geländebegehungen belegten über nachweisbare Grobsedimentverlagerungen (s. u.), dem Stufenvorland vergleichbar, partiell bandförmige Depressionen als wichtige Elemente der damaligen Landschaft (s. o., Kritik der Auffassung SPÄTHs; vgl. GARLEFF 1989 und Begriff „Flächenstreifen“ nach BREMER 1981). Diese fungierten als Teile übergeordneter Entwässerungslinien (vgl. weitere Diskussion). Darüber hinaus prägten beckenartige Erweiterungen und Flächenpforten, Letztere lokal etwa in der Umgebung von Steinert und Haubeberg (WNW Ebern), das Landschaftsbild (*Abb. 27*). Die Beschreibung „beckenartig“ umfaßt - konträr zu einem geschlossenen Ausraum - auch eine relativ ausgedehnte Verebnung, die durch isolierte Hochgebiete umrahmt wird. Flächenpforten bzw. allgemeine Depressionen bewirken ihre Verbindung zum Tiefland der weiteren Umgebung.¹⁰⁹ *Abb. 27* (vgl. auch *Abb. 21*) stellt die Ergebnisse anhand eines repräsentativen Geländeausschnitts exemplarisch dar, wobei die Abgrenzung von Vollformen und Depressionen näherungsweise erfolgte. Mit dem dortigen Bezug auf die ausgehende Zeit der Thundorfer Phase wird deutlich, daß der abgeleitete Reliefcharakter mit zunehmender Eintiefung präzisiert wurde.

Diese morphologische Beschreibung gilt auch weitgehend für das altunterpliozäne Relief des nördlichen Grabfelds. Der damals östlich anschließende, hingegen verhältnismäßig breite und undifferenzierte Ausraum ist als Vorläufer der heutigen „Coburg-Rodacher Niederung“ (HÖHL 1963) zu klassifizieren und zeigte eine deutliche Adaptation an den Ausstrich toniger Keupergesteine. Hier fand einerseits der

relativ abrupte Übergang zum bereits zu dieser Zeit recht stark differenzierten, unmittelbaren Thüringerwaldvorland statt (vgl. auch SPÄTH 1973). Andererseits schloß sich im Süden des Ausraums das Rückland der Haßbergstufe an und war durch Flächenpforten mit der breiten Niederung verbunden. Dieser Charakter wird mit dem Ende der Thundorfer Phase immer deutlicher. Schon damals zeichnete sich die Schichtstufe ab, die das nördliche Grabfeld und die Coburg-Rodacher Niederung heute südlich begleitet (vgl. SPÄTH 1976: Fig. 1).

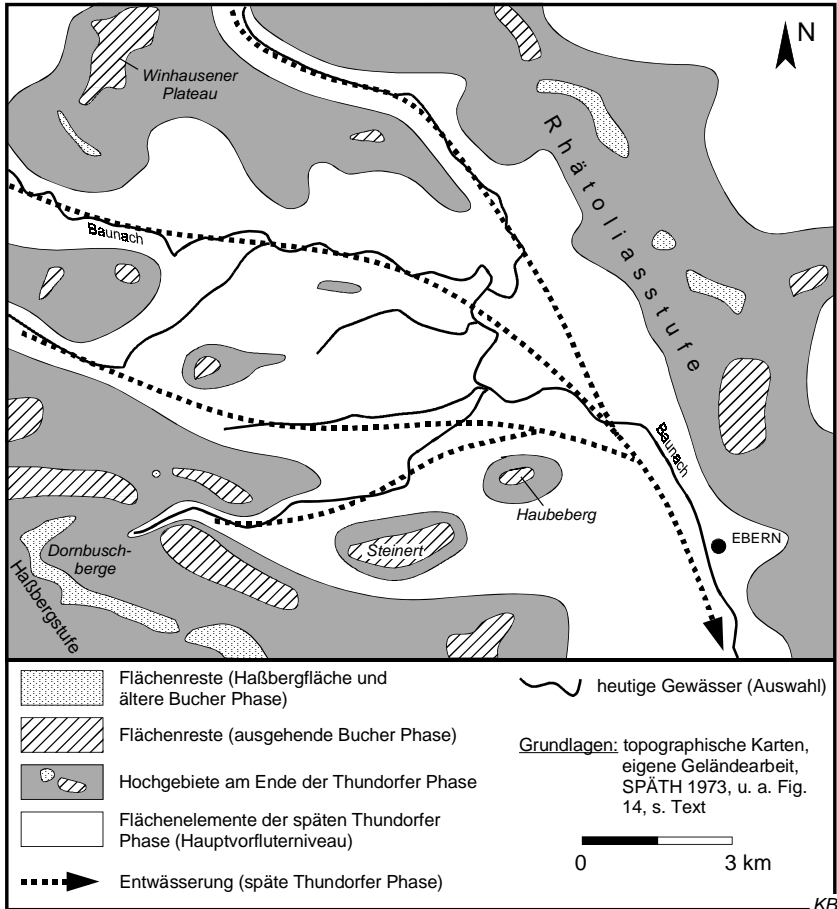


Abb. 27: Morphologie der späten Thundorfer Phase im Rückland der Haßbergstufe

Auch zwischen den Vorläufern von Haßberg- und Steigerwaldstufe bestand eine Flächenpforte, die von der entsprechenden Einsattelung der Bucher Phase vererbt worden war (vgl. B III. 1.2 und nachfolgende Diskussion zur Stufendynamik). Gründe hierfür sind wiederum struktureller Natur und ergeben sich aus den Ausläufern der Kissingen-Haßfurter Störungszone und dementsprechend weichem, tektonisch vorgeschädigtem Gestein.¹¹⁰ Vermutlich wird anhand ihrer Einengung gegenüber der älteren Vorform eine Bedeutungszunahme tektonischer Elemente und damit auch die Komplexität der strukturellen Steuerung ersichtlich, weil die Pforte der Bucher Phase in den südlichen Haßbergen auch Bereiche mutmaßlich geringerer bruchtektonischer Beanspruchung umfaßt hatte (u. a. Schloßberg NW Bischofsheim).¹¹¹ Demgegenüber wurden dort nun entweder Gesteine einer bestimmten Fazies nicht mehr in die Flächenbildung einbezogen oder aber härtere Partien erst jetzt erreicht (dreidimensionale Härtevarianz). Die Pforte der Thundorfer Phase leitete fließend in das reliefierte Stufenrückland über. Östlich der Einsattelung waren Ansätze buchtartiger, nördlich vorgreifender Flächenerweiterungen ausgebildet (Teile der heutigen Umgebung von Ebelsbach und Lauter), die wiederum über eine Flächenpforte zwischen Lußberg und den „Salmsdorfer Hängen“ (SSW Ebern) mit dem nördlicheren Rückland der Haßbergstufe verknüpft wurden.

Im Verlauf der Lederhecke, die Teile des nördlichen Grabfelds heute als an verschiedene Keupersandsteine angelehnte Schichtstufe begleitet (vgl. SPÄTH 1973, u. a. 224 f.), ist zum Beispiel NW von Sulzdorf eine hochgelegene Einsattelung um 350 m ü. NN ausgebildet, deren damalige Einbeziehung in das regionale Entwässerungsnetz wahrscheinlich ist.

Einzelne „Tiefenlinien“ als Vorläufer heutiger Fließgewässer entwickelten sich seit dem Ende der Bucher Phase, wobei ihre Akzentuierung in der Thundorfer Phase zunahm (vgl. oben). Somit sind einige grundlegende Züge des damaligen Entwässerungsnetzes auch im Stufenrückland bis heute persistent. Ein gutes Beispiel für diese Zusammenhänge ist die Entwicklung der Baunach (vgl. *Abb. 27*). Hierfür ist allerdings zu beachten, daß die ebenen Vorfluterbereiche bis zu ihrer vollen Breite überflutet wurden und damit relativ komplexe Abflußverhältnisse bestanden. Bisherige Arbeiten (u. a. SCHRÖDER 1976) haben erhaltene ältere Ablagerungen und die zugehörigen Gewässer im Rückland der Haßbergstufe deutlich zu jung datiert. Grund hierfür ist in jenen Studien die fehlende Erkenntnis, daß die neogenen Vorfluterniveaus im Stufenvorland wie auch im Rückland der Stufe in gleicher Höhe lagen (vgl. B III. 1.3.3). Parallelisiert man die Höhendifferenzierung dementsprechend, so liegen die hochgelegenen Teile der von SCHRÖDER (1976; vgl. ähnliche Auffassungen bei SPÄTH 1973, 52) als pleistozäne Flußsedimente auskartierten Geröllvorkommen oberhalb der quartären Terrassenniveaus. Ihre morphostratigraphische Revision ergibt eine Zuordnung zu pliozänen, zum Teil der

Thundorfer Phase zugehörigen Verebnungsniveaus (Beispiel: Eichelberg N Stöckach, 350 m ü. NN). Ein weiterer Aspekt dieser Neuinterpretation ist die von mir vorgenommene, abweichende Fassung der Plio-/Pleistozängrenze, in der die Bildung des oberen Hauptterrasse (höhenmäßig) entsprechenden Talbodens noch zum Oberpliozän gezählt wird (*Abb. 9*; vgl. Kapitel B III. 2.1).

Weitere Gerölle in Ursprungslage, die eine Rekonstruktion des damaligen, frühunterpliozänen Gewässernetzes der Thundorfer Phase ermöglichen, sind etwa auf folgenden Hochgebieten des Stufenrücklands erhalten:

- Anhöhe E Hohnhausen um 350 m ü. NN, verlagerter Rhätolias;
- Tannenleite N Leuzendorf, 360 m ü. NN, verlagerter Rhätolias;
- Weinberg N Bischwind, 352 m ü. NN, verlagerter Rhätolias.

Wichtige Bestandteile der fortschreitenden Reliefdifferenzierung waren auch Fußflächen, deren Bedeutung während der Thundorfer Phase sowohl im Stufenvorland (s. u.) als auch im Rückland (Beispiel: Quellgebiet des Stöckacher Mühlbaches) nachgewiesen wurde.

In Bezug auf die Hangneigungen läßt sich - vergleichbar der älteren Bucher Phase (vgl. B III. 1.2.1) - deren räumliche Varianz festhalten. Im Gegensatz zur bereits deutlichen Versteilung der Haßbergstufe finden sich in deren Umland auch flache, rampenartige Hänge, die ursprünglich auf die Vorfluter der Thundorfer Phase eingestellt waren. Ein prägnantes Beispiel ist die heutige südwestliche Abdachung des Dürrn-Bergs (2-3 °; vgl. *Foto 4* in F IV. 1). Für die damalige Zeit läßt sich eine Verbindung zum oben bereits angesprochenen (rezenten) Flächenrest östlich von Thundorf rekonstruieren, die diese Auffassung belegt (vgl. *Abb. 17*). Heute werden die entsprechenden Altreliefs durch den Stirn-Grund getrennt. Reste des Fanglomerats der finalen Bucher Phase (vgl. B III. 1.2.3) wurden bis zum älteren Unterpliozän auf die Rampe des Dürrn-Bergs herabprojiziert, zum Teil fand eine Einarbeitung in die Sedimente der Hauptvorfluter statt.

Die Hangneigungsvarianzen sind im Kontext mit einer chronologisch weitgestreuten, wenn auch vermutlich phasenhaft betonten Flächenexpansion zu interpretieren. Die Ausweitung von Flächen ist generell ein modifizierendes morphodynamisches Element der tertiären Flächenbildung (vgl. *Abb. 23*). Dies wird verständlich, wenn man sich die zunehmende Herausarbeitung von Vollformen vorstellt, für die in vielen Fällen eine Hangversteilungssequenz nachweisbar ist (vgl. auch B III. 1.2.1). Derartige Beispiele für die postobermiozäne Reliefgenese finden sich u. a. im Verlauf der „Rhätoliasstufe“ (Begriff nach SPÄTH 1973) nördlich von Ebern. Dort begrenzen flache Walme als Indiz für ehemalige, nach der Bucher Phase angelegte Rampen die im Topbereich gelegenen Reste der Bucher Fläche (vgl. BREMER 1989a zur Keuperstufe). Hingegen bestehen heute Fußflächenrelikte (u. a. bei Fischbach), deren Vorläufer vermutlich spätestens in der jüngeren finalen

Gäuflächenphase (B III. 1.3.3) entstanden und damit auch hier eine noch während der Flächenbildung erfolgte Versteilung der Stufe belegen (vgl. auch nächster Abschnitt ⇒ Dachfußfläche). Die sehr flachen Oberhänge zeigen gleichzeitig, daß die Flächenexpansion keiner morphologisch relevanten (i. S. von bedeutenden) Rückverlegung von Stufen entsprach. Mit der Ausprägung von Fußflächen wird zugleich deutlich, daß für die verschiedenen Neigungscharakteristika auch der Gegensatz flachere Fußfläche - steilerer Rückhang eine Rolle spielt.

Anlage der durchgehenden Haßbergstufe und Verlauf der Stufenversteilung

Der mehrfache Nachweis einer lokal erhaltenen Dachfußfläche (s. u.) zeigt, daß weite Teile der Haßbergstufe gegen Ende der Thundorfer Phase deutlich versteilt waren. Er belegt ein charakteristisches Formenelement an der nun fast durchgehend vom Vorland abgesetzten Schichtstufe (*Abb. 28*).¹¹² Ob man dieses nun als Teil der Stufe (bzw. des Stufenhangs) oder wie BLUME (1971) als Teil des Vorlandes betrachtet, ist für die getroffene Feststellung nicht relevant und je nach Fragestellung auch flexibel zu handhaben. Spätestens zu diesem Zeitpunkt kann man, im Gegensatz zu flacheren Stufenvorläufern (vgl. B III. 1.2 ⇒ Bucher Phase), von einer „echten“ Schichtstufe sprechen.

Die Fußfläche war meist an die Bereiche weitgehend weicher Sockelgesteine des Gipskeupers gebunden, zu denen i. w. S. auch der häufig inresistente Schilfsandstein (⇒ tonige Fazies etc.) zu zählen ist. Erst jetzt kann i. e. S. aufgrund der im Stufenverlauf über weite Teile verfolgbaren bzw. fast durchgehend ausgebildeten Form von einer Dachfußfläche gesprochen werden (vgl. auch „Initialfußfläche“ nach MENSCHING 1973 und BÜDEL 1970 zum Terminus). Dieser Begriff kennzeichnet ja die Ausgangsform jüngerer, in unserem Fallbeispiel die gesamte Stufe charakterisierender Fußflächengenerationen (s. u. a. B III. 1.3.3). Noch ältere, lokale Vorläufer sind für Teile der Haßbergstufe nicht auszuschließen (vgl. Diskussion in B III. 1.2).

Die forcierte Akzentuierung der älteren Stufenvorläufer und damit verknüpft die dortige Fußflächenbildung resultierte aus einer zeitlich nicht genau faßbaren Rückverlegung des Hangfusses bis zum Ende der Thundorfer Phase. Dieser Prozeß ging von den flachen Rampen zur Zeit der Bucher Phase aus (vgl. B III. 1.2 und *Abb. 17*). Er wird - bezogen auf das Hauptvorfluterniveau und die vermittelnden Fußflächen - als hangversteilende Flächenexpansion verstanden (vgl. B III. 3.2, 3.3 zur räumlichen Stufendynamik und Fußflächengnese). Da das ältere Fanglomerat noch über die angesprochenen Rampen transportiert worden war, muß deren Versteilung unter trockeneren Bedingungen nach dem Feuchteumbbruch im ausgehenden Obermiozän erfolgt sein. In der *Abb. 21* wird deutlich, daß die - hier für die Hauptvorfluterbereiche nachvollziehbare - Flächenexpansion der flächenhaften Tieferlegung quantitativ (d. h.

in Bezug auf die räumliche Relevanz) deutlich untergeordnet war. Die Expansion fand vereinfacht während der anhaltenden, flächenhaften Tieferlegung statt, wenngleich auch ein zeitliches Alternieren der verschiedenen Flächenbildungsvorgänge nicht ausgeschlossen werden kann. Der obere Rand der Haßbergstufe blieb im Gegensatz zur Position der unteren Hangabschnitte weitestgehend konstant. Dies steht im Einklang mit den lokal erhaltenen Walmen als (überformten bis weitergebildeten) Resten ehemaliger, flacherer Stufenvorläufer (⇨ fehlende Bedeutung der Stufenrückverlegung; s. BREMER 1989a und vgl. B III. 1.2.1).¹¹³

		Haßbergstufe		sonstige Gebiete
Quartär	Ältest-	Parapedimentation weitgehend undifferenziert	Dachfußfläche	?
			undifferenzierter Fußflächensaum (Basis ~ 300 m ü.NN)	
	Alt- bis heute	räumlich differenziert	räumlich eingeengte Fußflächen, partielle Zermuldung	
	Destruktion		Zermuldung von Fußflächen etc., Weiterbildung nur in besonderen Fällen	(lokale) Fußflächen in Talgründen etc.

KB

Abb. 28: Charakteristik der Fußflächenentwicklung im nordöstlichen Mainfranken (benutzte Literatur: SPÄTH 1973)

Die zur Zeit der Bucher Fläche im Verlauf der Haßbergstufe vorhandenen Flächenpforten (vgl. B III. 1.2) wurden während der Brönhofer und Thundorfer Phasen weitgehend zu Stufenbestandteilen umgeformt (zu Ausnahmen und Details vgl. weitere Diskussion). Dies geschah, indem die in den Stufeneinsattelungen anstehenden Sandsteine des mittleren Keupers aufgrund ihrer (nunmehr) strukturellen Stabilität nicht mehr in die fortschreitende Erosion einbezogen wurden. Ein Kontext der veränderten Gesteinshärte mit dem beschriebenen Klimaumbruch zu arideren Bedingungen ist nachvollziehbar. Auch hier konnte es schließlich - bei schwacher Akzentuierung des Rückhangs - zur (partiellen) Ausbildung der Dachfußfläche kommen (zur Fußflächenerstanlage vgl. Literaturverweise u. a. in B III. 3.3). Die „Achterstufe“ des Haßbergsporns (SPÄTH 1973) hatte sich durch Betonung verschiedener Burgsandsteine (vgl. WELZEL 1964) ebenfalls etabliert.

Charakteristik und Nachweis der Dachfußfläche an der Haßbergstufe

Den höchsten Erhaltungsgrad weist die Dachfußfläche NW Nassach auf. Am dortigen Hahns-Berg ging die im Mittel 3° geneigte, heute mit einzelnen Geröllen des höheren Keupers bedeckte Fußfläche bei (auf aktuelle Verhältnisse umgerechnet) etwa 350 m ü. NN in die Subsequenzzone des Stufenvorlandes über. Der Rückhang erreichte eine (im Vergleich zu anderen Landschaften eher niedrige) Neigung um $11-12^{\circ}$, was der Ansprache als (akzentuierte) Schichtstufe jedoch nicht entgegensteht. Bisweilen sind die Rekonstruktion der Stufenverteilung und der Nachweis der Dachfußfläche auch diffiziler. Dies ist u. a. darauf zurückzuführen, daß etwa im Stufenverlauf zwischen Goßmannsdorf und Junkersdorf Lithoadaptationen im Schilfsandstein bei 350 m ü. NN auftreten, die nur mit Vorbehalt als überformte bis umgeformte „Reste“ der ehemaligen Fußfläche interpretiert werden können.

Der relativ geringe Erhaltungsgrad der Dachfußfläche ist u. a. darauf zurückzuführen, daß in der Folgezeit keine nennenswerten Milieuveränderungen stattfanden.¹¹⁴ Theoretisch ist unter derartigen Verhältnissen eine Entwicklung von unendlich vielen Fußflächengenerationen möglich, von denen aber keine Reste konserviert werden. Eine bessere Erhaltung würde hingegen aus einer signifikanten Änderung tektonischer oder klimatischer Rahmenbedingungen resultieren. Diese Beobachtungen korrelieren auch mit der Tatsache, daß seit dem Beginn der Brönhofer Phase - bezogen auf das Hauptvorfluterniveau - keine übergeordneten Verebnungsniveaus mehr ausgegliedert werden können. Vielmehr wurde ja schon darauf hingewiesen, daß die dortige Tieferlegung (fast) kontinuierlich erfolgte und eine sehr komplexe „Niveaugliederung“ verursachte (B III. 1.3.2.1). Erst mit dem Ende der Gäuflächenbildung (und der Genese ihrer entsprechenden Pendanten im Stufenrückland) sollte sich dies ändern (B III. 1.3.3).

Ein von der betont morphographischen Rekonstruktion abweichender Beleg der Dachfußfläche und der forcierten Stufenakzentuierung zeigt sich an der südlichen Haßbergstufe (Abb. 29; vgl. Foto 6). Die rezent vorgelagerte Schilfsandsteinstufe (Königsberg i. B. bis Zeil) war im älteren Unterpliozän noch nicht herauspräpariert. Auf ihrem Dachbereich sind Gerölle aus den weiter östlich am Hauptstufenhang anstehenden Schichten des Coburger Bausandsteins und des Burgsandsteins nachweisbar. Dies wird so gedeutet, daß der heutige Vorstufentop damals ein Teil der unteren Fußflächensegmente war. Somit kann anhand der erhaltenen Sedimente und der Formenrekonstruktion auch hier eine fortschreitende Betonung der Haßbergstufe belegt werden.

In den mittleren Haßbergen bestand insofern eine abweichende Situation, als der Stufenverlauf durch relativ schmale, während der Thundorfer Phase entstandene Einsattelungen unterbrochen und die Dachfußfläche ansonsten nur von sehr schwach abgesetzten Rückhängen begrenzt wurde. Letzteres ist auf die niedrigere Höhe der Haßbergstufe in diesem Bereich zurückzuführen, die sich aus der ehemaligen Flächenpforte der Bucher Fläche ergab. Dieses Phänomen betraf auch den südlichsten Teil der Haßberge (s. o., Abb. 29), wo das Altrelief allerdings aufgrund der später vom Main ausgehenden Überformung nur in grober Näherung rekonstruiert werden kann. Im Übergangsbereich von Haßbergen und Steigerwald ist zudem davon auszugehen, daß anhaltende Tieferlegung die (eingeengte) Persistenz der älteren, die damaligen Stufenvorläufer trennenden Flächenpforte bewirkte (s. o.; vgl. B III. 1.2 sowie B III. 1.3.3).

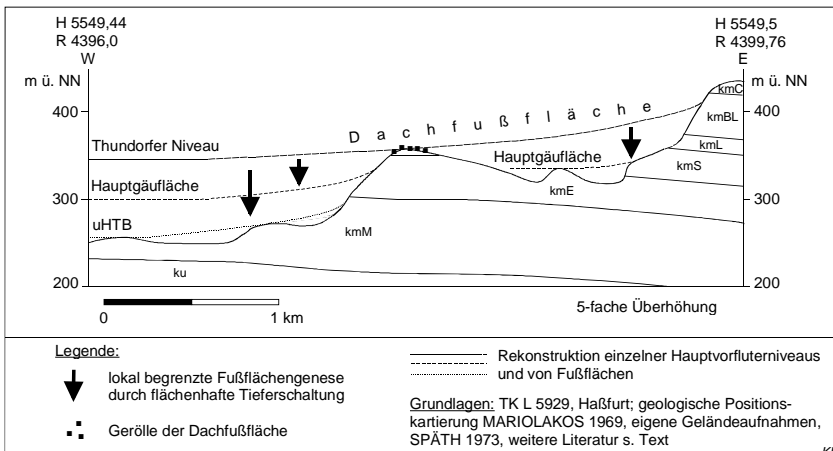


Abb. 29: Profil 3 - plio-/pleistozäne Fußflächendynamik am Beispiel der südlichen Haßbergstufe (zur Lage des Profils vgl. Abb. 2; zur theoretischen Einordnung der Fußflächengene- s. Abb. 32)

1.3.2.2 Entwässerungsnetz im Vorland der Mainfränkischen Keuperschichtstufe und seine überregionale Einordnung

Der komplexe Charakter der Gewässernetzentwicklung - dies gilt im Übrigen für den gesamten Verlauf von Tertiär und Altquartär - konnte für Mainfranken bislang nicht erfaßt werden.¹¹⁵ Ältere Rekonstruktionen belegen nur grobe Züge der Entwässerung (Richtungen etc.; s. u. a. BÜDEL 1957), ohne der zeitlichen Dynamik und Differenzierung gerecht zu werden.¹¹⁶ Die Ursachen hierfür sind eine unzureichende Berücksichtigung verschiedener Höhenlagen von verlagertem Material und zu vage, zum Teil auch zu differenzierte Auffassungen über den Verlauf der insgesamt eher einfachen jüngeren tektonischen Entwicklung (vgl. B II. 2.2, dort auch Angaben zur modifizierenden Subrosion). Durch die eigenen Geländeaufnahmen der Grob-sedimente (Herkunft) und der Formen (Rekonstruktion von Flußläufen bzw. Depressionen) konnten - bezogen auf das Keuperstufenvorland - detaillierte Ergebnisse zur Genese des Entwässerungsnetzes erlangt werden (Abb. 25).

Die hier vorgenommene Rekonstruktion der Gewässernetzentwicklung¹¹⁷ beruht einerseits auf der Neuinterpretation und partiellen Integration bisheriger Vorstellungen (Literatur s. o.) sowie der älteren Datenbasis.¹¹⁸ Rückschlüsse ergeben sich in diesem Zusammenhang auch aus den Hinweisen auf heute tiefliegende Gerölle, deren Bezug zur älteren Entwässerung erst durch ihre nachfolgende Herabprojizierung verständlich wird. Andererseits stützen sich die eigenen Ergebnisse auf umfangreiche Geländebegehungen, während derer weitere, bislang unbekannte Sedimentvorkommen kartiert werden konnten.

Im Gegensatz zur Auffassung von LÜTTIG (1997), der ältere Arbeiten zur Gewässernetzentwicklung aufgrund ihrer Sedimentanalytik kritisiert, ist die bisherige Praxis legitim.¹¹⁹ Allerdings muß - wie oben schon angedeutet - die interdisziplinäre Synthese sedimentologischer, geologischer und geomorphologischer Arbeitsmethodik stärker verfolgt werden. Hingegen kann über den Sinn und Unsinn von Begriffen wie Urmain oder Urdonau (ebd.), welche der Eigenständigkeit älterer Entwässerungssysteme nicht immer gerecht werden, durchaus diskutiert werden.

Da verlagerte Grob-sedimente der Thundorfer Phase im Arbeitsgebiet fast ausschließlich als Einzelgerölle oder lockere Streu erhalten sind, mußte die viel-diskutierte Kulturschotterproblematik besonders beachtet werden. Anthropogene Beeinflussungen ließen sich jedoch aufgrund der geringen Entfernung zwischen den einzelnen Fundorten (= durchgehende Verfolgbarkeit) als auch der weiten Verbreitung von Leitgeröllen weitgehend eingrenzen. Zudem können erhaltene Feinsedimente, etwa bei der Überlagerung von anstehenden Kalkgesteinen durch Quarzsande, als ergänzende Hinweise auf Verlagerungen verwendet werden.

Ursachen für die heute meist geringe Quantität von Grobsedimenten, die vor allem tertiäre Ablagerungen betreffen, sind vielfältig. Verwitterungsauslese und Erosion spielen eine gewisse Rolle. Beispielsweise war Solifluktion auf konvex zugerundeten Vollformen einer der beteiligten Vorgänge. Dennoch wurden selbst tonige Sandsteingerölle erhalten (hoher Erhaltungsgrad der Sedimente bezüglich ihrer späteren Zersetzung; vgl. weitere Diskussion),¹²⁰ deren Beteiligung übrigens dadurch verständlich wird, daß im Zuge der im trockeneren Klima stattfindenden Flächentieferlegung relativ weiche Gesteine aufgearbeitet wurden. Vor allem aber ist u. a. im Kontext mit der fehlenden Einebnung von Vollformen auch ein eher geringer Materialanfall etwa harter, zum Teil schon als Vollformenbestandteile herausgearbeiteter Gesteine zu erwarten. Wenngleich lokal mächtigere Sedimentpakete wie am Dürrn-Berg auftreten,¹²¹ sind Ablagerungen, die primär keine hohe Dichte oder Mächtigkeit aufwiesen, durchaus plausibel.

Als Leitsedimente für die oben angesprochene Rekonstruktion fungierten neben Keuper-Lias-Sandsteinen und Kieselhölzern des Keupers insbesondere Gerölle des widerständigen Hauptbuntsandsteins und des zum Teil extrem resistenten Felsandsteins (vgl. *Abb. 10*; zur Interpretation und Aussagekraft der Zusammensetzung von Schottern vgl. auch SPÄTH 1973, 173 ff.). Die räumliche Verteilung der für die Rekonstruktion herangezogenen Geländepunkte ist in *Abb. 25* dargestellt. Wichtige Referenzlokalitäten ergeben sich aus ihrem Stellenwert für die Rekonstruktion der einzelnen Entwässerungslinien (Erhalt der Sedimente etc.):¹²²

- „Sand“ E Thundorf, 359 m ü. NN, Bedeckung vor allem aus höheren Keuper-sandsteinen, einzelne Buntsandsteine (Karte 4; s. geologisches Positionsblatt Oberlauringen von SCHUSTER 1928, KRAUSS & REIS 1926, SPÄTH 1973; vgl. linkes Balkendiagramm in *Abb. 17*);
- Rannungen um 350 bis 360 m ü. NN, vor allem „Gerölle“ aus dem Buntsandstein (u. a. SPÄTH 1973; vgl. Karte 5);
- Eltingshausen um 350-360 m ü. NN, vor allem „Gerölle“ aus dem Buntsandstein (vgl. auch Rekonstruktion von WELTE 1931);
- Abersfeld um 350 m ü. NN, vor allem „Gerölle“ aus dem Buntsandstein.

Das Ergebnis der Untersuchung zeigt, daß die grob südliche Fließrichtung des ehemaligen Entwässerungsnetzes im Vorland der Haßbergstufe beibehalten wurde. Die während der Thundorfer Phase tiefergelegten Bereiche sind weitgehend als Bestandteile der überregionalen Entwässerung zu deuten. Im Detail ergibt sich folgendes Bild (vgl. *Abb. 25*):

Als Ursprungsgebiete der Fließgewässer der Thundorfer Phase fungierten Rhön und Thüringwald mit ihren Vorländern (s. u. a. Interpretation der Schotterspektren der Heimschen Rinnen bei SPÄTH 1973, WELTE 1931, vgl. auch Gliederung von MENSCHING 1957 sowie *Abb. 2*). Neben den verlagerten Buntsandsteinen ergibt

sich diese Überlegung einerseits aus der Rekonstruktion des Reliefs (Hauptvorfluterbereiche), andererseits aus dem Anteil von Basalten aus der Rhön und Gesteinen aus dem Thüringisch-Fränkischen Grundgebirge (Grauwacken, Lydite etc.). Grundgebirgsgerölle können darüber hinaus auch dem Keuper entstammen, in dem sie in einzelnen Nestern bzw. Schichten vorkommen. Allerdings belegt ihre relativ hohe Anzahl in den verlagerten Sedimenten, daß diese Herkunft nur eine untergeordnete Rolle spielte.

Im Vorland des Thüringerwalds dürfte ein Vorläufer der heutigen Coburg-Rodacher Niederung (vgl. HÖHL 1963) eine wichtige Verbindungsstrasse zum nördlichen Grabfeld gewesen sein. Konträr hierzu vermutet SPÄTH (1973, u. a. 94, 156) für die Zeit nach der Ausbildung des 400 m - Niveaus eine (allenfalls) leichte Flächentieferlegung im Rückland der Haßbergstufe (s. o.).

Auf der östlichen Rhönabdachung fungierte etwa ein Vorläufer der Streu als Entwässerungslinie, was anhand hochgelegener Basalt- und Buntsandsteingerölle nachweisbar ist (östliche Rahmenhöhen bei Unsleben und Mittelstreu oberhalb 340 m ü. NN; s. WELTE 1931, 50; zur Entwässerung des Rhönvorlandes vgl. auch u. a. OEHM 1994, MENSCHING 1960). Basaltische Bestandteile sind auf dieser hochgelegenen, isolierten Position keinesfalls kaltzeitlichen Ursprungs (vgl. abweichende Diskussion bei OEHM 1994), können aber andererseits mit trockeneren Bedingungen und reduzierter chemischer Aufbereitung erklärt werden (s. u.).

Fundiertere Aussagen sind derzeit nicht möglich, da die Rekonstruktion der Gewässernetzentwicklung in diesen Bereichen noch viele Unsicherheiten bzw. Ungenauigkeiten aufweist. Das größte Problem ist die in vielen Arbeiten erfolgte fehlende morphostratigraphische Differenzierung von Ablagerungen. So werden in sehr unterschiedlicher Höhe gelegene Schottervorkommen, die einer chronologischen Abfolge entsprechen, häufig *einem* bestimmten und damit zeitbegrenzten Flußsystem zugeordnet (vgl. u. a. SPÄTH 1973 zu den „Heimschen Rinnen“ nach HEIM 1924). Ein überregionaler Abgleich der bisherigen Geröllfunde, der hier für einen Teilraum durchgeführt wird (Arbeitsgebiet und angrenzende Gebiete), steht ohnehin aus.

Im westlichen Teil des Untersuchungsraums lassen sich aufgrund der lithostratigraphischen Zusammensetzung der Fragmente (Herkunft, s. o.) und der räumlichen Verteilung der Sedimentfundorte einzelne Hauptentwässerungslinien der Thundorfer Phase ableiten.¹²³ Deren strukturelle Adaptation ist, wie im Fall der stufennahen Subsequenz (vgl. auch BÜTTNER 1988), häufig auf die Erosion anstehender Tongesteine zurückzuführen (vgl. *Abb. 13* und B III. 1.3.2.3).

Auch der Entwässerungsast über Abersfeld ist das Resultat selektiver Erosion. Er orientierte sich am tektonischen Inventar und somit ebenfalls an der Gesteinsdifferenzierung der damaligen Oberfläche (Abersfelder Mulde nach BÜTTNER 1989). Die heutige Grenze von Muschelkalk und Keuper liegt in der Abersfelder

Mulde zwischen 280 und 340 m ü. NN (s. BÜTTNER 1989, Beilage 1). Das bedeutet, daß zur damaligen Zeit auf den dortigen Vorfluturniveaus der Thundorfer Phase, die heute im Untersuchungsraum als Flächenreste oberhalb von 340 m ü. NN liegen (s. o.), vor allem weiche Keupertonsteine anstanden (vgl. *Abb. 12*). Hingegen läßt sich für begleitende Teilräume (W Löffelsterz, N Sailershausen), in denen die Grenze zwischen Muschelkalk und Keuper deutlich ansteigt, die Herausarbeitung von Muschelkalkpartien rekonstruieren, die somit als harte Gesteine nicht erodiert wurden (vgl. Beilage 1 in BÜTTNER 1989 sowie B III. 1.3.2.3). Das Erreichen härteren Kalkgesteins bei der Tieferlegung (SE Abersfeld) ist auch ein Grund dafür, daß die Entwässerungslinie über Abersfeld mit dem Ende der Thundorfer Phase stillgelegt wurde. Lokaltektonische Aktivität spielt hierfür allenfalls eine untergeordnete Rolle (s. u.).¹²⁴

Das damalige Gewässernetz des Haßbergstufenvorlandes wird in *Abb. 25* dargestellt, ohne seine Dynamik voll erfassen zu können. Die aus der Karte ablesbare Divergenz und Konvergenz der Gewässer entspricht einer synchronen oder zeitlich eng aufeinanderfolgenden Entwicklung aller Äste. Diese ist im Kontext mit der einer sehr flach geneigten Entwässerung eigenen fluviatilen Morphodynamik mit bis zu mehrfachen Umlenkungen zu sehen (vgl. hierzu Forschungsstand u. a. bei BREMER 1989). Gegen Ende der Thundorfer Phase war der Kissingen-Haßfurter Höhenzug (vgl. *Abb. 2*) als regionale Wasserscheide angelegt (vgl. SPÄTH 1973 zur Genese der Schweinfurter Rhön). Dementsprechend hatten die südöstlich über Rannungen und Abersfeld verlaufenden Entwässerungslinien ihre ursprüngliche Funktion zu diesem Zeitpunkt bereits verloren. In der Umgebung von Abersfeld könnte dieser Vorgang relativ früh vollzogen worden sein. Für die räumliche Varianz des Entwässerungsnetzes seit der Bucher Phase sind (sehr geringe!) Vertikalbewegungen einzelner Schollen im Kissingen-Haßfurter Sattel als modifizierender Effekt zu diskutieren (vgl. B II. 2.2, *Abb. 14* ⇔ Tektovarianz).

Die Entwässerungslinien des Haßbergvorlandes vereinigten sich im Steigerwaldvorland und verliefen über die Iphöfer Pforte des südlichen Steigerwaldes, die als buchtartig geöffnete Einsattelung charakterisiert werden kann, in das östlich gelegene Vorland der Frankenalb (BÜDEL 1957; vgl. BUSCHE et al. 1989, DÖRRER 1970, EMMERT 1975 sowie *Abb. 30*). Im Bereich der Pforte habe ich auf Verebnungsresten um 340 m ü. NN (u. a. SE Dornheim; vgl. DÖRRER 1970, Karte 5) einzelne Buntsandsteine in einer dichten Grob sedimentstreu („Wanderschutt“ nach EMMERT 1975) beobachtet. BÜDEL (1957) und DÖRRER (1970) beschreiben Muschelkalkgerölle in diesem Bereich, die allerdings von EMMERT (1975) als Residuen der lokalen Bleiglanzbank angesprochen werden. Eine zeitweilige Entwässerung über die Einsattelung zwischen Haßbergen und Steigerwald (KRISL 1997: *Abb. 3*) halte ich für unwahrscheinlich, weil keinerlei Sedimentzeugnisse nachweisbar sind.

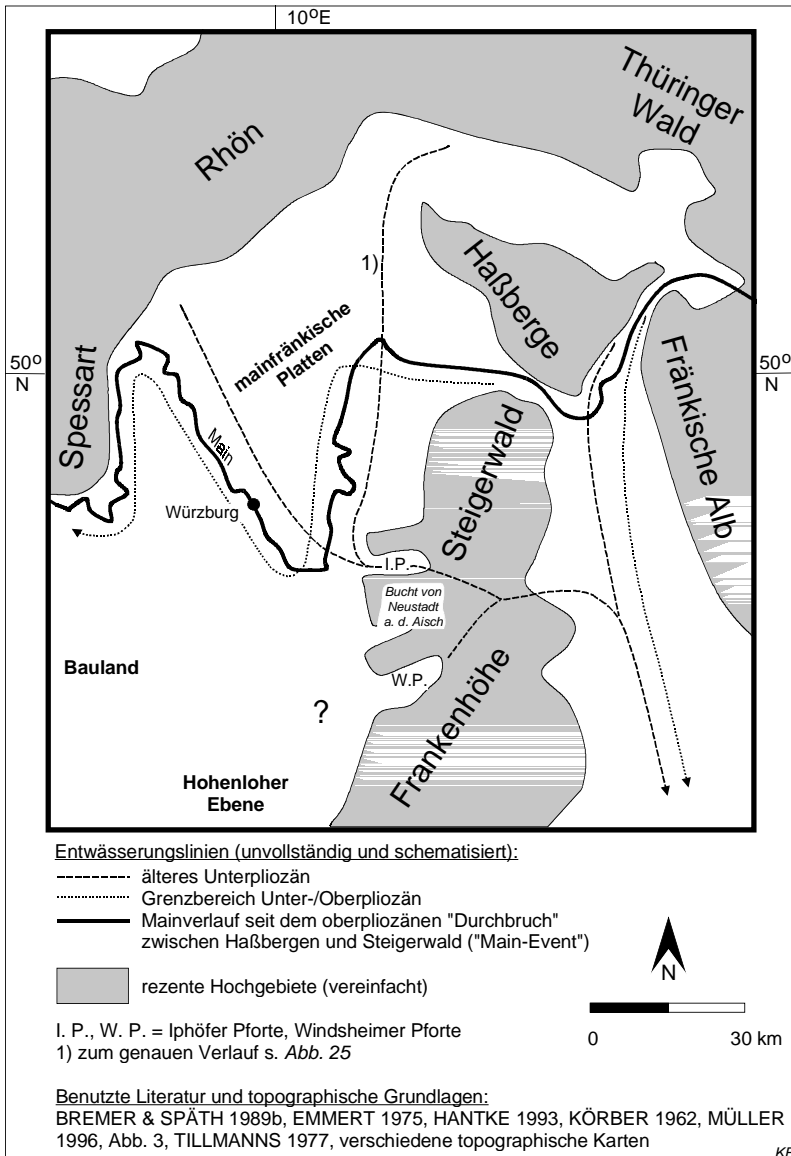


Abb. 30: Gewässernetzentwicklung zwischen Rhön und Frankenalb seit dem älteren Pliozän

Im Frankenalbvorland schließlich traf das beschriebene Gewässernetz vielmehr mit der ebenfalls südlich gerichteten Entwässerung des Keuperstufenrücklandes zusammen (s. hierzu auch SPÄTH 1973, u. a. 179) und floß - sofern genügend Niederschläge auftraten (trockeneres Klima; vgl. nächstes Kapitel) - weiter in Richtung „Urdonau“ (BREMER & SPÄTH 1989b, BÜDEL 1957). Im Zusammenhang mit der Vererbung von Flußnetzen ergibt sich die interessante Überlegung, daß die Bucht von Neustadt a. d. Aisch (EMMERT 1975), deren nördlichster Bestandteil die Iphöfer Pforte ist (zur Gliederung durch verschiedene Pforten vgl. B III. 1.3.3.2.1), ihre Funktion als bedeutender Bestandteil der überregionalen Entwässerung bereits im Obermiozän ausfüllen haben könnte (s. hierzu BÜDEL 1957; vgl. auch EMMERT 1975). Immerhin bestand dort bereits während der Bucher Phase eine sehr breite, in sich gegliederte Pfortenregion (vgl. B III. 1.2.4). Gegen Ende der Thundorfer Phase konzentrierte sich ihre Bedeutung jedoch auf die Iphöfer Pforte (ähnlich EMMERT 1975; vgl. heutige Höhenlagen der Pforten).

Die Thundorfer Entwässerung repräsentierte im Untersuchungsraum ein sehr schwach geneigtes Entwässerungssystem ($\leq 0,02^\circ$). Diese geringe Abdachung läßt sich sicher nachweisen, wenn man die heute entsprechenden Flächenreste vom Thüringerwaldvorland bzw. vom Fuß der Rhönvorlandes über das Haßbergvorland bis zur Iphöfer Pforte verfolgt. Ähnliche Werte gelten übrigens für alle tertiären Altflächen (vgl. u. a. BREMER 1986).

Im heutigen Flußnetz pausen sich die damaligen Entwässerungslinien trotz der nachfolgenden Veränderungen noch deutlich durch. Ein gutes Beispiel hierfür sind Nassach und Lauer, die als heutige Entwässerungslinien im Vorland der Haßbergstufe eine differenzierte Entwicklung genommen und sich aus dem oben beschriebenen subsequenten Abfluß entwickelt haben (vgl. *Abb. 2*, *Abb. 25* und B III. 1.3.3.2, 1.3.3.2.4).

1.3.2.3 Verwitterung, Sedimente und Formen: Rückschlüsse auf das Paläoklima

Rückschlüsse auf die paläoklimatischen Rahmenbedingungen bestimmter Stadien der Reliefgenese werden durch die Charakteristik von jeweils korrelaten Sedimenten ermöglicht. Im Rahmen der Gewässernetzrekonstruktion wurde die dementsprechende Aussagekraft der Grobsedimente, die heutigen Altreliefresten auflagern, genutzt (vgl. auch B III. 1.3.1 \Rightarrow Brönhofer Phase). Folgende Beobachtungen sprechen für anhaltend trockeneres (und weiterhin recht warmes) Klima in der Thundorfer Phase:¹²⁵

- Geringe Zurundungsindizes der Grobsedimente in den (damaligen, rekonstruierten) Entwässerungslinien des Vorlandes und auf den Fußflächenrelikten an der

Stufe. Zum Beispiel ähnelt die Rundung von Buntsandsteinen im Gebiet von Rannungen sehr stark den typischen Verteilungen fluvialer Ablagerungen in Trockengebieten (RUST & WIENEKE 1973; s. auch linkes Balkendiagramm in *Abb. 17*). Die Rundungsgradverteilung nach REICHEL (1961) ergibt: kantig 22 %, kantengerundet 52 %, gerundet 19 %, stark gerundet 7 %. Damit sind die Sedimente trotz der Unterschiede in der morphologischen Position und der Transportwege dem älteren Fanglomerat der Bucher Fläche vergleichbar. Im Gegensatz zu diesem haben die Thundorfer Ablagerungen ja eine zum Teil weite fluviale Verlagerung in einer überregionalen Entwässerungslinie erfahren und entstammen nicht ausschließlich einem naheliegenden Hochgebiet. Geröllcharakteristika mit einer auffällig besseren Zurundung der Grobsedimente (> 50 % gerundet/stark gerundet, > 10 % stark gerundet; vgl. Kapitel A I.) sind sehr selten. Als Beispiel tritt südöstlich von Mittelstreu im Grenzbereich Grabfeld/östliches Rhönvorland auf einem Altreliefrest (343 m ü. NN) folgende Rundungscharakteristik nach REICHEL auf (vgl. B III. 1.3.2.2): 3 % kantig, 41 % kantengerundet, 34 % gerundet und 22 % stark gerundet. Neben lokalen Faktoren (Gesteins Härte der Gerölle etc.) werden hier eventuell Klimavarianzen mit allerdings allenfalls kurzzeitig feuchteren Verhältnissen belegt. Diese These wird durch die fehlende (chemische) Verwitterung der Basalte bei Mittelstreu bekräftigt (s. o.).

- Vorkommen von weit transportiertem Blockwerk (Buntsandsteine östlich von Thundorf nach SPÄTH 1973).
- Erhaltung von unverwitterten Muschelkalkgeröllen.
- Lokale Kalkkrustenreste (NNE Rödelmaier; C 1 in *Abb. 2*), die ausschließlich als vereinzelte Bruchstücke auftreten. Ihre Scharfkantigkeit belegt fehlenden Transport und damit eine autochthone Entstehung des Calcretes. Im Kontext mit dem allgemeinen Restgeröllcharakter bei Rödelmaier liegt die Vermutung einer späteren Aufarbeitung nahe. Die Entstehung von Kalkkrusten im Keuperstufenvorland muß im Kontext mit dem hohen Kalkgehalt interpretiert werden, den viele Gesteine des Muschelkalks und Keupers aufweisen.

Die Ergebnisse der Grobsedimentanalyse belegen eine stoßweise Wasserführung mit gewaltiger Transportleistung und somit, wie oben vorweggenommen, trockeneres Klima (Verlagerung von Blockwerk, schwache Zurundung etc.; zu den Prozessen vgl. u. a. BESLER 1992, GRUNERT & MEYER 1990 sowie gängige Lehrbücher).¹²⁶

Die arideren Verhältnisse werden durch die Formenbetrachtung bestätigt. Zunächst ist festzuhalten, daß sich die Tieferlegung während der Thundorfer Phase durch eine stärkere bzw. zunehmende Strukturbetonung auszeichnete. Diese ist an der partiellen Betonung von (vorher in dieser Hinsicht nicht reliefwirksamen) Muschelkalcken, Sandsteinen und lokal auch karbonatischen Gesteinen des unteren Keupers als

(Dachbereiche von) Vollformen sowie der Orientierung der anhaltend flächenhaften Tieferlegung an strukturell prädestinierten Gebieten zu erkennen (klimavariablen Härte \Rightarrow Bindemittel etc.; vgl. BIRKENHAUER 1991). Neben dem entsprechenden Zuwachs resistenter Gesteinstypen spielt wiederum die dreidimensionale Varianz der Lithofazies dahingehend eine modifizierende Rolle, daß harte Gesteinspartien erst während der Tieferlegung erreicht wurden (vgl. B III. 1.2.2). Der Zunahme herauspräparierter Gesteine konform wird bei der zunehmenden strukturellen Adaptation eine (fortschreitende) Einengung der Vorfluterbereiche verzeichnet. Für die tiefergelegten Bereiche ist aber weiterhin ein deutlicher Schnittflächencharakter rekonstruierbar (*Abb. 17*). Die Restriktion dokumentiert dahingehend eine Lagekonstanz, daß die jeweils jüngere Fläche aus einer älteren Verebnung hervorging (Modifikation: hangversteilende Flächenexpansion; vgl. *Abb. 21*). Die forcierte Herausarbeitung der Haßbergstufe, die nun auch im Bereich der ehemaligen Flächenpforten (vgl. B III. 1.2 \Rightarrow Bucher Phase) weitgehend akzentuiert wurde, war ebenfalls das Resultat der zunehmenden Inwertsetzung der Struktur. Eine Ausnahme hiervon war, wie schon angesprochen, der Übergangsbereich zwischen den Vorläufern der Haßberg- und Steigerwaldstufe (s. o.). Im Detail ergibt sich folgendes Bild:

Die fortschreitende Auflösung der im westlichen Haßbergvorland vor allem aus karbonatischen und tonigen Gesteinen aufgebauten Bucher Fläche (vgl. SPÄTH 1973) bewirkte dort im Verlauf der Thundorfer Phase - vereinfacht betrachtet - eine Herausarbeitung von Hochgebieten insbesondere in Bereichen anstehender Kalkgesteine (vgl. auch ZIENERT 1992). Tonsteine und (tonige) Mergel hingegen wurden bevorzugt erodiert (selektiver Abtrag; vgl. auch B II. 2.1 sowie *Abb. 11*). Neben Muschelkalken wurden vielfach auch Sandsteine oder Kalkgesteine des unteren Keupers als stufenbildende Gesteine betont.¹²⁷ Diese bereits während der Brönnhofer Phase angedeutete lithovariante Formungstendenz kristallisierte sich nun erst deutlicher heraus, so daß seitdem einzelne Aufsitzer stärker betont, andere erst jetzt angelegt wurden. Im Einzelnen ergibt sich ein differenziertes Bild, in dem die Gesteinsvielfalt der Aufsitzer auffällig ist (Quantifizierung der Gesteinsanteile, Lithovarianz der Stufenbildner, Beteiligung weicherer Sockelgesteine). Die oben angeführten Bezeichnungen harter und weicher Gesteinsgruppen entsprechen (bei regelhafter, komplexer selektiver Erosion) zwangsläufig einer Generalisierung.

WIRTHMANN (1994) führt die schwellenartige Betonung von Muschelkalkpartien innerhalb der Gäufäche auf ein arideres Klima zurück, bei dem eine flächenhaft wirkende Lösung des Kalkgesteins unterbunden wurde und die verstärkt mechanische Erosion zum Abtrag von Tongesteinen führte.¹²⁸ Eine nunmehr unzureichende Durchfeuchtung und Faktoren wie das verstärkte Auftreten von Grobsedimenten als Erosionswaffen erklären diese lithovariante Erosion und bestätigen gleichzeitig den komplexen klimatischen Einfluß auf die Gesteins Härte. Hierfür spricht auch, daß

Grobsedimente auf allen Niveaus (von der ausgehenden Bucher Phase bis zur finalen Gäuflächenphase; s. weitere Diskussion) vorkommen. WIRTHMANN spricht sich aber zugunsten einer Art Stufenrückverlegung gegen eine flächenhafte Tieferlegung aus. Diese Auffassung ist jedoch mit der heute fast rasterartigen Verbreitung von Resten höhenkonstanter Verebnungen nicht vereinbar (vgl. entsprechende Nachweise bei SPÄTH 1973).¹²⁹ Betrachtet man abschließend die Betonung der früher inresistenten Sandsteine (s. o.), ist auch dieses Phänomen ursächlich mit dem neogenen Klimawandel und entsprechend nachlassender chemischer Verwitterung verknüpft (völliges Aussetzen chemischen Tiefenzersatzes mit der abgeleiteten Aridisierung).

Für das Prozeßgefüge dieses lithovarianten Formungsvorgangs sind die Verteilung von Niederschlägen und Durchfeuchtung (Starkregen etc.) und der Vegetationstypus (Grad der Bodenbedeckung) zu beachten. Auf die komplexen Vorgänge der Verkarstung bzw. Lösung und die hiermit verknüpfte Formenentwicklung kann an dieser Stelle nicht näher eingegangen werden (s. hierzu FORD & WILLIAMS 1989, PFEFFER 1967, 1975, 1978, SEMMEL 1973). Es ist sicherlich nicht auszuschließen, daß der oben vereinfacht abgeleitete Zusammenhang bei anderen als den vorliegenden Rahmenbedingungen (Temperatur, Hebungsraten etc.) nicht zutreffen würde (vgl. auch B III. 1.2.6 zur Formung im Thüringerwaldvorland). Die Synthese der Formen und Sedimentanalyse sichert die klimagenetische Interpretation in diesem Fall jedoch ab. Zudem dürfte hier m. E. zumindest ein Phänomen vorliegen, daß auch in anderen Landschaften nachweisbar sein dürfte und damit von genereller Relevanz für das Verständnis einer allgemein fortschreitenden Flächendifferenzierung ist (vgl. C).¹³⁰

Die eingeebneten, zum Teil linearen Depressionen werden somit als Bestandteile flächenhafter Tieferlegung in einem trockeneren Klima gedeutet (vgl. B II.1). Das im Vergleich zum Obermiozän - bedingt durch die Einengung der tiefergelegten Bereiche und die fortlaufende Herausarbeitung von Hochgebieten - stärker strukturell geprägte Relief wurde demnach durch eine quantitative Zunahme morphologisch harter Gesteine im arideren Klima bewirkt.

Auffällig im Rahmen einer übergeordneten strukturellen Steuerung sind Abtragsunterschiede in gleichen Schichtgliedern. So wurden die Stufenbildner des unteren und oberen Muschelkalks etwa bei Poppenlauer in die flächenhafte Tieferlegung der Thundorfer Phase einbezogen. Hierbei kam es in den Gebieten um Münnerstadt und Eltingshausen zu partiellen Einsattelungen in der „Muschelkalkstufe“, die in Bezug auf ihre damalige Gestalt (Betonung, Hangneigung) noch zu untersuchen ist. Auch im Entwässerungsast über Rannungen (vgl. *Abb. 25*) etwa wurden Muschelkalkpartien tiefergelegt.

Zu vermuten ist für diese Unterschiede in erster Linie strukturelle Steuerung, welche über die Differenzierung des geologischen Untergrundes (Fazies, Lagerungs-

formen; Beispiele: unterschiedliche Lösungsanfälligkeit von Kalkstein und Dolomit, Tonanteile) die Erosionsvarianzen bestimmte (vgl. auch SEMMEL 1994). Beispielsweise läßt sich für die erosive Tieferlegung in der Umgebung von Eltingshausen ein eindeutiger Bezug zur Kissingen-Haßfurter Störungszone herstellen (s. u. a. GÜK CC6326, Bamberg). Sehr leichte neotektonische Aktivitäten sind als modifizierendes Element nicht auszuschließen. Hinzu kommen Faktoren wie Subrosionsprozesse in Salzgesteinen, die Vererbung älterer Depressionen (Durchfeuchtung, mechanische Erosion in einem arideren Klima), edaphische Differenzierungen, kurzzeitige Klimaschwankungen oder auch die Auswirkung geomorphologischer Prinzipien wie der positiven Rückkopplung (vgl. BREMER 1989 und Kapitel B II.). Demnach kann theoretisch u. a. abgeleitet werden, daß eine unterschiedlich intensive, chemische Verwitterung im Vorfluterbereich die Pedogenese und typische Morphodynamik eines warm-arideren Klimas - Letztere gekennzeichnet vor allem durch eine Grobsedimentverlagerung und die damit verknüpfte, bereits betonte mechanische Erosion - in ihren Auswirkungen modifizieren kann. In diesen Fällen findet eine Einflußnahme auf Phänomene wie den Verwitterungszustand der Gerölle oder die lithovariante Abtragung statt. Das Prinzip der dominant-selektiven Abtragung bleibt davon unberührt. Vielmehr muß auch für das Phänomen Vererbung überprüft werden, inwiefern Gewässer der Ausgangsfläche nicht bereits geologische Schwächezonen nachzeichnen.

Die damalige Reliefdifferenzierung im Rückland der Haßbergstufe erreichte im Vergleich zum westlich gelegenen Gäuland (= Vorland) einen höheren Grad (opp. SPÄTH 1973, weitgehender Erhalt der 400 m - Fläche bis zur quartären Zerschneidung). Dies ist auf die dortige Lithovarianz mit zum Teil sehr harten Sandsteinen zurückzuführen (vgl. u. a. SCHRÖDER 1976), welche zum Teil schon durch die Genese von Hochgebieten während der Bucher Phase reliefwirksam geworden waren (vgl. B III. 1.3.2.1). Die zunehmende Inwertsetzung der Gesteinsunterschiede in diesem Bereich seit der Brönnhofer Phase ist, wenn man den Bezug zu einer klimavariablen Härte herstellt, u. a. über die einsetzende Akzentuierung von Dolomiten bzw. karbonatisch gebundenen Sandsteinen mit einem trockeneren Klima vereinbar (reduzierte Lösung; u. a. Plateau in der Dolomitischen Arkose NW Ditterswind; vgl. SCHRÖDER 1976).

Zum Schluß sei noch kurz die Frage nach der Repräsentativität der Ergebnisse gestellt. Der gebietsübergreifende Vergleich belegt in der Tat, daß die Formung im Haßbergvorland, etwa bezogen auf die lithovariante Erosion, nach übergeordneten Regeln verlief. Regionale Besonderheiten sind wiederum vor allem als Funktion der strukturellen Ausstattung zu verstehen und erhärten damit die vorgestellten Thesen. Abweichend zum Haßbergvorland erfolgte zum Beispiel westlich der Steigerwaldstufe eine weitgespanntere Tieferlegung. Dies liegt daran, daß dort die stratigraphisch tieferliegenden (harten) Muschelkalke auf der Ausgangsfläche nicht so stufenrandnah,

sondern erst im Bereich des westlichen Mairdreiecks anstanden.¹³¹ Im Steigerwald und seinem Vorland sollen Flächenreste um 340 m ü. NN als Residuen des Niveaus der „Oberen Gäufläche“ BÜDELs gehäuft auftreten (DÖRRER 1970, 34; vgl. auch EMMERT 1975). Diese Höhenlage entspricht im Arbeitsgebiet den Altreliefs der späten Thundorfer Phase, die aufgrund ihrer komplexen Niveaubfolge keinem bestimmten Verebnungsstockwerk zugeordnet wurde. In kleinmaßstäblicher Hinsicht muß die auf regionalen Ergebnissen basierende Kritik an der BÜDELschen Gäuflächengliederung demnach eventuell weiter spezifiziert werden (s. u. a. B III. 1.2.1, 1.2.6, 1.4). Bezieht man die Ergebnisse DÖRRERs (1970, Karte 5) zum Rückland der Steigerwaldstufe in die Überlegungen ein, fallen wiederum vergleichbare Züge zu den Haßbergen auf (vgl. BÜDEL 1957: Abb. 3). Im Anschluß an die Isolierung weniger Vollformen im Obermiozän und die entsprechende Tieferlegung relativ weiter Verebnungen um (auf heutige Verhältnisse bezogen) 400 bis 420 m ü. NN kam es nun durch die verstärkte Einengung der Flächen auch zur Anlage linearer Ausräume (s. zum Beispiel das Gebiet der Reichen Ebrach, s. DÖRRER 1970, Karte 5). Dies ist ein weiteres Indiz dafür, daß die Auffassung SPÄTHs, das 400 m - Niveau sei in den Haßbergen bis zum Einsetzen des Quartärs relativ wenig überformt worden, nicht zutrifft (s. B III. 1.3.2.1). Gleichzeitig wird hier nochmals deutlich, daß die Übertragung von Begriffen wie „Gäurandfläche“ auf stärker differenzierte Räume problematisch ist und man besser von Pendants der Fläche „x“ oder überregional verbreiteten Flächenniveaus spricht.

Abschließend läßt sich die Herauspräparierung von Kalkgesteinen als entscheidender Aspekt der Brönnhofer und Thundorfer Phasen festhalten. Hiermit verknüpftraten verstärkt Hohlformen mit zum Teil linearem Charakter auf, die u. a. eine Orientierung der Erosion an den Ausstrichbahnen der Tongesteine erkennen lassen. Dies wiederum korreliert mit der unterschiedlichen Wertigkeit einzelner Prozesse nach klimatischen Parametern, die in diesem Fall einer nachlassenden chemischen Lösungsverwitterung und einer verstärkt mechanischen Erosion entsprechen. Daraus kann geschlossen werden, daß das seit dem ausgehenden Obermiozän bestehende warme, trockene Klima bei vor allem graduellen Feuchtevarianzen (s. o.) sowie unterschiedlichen Temperaturen (vgl. B II. 1, Abb. 8) auch in der Thundorfer Phase anhielt und in die anschließende „finale Gäuflächenphase“ überleitete (s. nächstes Kapitel).

1.3.3 Finale Gäuflächenphase

1.3.3.1 Reliefentwicklung und ihr paläoklimatischer Rahmen

Im Verlauf des Obermiozäns und Pliozäns wurde der mainfränkische Teil der „Gäufläche“ (besser: des Gäuflächensystems) durch die Genese verschiedener Verebnungsniveaus als ebenes bis welliges Beckenlandschaftselement im Vorland der

Keuperstufe angelegt (vgl. bisherige Diskussion). BÜDEL (1957) hat diese Entwicklung, die hier in morphostratigraphischer, chronologischer und paläoklimatischer Hinsicht neu diskutiert wird, nachgewiesen (vgl. u. a. B III. 1.2.6). Die sukzessive Herauspräparierung der Schichtstufen als Vorläufer der heute noch markanteren Formen stand u. a. im Kontext mit Versteilungssequenzen (Flächenexpansion; vgl. vorangegangene Diskussion, vor allem Kapitel B III. 1.2, 1.3.2).

Die letzte Entstehungsphase der entsprechenden Gäuflächen wird von mir als *finale Gäuflächenphase* bezeichnet und fand im Verlauf des späten Unterpliozäns und frühen Oberpliozäns statt (vgl. *Abb. 4, Abb. 8*). Die dem Endstadium ihrer Entwicklung zugehörigen Hauptvorfluterbereiche liegen rezent als Altreliefreste um 300 m ü. NN (u. a. SPÄTH 1973; vgl. *Abb. 16*). Dies entspricht der Hauptgäufläche BÜDELS (1957, 1977), die SPÄTH als „oberpliozän“ einstuft.¹³² Deren überregionale Bedeutung (s. auch SEMMEL 1994, 1996) dokumentiert eine noch im jüngeren Pliozän weitverbreitete Flächenbildung. Während dieser anhaltend flächenhaften Tieferschaltung wurde die Prägnanz der Schichtstufenlandschaft vor allem durch eine Erhöhung der Reliefenergie, und (im Gegensatz zur frühen Gäuflächengnese; vgl. vorherige Kapitel) weniger durch Flächenexpansion, verstärkt (vgl. SPÄTH 1973). Die zeitliche Einordnung dieser Formung entspricht wiederum einem Abgleich mit den Ergebnissen der Paläoklimaforschung (s. B II.1).

Anlage der Stufenrandsenke am Fuß der Haßbergstufe

Am Fuß der Haßbergstufe - die sich damit sehr deutlich und außer in der Umgebung von Manau durchgehend vom Vorland absetzte (vgl. MÜLLER 1996, SPÄTH 1973, 27, SCHIMECZEK 1958) - wurde eine flachreliefierte oberpliozäne *Stufenrandsenke* angelegt.¹³³ Deren Höhenlage schwankte zwischen 300 m ü. NN im Süden (Raum Haßfurt) und (bis zu etwa) 330 m ü. NN im Norden (Raum Stadtlauringen; s. SPÄTH 1976: Fig. 1), wo eine leichte, zum Teil strukturelle Unterschiede nachzeichnende Relieferung und somit eine Höhendifferenzierung von ca. 20-30 m Vertikaldistanz bestand. Strukturelle Anpassung wird beispielsweise durch die Anlehnung des Galgenbergs (NE Werringen, 333 m ü. NN) an dolomitische Bänke des oberen Lettenkeupers deutlich (vgl. ULBRICH 1949, WEINELT 1952 und *Abb. 12*).

Die Lagen um 330 m ü. NN entsprechen dem Flächenniveau eines früheren Stadiums der finalen Gäuflächenphase und sind in die fortschreitende Tieferlegung nicht mehr einbezogen worden (vgl. auch innere Gliederung der Hauptgäufläche nach KÖRBER 1962). Die im nördlichen Bereich der Randsenke zunehmende Wellung stand im Zusammenhang mit der allmählichen Entwicklung einer Wasserscheide (Linie Nassach-Aidhausen). Im jüngeren Verlauf der finalen Gäuflächenphase entstand im Stufenvorland eine Trennung in eine grob nördlich und eine südlich gerichtete Entwässerung (vgl. B III. 1.3.3.2.4).

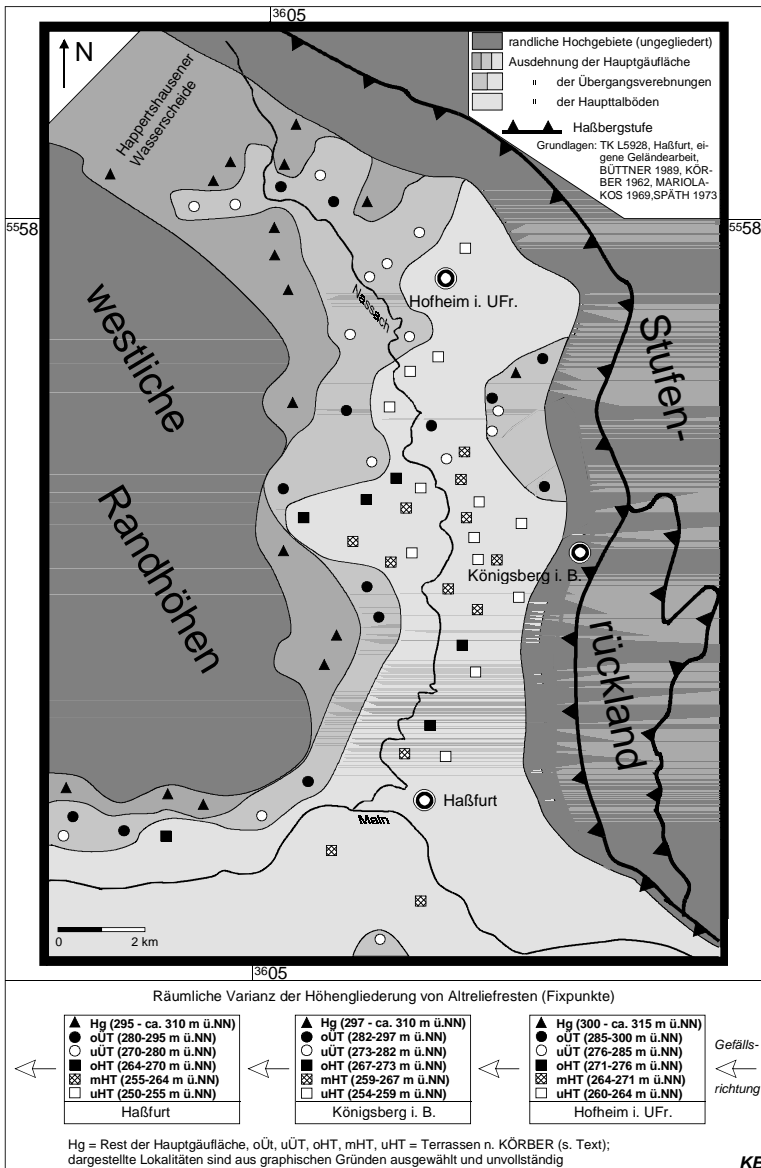


Abb. 31: Oberpliozäne bis ältestpleistozäne Erosionsniveaus in der Stufenrandsenke und im obersten Mittelmaintal

Etwas unterhalb von 300 m liegende Höhenniveaus werden für den südlichen Teil der Stufenranddepression als vermittelndes Element zu den tieferliegenden Übergangsverebnungen (zur neuen Terminologie vgl. Endnoten¹³⁴) interpretiert und i. w. S. noch zur finalen Gäuflächenphase bzw. der Hauptgäufläche gezählt (s. u., B III. 2.1; vgl. „räumliche Varianz der Höhengliederung“ in *Abb. 31*; zur Terminologie s. BÜDEL 1957, KÖRBER 1962 und B III. 2.1).

Die Randsenke war Bestandteil der oben angesprochenen Hauptgäufläche nach BÜDEL (s. SPÄTH 1973) und repräsentiert ein typisches Formenelement von Schichtstufenlandschaften (vgl. BLUME 1971, BÜDEL 1977, 130, ZIENERT 1992 und „scarpfoot depressions“ bei THOMAS 1994). Ihre Genese erfolgte durch fortschreitende, subsequeute Tieferschaltung in den vorwiegend weichen Gesteinen des tieferen Keupers (vor allem Tone und Mergel vom unteren Keuper bis zum Schilfsandstein; vgl. B II. 2.1 sowie *Abb. 13*) bei randlicher Einbeziehung des oberen Muschelkalks. Die tiefergelegte Vorlandssequenz der Thundorfer Phase, in der die Vertiefung am Stufenfuß bereits andeutet war, ist hierbei als Vorläufer der Randsenke anzusprechen. Lokaler Einbezug von Sandsteinen ist u. a. auf den Glimmer-/ Tongehalt oder ihre „Schieferung“ (SCHRÖDER 1976) zurückzuführen (Spaltbarkeit: mechanische Verwitterung).

Im Norden bei Stadtlauringen erfolgte der Übergang der Randsenke zu einem stärker hügeligen Gelände. Ursächlich verknüpft ist dies neben grundsätzlicher struktureller Adaptation mit der Lage einer älteren, im Anschluß an die Bucher Phase ausgebildeten lokalen Wasserscheide. Diese war in Anlehnung an den dort in Flutfazies ausgebildeten Schilfsandstein ausgebildet worden (⇒ vorgelagerter Dürrnberg; vgl. u. a. B III. 1.2.3, 1.3.2.1).

Im Übergangsbereich von Haßberg- und Steigerwaldstufe wurde die bereits während der älteren Phasen angelegte Flächenpforte - allerdings bei stärkerer Einengung - beibehalten (vgl. B III. 1.2 - 1.3.2). In den mittleren Haßbergen (Umgebung von Manau, s. o.) bestand eine sehr schmale Einsattelung, die dennoch als Wasserscheide fungierte (*Foto 1*, Manauer Paß; vgl. SPÄTH 1973). Eine Entwässerungslinie, welche die Stufe aus östlicher oder westlicher Richtung querte (s. hierzu BÜTTNER 1988, SCHIMECZEK 1958), kann nicht nachgewiesen werden.

Die Versteilung der Schichtstufe entsprach, in unmittelbarem Zusammenhang mit der Entwicklung von Fußflächen (s. u.), schon am Ende der Gäuflächenentwicklung vielfach den heutigen Verhältnissen.¹³⁵

Im Anschluß an die Flächenbildung erfolgte zwar während der Zertalung (bzw. seit dem Einsetzen des zwischen der Flächenbildung und der Zerschneidung vermittelnden morphologischen Übergangszeitraums; vgl. B III. 2.1) vor allem mainnah eine nochmals deutliche Hangversteilung der Keuperschichtstufe.¹³⁶ Neben einer Beteiligung von Seitenerosion spielt aber sicher auch die Tatsache eine Rolle,

daß Taleintiefung in voller Sohlenbreite einen ähnlichen Effekt bewirkt. Betrachtet man die relativ geringe Breite der Maintalsole zwischen Haßbergen und Steigerwald, werden diese Überlegungen gerade dort verständlich.

Viele Teile insbesondere der nördlichen Haßbergstufe blieben von derartigen Vorgängen jedoch unberührt (vgl. SPÄTH 1973 sowie weitere Diskussion in Kapitel B III. 2), zudem war hiermit keine Hangrückverlegung verbunden. Vielmehr ist eine leichte Versteilungstendenz der Keuperstufe mit der lokalen Zerschneidung der Fußflächen und ihrer Rückhänge¹³⁷ verknüpft. Damit wird deutlich, daß rezente Stufenbereiche (vor allem Reste der Fußflächen und ihrer Rückhänge; vgl. aber auch B III. 1.2.1) als tertiäre Altformen der Flächenbildungszeit anzusprechen sind.¹³⁸ Detailanalysen hierzu stehen aus (Hangdifferenzierung nach Stadien, Gesteins Härte etc.; vgl. SCHUNKE 1968).

Auch an der westlichen Begrenzung der Randsenke sind gegen Ende der finalen Gäüflächenphase partiell relativ steile Hänge und „verbindende“ Fußflächen nachweisbar. Entsprechende Beobachtungen wurden zum Beispiel westlich von Rügheim gemacht (vgl. weitere Diskussion).

Damit wird wiederum die fortschreitende Entwicklung einer differenzierten Schichtstufenlandschaft deutlich, die sich im regionalen Vergleich über das Ausmaß an Formendifferenzierung und die Steilheit der Hänge äußerte (Anteil der Vollformen, markante Schichtstufen etc.).

Läßt man abschließend die Reliefgenese seit der Bucher Fläche Revue passieren, sind verschiedene Zusammenhänge erkennbar. Deutlich werden - wie schon häufig abgeleitet - die (vor allem klimavariablen) strukturelle Steuerung der Erosion und die Abhängigkeit der tiefergelegten Zonen von der petrographischen Differenzierung älterer Flächenniveaus. Im Falle der vorliegenden ariden Klimastabilität über längere Zeiträume bestand eine einheitliche Tendenz der lithovarianten Abtragung zugunsten weicher Tongesteine (Gründe: verstärkt mechanische Erosion, Abnahme der chemischen Verwitterung; Absicherung der paläoklimatischen Interpretation durch Grobsedimentanalyse; s. B III. 1.3.2.3). Entscheidend für die Entstehung der subsequenten Randsenke waren dabei die stufennah anstehenden (differenzierten) Tonsteinserien des Keupers. Erweitert man nun den Betrachtungsmaßstab, wird damit *eine morphologische Inwertsetzung der Differenzierung von geologischen Sedimentationszyklen* widergespiegelt. Diese Ableitung gilt im Übrigen - zum Teil auch in komplexen Abläufen - für die gesamten Flächenbildungsstadien und zeigt eine *regelmäßige Inwertsetzung bestimmter Lithovarianzen* (vgl. bisherige Diskussion).¹³⁹

Tieferschaltung von Fußflächen an der Haßbergstufe

Am Fuß eines steileren Rückhanges können konform abdachende, schwach geneigte Flächen ausgebildet sein, die in tiefergelegene Vorfluterbereiche überleiten. Die

wissenschaftliche Terminologie zur Erfassung dieses Phänomens ist sehr uneinheitlich und erfordert daher eine kurze Darstellung (vgl. hierzu auch die umfassende Diskussion bei BUSCHE 1973).

Die angesprochene Form kann neutral als Fußfläche bezeichnet werden, wobei eine Unterscheidung in Aufschüttungs- und Abtragungsform sinnvoll erscheint. Dem Terminus Fußfläche synonym wird häufig der von McGEE (1897) eingeführte Begriff Pediment verwendet (vgl. auch BRUNOTTE 1986).

MENSCHING (u. a. 1973) hat Fußflächen anhand des geologischen Untergrunds als in hartem Gestein ausgebildete Pedimente und an weiche Gesteine gebundene Glacis unterschieden. Diese Differenzierung erscheint weniger günstig, da eine aktive Flächenbildung ohnehin (weitestgehend nur) die zu einem bestimmten Zeitpunkt morphologisch weichen Gesteine betrifft (vgl. BOLDT 1998; opp. ROHDENBURG 1970, 1983). Eine weitere, sicherlich wichtige Differenzierung erfolgt anhand des Formungseffektes. BRUNOTTE (1986) unterscheidet Pedimente (s. str.), die mit einer Aufzehrung des Hinterlands verknüpft sind, von Parapedimenten. Letztere entstehen, bei einer (nach BRUNOTTE weitgehenden) Bindung an weichere (m. E. mit der Betonung auf jeweils weich; s. o.) Gesteine, durch eine flächenhafte Tieferschaltung, welche die Reliefenergie erhöht und dabei den Rückhang bei fehlender bis unbedeutender Rückverlegung markanter inwertsetzt (s. *Abb. 32*). Diese Untersuchung hat die Diskussion über selektive Formung bereichert. Leichte räumliche Varianz der Fußflächenuntergrenze ist möglich. Raum-zeitliche Variabilität der Härte ist zu überprüfen. Für kaltaride Fußflächen hat sich die Bezeichnung Kryopediment eingebürgert (s. u. a. SCHUNKE & HECKENDORFF 1976), wobei allerdings auch die Problematik periglazialer Zertalung zu beachten ist (vgl. zu dieser Thematik auch BÜDEL 1972).

Die betreffenden oberpliozänen Formen an der Haßbergstufe (s. u.) wären aufgrund ihrer weitgehenden Bindung an Tongesteine je nach Terminologie als Glacis oder Parapedimente anzusprechen (vgl. SPÄTH 1973). U. a. der angesprochenen Problematik der Untergrundhärte entsprechend wird in der weiteren Diskussion aber der neutrale Begriff Fußfläche vorgezogen. Für den genetischen Vorgang der Tieferlegung von Fußflächen gelten ähnliche terminologische Vorbehalte, so daß der von BRUNOTTE eingeführte Terminus Parapedimentation nur ergänzend verwendet wird (s. C II.). Es sei hier schon erwähnt, daß die flächenhafte Tieferschaltung von Fußflächen - sofern sie mit einer Flächentieferlegung des Vorlands verknüpft ist - in eine von den bisherigen, isolierten Begriffsfindungen abweichende und umfassendere Terminologie integriert werden kann (BOLDT 1998).

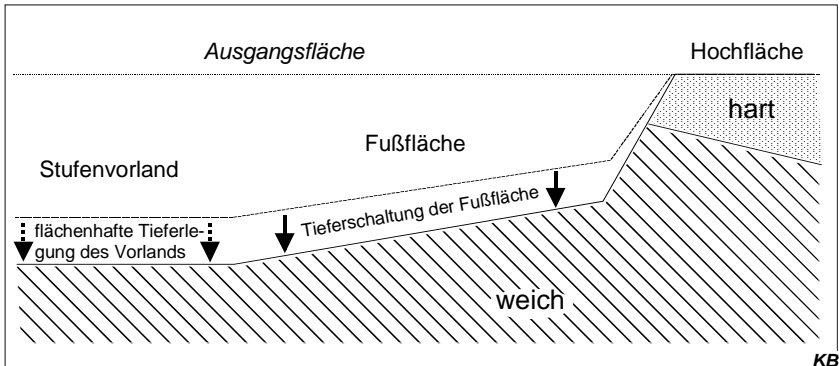


Abb. 32: Schematische Darstellung der Tiefschaltung von Fußflächen in Sedimentgesteinen und ihre Einordnung in die allgemeine Formung (vereinfacht in Anlehnung an BRUNOTTE 1986, Parapedimentation)

Im Arbeitsgebiet fand die *Genese von Fußflächen* etwa an der *Keuperschichtstufe* statt und war mit der Entwicklung der Stufenrandsenke verknüpft (Abb. 28, Abb. 29). Am Ende der finalen Gäuflächenphase waren die Fußflächen auf das Vorfluterniveau der Hauptgäufläche (um 300 m ü. NN.) eingestellt. SPÄTH (1973, 239 f.) hat die heutigen Reste dieser Formen bereits als kaltzeitlich überformte, ursprünglich unter warm-ariden Bedingungen angelegte Glacis erkannt und beschrieben, aber noch nicht im Detail analysiert.

Die *Verbreitung* der oberpliozänen Fußflächen betraf den gesamten Verlauf der Stufe. Prägnante Fußflächenreste können u. a. an folgenden Lokalitäten beobachtet werden, wobei ihre deutlichste Erhaltung an der weit vom heutigen Hauptvorfluter Main entfernten nördlichen Haßbergstufe vorliegt:

- durch Mulden leicht überformte Altreliefs NE Friesenhausen,
- E Junkersdorf,
- Galberg am südlichen Ortsrand von Königsberg i. B.

Die Fußflächen waren weitestgehend im weichen Gipskeuper ausgebildet (SPÄTH 1973, 196), der bis auf den Schilfsandstein und einzelne Steinmergelbänke insbesondere aus Tonsteinen besteht. Auf den entsprechenden Altreliefs finden sich heute Fanglomeratreste aus charakteristisch kantigen bis kantengerundeten Sandsteinen der Stufenbildner (insbesondere Rhätolias, Burgsandstein; vgl. Diskussion bei SPÄTH 1973, 195 ff.).

Werte zwischen 15 und 20° typisieren die damalige *Neigung* der Fußflächenrückhänge etwa an der nördlichen Haßbergstufe, was anhand von unzer-

schnittenen Hangbereichen (Altreliefs) nachweisbar ist. Das Gefälle liegt - bedingt durch die fortschreitende Tieferschaltung der Fußflächen - etwas höher als am Ende der Thundorfer Phase. Die Fußflächen selbst setzten zum Beispiel bei Happertshausen mit 6-7 ‰ an und erreichten, sich fortlaufend verflachend, das damalige Vorfluterniveau nach etwa 1,5 km. Der Gefällsknick zwischen Rückhang und Fußflächenrelikt korreliert etwa unterhalb der Schwedenschanze recht auffällig mit der Haßbergstörung, was als Indiz für eine fehlende Hangrückverlegung gewertet werden kann.¹⁴⁰ Andernfalls wäre m. E. eine stufenwärts gerichtete, deutlich über die Störung hinweggreifende Ausdehnung der ehemaligen Fußfläche zu erwarten. Schwächere Dislokationen werden dadurch nicht ausgeschlossen (s. weitere Diskussion).

Auf eine vereinfachte Formel gebracht erfolgte der *Vorgang der Fußflächengenerese* durch eine flächenhafte Tieferlegung (s. BRUNOTTE 1986), die von der für die Zeit der Thundorfer Phase nachweisbaren Dachfußfläche ausging (vgl. *Abb. 29, Abb. 32, B III. 1.3.2.1*). Diese fungierte durch ihre weite räumliche Ausdehnung als Ausgangsrelief der nachfolgenden, lagekonstanten Fußflächen-generation an der Haßbergstufe. In genetischer Hinsicht sind gleichbleibende Prozesse bei anhaltend trockenerem Klima, aber auch der Faktor Paläoreliefinfluenz hervorzuheben.

In der Realität verlief dieser Prozeß etwas komplexer als diese modellhafte Ableitung es zunächst impliziert (s. hierzu auch BRUNOTTE 1978, 1986):

- a) Die Tieferlegung der Fußflächen wird durch ihre Lagekonstanz charakterisiert und steht damit im grundsätzlichen Gegensatz zur Hypothese der Aufzehrung des Rücklandes durch Hangrückverlegung. Dies kann allerdings nur als grobes Merkmal gelten, da etwa für die Fußflächengenerationen der Haßbergstufe geringe Veränderungen in Bezug auf ihre räumliche Ausdehnung nachvollziehbar sind. Derartige Varianzen äußern sich in einer Verlängerung der Fußfläche in Gefällsrichtung oder im Zuge einer schwachen, versteilenden Expansion in weicheren Gesteinen gegen den Rückhang (vgl. auch SPÄTH 1973, B III. 3.3 ⇨ regionale Fußflächendynamik sowie BRUNOTTE 1986, HEINRICH 1992).
- b) Die flächenhafte Tieferlegung wurde lokal modifiziert, indem partiell harte Bänke - u. a. als der Stufe vorgelagerte Sporne - herausgearbeitet wurden. Dementsprechend wurde die ursprüngliche Dachfußfläche (B III. 1.3.2.1) in weiten Teilen, aber eben nicht vollständig tiefergeschaltet. In extremer Deutlichkeit fand eine solche Lithoadaptation im Verlauf der südlichen Haßbergstufe statt. Dort wurde ein stufenparalleler höhenrückenartiger Reliefkomplex aus der Dachfußfläche herausgearbeitet (vgl. *Abb. 29*). Dieser Vorläufer der heutigen Schilfsandsteinvorstufe bestand aus zum Teil isolierten, an den stufenbildenden Schilfsandstein adaptierten Hügeln im Norden und sich südlich anschließenden Kuppen in den Gesteinen der Lehrbergsschichten und des Blasensandsteins (Hohe

Wann, kleine Hohe Wann; vgl. MARIOLAKOS 1969, SPÄTH 1973). Über die morphologische Inwertsetzung von Lithovarianzen, die sich u. a. in der Anlehnung einzelner Vollformen an die Flutfazies des Schilfsandsteins äußerten (vgl. MARIOLAKOS 1969: Abb. 1), wird wiederum eine selektive Erosion deutlich (Beispiel Altenberg NE Prappach, 352 m ü. NN). Der „Auflösung“ der Dachfußfläche entsprechend wurde im südlichen Teil der Haßberge ein komplexes, in einen westlichen und einen östlichen Teil getrenntes Fußflächensystem angelegt. Somit kam es sowohl an der „Vorstufe“ als auch an der Hauptstufe zur Ausbildung von (konträren) Fußflächen (Abb. 29). Eine räumliche Verknüpfung der tiefergelegten Gebiete und damit auch der Fußflächenbereiche erfolgte durch folgende (heute hochgelegene) Einsattelungen im Verlauf des beschriebenen Vorläufers der Schilfsandsteinstufe:

- NE und SE der Wart um 330 m ü. NN,
- N und S des Altenberges um 335 m ü. NN,
- N der Hohen Wann um 300 m ü. NN,
- N der kleinen Hohen Wann um 310 m ü. NN.

Südlich der kleinen Hohen Wann setzten die Aufsitzer aus („Höhe“ NW Zeil a. Main um 310 m ü. NN), so daß hier eine Abfolge Hauptgäufäche ⇒ Fußfläche undifferenziert bis zur Hauptstufe reichte. Die Einsattelungen im Verlauf des „Höhenrückens“ können i. w. S. als Fußflächenpforten bezeichnet werden und fungierten im Verlauf der finalen Gäufächenphase vermutlich (zum Teil) als E-W gerichtete Entwässerungslinien. Nördlich von Krum ist zum Beispiel eine lokale Entwässerung rekonstruierbar, die aus einer kleinen Flächenbucht über die nördlich der Hohen Wann gelegene Einsattelung westwärts in die Randsenke führte (s. Foto 6 in F IV. 1). Der heute zwischen Vor- und Hauptstufe angelegte Krumbach kann danach als durchgehend südlich gerichtetes Gewässer im Verlauf der finalen Gäufächenphase noch nicht existiert haben und war in seiner N/S-Orientierung erst durch kürzere Entwässerungslinien vorgezeichnet. Seine Anlage erfolgte schließlich mit dem Ende der Gaufächengeneses bzw. der Überleitung zur Entwicklung der Übergangsverebnungen (s. B III. 2.1), war allerdings bereits durch die ältere Formung vorbestimmt. SPÄTH (1973, 211 f., 219; vgl. „Zone der Akkordanz“ nach BÜDEL 1957) hingegen postuliert im Zusammenhang mit dem sogenannten „Mairdurchbruch“ (s. B III. 1.3.3.2.3), einer darauffolgenden quartären Formung und einer deutlichen Stufenrückverlegung eine jüngere Entstehung der Schilfsandsteinvorstufe und eine recht kurzfristige Genese des Krumbachs.

Abschließend sei nochmals auf das Thema „lithovariante Abtragung“ und die damit korrelierende petrographische Adaptation der Fußflächen hingewiesen. Der *allgemeinen selektiven Erosion* entsprechend ist auch für ihre Tieferschaltung eine

deutliche Bindung an weichere Sedimentgesteine nachvollziehbar (s. Definition nach BRUNOTTE 1986). Korrelationen herauspräparierter Bereiche mit der Ausbildung des Schilfsandsteins in Flutfazies wurden oben bereits angeführt. Die Tieferlegung der Fußflächen an der Haßbergstufe kann damit sowohl in Bezug auf die flächenhafte Tieferlegung als auch den selektiven Charakter der Abtragung (weicher geologischer Untergrund der Fußflächen, Herausarbeitung harter Gesteine aus der Dachfußfläche) zwanglos in das vorgestellte Gesamtkonzept zur morphologischen Landschaftsentwicklung integriert werden.

In Bezug auf die *klimatischen Rahmenbedingungen* der Fußflächenentwicklung kann ein relativ trockenes Klima belegt werden (vgl. B III. 1.3.2.3). Im Zusammenhang mit der im zeitlichen Verlauf der finalen Gäuflächenphase charakteristischen, schlechten Geröllzurundung belegen auch die kantigen bis kantengerundeten Fanglomerate der Fußflächen eine aride Formengese (vgl. SPÄTH 1973, STÄBLEIN 1970; zur klimatischen Definition s. B II. 1). Diese Interpretation wird im Verlauf dieses Kapitels noch detaillierter abgeleitet, soll zur besseren Einordnung der bisherigen Ergebnisse aber schon vorweggenommen werden.¹⁴¹

Reliefdifferenzierung im nördlichen Grabfeld und im Stufenrückland

Auch im *nördlichen Grabfeld* können Altreliefreste um 300 m ü. NN ausgegliedert werden. Sie entsprechen dem Hauptgäuflächenniveau.¹⁴² Insbesondere im Großraum Bad Königshofen kann anhand der Flächenrelikte ein weiter Ausräum rekonstruiert werden, während in der weiteren Umgebung eine stärkere Reliefkammerung durch Vollformenentwicklung stattfand. Auch im Gebiet um Großwenkheim entstand eine beckenartige, heute noch ähnlich zu charakterisierende Depression (Definition s. B III. 1.3.2.1), welche von einem welligen Gelände umgeben war und sich nordostwärts zum Königshofener Raum öffnete (*Abb. 21*, rechter oberer Kartenrand). Wiederum waren strukturelle Parameter über die bevorzugte Erosion von Tongesteinen prägend für die morphologische Entwicklung (vgl. B III. 1.3.2.3). Faktoren wie eine Abtragungshemmung durch die Bedeckung von Landoberflächen mit relativ mächtigen Geröllauflagen sind i. w. S. ebenfalls als strukturelle Steuerung zu berücksichtigen (vgl. auch BRUNOTTE 1987, EICHLER & RÖGNER 1978). Dieses Phänomen erweist sich dahingehend als relevant, weil Reste der unter ariden Bedingungen entstandenen Ausgangsniveaus der Thundorfer Phase zum Teil heute noch von stattlichen Ablagerungen bedeckt werden (fanglomeratartige Sedimente E Thundorf, 359 m ü. NN nach Geologisches Positionsblatt Oberlauringen, SCHUSTER 1928; vgl. B III. 1.3.2.1).

Die bisherigen Ausführungen zeigen, daß wesentliche Merkmale des heutigen Reliefs schon während der flächenhaften Tiefschaltung bestanden. Dies gilt sowohl

für die morphologische Landschaftskomplexität, deren strukturelle Adaptation (Vollformen in Anlehnung an hartes Gestein) als auch für die Lokalisierung des Entwässerungsnetzes (s. weitere Diskussion).

Ein Beleg für diese Behauptung ist auch die bereits komplexe Reliefdifferenzierung im *Stufenrückland* (i. w. S. einschließlich Thüringerwald- und Albvorland), deren neuer Nachweis die Bedeutung der von SPÄTH (1973) postulierten quartären, strukturell gesteuerten „Rücklandauflösung“ einschränkt (vgl. u. a. B I. 2 und weitere Diskussion). Hier entsprechen Altreliefreste um bzw. oberhalb 300 m ü. NN ebenfalls den Vorfluterniveaus der finalen Gäuflächenbildung.¹⁴³ In diesem Zusammenhang soll dieser Begriff als chronologische Einheit auf das Rückland der Keuperstufe übertragen werden, obwohl dies nicht mehr dem Gäuland entspricht.¹⁴⁴ Demzufolge liegt die rekonstruierte Untergrenze der im Stufenrückland zum Teil stark eingeebneten Pendants der Hauptgäufläche rezent bei oder etwas über 300 m ü. NN. Eine genaue Grenzziehung ist beim derzeitigen Kenntnisstand noch nicht möglich (vgl. Ausführungen zur Stufenrandsenke). Erst im Thüringerwaldvorland oder - wie dies im Übrigen auch für die älteren Verebnungen gilt - in der Nähe von Wasserscheidenbereichen steigen die ehemaligen Vorfluterniveaus zum Teil deutlich an. Ein Beispiel hierfür ist die durch nachfolgende Zertalung zerschnittene Abdachung des Neustadt-Sonneberger Beckens (vgl. SPÄTH 1973 und Ausführungen zur Stufenrandsenke). Wasserscheiden repräsentieren dann i. d. R. ältere Flächenbildungsstadien, also Bereiche, die bei der fortlaufenden flächenhaften Tieferlegung ausgespart wurden. Betrachtet man die Erosionsraten in diesen Gebieten, kommt man zu dem Schluß, daß einzelne Mulden seit rund 2,5 Mio. Jahren b. p. kaum tiefergelegt wurden! Dieser Rückschluß ergibt sich beispielsweise daraus, daß der Steinbach (E Sonneberg) beim Austritt aus dem Grundgebirge nur ca. 20 m in das Niveau der Bucher Fläche eingetieft ist (= Maximalausraum seit ca. 7 Mio. Jahren b. p.).

Knapp unterhalb der Pendants der Hauptgäufläche - also im Stufenrückland zumeist etwas unterhalb von 300 m ü. NN - tritt die tieferliegende obere Übergangsterrasse auf (s. B III. 2.1; zur Terminologie KÖRBER 1962). Relikte von Verebnungen der ausgehenden finalen Gäuflächenphase sind zum Teil dergestalt angelegt bzw. überformt worden, daß sie mit einer konvexen Wölbung in tiefere Hangbereiche bzw. zu tieferliegenden Niveaus wie der oberen Übergangsverebnung überleiten (beispielsweise entlang des unteren Itzgrundes). Ob dies (zum Teil) der Anlage von ehemaligen Fußflächen entspricht, erfordert weitere detaillierte Geländearbeit (vgl. B III. 2.1). Diese Tatsachen widersprechen der unten noch näher diskutierten Auffassung von KÖRBER (1962; ähnlich u. a. SPÄTH 1973), daß die Hauptterrassen im Stufenrückland deutlich über 300 m ü. NN ansteigen und damit eine geringere Differenzierung zur Zeit der Flächenbildung implizieren (Flächen

müßten dann bei gleichzeitig niedrigerer Reliefenergie höher gelegen haben). Keinesfalls wurde dort - während im Stufenvorland die Bildung der Hauptgäufäche erfolgte - ein höhergelegenes Flächenstockwerk erhalten bzw. überprägt, wie dies die Ausführungen von SPÄTH (1973) nahelegen (vgl. *Abb. 4, Abb. 7*).¹⁴⁵ Auch DÖRRERs (1970, 56) Auffassung, die Ausbildung der Übergangsterrassen sei im Rückland der Steigerwaldstufe nicht nachweisbar, erscheint in diesem Zusammenhang mehr als fraglich.

Folgende rekonstruierte Reliefeinheiten, die zum Teil heute noch visuell zum Ausdruck kommen, repräsentieren den Landschaftscharakter des Stufenrücklands im älteren Oberpliozän, also gegen Ende der finalen Gäufächenphase:

- breiter Ausraum im Bereich der Coburg-Rodacher Niederung,
- beckenartiger Ausräume zum Beispiel S Pfarrweisach und um Ebersdorf b. Coburg,
- Elemente des Flächenniveaus entlang von Baunach, Rodach und Itz,
- Flächenpforte W Rentweinsdorf.

Vereinzelt erfolgte in den Bereichen, wo härtere Gesteine anstehen, eine deutliche Einengung der tiefergelegten Zonen, die damit zum Teil einen talartigen Charakter aufwiesen. Als Bestandteil flächenhafter Tieferlegung war dies allerdings nur eine Modifikation der Flächenbildung, die nun allerdings gerade im Stufenrückland häufig einen immer mehr linearen Charakter annahm (vgl. BREMER 1989a und B III. 1.3.2.1).¹⁴⁶ Beispiele hierfür sind Teile der damaligen Baunach im Stufenrückland oder auch der westlich der Haßberge gelegene, in widerständige Kalkgesteine (trockenes Klima!) eingetiefte Lauervorläufer. Ähnliches gilt für die Fränkische Saale unterhalb Bad Neustadt (s. u.). Deren Frühphasen unterschieden sich von typischen Tälern durch seitliche, buchtartige Erweiterungen, so daß diese Vorläufer heutiger Entwässerungslinien als Flächen bzw. Elemente von Flächenniveaus angesprochen werden können.¹⁴⁷

Sedimentation und abschließende paläoökologische Interpretation

Die Sedimentation der finalen Gäufächenphase stand in der Tradition der vorangegangenen Stadien. Die Analyse der auf den entsprechenden aktuellen Flächenresten in unterschiedlicher Menge erhaltenen Sedimente belegt folgende Charakteristika (vgl. u. a. SPÄTH 1973):

Im Umland der Haßbergstufe sind auf verschiedenen Höhen Geröllspektrern mit fanglomeratartigem Habitus erhalten, die den (gesamten) Verlauf der finalen Gäufächenphase widerspiegeln. So zeigt zum Beispiel die „Hart“ SE Kleineibstadt (328 m ü. NN) folgende Rundungscharakteristika der dort in dichter Bedeckung erhaltenen Grobsedimente nach REICHELt: 18% kantig, 78 % kantengerundet, 4 % gerundet und 0 % stark gerundet.

Schlecht gerundete, aber qualitativ gut erhaltene Gerölle, die zumindest größtenteils am Ende der finalen Gäuflächenphase sedimentiert wurden (s. u.), runden dieses Bild - bezogen auf die damalige Landschaft - anhand folgender Verbreitung ab:

- a) auf den Fußflächen (Fanglomerate; ähnlich SPÄTH 1973),
- b) in den Vorfluterlagen der Randsenke (s. Karte 6; u. a. NW Reckertshausen, zahlreich konservierte Grobsedimente um 300 m ü. NN bei 500 m Entfernung vom untersten Segment der Haßbergstufenfußfläche: 29 % kantig, 53 % kantengerundet, 18 % gerundet und 0 % stark gerundet nach REICHELT; vgl. hierzu auch u. a. auf RUTTE 1971 bezogene Angaben bei GARLEFF & KRISL 1997) sowie
- c) im Bereich des Mainvorläufers (Rundungscharakteristik der Grobsedimente nach REICHELT nördlich von Obertheres bei 297 m ü. NN: 18 % kantig, 47 % kantengerundet, 29 % gerundet und 6 % stark gerundet; s. hierzu Karte 7).

Abschließend wurden nördlich von Obertheres bei 297 m ü. NN Kalkkrustenreste beobachtet (s. Dünnschliff in *Foto 14*, Kapitel F IV. 2; vgl. C 2 in *Abb. 2*). Detailanalysen hierzu, u. a. bezüglich der genauen morphostratigraphischen Zuordnung, stehen noch aus. Die damals tiefsten Höhen der Hauptgäufläche bzw. ihrer Pendanten könnten von einer Aufschotterung erreicht worden sein, die von der nachfolgenden oberen Übergangsverebnung (Begriffsdefinition s. o.; vgl. B III. 2.1), zu der sie vermitteln, ausging (vgl. B III. 1.3.3.2.3). Eine Überformung von Flächenresten und eine Einflußnahme auf die Sedimente der finalen Gäuflächenphase spielte jedoch nur eine untergeordnete Rolle (modifizierende Wirkung auf bestehende Schottercharakteristika, Höhenbeschränkung, s. o.), zumal die Tieferlegung der frühen Übergangsverebnungen vermutlich unter weitgehend persistierenden Klimaverhältnissen erfolgte (vgl. B III. 2.1). Die Formung und Sedimentation der finalen Gäuflächenphase bleibt, gerade in mainferneren Gebieten, klar erkenntlich. Es ist m. E. nicht zu erwarten, daß spätere Aufschotterungen - sofern es sie überhaupt gegeben hat - die Randsenke in voller Breite beeinflußt und dortige Flächenreste und korrelierte Sedimente entsprechend überprägt haben.¹⁴⁸

Diesen Ausführungen entsprechend wird trockeneres Klima angenommen, das noch durch relativ hohe Temperaturen gekennzeichnet war (vgl. B II. 1, *Abb. 8* sowie SPÄTH 1973). In diesem Kontext können auch die Fußflächen als Bestandteil eines arideren Klimas gewertet werden. Diese Zuordnung wird dadurch abgesichert, daß typisch aride Geröllcharakteristika nicht nur im Vorland, sondern auch auf den verschiedenen Fußflächenniveaus auftreten¹⁴⁹ und daher nicht als aride Sedimentation auf einer unter feuchten Bedingungen entstandenen Form interpretierbar sind. Fehlende Residuen stärkerer chemischer Verwitterung belegen, daß Klimawechsel nur eine untergeordnete Rolle gespielt haben können. Mehrfache Wechsel von feuchter Formung und arider Sedimentation sind daher nicht charakteristisch für die Landschaftsentwicklung dieser Zeit (s. weitere Diskussion). An dieser Stelle sei aber

nochmals die Problematik der klimatischen Interpretation bestimmter Formen betont. Nach dem derzeitigen Forschungsstand müssen Fußflächen allenfalls als recht unsicherer Indikator für arideres Klima aufgefaßt werden (vgl. Diskussion u. a. bei BUSCHE 1973, MENSCHING 1973 sowie B III. 1.3.3.1).

Bodenkundliche Untersuchungen deuten ebenfalls auf ein trockeneres Klima hin. SKOWRONEK (1982, in Anlehnung an SEMMEL 1977) beschreibt „mediterrane“ Kalksteinrotlehme („terra rossa“) auf einem Altrelieffest der Hauptgäufäche (Bocksberg bei Marktheidenfeld), deren Tonmineralzusammensetzung sich nicht entscheidend vom Ausgangsgestein unterscheidet. Ihre Entstehung korrelierte nach Ansicht des Autors mit einer deutlichen - und klimapragenden (*Anm. des Verf.*) - jahreszeitlichen Trockenheit. Bei dieser Deutung ist jedoch die Problematik zu beachten, daß gleiche Böden einer reliefierten Landschaft konform aufliegen können und ihr Entstehungszeitpunkt daher oft unsicher ist.¹⁵⁰ Anders ausgedrückt: Unter bestimmten Bedingungen kann die Pedogenese auf verschiedensten Formenelementen ähnliche Bodenbildungen bewirken. Dementsprechend muß etwa ein isolierter Boden auf einem hochgelegenen Flächenrest nicht der jeweiligen Flächenbildung im Hauptvorfluterniveau entsprechen, sondern kann auch später entstanden sein, als vielleicht gar keine Genese von Flächen mehr möglich war. Im vorliegenden Fall paßt die oben durchgeführte Interpretation jedoch ganz in das Bild der übrigen paläoklimatischen Indikatoren.¹⁵¹

Zeugnisse einer intensiv-chemischen Verwitterung und einer entsprechenden Bodenbildung (tiefgreifende Verkarstung etc.) können hingegen nicht nachgewiesen werden. Dies gilt im Übrigen für die gesamte Zeit nach dem Klimaumschwung am Ende des Obermiozäns (vgl. bisherige Diskussion). Auch bei Berücksichtigung des Faktors „fehlende Erhaltung“ bzw. „nachträgliche Erosion“ weist dies darauf hin, daß diese auch nie bestanden haben. Ansonsten müßten in Wasserscheidenbereichen entsprechende Relikte eines tiefgreifenden Zersatzes, und sei es nur als Verwitterungswurzeln, zu finden sein (vgl. Diskussion in B III. 1.2.2). Die Ableitung einer relativ geringen Aktivität chemischer Verwitterung ist selbst auf edaphisch feuchtere Positionen, also die Vorfluterbereiche, übertragbar. Dort spielt ja generell auch der Zeitfaktor eine Rolle, indem die Feuchtigkeitspeaks bei trockeneren Bedingungen auf jahreszeitliche Abflußspitzen beschränkt bleiben. Da ich im Vorland der Haßbergstufe trotz intensiver Geländebegehung noch nicht einmal die beschriebenen Kalksteinrotlehme finden konnte (vgl. hierzu SEMMEL 1983, 51), ist es nicht auszuschließen, daß diese einer „nicht ganz so trockenen Variante“ des insgesamt arideren Klimas entsprachen und damit gar keine charakteristische Bodenbildung während der späten Flächenbildungszeit waren. Dieser Dominanz trockenklimatischer Indizes entsprechend kann auch darauf geschlossen werden, daß

die Erosion unter gleichen bis ähnlichen Bedingungen stattfand wie die jeweilige Sedimentation.

Somit wurde ein feuchteres Klima auch während der finalen Gäuflächenphase allenfalls kurzfristig erreicht bzw. wies als untergeordnetes Phänomen eine sehr schwache Humidität auf.

Für die ausgehende finale Gäuflächenphase wird nach jüngsten Geländebegehungen eine derartige, kurzfristig feuchtere Klimaphase vermutet, die veränderte Abflußbedingungen erkennen läßt. Entlang der Lauer ergaben Grobsedimentanalysen auf Verebnungsresten etwas oberhalb von 300 m ü. NN deutlich höhere, von den üblichen Spektren abweichende Rundungscharakteristika, die vor allem als Folge des Transports gewertet werden.¹⁵² NW Maßbach wurden folgende Daten nach REICHELTEL ermittelt: 1 % kantig, 29 % kantengerundet, 64 % gerundet, 6 % stark gerundet. Mit Sicherheit wird hier jedoch nur ein untergeordnetes Phänomen deutlich. Dies läßt sich aus a) den für die finale Gäuflächenphase ansonsten typischen, schlechten Rundungswerten und b) dem Charakter der übrigen paläoklimatischen Indizes (s. o.), die auch im Übergang zur nachfolgenden Tieferlegung anhielten, schließen. Hier zeigt sich aber auch, daß trotz einer multidisziplinären (morphologischen, sedimentologischen, pedologischen) Analytik in der Regel nur paläoökologische Tendenzen bzw. übergeordnete Charaktere abzuleiten sind. Der detaillierte Klimagang hingegen kann komplexer gewesen sein.

Auffällig ist - wenn man an feuchtere Bedingungen denkt - die weite Verbreitung von Bohnerzen auf den Gäuflächenresten (vgl. Diskussion bei CHRISTA 1925). Derartige Bildungen werden häufig als Phänomen känozoischer Verwitterung interpretiert (u. a. EITEL 1990). Im Gegensatz zu dieser Deutung stellen die Bohnerze des nordöstlichen Mainfrankens allerdings einen primären Bestandteil des höheren Schilfsandsteins dar (THÜRACH 1888/89; vgl. B II. 2.2.1 und WELTE 1931, 25: Toneisensteine der tieferen Lehrbergschichten). Profile, die ich vom Vorland bis zum Dach der Haßbergstufe verfolgt habe, belegen ihre Existenz bis in tiefere Bereiche des Stufenhanges, wo jeweils ein abruptes Aussetzen der Erzknollen im Grenzbereich von Schilfsandstein und Lehrbergschichten auftritt (⇒ keine Bildung auf den Gäuflächen, kein Transport vom Stufendach). Nach neueren Erkenntnissen treten vergleichbare Konkretionen auch im unteren Keuper auf (BRUNNER & KELBER 1988, BÜTTNER 1989).

Die paläoklimatische Zuordnung der finalen Gäuflächenphase zu einem arideren Klima wird auch durch die fortschreitende Herausarbeitung der Muschelkalkstufe gestützt, welche während vorhergehender Stadien in ihrem Verlauf noch nicht so deutlich hervorgehoben war (vgl. B III. 1.3.2 sowie 1.3.3.2.4 ⇒ u. a. Etablierung der Fränkischen Saale). Dies betraf u. a. die Bereiche um Münnerstadt und Eltingshausen. In diesen Gebieten, in denen der Muschelkalk zuvor in die Tieferlegung der

Thundorfer Phase einbezogen worden war, setzte nun die Schichtstufenbildung ein. Ein wichtiger Aspekt für die fortschreitende morphologische Hervorhebung des Muschelkalks war der Abtrag toniger Partien u. a. des oberen Buntsandsteins, so daß wiederum die lithovariante Erosion von Kalk- und Tongesteinen betont wurde (vgl. B III. 1.3.2.3 ⇒ Thundorfer Phase; *Abb. 10, Abb. 11*). Ähnliche Zusammenhänge wurden ja auch schon für die Anlage der Stufenrandsenke betont (Tieferlegung in Tongesteinen). Mit dem Übergang zum (östlichen) Rhönvorland sind für die Stufenentwicklung auch Subrosionsvorgänge in Betracht zu ziehen (vgl. u. a. SCHRÖDER 1993). Die Muschelkalkstufe - deren Entstehung damit im Haßbergvorland keine ausschließliche Bindung an die quartäre Zertalung (vgl. BÜDEL 1977) zeigt - erweist sich demnach bis zum Ende der Gäuflächenentwicklung als Formenelement eines trockeneren Klimas (vgl. u. a. B III. 1.3.2).¹⁵³

Auch der im Verlauf der Diskussion (B III. 1.3.1) schon angesprochene, höhenrückenartige Hochgebietskomplex im Kernbereich des Haßbergvorlandes wurde nun deutlich betont (vgl. auch SPÄTH 1973). Die aufsitzende Vollform zog von der Muschelkalkstufe bei Bad Kissingen insbesondere im oberen Muschelkalk südostwärts und wurde dort ergänzend von zum Teil karbonatischen Gesteinen des unteren Keupers aufgebaut. Ihrer aktuellen räumlichen Anordnung entsprechend wird sie als „Kissingen-Haßfurter Höhenzug“ (B III. 1.3.1) bezeichnet und umfaßt damit auch den wesentlichen Teil der naturräumlichen Einheit „Schweinfurter Rhön“ (*Abb. 2*; vgl. SPÄTH 1973). Die (paläoklimatische) Aussagekraft dieses vor allem an Kalkgesteine angelehnten Reliefbestandteils entspricht den vorangegangenen Ausführungen.

1.3.3.2 Gewässernetzentwicklung im Umland der Mainfränkischen Keuper-schichtstufe

1.3.3.2.1 Ausgangssituation

Oben wurde bereits ausgeführt, daß die gesamte Entwässerung Mainfrankens noch im älteren Unterpliozän zur „Urdonau“ erfolgte (vgl. *Abb. 30* sowie Diskussion bei BREMER & SPÄTH 1989b, BÜTTNER 1990, EMMERT 1975, HANTKE 1993, RUTTE 1971, TILLMANN 1977). Teilräume des Thüringisch-Fränkischen Grundgebirges, der Rhön und des Spessarts entwässerten über die damalige Gäufläche des Keuperstufenvorlandes. Ihre Verbindung zu dem im unmittelbaren Albvorland gelegenen „Urmain“ (TILLMANN 1977) erfolgte über die Iphöfer (syn.: Iphofen-Scheinfelder) Pforte (s. EMMERT 1975; vgl. B III. 1.3.2.2 ⇒ Thundorfer Phase). Noch nicht abschließend geklärt ist in diesem Zusammenhang die Bedeutung der Windsheimer und Ulsenheimer Pforten, die ebenso wie die Iphöfer Pforte Bestandteile der Bucht von Neustadt a. d. Aisch sind (EMMERT 1975; vgl. *Abb. 30*). Inwiefern fungierten diese ehemaligen Flächenpforten, deren Gebiete heute meist etwas höher

liegen als die Iphöfer Pforte, als Sammeladern der Entwässerung des Frankenhöhenvorlandes (Bauland, Hohenloher Ebene etc.; vgl. auch ZEESE 1972)? Sicher ist nur anhand ihrer Höhenlage, daß sie - bezüglich dieser Funktion - bereits früher als die Iphöfer Pforte stillgelegt wurden (EMMERT 1975).

Mit dem Ende der Thundorfer Phase traten nun entscheidende Veränderungen des Gewässernetzes ein, die letztlich eine Umlenkung des donauwärts gerichteten Urmainsystems zum Rhein bewirkten.

1.3.3.2.2 Grundlegende Veränderungen der überregionalen Entwässerung und ihre Ursachen - die Situation vor dem Main-Event

Die grundlegende Veränderung der Entwässerungsrichtungen ist auf die Ausweitung des Rheinsystems zurückzuführen (s. hierzu EMMERT 1975, SCHWARZMEIER 1982), welche die Mainfränkischen Platten im Verlauf des Unterpliozäns erreichte (vgl. *Abb. 30*). Bis dato hatte allenfalls ein kürzerer Zubringer des Rheins in Form des „Aschaffener Mains“ existiert (BÜDEL 1957). Die aus diesem Prozeß resultierende, nach EMMERT oberpliozäne Stilllegung der Iphofen-Scheinfelder Pforte erfolgte nach eigener Auffassung im Zeitraum vom mittleren Unterpliozän bis zum Grenzbereich Unter-/Oberpliozän (neuere erdgeschichtliche Gliederung; s. B III. 1.1.2). Sie war endgültig vollzogen, als das Vorfluterniveau bei rezent etwa 330 m ü. NN lag (EMMERT 1975). Inwiefern es sich hierbei um ein einmaliges und damit kurzfristiges „Event“ handelte, kann nicht entschieden werden. Fluktuationen i. S. mehrfacher Umlenkungen sind im Rahmen einer möglichen tektonischen Varianz nicht auszuschließen, wenngleich ihre Relevanz keinen längeren Zeitraum umfaßt haben dürfte (s. weitere Diskussion). Seit der Inaktivierung der Pforte war die Entwässerung der östlichen Rhönabdachung, des Spessarts, des Grabfelds sowie des Haßberg- und Steigerwaldvorlands nicht mehr zur „Urdonau“, sondern rheinwärts gerichtet. Der Ursprung des damaligen Mainvorläufers lag dementsprechend im Bereich der Rhön und dem Gebiet nordöstlich der Haßberge (u. a. nördliches Grabfeld). Im Vorland der Haßbergstufe finden sich in diesem Kontext auf der Happertshausener Höhe (335 m ü. NN, SW Wettringen) Gerölle des mittleren Buntsandsteins, die eine Verbindung der Stufenrandsenke zur Rhön noch im Verlauf der finalen Gäuflächenphase nahelegen. Wenn hier von Vorgängern heutiger Flußsysteme gesprochen wird, sei nochmals auf das trockenere Klima und somit auch auf abweichende Charaktere der Entwässerung hingewiesen (niederschlagsbedingte Abflußspitzen, trockenzeitliche Wasserarmut etc.).

Der Anschluß des (heutigen) Obermains an das Rheinsystem war zu diesem Zeitpunkt noch nicht erfolgt. Eine donauwärtige Entwässerung von Haßbergen und Steigerwald (= Keuperstufenrückland) sowie des Fränkischen Albvorlands dauerte an.

Diese südliche Richtung läßt sich aus den lyditreichen geröllstratigraphischen Abfolgen des „Urmains“ bzw. des Rezat-Rednitz Talzugs ableiten (zu diesem Themenkomplex vgl. u. a. BÜTTNER 1990, SCHWARZMEIER 1982, TILLMANN 1977). Zudem treten im Keuperstufenvorland Geröllspektrale mit „Obermainmaterial“ erst deutlich später auf (s. weitere Diskussion).

Viele Fragen bleiben dennoch ungelöst, so daß einige Probleme nur angerissen werden können. Dies gilt zum Beispiel für Veränderungen im Thüringerwaldvorland (u. a. fortschreitende Akzentuierung der Itz und ihrer Zubringer), die zu einem noch nicht eindeutig bestimmbareren Zeitpunkt die Verbindung des Thüringisch-Fränkischen Grundgebirges zum Grabfeld unterbrachen (zum Auftreten von Lyditen vgl. HOFFMANN 1970 und SPÄTH 1973). Vermutlich erfolgte dies u. a. als Resultat von Differenzierungen im Bereich der Coburg-Rodacher Niederung (s. B III. 1.3.3.2.4). Weitere, auch in diesem Zusammenhang interessante Thematiken sind die Entwicklung des Streu-/Saalesystems (vgl. OEHM 1994 sowie Kapitel B III. 1.3.3.2.4) und die Chronologie der Werra (vgl. auch SPÄTH 1973).

Als Gründe für die oben beschriebene Entwicklung sind (relative) tektonische Senkungen im Untermaingebiet zu vermuten (EMMERT 1975). Diese bewirkten eine Veränderung der Abdachungsverhältnisse und infolge davon eine fortschreitende Anzapfung der donauwärtigen Entwässerung. Letztlich sollte dies noch zum Anschluß des heutigen Obermaingebiets und des Mainfränkischen Keuperstufenrücklands an das Rheinsystem führen (vgl. weitere Diskussion).

Eine interessante Überlegung zu Schluß dieses Kapitels: Bedingt durch diese geologische Varianz sind die Stilllegung der Iphöfer Pforte (s. o.) und die hiermit verknüpfte, einsetzende Stufenbildung dahingehend selektiv, daß nun die verschiedenen Steinmergelbänke des tieferen Keupers als Resistenzonen morphologisch wirksam (in dieser Abhandlung verwendet i. S. von formendifferenzierend wirksam) wurden. Auch damit werden nochmals die selektive Erosion und ihre komplexe Steuerung vor Augen geführt.

1.3.3.2.3 Oberpliozänes Main-Event: Chronologie und Hintergründe

Aktuelle sedimentologische Untersuchungen im Mittelmaintal ermöglichen eine detailliertere chronologische und klimamorphologische Einordnung des sogenannten Mairdurchbruchs (= Anschluß der östlich gelegenen rezenten Obermaingebiete an die rheinwärtige Entwässerung¹⁵⁴). Der geläufige Begriff „Mairdurchbruch“ (u. a. KÖRBER 1962) soll hier aber nicht beibehalten werden. Zunächst ist festzuhalten, daß dieser Terminus den betreffenden Vorgang (Überwindung einer flachen Wasserscheide; s. nachfolgende Diskussion) etwas überbetont. Der noch gewichtigere Grund für eine terminologische Revision ist aber die Tatsache, daß in der Literatur

unterschiedliche Flußsysteme mit Begriffen wie „Urmain“ (TILLMANN 1977) oder „Aschaffenburg Main“ (BÜDEL 1957) versehen wurden, weshalb eine Zuordnung nicht ganz eindeutig sein kann. Der Terminus Main-Event ist für diesen Vorgang dahingehend treffender, weil ab diesem Zeitpunkt der Main weitgehend in seiner heutigen Form und Ausdehnung bestand bzw. inwert gesetzt wurde (vgl. Abb. 30).

Das Main-Event im Spiegel der älteren Literatur

KÖRBER (1962) hat sich intensiv mit der chronologischen Entwicklung des Gewässernetzes auseinandergesetzt. Demnach ist die Anzapfung, die den Anschluß des (heutigen) Obermains an die rheinwärtige Entwässerung bewirkte, auf einen *klimatisch* bedingten Wechsel von der tertiären Flächenbildung zur pleistozänen Zertalung zurückzuführen (ebd.: 137; sensu SPÄTH 1973, u. a. 181). Der mit der ersten Talanlage verknüpfte „Durchbruch“ (Kritik s. o.) zwischen Haßbergen und Steigerwald wäre damit zeitlich an einer klimamorphologisch definierten Wende Tertiär/Quartär einzuordnen (vgl. auch SCHWARZMEIER 1982). Im Detail entwickelt KÖRBER folgende Vorstellungen:

Typische Gerölle aus dem Thüringisch-Fränkischen Grundgebirge (Lydite, Grauwacken etc.) werden als sedimentologische Indikatoren für den Obermainanschluß verwendet, indem ihre Beteiligung an den älteren Terrassenschottern des heutigen Mittel- und Untermaintals nachgeprüft wird (zur Terrassengliederung s. Abb. 31). Dementsprechende Schotterbestandteile der oberen Hauptterrasse belegen nach KÖRBER, daß das Main-Event erst nach der Genese der Übergangsverebnungen¹⁵⁵ erfolgte. Diese Zuordnung entspricht der Definition des Niveaus der oberen Hauptterrasse als ältestem Zeugnis des Eiszeitalters (= klimatisch induziertes Main-Event, s. o.). Im oberen Mittelmaintal habe die vom entsprechenden Talboden ausgehende Aufschotterung allerdings die vor bzw. mit dem Main-Event angelegte untere Übergangsterrasse erreicht (ebd.: 92). Der Grund hierfür wäre das flußaufwärtige Konvergieren von Mainniveaus. Hingegen würden Grundgebirgsgerölle in den Sedimenten der oberen Übergangsterrasse fehlen (KÖRBER 1962, KURZ 1988).¹⁵⁶

Die grundlegenden, qualitativen Grobsedimentuntersuchungen werden von KÖRBER durch Schwermineralanalysen dahingehend abgesichert, daß typisches Mainmaterial (Grundgebirgsbestandteile) auf höhergelegenen Niveaus nicht als Feinsediment vorliegt.

Damit legt KÖRBER eine schlüssige Argumentation vor, welche Zusammenhänge von klimatisch bedingter Zertalung, Anzapfungen und Geröllspektren belegen soll. Diese Einschätzung hat weitgehende Zustimmung gefunden, wenngleich die zeitliche Einstufung des Main-Events und die klimatische Entwicklung im

Rahmen aktueller paläoökologischer Forschungsergebnisse diskutiert werden (KURZ 1988, SEMMEL 1994).

In anderen aktuellen Detailanalysen werden jedoch sowohl für die Ursachen des Obermainanschlusses als auch seine morphostratigraphische Zuordnung abweichende Vorstellungen entwickelt, deren Beurteilung in der weiteren Diskussion erfolgt.

Eigene Untersuchungen haben weiterhin gezeigt, daß die von KÖRBER für das Mittel- und Obermaintal entwickelte Terrassengliederung zum Teil revidiert werden muß (vgl. umfassende Diskussion in den Kapiteln B III. 1.3.3.1, 2.1). Dies wirkt sich zwar nur peripher auf die im weiteren Verlauf diskutierte Einordnung des Main-Events aus, ist aber für das Gesamtverständnis der Maintalentwicklung bedeutend. Nach KÖRBER steigen zum Beispiel die pleistozänen Terrassenniveaus des Obermaingebietes bis deutlich über 300 m ü. NN an (ähnlich SPÄTH 1973). Altrelieffeste um rezent 300 m ü. NN entsprechen dort allerdings meist dem Vorfluterniveau der ausgehenden finalen Gäuflächenphase (B III. 1.3.3.1). Diese Neuinterpretation - in deren Rahmen auch noch andere, von den Auffassungen KÖRBERs abweichende Ergebnisse vorgestellt werden (vgl. Kapitel B III. 2) - betrifft auch die Gliederung des oberen Mittelmaintals. In *Abb. 31* kann die revidierte Terrassengliederung nachvollzogen werden.

- *Tektonische und strukturelle Steuerung des Obermainanschlusses*

Als entscheidenden Faktor des Main-Events führen EMMERT (1975) und SCHWARZMEIER (1982), wie bereits erwähnt, (relative?, *Anm. d. Verf.*) Senkungen im Untermaingebiet an (opp. SPÄTH 1973, 181). Diese in zeitlicher Hinsicht nur schwer erfaßbaren Vorgänge bewirkten im Verlauf des Pliozäns - über eine Veränderung der Abdachungsverhältnisse - ein fortschreitendes Ausgreifen der rheinwärts gerichteten Entwässerung (s. o.). Nach der Anzapfung des Keuperstufenvorlands und der Stilllegung der Iphöfer Pforte erfolgte mit zeitlicher Verzögerung der Obermainanschluß (u. a. SCHWARZMEIER 1982). In der kurzen Zwischenphase entwässerte das Rückland der Keuperstufe noch donauwärts. TILLMANNs (1977) erläutert in diesem Zusammenhang die Chronologie des Rezat-Rednitz-Talzugs, dessen zeitlicher Anschluß an den Main und damit das Rheinsystem noch nicht abschließend geklärt ist. Tektonische Hebung im Bereich der südlichen Frankenalb und ihres Vorlands sind hierfür von Bedeutung (KLEBER 1987). Der klimatische Wandel wird damit als Ursache für die raum-zeitliche Variation des Gewässernetzes hinfällig.

KRAUSE (1990) deutet den Obermainanschluß, unter Verwendung einer photogeologischen Linearanalyse, als unmittelbare Folge tektonischer Vorgänge im Übergangsbereich Haßberge-Steigerwald (vgl. hierzu auch SPÄTH 1973, 180). Demnach führte eine plattentektonisch bedingte Drehung des tektonischen Streßfeldes auf

die NW-SE Richtung zu einer Rejuvenation altangelegter, variskischer und herzynischer Störungslinien sowie fortschreitender Zermürbung des Untergrunds (freundl. mdl. Mitt. Dr. U. KRAUSE), so daß der Anschluß an das Rheinsystem vollzogen werden konnte. Die wiederbelebten tektonischen Elemente sind i. w. S. Ausläufer der Kissingen-Haßfurter Störungszone, die in den damaligen, zwischen Haßberg- und Steigerwaldstufe ausgebildeten Flächenpaß (s. o.) hineinreichten, bzw. daran anschließende Störungsbereiche (vgl. KRAUSE 1990: Maintalrandstörungen und *Abb. 14*).

- *Auftreten typischer Gerölle des Thüringisch-Fränkischen Grundgebirges westlich der Keuperstufe*

In geologischen Detailkartierungen wurden entlang des oberen Mittelmain - konträr zu den Auffassungen KÖRBERs (1962) - höherliegende Geröllspektren mit Anteilen von Lyditen, Grauwacken etc. bis oberhalb 290 m ü. NN nachgewiesen (Gebiete zwischen Haßfurt und Kitzingen, u. a. NW Neuses a. Berg bis 295 m ü. NN; s. BÜTTNER 1989, SCHWARZMEIER 1981, 1982, 1983; Bestätigung durch mdl. Mitt. Dr. FREUDENBERGER, Geologisches Landesamt München). Diese Lokalitäten, die morphostratigraphisch der Hauptgäufäche bzw. der oberen Übergangsterrasse entsprechen (vgl. *Abb. 31*), sind durchgehend verfolgbar und weisen keine Anzeichen lokaltektonischer Verstellung auf. Nach der eigenen Inventarisierung liegt das höchste flächendeckende Schottervorkommen mit Grundgebirgsmaterial nördlich von Obertheres, auf einem Rest der Hauptgäufäche bei 297 m ü. NN (C 2 in *Abb. 2*; s. Karte 7 und Angaben in der GK 5928 Obertheres von BÜTTNER 1989).

Für eine geomorphochronologische Zuordnung des Main-Events anhand der petrographischen Schotteranalyse wären zunächst folgende Fragen zu klären: Entstammen diese fremdbürtigen Gerölle wirklich den vermuteten Gebieten östlich der Keuperstufe? Kann eine Wiederverwertung bzw. Umlagerung älterer Schotterrelikte (vgl. u. a. B III. 1.3.2) ausgeschlossen werden? Beide Fragen sind zu bejahen. Aus folgenden Gründen sind für die Grundgebirgsgerölle sowohl a) eine Herabprojizierung aus älteren Ablagerungen wie auch b) eine Freilegung aus Keupergesteinen, in denen insbesondere der Burgsandstein Quarze und Lydite enthalten kann (SCHUSTER 1927, SPÄTH 1973, THÜRACH 1888/89, WELTE 1931), abzulehnen und allenfalls von modifizierender Wirkung:

- partiell hoher Prozentanteil an Lyditen oder anderen Grundgebirgsgeröllen in den Sedimenten;
- Schotterspektren mit östlich der Keuperstufe anstehenden Juragesteinen, deren Vorkommen nur durch eine westlich gerichtete Verbindungstrasse erklärt werden kann (vgl. auch BÜTTNER 1989).

Dementsprechend ist das bunte Schotterspektrum auf das Main-Event zurückzuführen (zum Nachweis des Obermainanschlusses anhand der Sedimentspektren vgl. KÖRBER 1962). Kann dieser damit der finalen Gäuflächenphase zugeordnet werden oder spielen sehr mächtige Aufschotterungen eine Rolle, die von jüngeren und deutlich tieferliegenden Niveaus ausgingen?

Aufschüttungen, welche das Niveau der Hauptgäufläche erreichten, sind im Rahmen der notwendigen Sedimentmächtigkeiten allenfalls für die Zeit der Niveaus der oberen Übergangsverebnung (vgl. B III. 2.1) vorstellbar. Von der unteren Übergangsverebnung oder dem oberen Haupttalboden ausgehende Ablagerungen haben die Gäuflächenniveaus sicherlich nicht erreicht (zu Begriffsdefinitionen s. B III. 2.1). Diese Beurteilung wird dadurch erhärtet, daß die Höhenlagen der unteren Übergangsterrasse und der oberen Hauptterrasse im Arbeitsgebiet tiefer liegen als von KÖRBER vermutet (s. o.; vgl. *Abb. 31*). Das Main-Event erfolgte also schon zur Zeit der Hauptgäufläche bzw. kurz darauf.

Noch nicht geklärt ist das Problem, weshalb trotz vielfältiger Forschungsarbeiten mainabwärts keine dementsprechenden Ergebnisse erhalten wurden. Es kann nicht ausgeschlossen werden, daß die auf eine fortschreitende Einarbeitung lokalen Materials zurückzuführende Auslese von Lyditen deren generelles Fehlen vorgetäuscht hat.¹⁵⁷ So verwundert etwa die Aussage von KURZ (1988), der auf fehlende Kieselschiefer des Wernfelder Schottervorkommens hinweist, während RUTTE (1971) dort immerhin einen Anteil von 2 % nachweist. Punktuelle Geländebegehungen im Großraum Würzburg bestätigen durch hochgelegene Schottervorkommen in der Gegend um Rimpar (freundl. Mitt. D. BUSCHE, Universität Würzburg) ebenfalls ein Main-Event, das spätestens während der Entstehung des Niveaus der oberen Übergangsverebnung erfolgte. Detailliertere Analysen sind abzuwarten, wobei auch nochmals die Problematik zu erörtern wäre, inwiefern der Main zeitweise das Wermtal benutzte (vgl. B III. 1.3.3.2.4 und dortige Literaturverweise).

Die aktuellen sedimentstratigraphischen Erkenntnisse erfordern jedenfalls eine Neuinterpretation des Main-Events.

Abschließende Synthese des aktuellen Ergebnisse - morphostratigraphische Zuordnung und klimatische sowie tektonische Rahmenbedingungen des Main-Events

Im oberen Mittelmaintal treten u. a. lydithaltige Geröllspektren auf Altreliefresten bis zu einer Höhe um 300 m ü. NN auf (s. o.). Dies belegt einen Anschluß des (heutigen) Obermains, der noch zur Zeit der finalen Gäuflächenphase oder unmittelbar darauf während der beginnenden Genese der Übergangsverebnungen erfolgte (vgl. B III. 2.1 sowie *Abb. 30*, *Abb. 31*). Der Bereich zwischen Haßfurt/Zeil und Bamberg, in dem zuvor ein Flächenpaß bestand (genaue Ansprache s. weitere Diskussion), wird nun als

unterster Abschnitt des neu akzentuierten Obermaintals definiert (⇔ unteres Obermaintal). Während die Überwindung bzw. die ostwärtige Verschiebung der zwischen Haßbergen und Steigerwald ausgebildeten flachen Wasserscheide einen gewissen Zeitraum erforderte, dürfte die eigentliche Umlenkung des Flußbereichs oberhalb von Bamberg m. E. als einmaliger Akt erfolgt sein (s. o.).

Sofern dieses „Event“ zur Zeit der Ausbildung der oberen Übergangsverebnung (oÜV)¹⁵⁸ vollzogen wurde, muß eine Aufschotterung bis auf die damaligen Reste der Hauptgäufäche bzw. ihrer Pendanten erfolgt sein (s. o.). Betroffen hiervon waren aber allenfalls die tiefsten Lagen dieses Gäufächenniveaus (vgl. B III. 1.3.3.1). Die notwendige Mächtigkeit der Sedimentation ergibt sich aus den heutigen Höhenniveaus der Hauptgäufäche (> 295 m ü. NN) und der oberen Übergangsterrasse (280 - 295 m ü. NN; Werte bezogen auf den Haßfurter Raum, s. Abb. 31). Stellt man sich die Bildung der tieferen Verebnung als komplexe Wechselfolge von Erosion und Akkumulation vor, könnte eine derartige Aufschotterung vor allem in einer frühen Phase der Bildung der oÜV erfolgt sein. Sehr mächtige Sedimentauflagen sind mir für die obere Übergangsterrasse nicht bekannt, so daß dieser Vorgang mit zunehmender Eintiefung immer unwahrscheinlicher wurde.

Diese Auffassungen korrelieren in etwa mit der Aussage von SCHWARZMEIER (1982), daß das Main-Event zu einer Zeit stattfand, „als der Vorläufer des Mains im Raum Schweinfurt“ auf einer Höhe von „295 - 305 m ü. NN“ floß (vgl. auch BÜTTNER 1990). Die Vermutung KÖRBERs, daß der „Durchbruch“ erst mit der Bildung der unteren Übergangsterrasse korrelierte,¹⁵⁹ kann damit widerlegt werden.

Aus dieser *chronologischen Revision* ergibt sich zwangsläufig die Schlußfolgerung, daß das Main-Event nicht auf einen klimatisch bedingten Wechsel der Formungstendenz (i. S. einer Zertalung nach KÖRBER 1962) zurückzuführen ist. Die Genese der Hauptgäufäche (bzw. ihrer entsprechenden Pendanten im Stufenrückland) und der frühen Übergangsverebnungen korrelierte weiterhin mit einem warm-arideren Klima und einer hiermit in weiten Gebieten verbundenen, anhaltend flächenhaften Tieferlegung (B III. 1.3, 2.1; vgl. auch BÜDEL u. a. 1977). Allenfalls ist vorstellbar, daß schwache Klimafluktuationen ein leicht modifizierendes Element der Gewässernetzdynamik dargestellt haben. Nicht ganz zu klären ist die Frage, ob Sedimente der oÜT bereits derartige Varianzen widerspiegeln (s. B III. 2.1). Sofern das Main-Event erst mit einer Sedimentation der oberen Übergangsverebnung erfolgte, wäre dies aber auch kein Beleg für KÖRBERs Auffassungen, weil keine klimatisch bedingte Zertalung vorlag.

Selbst wenn die Übergangsverebnungen schon in eine deutliche Abkühlungsphase gefallen wären (KURZ 1988), hätten diese einer Art Formenvererbung (vgl. u. a. traditionale Weiterbildung nach BREMER 1989, BÜDEL 1977) und keinesfalls einer Zertalung entsprochen. Erst der Zeitraum der Genese der ausgehenden Über-

gangsverebnungen und der frühen Haupttalböden leitete den endgültigen Wechsel von Flächenbildung und Zertalung ein.

Die vorgenommene Korrektur der chronologischen und paläoklimatischen Vorstellungen KÖRBERs erfolgt also im Rahmen einer neuen morphostratigraphischen Zuordnung des Main-Events, wobei auch die hier angewandte Grenzziehung von Tertiär und Quartär zu beachten ist (Abb. 9). Das absolute Alter des Main-Events kann aber weiterhin nur als Zeitraum angegeben werden. Unter Berücksichtigung der Paläoklimachronologie sowie ihrer korrelativen Formen und Sedimente erfolgte der Anschluß des Obermains im Oberpliozän.¹⁶⁰

Als entscheidende *Ursache des Main-Events* können, wie schon mehrfach betont, tektonische Aktivitäten ausgemacht werden, die als vermutlich relative Senkungen im heutigen Untermaingebiet zu klassifizieren sind. Diese wirkten schon auf die präoberpliozäne Entwässerung ein und führten zu einem fortschreitenden Ausgreifen des rheinwärtigen Entwässerungssystems (s. hierzu EMMERT 1975, SCHWARZMEIER 1982). Der Obermainanschluß war damit die vorerst letzte Konsequenz einer kontinuierlichen, tektonisch induzierten Entwicklung. Die Kontinuität wird dahingehend modifiziert, daß die eigentlichen Anzapfungen und Umlenkungen als relativ kurzfristige, wenn auch komplexe Vorgänge erfolgten. Die beschriebene flußgeschichtliche Abfolge wird im Zusammenhang mit Umlenkungen schwach geneigter, nicht bzw. allenfalls sehr schwach eingeschnittener Vorfluter auf zum Teil weiten Verebnungsniveaus verständlich. Allerdings scheint die weite Verbreitung von Resten des übergeordneten Hauptgäüflächenniveaus auf Milieuveränderungen hinzudeuten, die einer forcierten tektonischen Aktivität entsprechen dürften.¹⁶¹

An dieser Stelle soll auch nochmals die Charakteristik der Gäüflächen angesprochen werden (vgl. B III. 1.2 - 1.3.3): Die Bucher Fläche als älteste und die Hauptgäüfläche als jüngste Verebnung im Stufenvorland begrenzen die komplexe interne Abfolge der Gäüflächen, zu der sie gleichzeitig vermitteln. Eindeutige Verebnungsniveaus können - bis auf die angeführten Stockwerke - für den weiten Verlauf der Gäüflächengengese kaum ausgegliedert werden (vgl. aber überregionale Gliederung nach BÜDEL; s. hierzu B III. 1.2.6). Vielmehr bestand eine sehr differenzierte selektive Eintiefung, deren heutige Flächenreste - vereinfacht betrachtet - den Eindruck einer fast kontinuierlichen Tieferlegung erwecken. Diese Feststellung darf aber nicht dazu führen, eine Anlehnung der BÜDELschen Gäüflächen an harte Muschelkalke bei gleichzeitiger Ablehnung eindeutiger Flächenniveaus (SEMMELE 1996; vgl. WIRTHMANN 1987) zu postulieren.

Erwähnenswert in flußgeschichtlicher Hinsicht ist weiterhin die *morphologische Prädisposition des Main-Events* (vgl. hierzu auch SPÄTH 1973, 181). Vor dem Anschluß des Obermains bestand im Übergangsbereich Haßberg-/Steigerwaldstufe ein oben bereits angesprochener Flächenpaß der finalen Gäüflächenphase, der als sehr

flach ausgebildeter Teil der damaligen großen Wasserscheide (= Keuperstufe) zwischen donauwärtiger und rheinwärtiger Entwässerung fungierte.¹⁶² Dementsprechend bestand für die Anzapfung des Keuperstufenrücklandes kein bemerkenswertes Hindernis, so daß dieser Prozeß selbst durch eine geringe Änderung der Abdachungsverhältnisse erklärbar ist. Eine Ergänzung dieser Deutung ergibt sich unter Berücksichtigung der geologischen Struktur und verdeutlicht die Vielschichtigkeit der geomorphologischen Formung. Das tektonische Inventar mag sich nämlich mittelbar über die ursprüngliche strukturelle Adaptation des Flächenpasses ausgewirkt haben, um schließlich durch eine Erleichterung der Erosion das Main-Event zu begünstigen. Rejuvenationen struktureller Schwächezonen (KRAUSE 1990) könnten modifizierende Wirkung ausgeübt haben. Möglicherweise ist aber auch zu bedenken, daß Aufschotterungen zur Zeit der Bildung der oberen Übergangsverebnung die Überwindung des bestehenden Reliefs erleichtert und damit die grundlegende tektonische Steuerung modifiziert haben.

Abb. 30 faßt abschließend in groben Zügen die pliozäne Entwässerungsgeschichte zusammen und erhebt daher weder Anspruch auf Vollständigkeit noch Genauigkeit im Detail. Die Verläufe der Entwässerungslinien werden aufgrund ihrer Komplexität interpoliert, weshalb die tatsächliche Relieferung (genaue Lage der Hauptvorfluter etc.) etwas verfälscht wird. Viele Fragen, etwa nach dem Zeitpunkt der Umlenkung des Rezat-Regnitz-Talzuges, sind noch nicht abschließend geklärt (u. a. BÜTTNER 1990, TILLMANN 1977).

1.3.3.2.4 Regionale Situation am Ende der finalen Gäuflächenphase - weitere Aspekte der Gewässernetzdynamik

Die Ausdehnung des rheinwärtigen Gewässernetzes hatte die Keuperlandstufe in der finalen Gäuflächenphase erreicht und bewirkte die Etablierung eines Mainvorläufers (vgl. vorherige Kapitel). Eine deutliche morphologische Fixierung der entsprechenden Entwässerung bestand auf der Gäufläche im Steigerwaldvorland allerdings noch nicht (vgl. hierzu BÜDEL 1977), wenngleich der rezente Flußverlauf des Mains bereits damals in seinen grundlegenden Zügen bestand (*Abb. 30*). Eine Abrundung der Umorientierung des Abflusses erfolgte schließlich mit dem Main-Event.

Die tektonisch induzierten Veränderungen des Gewässernetzes (s. o.) wirkten sich - abgesehen von den übergeordneten Mustern - auch kleinräumlicher aus. Mit der ausgehenden Bildung der Gäuflächenniveaus war die *Fränkische Saale* im Zuge der rheinwärtigen Umleitungen als eigenständiger Flußlauf etabliert (vgl. hierzu u. a. auch SCHUSTER 1933). Buntsandsteingerölle am Hundsbrunn (325 m ü. NN, NNE Bad Kissingen) sind deren bislang älteste Zeugen.¹⁶³ Neben der genetischen Bindung des Saalesystems an die tektonische Entwicklung Süddeutschlands ist auch die Subrosion

in den Zechsteinsalzen des Rhönvorlandes zu berücksichtigen, die von SCHRÖDER (1993) anhand der Verstellungen von Terrassen der Saale (vgl. B II. 2.2) bis in die Gegenwart nachgewiesen wurde. Auch dieses Phänomen beeinflusste die Orientierung des Gewässernetzes im Bereich Rhönvorland/(nördliches)Grabfeld (vgl. hierzu auch KELBER 1988, OEHM 1994, SPÄTH 1973), wobei aber wiederum der selektive Charakter der Erosion erkennbar bleibt (Einflußnahme von Bruchstrukturen etc.; vgl. hierzu auch WELTE 1931). Unklar sind in diesem Zusammenhang tiefliegende Ablagerungen wie das „Pliozän“ von Nüdlingen (NE Bad Kissingen, um 250 m ü. NN, REIS 1914), das aufgrund seiner Zusammensetzung (braunkohlenartige Bildungen, vermutlich kaolinitische Tone) mit präpliozänen Verhältnissen korrelieren dürfte.¹⁶⁴ Ein ähnliches Problem ergibt sich ja für die Sedimente entlang der Streu, so daß zum Teil beträchtliche (häufig punktuelle) subrosive Verstellungen in Betracht zu ziehen sind (Ziegeleigrube Wollbach etc.; s. u. a. KELBER 1988, OEHM 1994, SCHUSTER 1933). Sicherlich besteht in diesem Kontext gerade für die jüngeren (oberpliozänen) Sedimente eine allgemeine morpho- bzw. sedimentchronologische Problematik. Diese können - im Gegensatz zu den älteren, meist als Einzelgerölle oder lockere Überdeckung erhaltenen Ablagerungen im Haßbergvorland - mit Annäherung an die Rhönabdachung auch im Zusammenhang mit der Salinartektonik größere und bisweilen aufgrund der Aufschlußsituation nicht erkennbare Mächtigkeiten aufweisen. Allerdings scheint mir sicher, daß die entsprechenden Ablagerungen des Grabfelds i. d. R. nicht mit ähnlichen Sedimenten entlang der Streu (Wollbach, Lebenhan etc.) parallelisiert werden können (vgl. aber zur anhaltenden Diskussion SCHRÖDER 1998, WELTE 1931). Dies gilt auch deshalb, weil die an der Streu festgestellte Sequenz älteres Feinmaterial - jüngere Grobschotter (sofern zutreffend) nicht auf anschließende Räume des Grabfelds übertragbar ist. Vielmehr scheinen dortige sandige bis tonige Ablagerungen i. d. R. nicht subrosiv verstellt zu sein, sondern einer gegen Ende der Gäuflächenbildung nachweisbaren feuchteren Phase zu entsprechen (vgl. auch B III. 1.3.3.1). Entsprechende Sedimente befinden sich etwas oberhalb von 300 m ü. NN (vgl. hierzu auch WELTE 1931 und B II. 1 ⇒ Sedimente SSE Wülfershausen). Diese Ableitungen sind damit vereinbar, daß a) Subrosion im Zechstein als lokaler Vorgang wirkt und in südlicher Richtung ohnehin an Wirkung verliert (mdl. Hinweis B. SCHRÖDER, RU Bochum) sowie b) das tektonische Inventar auch dieses Gebietes ein hohes Alter aufweist (opp. WELTE 1931). Das tieferliegende Feinmaterial entlang der Streu hingegen dürfte deutlich älter sein (s. o.).

Rechnet man mit einer reliefwirksamen Tätigkeit der Subrosion und einer dementsprechenden Beeinflussung der Gewässernetzentwicklung, so muß dennoch hervorgehoben werden, daß sich der Verlauf jüngerer Entwässerungslinien häufig bereits in früheren Phasen über einzelne flache Wasserscheiden andeutete. Deren Überwindung dürfte kein „großes Problem“ dargestellt haben (s. o., u. a. „Main-

Event“). Eine bedeutende rückschreitende Erosion, die selektiv herauspräparierte Höhenzüge überwindet, kann ich mir hingegen nur in besonderen Fällen vorstellen, etwa durch die eine lineare Abtragung entlang von Störungslinien (vgl. auch C II. 2.1.5.2).

Verknüpft mit der Eintiefung der Fränkischen Saale und ihrer Zubringer war eine zunehmende Betonung der Muschelkalkstufe, die damit keineswegs ein ausschließliches Produkt der pleistozänen Zertalung (BÜDEL 1977 nach FUGEL) darstellt. Zutreffend ist der Nachweis ihrer komplexen Herausarbeitung aus jeweiligen Ausgangsflächen, wobei die frühen Stufenentwicklungsstadien - wie in den Kapiteln zur regionalen Geomorphologie ausführlich dargestellt - während flächenhafter Tieferlegung erfolgten (vgl. u. a. B III. 1.3.2.3). Mit dem Übergang zum Quartär begann durch die veränderte Morphodynamik vielmehr eine Überformung bzw. weitergehende Formenakzentuierung (vgl. B III. 2.).

Mit der Genese der Fränkischen Saale verbunden waren schließlich auch *Umlenkungen im unmittelbaren Vorland der Haßbergstufe*. Der nördliche Teil der ursprünglich südöstlich gerichteten, subsequenten Entwässerung¹⁶⁵ wurde dem Saalesystem angegliedert. Nachvollziehbar ist dies anhand der Entwicklung der Happertshausener Wasserscheide, welche die Trennung der dementsprechenden, NW-gerichteten Lauer von der direkt mainwärts entwässernden Nassach bewirkte.¹⁶⁶ Ein Hinweis auf die entsprechende räumliche Dynamik der Gewässer ist auch der randlich der Wasserscheide vollzogene Knick von der NE- auf die NW-Richtung, den der Ebertshausener Graben im Bereich seiner Einmündung in die Geißler (Lauerzubringer) zeigt (vgl. TK 100, C 5926 Schweinfurt). Diese Veränderung wurde mit dem Ende der Gäuflächenentwicklung abgeschlossen. Ihre weitere Untersuchung erfordert umfassende Analysen der entsprechenden Sedimente.¹⁶⁷ Vermutlich deutet die Tatsache, daß die Höhe der Wasserscheide bei Wettringen auf 300-310 m ü. NN herabsteigt, darauf hin, daß das Saalesystem in der späten finalen Gäuflächenphase erst etwas weiter nordwestlich begann und das Einzugsgebiet der südlich gerichteten Entwässerung dementsprechend noch nach NW verschoben war. Zu betonen ist, daß die frühen Entwicklungsphasen von Nassach und Lauer keinen Flußsystemen heutiger Prägung entsprachen. Vor allem anhand der in der breiten Stufenrandsenke angelegten Nassach läßt sich zeigen, daß die Vorläufer heutiger Entwässerungslinien Bestandteile ebener Flachreliefs waren. Eine entsprechende Entwässerung (s. GOEMANN 1965; opp. SPÄTH 1973, 43 f.) kann anhand hochgelegener Schotterfunde auf den Resten der Hauptgäufläche nachgewiesen werden.

Der *Zentralbereich des Kissingen-Haßfurter Sattels* war als bedeutende Wasserscheide zwischen Main, Stufenrandsenke und Saale angelegt (ähnlich SPÄTH 1973) und wurde über bereits deutlich eingetiefte, lineare Elemente von Flächenniveaus bzw. talartige Zubringer (u. a. Vorläufer von Riedbach und Wasser-

nach) entwässert (vgl. *Abb. 2, Abb. 3* und topographische Karten). Deren Nachweis erfolgt anhand von Altreliefresten, die zum Beispiel an der Wäsemach, u. a. westlich vom „Diebsbrunnen“ um 300 m ü. NN (\Rightarrow ausgehende finale Gäuflächenphase), kartiert wurden. Die Herausarbeitung dieser Wasserscheide hängt weniger mit tektonischer Aktivität, sondern vielmehr mit Faktoren wie dem Erreichen härterer Gesteinsschichten zusammen (s. B III. 1.3.2.2).

Damit kann letztendlich resümiert werden, daß die grundlegenden, bis heute wirksamen Veränderungen des Gewässernetzes - bezogen auf das Arbeitsgebiet - bis zum Ende der finalen Gäuflächenphase oder kurz darauf im ausgehenden Oberpliozän erfolgten (vgl. bisherige Diskussion und entsprechende Literaturverweise). SPÄTH (1973, 182 f.) diskutiert untergeordnete flußdynamische Veränderungen im Quartär, deren zeitliche Einordnungen aber u. a. im Rahmen der morphostratigraphischen Revision des Altreliefs im Stufenrückland relativiert bzw. überprüft werden müssen. Die nachhaltige Wirkung der raum-zeitlichen Varianz der Gewässernetzentwicklung äußert sich dahingehend, daß ältere Entwässerungsverläufe sich trotz vielfältiger Veränderungen auch heute noch im Flußnetz durchpausen (s. hierzu auch BÜDEL 1957).

Weitere Aspekte der Gewässernetzdynamik, etwa in Bezug auf das Verhältnis von Wern und Main, hat KÖRBER (1962) ausführlich diskutiert. Für den Bereich Rhönabdachung/Grabfeld liegen Analysen u. a. von DUPHORN (1961), KELBER (1988) und OEHM (1994) vor, die auch das oberpliozäne Gewässernetz behandeln. Hier sind insbesondere im Hinblick auf die Morpho- und Sedimentchronologie noch viele Fragen offen, die auch von SCHRÖDER (1998) angesprochen werden (vgl. Kapitel E). Viele Angaben, die hier im Detail nicht diskutiert werden können, finden sich bei WELTE (1931). Ähnliches gilt für den Coburg-Rodacher Raum, also einen Teil des Thüringerwaldvorlands. Dort kam es westlich von Rodach wohl schon im Übergang von der Thundorfer Phase zur finalen Gäuflächenphase zur Ausbildung einer Wasserscheide, welche die Funktion der heutigen Coburg-Rodacher Niederung als Entwässerungslinie variierte (vgl. B III. 1.3.2.2).

1.4 Tertiäre Reliefentwicklung bis zum jüngeren Oberpliozän im Überblick - Formung im Spannungsfeld struktureller und paläoklimatischer Parameter

Im folgenden Kapitel wird die tertiäre Formung des nördlichen Keuper-Lias-Berglands und seines westlichen Vorlands zusammenfassend dargestellt (zur verwendeten Literatur s. auch bisherige Abhandlung). Die Übertragbarkeit abgeleiteter Zusammenhänge auf andere Gebiete wurde in den Kapiteln zur regionalen Geomorphologie mehrfach diskutiert.

Die tertiäre Reliefentwicklung im nordöstlichen Mainfranken und angrenzenden Gebieten ist das Resultat verschiedener Einflußgrößen, wobei insbesondere die komplexen Wirkungsgefüge bzw. Zusammenhänge paläoklimatischer, struktureller und (ergänzend) tektonischer Parameter hervorgehoben werden.¹⁶⁸

Als wichtigster Formungsvorgang kann eine *Flächenbildung* angesprochen werden, die von einem Primärrumpf ausging und durch planparallele Tieferschaltung ebener Reliefs erfolgte. Diese umfaßte im späten Tertiär - neben den Verebnungen im Hauptvorfluterniveau - auch Fußflächen, die zu den Hochgebieten vermittelten.¹⁶⁹ Die Entwicklung der älteren, sehr weiten Rumpfflächen korrelierte in keiner Phase mit Reliefeinbnung (mögliche Modifikation: vulkanischer Aufbau), was anhand der Interpretation des Vulkanismus im Bereich Rhön - Mainfranken plausibel erscheint. Vorstellungen wie das „Intensitätsausleseprinzip“ ROHDENBURGs (1983) werden für die regionale Morphologie abgelehnt (vgl. nachfolgende Ausführungen zur jüngeren Formung und C II. zur theoretischen Betrachtung).

Die *morphologische Inwertsetzung struktureller Unterschiede* trat erst im Verlauf des Neogens als wichtiger Aspekt der Formung auf und ist vor allem eine Funktion der *Klimaentwicklung* (klimagesteuerte Gesteinshärte; vgl. geringe Differenzierung dieses Aspekts bei SPÄTH 1973). Letztere äußerte sich seit dem neogenen Klimaoptimum durch eine Temperaturabnahme und eine später (im ausgehenden Obermiozän) einsetzende Aridisierung (vgl. B II. 1).

Demzufolge kam es seit dem jüngeren Miozän zu einer reliefbezogenen Bedeutungszunahme der lithofaziellen Unterschiede (Morphofazies) sowie des tektonischen Inventars und damit auch zu einer räumlichen Einengung der flächenhaften Tieferlegung und der Anlage von Vollformen (Stockwerkbau; vgl. *Abb. 21*). Analoge Flächenreste hatten eine verschiedene Ausdehnung. Die Hochgebiete wiesen, entsprechend der dominant selektiven Formung, eine sehr unterschiedliche Höhe über dem Hauptvorfluterniveau auf.¹⁷⁰ Die beschriebene zeitliche Varianz der morphologischen Härte äußert sich für Mainfranken insbesondere anhand folgender Aspekte, wobei ein Bezug auf die heutige bzw. sich aus der gesamten Reliefentwicklung ergebende Gesteinsresistenz hergestellt wird;^{171, 172} „kontraproduktive“ Wirkung tektonischer Elemente (Intensität der Zerklüftung etc.) auf die Resistenz ist ebenso zu berücksichtigen wie die Bedeutung von Schichtmächtigkeiten:

- bevorzugte Anlehnung der ältesten Hochgebiete an härteste quarzitische Sandsteine (B III. 1.2; vgl. SPÖNEMANN 1966),¹⁷³ synchrone Erosion u. a. von Kalksteinen und karbonatisch bzw. tonig gebunden Sandsteinen (⇒ Lösungsanfälligkeit von Gestein und Bindemittel etc.),¹⁷⁴ Begünstigung der Abtragung durch hohen Feldspatgehalt (⇒ geringere Verwitterungsresistenz gegenüber Quarz, Störung des Gesteinsverbands); dabei kann ein komplexer „Stufenbildner“ aber partiell (tiefere Straten) bzw. in geringen Anteilen durchaus auch inresis-

- teres karbonatisches Bindemittel aufweisen (vgl. B III. 1.2.2: interne Differenzierung *eines* harten Gesteins); zudem sei in exemplarischer bzw. theoretischer Hinsicht und gerade für den überregionalen Vergleich nochmals darauf hingewiesen, daß lokale Varia der Rahmenbedingungen¹⁷⁵ die abgeleitete regelhafte Selektivität leicht modifizieren können,¹⁷⁶
- seit dem späten Obermiozän zunehmende Entwicklung von Hochgebieten auch in „weicheren“ Sandsteinen (B III. 1.3); zu berücksichtigen ist hierbei auch, daß aufgrund der dreidimensionalen Varianz der Lithofazies (beckenwärtige Sedimentation; vgl. B II. 2.1) härtere, also etwa auch intensiv zementierte quarzitisches Schichtpakete erst während der Tieferlegung erreicht wurden,
 - dementsprechend erst im Zuge der Aridisierung seit dem ausgehenden Obermiozän hervortretende morphologische Inwertsetzung von Kalkgesteinen und karbonatisch gebundenen Sandsteinen¹⁷⁷ als Hochgebiete bzw. Stufenbildner (B III. 1.3),¹⁷⁸
 - anhaltende Erosion von Tongesteinen¹⁷⁹ im gesamten Verlauf der Flächenbildung. Diese Ergebnisse entsprechen den theoretischen Überlegungen zur tertiären Formungstendenz in Süddeutschland (B II. 1). Hingegen können Überlegungen von BAKKER & LEVELT (1964; vgl. THOMAS 1989a) bezüglich einer in trockeneren Phasen stattfindenden Altiplanation (Einebnung von Wasserscheiden) nicht bestätigt werden.

Die hohe Komplexität der abzuleitenden regelhaften morphologischen Adaptation von Hochgebieten einerseits und tiefergelegten Flächen andererseits an bestimmte Lithovarianzen sei in diesem Kontext nochmals betont. In der Realität bestehen sehr viele strukturelle Variablen (u. a. Bindemittel, Mineralbestand, Textur, Struktur), deren Beurteilung höchst diffizil ist (\Leftrightarrow chemische und mechanische Resistenz, Spaltbarkeit etc.).¹⁸⁰ Neben der für das nordöstliche Mainfranken nachweisbaren primären Steuerung durch die Klimavariabilität ist hier auch die Hebung relevant, die über variierende Intensitäten auch die Gesteinhärte und die selektive Formung modifizieren konnte. Weitere Untersuchungen müssen den derzeitigen Kenntnisstand¹⁸¹ verfeinern.

Theoretisch wäre zunächst logisch, daß mit zunehmender Anzahl und Intensität bestimmter lithologischer Ausprägungen auch die Resistenz und damit die morphologische Wirksamkeit im Hinblick auf die Wahrscheinlichkeit einer Vollformenakzentuierung zunimmt. In der Realität zeigt sich jedoch, daß neben der Relevanz von Kombinationen der Variablen einzelne strukturelle Ausprägungen entscheidend sein können und diese generell eine unterschiedliche Wertigkeit aufweisen. Besonders wirksam ist beispielsweise eine intensive quarzitisches Zementierung von Sandsteinen. Gerade solche (übergeordneten) Merkmale, zu denen auch der generelle Unterschied verschiedener höherer Gesteinsgruppen zählt (s. Akzen-

tuierung von Kalkgesteinen in ariderem Klima), treten durch die selektive Formung hervor. Dem widerspricht auch nicht das Phänomen, daß auf Härtlingen lokale Tonsteinschichten im Schutz resistenter Gesteine erhalten sein können (interne Differenzierung insgesamt harter Gesteine). Gleichfalls sind die klimatische Härtevarianz (auch bezüglich einzelner struktureller Variablen und ihrer Intensität) und die modifizierende morphologische Lage zu berücksichtigen. Letztere *kann* die Gesteinhärte graduell, im Einzelfall auch stärker variieren, wobei aber u. a. zu bedenken ist, daß Veränderungen sich aufgrund von Schwellenwerten gar nicht morphologisch äußern müssen.¹⁸² Variationen der dominierenden strukturellen Adaptation und der (räumlichen) Wertigkeit der strukturellen Variablen korrelieren in derartigen Fällen zum Beispiel mit der (flächenhaften) Erosion von Gesteinen, die ansonsten die Modellierung von Vollformen bewirken oder führen etwa dazu, daß eine Herauspräparierung nur bei höherer Intensität von strukturellen Variablen etc. stattfinden kann. Eine „gesetzmäßige“, regelhafte Inwertsetzung bestimmter struktureller Varianzen, resultierend aus einer dominant selektiven Formung, ist mit dieser Modifikation vereinbar. Dies entspricht der (etwas vereinfachten) Definition einer absoluten Härte (s. B II. 2.1), die mit bestimmten Lithovarianzen gleichgesetzt wird.¹⁸³ Diese regelhafte, im Zeitverlauf variierende Inwertsetzung der Struktur ist m. E. übrigens ein wichtiger Hinweis darauf, daß die Flächenbildung durch „downwearing“ und nicht etwa durch „backwearing“ erfolgte. Die Wirkung der Reliefreduktion müßte - ausgehend von den Vorflutern - vom Faktor Zeit abhängig sein, so daß bei einer entsprechenden Flächenausdehnung die Topbereiche eher eine geringere Bindung an bestimmte Gesteine zeigen dürften.¹⁸⁴

Integriert man letztendlich die differenzierte Klimaentwicklung und das variante strukturelle Inventar, kann es im zeitlichen Verlauf zur einer sehr wechselhaften, aber stets regelhaften und mit einer zunehmenden Flächenrestriktion verbundenen strukturellen Adaptation kommen. Beispielsweise kann eine etwas geringe quarzitische Zementierung bei anhaltender Temperaturreduktion zu einer späteren Akzentuierung führen. Demzufolge sind letztendlich etwa verschiedene Quarzitisierungsgrade oder Feldspatgehalte¹⁸⁵ für die Bewertung strukturell-klimatischer Wirkungsgefüge zu bedenken. In diesem Zusammenhang sei aber abschließend für das Untersuchungsgebiet darauf verwiesen, daß die interne, im Detail kaum nachweisbare Klimavariabilität die abgeleiteten Tendenzen und Regeln lithovarianter Formung nur modifiziert.

Die regionale Entwicklung des *Gewässernetzes* im Untersuchungsraum wurde, der Flächenrestriktion entsprechend, ebenfalls deutlich durch die strukturelle Differenzierung des Untergrundes beeinflusst. Die zunehmende Reliefdifferenzierung korrelierte mit einer stärkeren Akzentuierung bzw. Fixierung der Entwässerungslinien und bewirkte damit in gewisser Weise eine höhere Komplexität des Abflusses. Im

Gegensatz zur ursprünglich auf weiten Flächen ins Alpenvorland gerichteten Entwässerung erfolgte eine zunehmende Aufgliederung in verschiedene Äste, deren Fließrichtungen schließlich durch tektonische Vorgänge (Senkungen im Untermaingebiet) auf das expandierende rheinische Entwässerungssystem ausgerichtet wurden.

Die Chronologie der *Verwitterung* und der *Sedimentation* spiegelt die angesprochene, für die Relief- und Entwässerungsgeschichte wichtige Paläoklimavarianz wider (Wandel der Prozeßgefüge etc.). Eine tiefgründige Zersetzung des Untergrunds und Phänomene wie Quarzkorrosion waren zuletzt auf miozäne Feuchtphasen beschränkt und wurden im ausgehenden Obermiozän und Pliozän von einer typischen Grobsedimentation als prägnantestem Phänomen und als Anzeiger eines trockeneren Klimas abgelöst.¹⁸⁶ Demnach ließ die chemische Verwitterung im Verlauf des Miozäns allmählich nach und wurde an der Wende Mio-/Pliozän von einer dominant mechanischen Gesteinsbeanspruchung bzw. Aufbereitung abgelöst. Feinsedimente sind in diesem Kontext nicht analysiert worden, u. a. weil Aufschlüsse im Arbeitsgebiet weitestgehend fehlen bzw. - wie die Ziegeleitongrube Rügheim - jüngere (quartäre) Formungsphasen repräsentieren (s. A I.). Ihre Untersuchung könnte eine feinere Gliederung des nachgewiesenen, grundlegenden Klimacharakters ermöglichen.

Die für die morphologische Landschaftsgenese *relevanten, klimaabhängigen Prozeßkombinationen* wurden im Verlauf der Diskussion - soweit möglich - bereits angesprochen (vgl. B III. 1.1 -1.3). Zu bedenken ist, daß vorzeitliche Prozesse nur mit Vorsicht abgeleitet werden können und Vergleiche mit rezent ablaufenden Formungsvorgängen problematisch sind (vgl. auch B II. 1). Allerdings sind zum Beispiel Korrelationen eines trockeneren Klimas mit einer verstärkt mechanischen Erosion oder der forcierten Lösung von Kalkgesteinen mit zunehmender Feuchtigkeit statthaft, sofern sie auf Erkenntnissen des „Aktualismus“ aufbauen. Als wichtiges Fazit kann abgeleitet werden, daß eine flächenhafte Tieferlegung ebener Ausgangsreliefs generell unter verschiedenen Prozeßkombinationen und damit auch unterschiedlichen klimatischen Bedingungen ablaufen kann. Ihre jeweilige Dimension bzw. Ausdehnung zeigt hingegen eine deutliche Abhängigkeit vom Klima und der entsprechenden Verwitterung.

Diesen Ergebnissen entsprechend kann die *morphochronologische Entwicklung des Untersuchungsraums* wie folgt zusammengefaßt werden (vgl. Abb. 8):

Im Verlauf flächenhafter Tieferlegung entstand bis zum älteren Oberpliozän - verknüpft mit der fortschreitenden Anlage und Betonung, aber ganz ohne eine morphologisch bemerkenswerte Rückverlegung der Keuperschichtstufe - ein vor allem in jüngeren Phasen komplexer Stockwerkbau des Reliefs. Dieser ergab sich aus der fortschreitenden Eintiefung jüngerer Flächen (genauer: verschieden zu charakterisierender Elemente von Flächenniveaus) in die mittel- bis obermiozäne

Haßbergfläche (um 500 m ü NN; vgl. BÜDEL 1957, SPÄTH 1973; Höhenangaben auf heutige Verhältnisse bezogen):

- obermiozäne Bucher Fläche bei 400-420 m ü. NN (höchstes Gäuflächenniveau, einsetzende Aridisierung mit deren ausgehender Bildung),
- obermiozäne bis unterpliozäne Verebnungsabfolge der Brönnhofer Phase, 380 bis unterhalb 400 m ü. NN,
- unterpliozäne Verebnungsabfolge der Thundorfer Phase, 340-370 m ü. NN,
- oberpliozäne Hauptgäufläche (bzw. ihre Pendants) um bzw. etwas oberhalb von 300 m ü. NN.

Die Rekonstruktion dieser Flächenniveaus ist das Ergebnis einer Ausgliederung von Altreliefs, deren Nachweis nicht zuletzt anhand auflagernder Sedimente und ihrer speziellen, typischen Charakteristika erfolgte. Die identifizierten Verebnungen entsprechen i. w. S. der Abfolge der Gäuflächenniveaus, werden aber aufgrund der von BÜDEL (1957) abweichenden morphostratigraphischen und chronologischen Gliederung bis auf die Hauptgäufläche terminologisch neu erfaßt (vgl. B III. 1.1.2, 1.2.6). Die Übertragbarkeit der neuen, regional geprägten Terminologie auf andere Gebiete wurde zum Teil diskutiert (vgl. auch die Ergebnisse von DÖRRER 1970), erfordert aber weitergehende Untersuchungen. Die vorgenommenen zeitlichen Einstufungen präzisieren bisherige Chronologien a) unter Verwendung absoluter Datierungen und b) durch einen Abgleich der vor allem klimatisch gesteuerten lithovarianten Abtragung mit den Ergebnissen der Paläoklimaforschung.¹⁸⁷ Erschwert wird die Interpretation bisheriger Arbeiten dahingehend, daß absolute Zeitangaben zu chronologischen Einheiten häufig fehlen und damit eine Zuordnung zu älteren oder neueren erdgeschichtlichen Gliederungen etwas problematisch ist.

Da die Formung der Mainfränkischen Schichtstufenlandschaft aber mit deren Genese noch lange nicht beendet war und ihre abschließende Interpretation nur anhand ihres gesamten polygenetischen Charakters möglich ist, wird in den folgenden Kapiteln - über die bisherigen Ergebnisse hinaus - auch die (morphologische) Landschaftsentwicklung des ausgehenden Oberpliozäns und Quartärs behandelt. Wie kann die hier zu erwartende Formungsvarianz charakterisiert werden? Welche Rolle spielen die ältere Flächenbildung und die ihnen entsprechenden Altreliefs für das morphologische Inventar der rezenten Landschaft? Zudem ist interessant, welche Unterschiede der Inwertsetzung der geologischen Struktur im Verlauf von Tertiär und Quartär bestanden haben (Variabilität des klimatisch-strukturellen Wirkungsgefüges).

2 Abschließende Entwicklung der differenzierten Schichtstufenlandschaft vom jüngeren Oberpliozän bis heute

Im jüngeren Oberpliozän erfolgte im nordöstlichen Mainfranken die Überleitung zu einer stark veränderten Formungstendenz. Verantwortlich hierfür war neben möglichen tektonischen Faktoren insbesondere ein grundlegender Wandel der klimatischen Rahmenbedingungen, der sich mit dem Ende des Tertiärs in einer radikalen Temperaturreduktion der Kaltzeiten des Eiszeitalters äußerte.¹⁸⁸ Die im Rahmen des zunächst weitgehend unveränderten Klimas und der Paläoreliefinfluenz in weiten Gebieten noch anhaltend flächenhafte Tieferlegung wurde schließlich auch dort durch die verstärkte Einengung der erodierten Bereiche von einer Zertalung abgelöst.¹⁸⁹

Die während des Quartärs andauernde Talbildung orientierte sich hierbei an bereits bestehenden Depressionen. Eine entsprechende Zerschneidung der jeweils jüngsten Verebnungen ging - unter Erhaltung von Altreliefresten - mit der Neuanlage von Vollformen einher. Bei einer Erhöhung der Reliefenergie wurde die geologische Struktur des Untergrundes zunehmend inwert gesetzt, wobei die älteren Hochgebiete wiederum bei fehlender bis geringer Überformung weitgehend erhalten blieben (Altreliefpersistenz, Modifikation durch die Lage zum Hauptvorfluter).

Der Formungsumbruch von der Flächenbildung zur Zertalung vollzog sich damit bei räumlichen Variationen fließend und keinesfalls so abrupt, wie dies oft simplifizierend dargestellt wird (vgl. u. a. SCHWARZMEIER 1982). BÜDELs Vorstellungen (1977; s. auch KÖRBER 1962) geben für dessen Verständnis einen entsprechenden Interpretationsspielraum vor und werden hier u. a. in chronologischer Hinsicht weiterentwickelt. Für die Talbildung im nordöstlichen Mainfranken hat SPÁTH (1973) viele regionale Aspekte zusammengestellt, wogegen er den Verlauf des Formungsumbruchs etwas vernachlässigt.

Um in didaktischer Hinsicht die klar erkennbare Eigenständigkeit von Tälern und ihre Unterscheidung etwa von Flächen nicht zu „verwischen“, werde ich im weiteren Verlauf der Diskussion den Begriff Verebnung nicht auf Talböden anwenden. Genaugenommen müßte hier - natürlich auch in Abhängigkeit von der Dimension der Vorfluter - häufig von (sehr) schwach dimensionierten Verebnungen bzw. ebenen Talsohlen gesprochen werden. Im Gegensatz hierzu zeigen die tiefergelegten Bereiche der oben bereits angesprochenen, zwischen Flächen- und Talbildung vermittelnden Übergangsformung noch deutlicher einen Verebnungscharakter bzw. eine flächenartige Ausprägung.

Mit diesen Ausführungen, die im Verlauf der Diskussion noch differenzierter angesprochen werden, wird auch versucht, einen Beitrag zum Verständnis der bisherigen „black box“ der mitteleuropäischen Morphochronologie - gemeint ist der imaginäre plio-/pleistozäne Übergangszeitraum - zu leisten. Trotz vieler Arbeiten, die

diesen Themenkreis berühren und auch die Basis der eigenen Überlegungen sind (u. a. KURZ 1988, LIEDTKE 1990; vgl. Literaturangaben in Kapitel B II. 1), blieben bislang viele Fragen offen.

Die neuen Ergebnisse werden exemplarisch vor allem aus der fortschreitenden Differenzierung der Randsenke am Fuß der Haßbergstufe - deren Terrassierung sehr viel besser erhalten ist als von SPÄTH (1973, 42) oder auch MARIOLAKOS (1969; vgl. dort beigelegte geologische Karte) vermutet - und dem obersten Abschnitt des Mittelmaintals abgeleitet. Ältere regionale Arbeiten werden als Grundlage hierfür verwendet.¹⁹⁰ Auf jeweilige Unterschiede und Übereinstimmungen kann dabei leider nicht im Detail eingegangen werden. Zum Vergleich seien die *Abb. 31* und die jeweiligen Grafiken in den zitierten Arbeiten empfohlen. In methodischer Hinsicht werden bestimmte Formungscharaktere mit den Ergebnissen der Paläoklimaforschung abgeglichen (Stichworte: Flächen- und Talbildungsklimate, Intensität der Talbildung) und letztendlich - unter Verwendung der bisherigen Literatur - u. a. anhand einer überregionalen Parallelisierung von Terrassenniveaus chronologisch eingeordnet (vgl. einleitendes Kapitel A I. und weitere Erläuterungen). Tektonische Einflüsse werden abgewägt. Die folgende Diskussion strebt in Bezug auf Chronologie und Stratigraphie vor allem eine Verfeinerung bisheriger Kenntnisse an.¹⁹¹ Mit bisherigen morpho-chronologischen Darstellungen ergeben sich Überschneidungen (i. S. von vergleichbaren zeitlichen Einstufungen), wobei sich die Eigenständigkeit der eigenen Gliederung vor allem aus der stärkeren Hervorhebung der Formungskomplexität und ihrer Abhängigkeit vom differenzierten Wandel des Paläoklimas ergibt (zur verwendeten Literatur s. *Abb. 9* und bisherige sowie weitere Diskussion). Dies resultiert insbesondere aus der Interpretation des „plio-/pleistozänen Übergangszeitraums“ (chronologische Einordnung der Übergangsterrassen und frühen Hauptterrassen), aber auch aus der Frage, wann das periglaziale Regime in den Vordergrund trat. Für den Vergleich der einzelnen Arbeiten sind Aspekte wie die unterschiedliche Grenzlegung zwischen Pliozän und Pleistozän zu beachten. Die eigene Einteilung setzt weiterhin ein morphologisches Gesamtkonzept in den Vordergrund, beinhaltet aber auch lokal abweichende Charakteristika und stellt überregionale Bezüge her. Eine Übertragbarkeit auf andere Gebiete der süddeutschen Schichtstufenlandschaft ist vielfach gegeben, erfordert aber weitere Untersuchungen.

Vor allem muß überprüft werden, ob die morphologische Eigenständigkeit des jüngeren Oberpliozäns in anderen Gebieten das oben vorgestellte Schema variierte. Dies könnte der Fall sein, wenn - wie zum Beispiel im „weichen“ Vorland des Steigerwalds (s. B III. 1.3.2.3) - der im überregionalen Vergleich insgesamt lineare Charakter der „vermittelnden“ spätobberpliozänen Erosion zugunsten von weiteren Verebnungen deutlich zurücktrat (s. hierzu auch DÖRRER 1970, Karte 4 sowie KÖRBER 1962). Ganz im Gegensatz hierzu war die Tendenz zur Bildung von

Ebenheiten etwa in Gebieten dominierender Sandsteinserien viel geringer ausgeprägt (vgl. auch KÖRBER 1962, SPÄTH 1973 und geologische Kartierungen von HOFFMANN 1970, SCHRÖDER 1976). Diese räumliche Komplexität wurde ja bereits erwähnt und gilt auch für die quartäre Zertalung (Talengen in harten Gesteinen etc.).

2.1 Morphologische Eigenständigkeit des jüngeren Oberpliozäns

Grundlegende Formungscharakteristika

Die Reliefentwicklung des jüngeren Oberpliozäns (ca. 2,5 - 1,65 Ma b. p.) wurde im nordöstlichen Mainfranken durch eine noch relativ geringe Veränderung der Landschaft geprägt, die allerdings als vermittelnde Formung zwischen der vorherigen Flächenbildung und der anschließend dominierenden Zertalung eine Schlüsselstellung aufweist (s. o.; vgl. *Abb. 9*, dort auch Literaturverweise). Dieser chronologische Abschnitt umfaßt nach der hier gewählten Definition das ausgehende Reuver, das Prätegelen und das Tegelen und entspricht - gemäß dem meist etwas vage formulierten plio-/pleistozänen Übergangszeitraum - der „black box“ der *mitteleuropäischen Landschaftsgenese* (s. o.). Deren Erforschung erfolgt hier vor allem anhand des Formungscharakters und eines Abgleichs mit den paläoklimatischen Ergebnissen (s. o.). Eine detaillierte Analyse der korrelierten Sedimente und Böden steht bislang aus.

In diesem Zeitraum traten auch in Mainfranken Formen auf, die aufgrund ihrer Verwandtschaft zur späteren Differenzierung der Mittelgebirgstäler bereits als „Terrassen“ bezeichnet werden (s. u. a. KÖRBER 1962). Problematisch ist diese Benennung, weil der vermittelnde Formencharakter, dem sie entsprechen, zum Teil noch flächenbildende Prozesse widerspiegelt (Breite der linearen Entwässerung, lokale Becken; ähnlich BÜDEL 1977). Dies gilt vor allem für die höheren Teile der Übergangsterrassen (vgl. weitere Diskussion). Dennoch soll dieser Begriff aufgrund seiner häufigen Verwendung beibehalten werden. Für die Darstellung in der *Abb. 31* ist dieser Umstand dahingehend zu beachten, daß die Terrassen über zum Teil inselartige Vorkommen auch lokale Becken etc. kennzeichnen (Beispiel Hofheimer Becken/tiefere Hauptterrassen; s. B III. 2.2.1).

Zunächst sollen noch einige weitere kritische Anmerkungen zum Begriff Terrasse und eine terminologische Definition erfolgen, bevor die Landschaftsdifferenzierung des jüngeren Oberpliozäns detaillierter besprochen wird.

Terminologische Problematik des Begriffs „Terrasse“, Schwierigkeiten bei der Terrassengliederung und Einführung einer erweiterten Terminologie zur Kennzeichnung ehemaliger Talböden

Je nach Autor findet eine unterschiedliche Verwendung des Begriffs Terrasse statt. Zumeist wird hiermit der Rest eines älteren Talbodens gemeint, der auf die

Zerschneidung der Ausgangsform zurückzuführen ist (u. a. AHNERT 1996). Dies kann eine Erosions- oder Aufschüttungsterrasse sein, womit morphologisch die lokale Ebenheit angesprochen wird. Bisweilen wird auch der jeweilige Aufschüttungskörper selbst als Terrasse bezeichnet (vgl. u. a. KÖRBER 1962, 19 f.). Hier wären Begriffe wie „Terrassensediment“ oder „Schotter einer Terrasse“ treffender, sofern sehr mächtige Akkumulationen nicht ohnehin eine scharfe chronologische bzw. stratigraphische Trennung von der vorangegangenen Erosion erfordern (Beispiel altpleistozäne Eintiefung und nachfolgende Verschüttung des Maintals; s. weitere Diskussion). Durch dieses variable terminologische Verständnis wird die Interpretation von Aussagen, etwa die klimatischen Rahmenbedingungen der „Terrassenbildung“ betreffend (vgl. B II. 1), erschwert, da unklar ist, auf was bzw. auf welchen Vorgang sich der jeweilige Autor bezieht. Zum Beispiel muß man sich vergegenwärtigen, daß die klimatischen Bedingungen einer Aufschüttung nicht denjenigen der Tieferlegung entsprechen müssen.

Ein weiteres Problem liegt darin, daß die Terrasse eben nur das Relikt einer ehemaligen Vorform ist. Dementsprechend erweist sich die Darstellung jeweiliger Erosions- und Akkumulationsphasen als schwierig, weil man sich hierfür auf den ehemaligen Talboden oder die Verebnung, aus der die Terrasse entstand, beziehen muß. Diese Vorform jedoch wird - soweit ich die Literatur überblicke - kaum in eine Terminologie einbezogen. Keinesfalls ist es zulässig, wie vielfach geschehen, von einer Tieferlegung oder der Aufschotterung einer Terrasse zu sprechen. Diese hat jeweilige Formungsvorgänge nur an bestimmten Stellen konserviert. Worauf bezieht sich in einer tabellarischen Darstellung die Einordnung bestimmter Terrassen? Wird hiermit die Anlage des Ausgangstalbodens (was i. d. R. gemeint sein dürfte) oder der Zeitpunkt seiner Zerschneidung definiert? Um dieser Schwierigkeit gerecht zu werden, habe ich in Anlehnung an KÖRBERs Terrassengliederung (1962) eine eigene Terminologie entwickelt, welche sich auf die jeweiligen Talböden bzw. Verebnungen bezieht und die Möglichkeit von Mißverständnissen weitgehend minimiert (*Tab. 1*). Gleichzeitig ist hierdurch eine Trennung, aber auch eine terminologische Verknüpfung von Ausgangsform und Terrasse gegeben. Im Gegensatz zu KÖRBER (1962; s. o. ⇨ Diskussion zur Anwendbarkeit des Begriffs Terrasse auf ältere Formungsphasen) möchte ich durch die Bezeichnung Übergangsebnung den oben bereits angesprochenen „vermittelnden Formungscharakter“ des jüngeren Oberpliozäns treffender kennzeichnen, wohlwissend, daß man auch hiermit den räumlichen Variationen der Erosion (Breite der tiefergelegten Bereiche etc.) nicht ganz gerecht werden kann (vgl. weitere Diskussion).

Terrassen nach KÖRBER 1962	Ausgangstalböden bzw. -verebnungen
oberer Übergangsterrasse (oÜT)	obere Übergangsverebnung (oÜV)
untere Übergangsterrasse (uÜT)	untere Übergangsverebnung (uÜV)
obere Hauptterrasse (oHT)	oberer Haupttalboden (oHTB)
mittlere Hauptterrasse (mHT)	mittlerer Haupttalboden (mHTB)
untere Hauptterrasse (uHT)	unterer Haupttalboden (uHTB)
A-Terrasse (AT)	A-Talboden (ATB)
E-Terrasse (ET)	E-Talboden (ETB)
Mittelterrassen (MT)	Mitteltalböden (MTB)
Niederterrassen (NT)	Niedertalböden (NTB)

Tab. 1: Terminologie für die Ausgangsformen jeweiliger Terrassen im nord-östlichen Mainfranken (vgl. Abb. 31)

Die Terrasse, vor allem aber auch ihr Untergrund werden in diesem Zusammenhang als komplexe Körper verstanden. Die hierfür relevanten Erosions- und Sedimentationsvorgänge werden möglichst differenziert betrachtet, um eine eindeutige chronologische und klimatische Zuordnung von Formen und Prozessen zu ermöglichen. Hierbei ist auch zu bedenken, daß die interne Gliederung einzelner Formungsphasen (komplexe Wechselfolgen von Erosion und Akkumulation, zeitlicher Verlauf) schematisch zu bestimmten Niveaus zusammengefaßt wird (Beispiel: oberer Haupttalboden bzw. obere Hauptterrasse als zugehöriges Talbodenrelikt). Dies gilt auch für die kaltzeitliche Talbildung in Mitteleuropa, wengleich dort - als vereinfachtes Resultat klimatisch bedingter Formung betrachtet - eine frühglaziale Erosionsphase einer hochglazialen Aufschotterung gegenüberstehen kann und damit relativ wenig komplexe morphodynamische Abfolgen auftreten konnten (s. BÜDEL 1977 und B II. 1). Aber selbst in dieser theoretischen Ableitung weist eine bestimmte Terrasse eine Höhenvarianz auf, die sich zum Beispiel aus der räumlichen Varianz und dem Zusammenspiel von Tiefen- und Seitenerosion ergibt. Die in diesem Kontext ebenfalls reliefwirksame Bedeutung der Hebungsvarianzen wird in den folgenden Kapiteln noch genauer betrachtet; zudem ist der komplexe interne Klimaverlauf einzelner Kaltzeiten zu berücksichtigen. Genaugenommen bestehen Formen wie die obere Hauptterrasse am Main aus verschieden hoch gelegenen, einer vereinfachten Gliederung untergeordneten Terrassen. Hinzu kommt noch, daß eigentlich sogar jeder einzelne, im horizontalen Verlauf isolierte Talbodenrest eine für sich zu betrachtende Terrasse darstellt. Im Sinne einer Schematisierung kann dieser Aspekt jedoch vernachlässigt werden, weil er einer eindeutigen, sich auf bestimmte Höhen beziehenden Argumentation nicht entgegensteht.

Die Ausgliederung bestimmter Terrassen bzw. die allgemeine Terrassengliederung wird in diesem Zusammenhang auch durch die notwendige Berücksichtigung weiterer Aspekte erschwert:

- fragliche Mächtigkeiten ursprünglicher (Terrassen-)Sedimente,
- Erreichen früher angelegter Terrassenniveaus durch mächtige Aufschotterungen jüngerer Talböden.

Dementsprechend kann es selbst zur Verschneidung von (vereinfachten) Terrassenniveaus kommen, deren Darstellung äußerste Schwierigkeiten bereitet. Hinweise auf solche Modifikationen sind natürlich äußerst wichtig, zum Beispiel für die Einstufung des Zeitpunkts von Gewässernetzumleitungen (vgl. B III. 1.3.3.2.3 ⇒ Main-Event). Dieses Problem wird allerdings dahingehend relativiert, daß derartige Aufschotterungen häufig (vielleicht sogar schon im jeweiligen Spätglazial; vgl. Diskussion in B II. 1) wieder entfernt wurden und allenfalls die Sedimentauflagen älterer Terrassen modifizieren bzw. ersetzen. Letztere bleiben in diesem Fall als früher angelegte Form kenntlich. Dadurch und im Zusammenhang mit der geringen (Rest-)Mächtigkeit von Terrassensedimenten ist im Gelände zumeist eine Terrassierung ausgebildet, welche vor allem die zeitlich aufeinanderfolgenden Erosionsphasen widerspiegelt. Dies trifft auch für das Arbeitsgebiet zu, weshalb eine vereinfachte morphostratigraphische Gliederung in bestimmte Terrassenniveaus möglich ist (s. KÖRBER 1962, u. a. 94, Abb. 6 sowie BÜTTNER 1989; vgl. SCHWARZMEIER 1982). Etwas unbefriedigend hierbei ist eben nur, daß mögliche Aufschüttungsphasen und der zeitliche Rahmen der Wiederentfernung ihrer Sedimente unberücksichtigt bleiben (müssen; s. o. ⇒ Niveauschneidung).

Für die graphische Darstellung in *Abb. 31* gilt, daß die angegebenen Höhenspannen heutige Verhältnisse inklusive der Restmächtigkeit von Schotterkörpern kennzeichnen. Dabei sei nochmals hervorgehoben, daß Letztere ja - sofern nicht später modifiziert (s. o.) - Stadien der jeweiligen Terrassenbildung darstellen. Mächtige Akkumulationen, die von KÖRBER (1962, 93 nach HOFMANN ⇒ maximale Restmächtigkeit von rd. 15 m) für den Roten Berg bei Theilheim beschrieben werden, konnten im Haßbergvorland vor allem für die älteren Terrassen bislang nicht nachgewiesen werden (vgl. weitere Diskussion). Für den Roten Berg sollte m. E. anhand von mehreren Bohrungen die unterlagernde Oberfläche des Festgesteins und ihr detailliertes Verhältnis zu den auflagernden Sedimenten festgestellt werden. Nur so kann entschieden werden, ob dort die Mächtigkeit der Terrassenablagerungen durch Faktoren wie Herabprojizierungen nicht nur vorgetäuscht wird.

Eine besondere Situation ergibt sich in Bezug auf extrem mächtige Ablagerungen. Hier stellt die Oberfläche von Aufschüttungskomplexen ein absolut eigenständiges Stadium dar, während die vorangegangene Taleintiefung isoliert zu beurteilen und einem ganz anderen Oberflächenniveau zuzuordnen ist.¹⁹²

Die Schwierigkeiten für den Abgleich mit der bisherigen Literatur ergeben sich aus diesen Überlegungen. Interessant ist in diesem Zusammenhang, daß die beschriebenen Probleme für die vorangegangene tertiäre Bildung der Gäuflächen-niveaus kaum relevant sind. Dies hängt einerseits mit der fast ausschließlichen Erhaltung bzw. Entstehung einer Schotterstreu zusammen. Andererseits scheinen mächtigere Ablagerungen eher die Ausnahme zu sein bzw. erschweren die ohnehin geringer differenzierte morphostratigraphische Gliederung nur marginal.¹⁹³

Abschließend sei die Beobachtung vermerkt, daß Terrassen meist als schmale Säume am Rand jeweiliger Täler erhalten blieben (zur Problematik ihrer Interpretation s. auch SPÄTH 1973, 107). Im Gegensatz hierzu sind durch Flächenreste gekrönte Vollformen, die bei der dominant selektiven Flächentieferlegung entstanden, viel weiter gestreut. Abweichungen von dieser „Regel“ können zum Beispiel mit großdimensionierten lokalen Ausraumzonen der frühen Talbildung zusammenhängen (vgl. weitere Diskussion), deren weitere Zerschneidung ebenfalls isolierte, punktuelle Hochgebiete verursachte.

Hier kann letztlich der Bogen zu einem weiteren interessanten, noch nicht endgültig zu beurteilenden Phänomen geschlagen werden (vgl. auch B III. 1.3.3.1). Für die heute zu beobachtenden Terrassen ist häufig eine leichte Abdachung in Richtung Vorfluter zu erkennen, wobei die Verebnungen in der Luft ausstreichen. Horizontal lagernde Terrassensedimente werden zum Teil deutlich gekappt.¹⁹⁴ Dies entspricht einer Überformung oder Modifikation der Talbodenreste, die bislang weder in quantitativer noch chronologischer bzw. morphostratigraphischer Hinsicht abschließend geklärt wurde. Sofern hier nicht eine konvexe Zurundung (bei der Bildung) von „Terrassenkanten“ mit Beeinflussung der oberhalb anschließenden Terrassenoberfläche vorliegt, dürfte es sich bei diesen Abdachungen um ehemalige Fußflächen(-bestandteile) handeln, die auf jeweilige Talböden eingestellt waren (vgl. u. a. SEMMEL 1985). Daß Letzteres nicht die allgemeine Regel ist, zeigt allerdings *Abb. 33*, wo die absolut horizontale Ausrichtung einzelner Terrassen deutlich wird.

Das partielle Auftreten flußbegleitender Fußflächenrelikte hängt mit der fortschreitenden Einengung der Erosion, der hieraus resultierenden zunehmenden Beteiligung von Vollformen bzw. steilen Hängen und der immer stärkeren Reliefenergie zusammen. Im Gegensatz hierzu steht die ältere Flächenbildung, die sich (tendenziell!) durch isolierte, zum Teil mit Fußflächensäumen versehene Aufsitzer auf breiten Flächen auszeichnete. Durch Fußflächengenesen überformte bzw. modifizierte Terrassen können eine Terrassengliederung dahingehend komplizieren, daß einzelne Terrassen in einen genetischen Kontext mit Talböden treten können, von deren Bildung sie in morphostratigraphischer Hinsicht getrennt werden müssen.

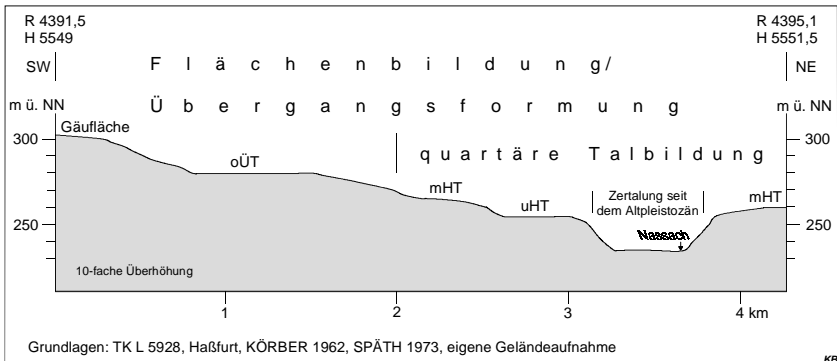


Abb. 33: Profil 4 - Nassachterrassen im Vorland der Haßbergstufe (zur Lage des Profils vgl. Abb. 2)

Grundlegende Überlegungen zur Morphostratigraphie der Übergangs- und Hauptterrassen im Obermaintal, im oberen Mittelmaintal und in der Stufenrandenke

KÖRBER (1962) vermutet, daß die einzelnen Niveaus der Verebnungen und fluviatilen Terrassen östlich der Keuperstufe stark ansteigen. Im Gegensatz hierzu kann zum Beispiel nachgewiesen werden, daß dortige Altrelieffeste um bzw. etwas oberhalb von 300 m ü. NN dem Stockwerk der Hauptgäufäche entsprechen und keinesfalls die Haupt- oder Mittelterrassenniveaus des Obermaintals darstellen (s. B III. 1.3.3.1, Abb. 16). Die Flächenbildung betreffend zieht DÖRRER (1970) vergleichbare Schlüsse aus der Entwicklung des Steigerwalds. Demnach ist die Abdachung der einzelnen Niveaus in weiten Teilen des Keuper-Lias-Berglands geringer als bislang vermutet, so daß die bisherige morphostratigraphische Zuordnung im oberen Mittelmaintal und Obermaintal (KÖRBER 1962) zu revidieren bzw. zu verfeinern ist. Die meisten der dortigen Niveaus müssen in ihrer Grenzziehung tiefer gefaßt werden, sofern sie nicht ohnehin umzubenennen sind (s. u.). Daraus ergibt sich etwa im obersten Mittelmaintal (und im übertragenen Sinn für das Haßbergvorland) u. a. eine differenziertere Gliederung der Übergangsterrassen, die eine größere Höhenspanne umfassen (Abb. 31; vgl. B III. 1.3.3.1, 1.3.3.2, 2.2.2). Erst mit zunehmender Annäherung an die Wasserscheiden bzw. viel weiter mainaufwärts steigen die Niveaus deutlich - und den bisherigen Ausführungen entsprechend dann auch stärker als von KÖRBER (1962, Beilage: Längsprofil des Mains) rekonstruiert - an. Das hiermit verbundene Konvergieren der Terrassen zeigt gleichzeitig, wie ungünstig Bezeichnungen wie „60m-Terrasse“ (s. u. a. SPÄTH 1973) sind.

Trotz dieser Kritik wurde die etablierte Terminologie KÖRBERs (1962, in Anlehnung u. a. an BÜDEL 1957) bei der Revision weitgehend beibehalten und auf die Stufenrandsenke übertragen. Abgelehnt werden die Termini „Wolpersreuther Terrasse“, „Eltschig-“ und „Sassendorfer-Niveau“, die KÖRBER für das Stufenrückland definiert hat. Wie oben abgeleitet, können entsprechende Altreliefs in die Abfolge der Gäuflächenniveaus eingeordnet werden.

Die frühe Entwicklung der „Terrassenlandschaft“ im Vorland der Haßbergstufe und ihr Verhältnis zur Maintalgenese

Die obere Übergangsverebnung (oÜV; vgl. *Abb. 31, Tab. 1, Abb. 33*) war - vor allem bezogen auf das Mainfränkische Keuperstufenvorland und im Hinblick auf die Erosionsphasen - das Resultat einer anhaltend flächenhaften Tieferlegung in einem warmen, trockeneren Klima.¹⁹⁵ Ihre Entstehung stand damit in der Tradition der finalen Gäuflächenphase (*Abb. 9*; zur Sedimentation s. weitere Erläuterungen). Auch der Faktor Paläoreliefinfluenz könnte bereits eine zunehmende Rolle gespielt haben. Im Rückland der Haßbergstufe ist für ihre Entstehung eine deutlich stärkere, lineare Konzentration der Erosion erkennbar, so daß hier bereits talartige Formen vorherrschten. Die oben bereits angedeutete räumliche Komplexität der Übergangsformung zeigt also einen Zusammenhang mit dem lithologischen Inventar (härtere Sandsteinserien im Keuper-Lias-Bergland bzw. Stufenrückland).

Die oÜV stellt im Untersuchungsraum das vermutlich spätreuverzeitliche Bindeglied zur vermittelnden Übergangsformung des späten Oberpliozäns dar und entspricht gleichzeitig deren früher Formung (vgl. u. a. auch BÜDEL 1977). Durch diesen Kontakt zur eigentlichen Flächenbildungszeit erlangt sie in morphostratigraphischer Hinsicht eine ganz besondere Stellung. Ihr Charakter (⇒ deutliche Einengung) zeigt einen Zusammenhang mit tektonischen Aktivitäten im Untermaingebiet, die bereits für das spätestens zum jetzigen Zeitpunkt erfolgte Main-Event verantwortlich gemacht wurden (B III. 1.3.3.2.3; vgl. EMMERT 1975). Die räumliche Restriktion der oberen Übergangsverebnung deutet dabei wohl auf eine forcierte Tektonik hin. Die Ausgliederung der Hauptgäufläche bzw. ihres Niveaus als deutlich erkennbares Verebnungsstockwerk resultiert aus diesem Wandel der Rahmenbedingungen und könnte mit Phänomenen wie der Rejuvenation von tektonischen Schwächezonen zusammenhängen (vgl. B III. 1.3.3.2.3).¹⁹⁶

Diese aus der Formung und den Ergebnissen der Paläoökologie abgeleitete Deutung muß in weiteren multidisziplinären Untersuchungen (Sedimentologie etc.) abgesichert werden. Allerdings bin ich im Gegensatz zu KURZ (1988) der Ansicht, daß die bisherigen Erkenntnisse sowohl über die Wernfelder Schotter des Mittelmaintals (oÜT, KURZ 1988) als auch die Ablagerungen im Arbeitsgebiet (schlechte

Zurundung, Beteiligung von Blockwerk, gute Erhaltung) die Zuordnung der Sedimentation zu einem warmen, relativ trockenen Klima durchaus ermöglichen.

Oberhalb von Wülfingen (Todsberg, 286 m ü. NN, Lage am Schnittpunkt von Stufenrandsenke und Maintal) weisen die aus lokalem und überregionalem Material¹⁹⁷ zusammengesetzten Schotter der oÜT folgende Rundungscharakteristik nach REICHEL auf, die einer typischen Ablagerung warm-arider Prägung entspricht: 14 % kantig, 51 % kantengerundet, 31 % gerundet, 4 % stark gerundet. Noch geringere Werte ergeben sich für die lokalen Grobsedimente auf den entsprechenden Formenrelikten der Stufenrandsenke. Ein Beispiel ist die Anhöhe westlich Rügheim bei 289 m ü. NN mit 30 % kantig, 52 % kantengerundet, 18 % gerundet, 0 % stark gerundet.

KURZ vermutet kaltzeitliche Verhältnisse für die Schotterablagerung der oberen Übergangsverebnung, da Blockwerk bis 1 m Ø im Sedimentverband der Wernfelder Schotter horizontal orientiert sein soll. Er erklärt dies durch einen Eisschollentransport und darauffolgendes Austauen der Blöcke.¹⁹⁸ In der Figur 35 (in: KURZ 1988, 182) ist im Gegensatz zur Angabe des Autors jedoch erkennbar, daß auch Blockwerk (> 200 mm Ø) durchaus nicht nur horizontal eingeregelt ist. Außerdem könnte eine partiell horizontale Einregelung auch durch kurzzeitige Kälteminima erklärt werden. Diese wären als erste Hinweise auf den bevorstehenden Klimaumbruch zum Eiszeitalter zu deuten. Zudem ist zu beachten, daß die Tieferlegung der oberen Übergangsverebnung bzw. ihrer untergeordneten Niveaus (s. o., Definition des Begriffs Terrasse) nicht in einem identischen Klima wie die Sedimentation erfolgt sein muß. Es ist in diesem Zusammenhang nicht auszuschließen, daß die finale Ablagerung der oÜV bereits im kühleren Prätegelten stattfand. Ich halte dies aber vor allem dann für unwahrscheinlich, wenn diese Sedimentation die tiefstliegenden Reste der Hauptgäufäche (bzw. ihrer Pendants) erreicht hat, weil dort eindeutige sedimentologische Zeugen warm-ariden Klimas vorliegen (vgl. B III. 1.3.3.2.3). Geht man von einer komplexen Wechselfolge Erosion-Akkumulation aus, sind - im Rahmen der oben durchgeführten paläoklimatischen Interpretation der Eintiefung - Klimafluktuationen am ehesten für die jüngsten Sedimente der in sich differenzierten oÜV vorstellbar. Dementsprechend ist es vielleicht vorstellbar, daß eine sehr frühe Aufschotterung zu Beginn der Genese der oÜV das Niveau der Hauptgäufäche erreicht hat. Last but not least stellt sich die Frage, ob die Blöcke aus älteren Sedimenten und somit von höheren Reliefpositionen der unmittelbaren Umgebung in den Vorfluter der oÜV herabprojiziert wurden. Dies könnte nämlich die horizontale Ausrichtung durch ein Absinken auf den damaligen Talgrund ebenfalls erklären.

Die *jüngere Bildung der Übergangsverebnungen* (uÜV)¹⁹⁹ und die *Anlage des oberen Haupttalbodens* (oHTB) im Zeitraum Prätegelten/Tegelen entsprechen dem Kernbereich der spätoberpliozänen Übergangsformung (vgl. u. a. BÜDEL 1977 und

Abb. 31, Tab. 1, Abb. 33). Dieser vermittelte schließlich endgültig zwischen der tertiären Flächenbildungszeit und der quartären Talbildung durch eine verstärkte Einengung der tiefergelegten Bereiche und erfolgte unter Beteiligung forcierter Klimafluktuationen mit einer dementsprechenden Abkühlungstendenz (Abb. 9). Eine genaue paläoklimatische Zuordnung kann noch nicht erfolgen und müßte auch kurzzeitige Kälteminima etc. berücksichtigen (vgl. B II. 1, dort auch umfassende Literaturangaben).

Auffällig ist lokal eine leicht zunehmende Rundung der abgelagerten Grobsedimente (> 20 mm Ø, s. STÄBLEIN 1970), die NW Zeil auf der uÜV (271 m ü. NN) sogar bei einer ausschließlichen Beteiligung lokalen Materials (Burgsandstein, Coburger Bausandstein, Schilfsandstein) auftritt und vermutlich mit paläoklimatischen Parametern korreliert (Abkühlung).²⁰⁰

Die oben angegebene, vereinfachte morphographische Beschreibung gilt vor allem mit Blick auf die Stufenrandsenke bzw. bei einem überregionalen Vergleich Mainfrankens, weil dann die Gebiete anstehender toniger Gesteinsereien besonders ins Auge fallen. Der vermittelnden morphologischen Dynamik entsprechend wurden beispielsweise die betreffenden (tiefergelegten) Formen im näheren Haßbergvorland, wo vor allem weiche Tonsteine anstehen, noch durch eine relativ große Ausdehnung ebener Vorfluterbereiche geprägt (vgl. Abb. 31 und dortige Literaturangaben). Die etwa in den östlich hiervon gelegenen Haßbergen früher auftretende linear-erosive Einengung ist hingegen, wie im Verlauf der Diskussion schon häufig beschrieben, auf die morphologische Wirkung der Keuper-Lias-Sandsteine zurückzuführen.²⁰¹ Auch in den Zubringern der Stufenrandsenke und des anschließenden heutigen Maintalbereichs setzte sich der zum Teil schon früher angedeutete talartige Charakter bei fortschreitender Eintiefung immer mehr durch. Damit ist wiederum die Abhängigkeit von der geologischen Struktur (Gesteinhärte, Kluftadaptation etc.) ganz eindeutig ableitbar und wird im überregionalen Vergleich zum Beispiel durch weite Becken in Tongesteinen oder anhand von durch quarzitisches Sandsteine verursachten Talengen deutlich (selektive Erosion, Modifikation der klimamorphologischen Tendenz; vgl. auch KÖRBER 1962, MÜLLER 1996).

Die höheren Haupttalböden leiteten, nicht zuletzt auch bedingt durch die Erhöhung der Reliefenergie während der Abtragung (fortschreitende Akzentuierung der Linearerosion), zu einer prägnanten, generell dominierenden Talbildung bzw. Zertalung des frühen Quartärs über (s. B III. 2.2.1; „Dominanz“ verstanden i. S. eines allgemeinen bzw. übergeordneten Durchsetzens der neuen Formungstendenz). Je nach dem regionalen Blickwinkel entsprach die Erosion zur Anlage des oberstpliozänen oHTB entweder schon der akzentuierten Talbildung wie in Teilen des Maintals (vgl. hierzu KÖRBER 1962) oder erinnert stärker an die flächenhafte Tieferlegung (Breite der Erosion; zur modifizierenden Wirkung der Sedimentation s. weitere Diskussion).

Letzteres trifft auf den südlichen Teil der Stufenrandsenke zu, wo die obere Hauptterrasse vor allem in der Umgebung von Mechenried nachweisbar sind (vgl. auch *Abb. 31*). Trotz dieser Problematik werden auch hier die Begriffe Terrasse und Talboden benutzt (vgl. oben durchgeführte Definitionen).

Dementsprechend war die häufig diskutierte Gleichzeitigkeit von Flächen- und Talbildung insbesondere ein Phänomen des ausgehenden Oberpliozäns und - mit hervortretender Gewichtung der Zertalung - des darauffolgenden Ältestpleistozäns.²⁰² Dies gilt nicht ausschließlich, weil Phänomene wie muldenartige Zubringer ja auch während der Flächenbildungszeit im Bereich von Hochgebieten auftraten. Die weitere Forschung muß zeigen, ob diese mehr aus regionaler Sicht gewonnenen Ansichten auf andere Räume übertragbar sind.

Die vorgenommene *chronologische Einstufung und paläoökologische Bewertung* der ältesten „Mainterrassen“ ergibt sich vor allem aus folgenden Überlegungen:²⁰³

- Parallelisierung der Übergangsterrassen/Übergangsverebnungen am Main mit den Kieseloolithterrassen (P1-3 nach BIBUS 1980) bzw. deren von mir als P1-3V (erebnungen) definierten Ausgangsformen am Mittelrhein (KURZ 1988),
- zeitliche Einstufung des tR1T (nach eigener Definition = zur tR1 zerschnittener Talboden) am Mittelrhein in den Zeitraum Prätegel/Tegelen (vgl. LIEDTKE 1990) und dessen Korrelation mit dem oHTB der beginnenden Maintalentwicklung,
- Korrelation der A-Terrasse des Mains mit der tR4 am Mittelrhein; entsprechend Gleichsetzung der Maintalverschüttung mit dem später zur tR4 zerschnittenen Sedimentkörper, der wiederum der Akkumulation des Hauptmosbachs im Untermaingebiet entspricht (SEMMEL 1994; vgl. B III. 2.2 und BIBUS 1980, KURZ 1988).

Diese Beurteilung ist übrigens auch mit der unterschiedlichen Magnetisierung der Sedimente vereinbar, die u. a. HANTKE (1993) mit geomagnetischen Epochen abgeglichen hat. Obwohl diese Methodik noch nicht ausgereift ist und erst bei einer umfangreicheren Datenbasis detaillierte Ergebnisse verspricht, kann sie bereits als zusätzliche Absicherung der klassischen Analytik verwendet werden.

Die *Hochgebiete* wurden im jüngeren Oberpliozän im Zuge der anhaltenden Erhöhung der Reliefenergie etwas stärker betont, ohne daß Stufenrückverlegung eine erwähnenswerte Rolle spielte (s. bisherige Diskussion). Einzelne Bereiche der lagekonstanten Stufen im nordöstlichen Mainfranken (Beispiel mittlere Haßbergstufe bei Manau sowie Schilfsandsteinvorstufe NW Krum) sind erst jetzt deutlich vom Vorland abgesetzt worden. Auf die Möglichkeit einer jeweiligen Verminderung der Reliefenergie durch phasenhafte Sedimentation, die weitere Detailanalysen erfordert, sei an dieser Stelle hingewiesen.²⁰⁴ Darüber hinaus sind natürlich auch fortlaufende

Ablagerungen zu bedenken, die sich aber als Durchgangsaufschüttung nicht oder nur wenig auf die Reliefformung auswirkten.

Zusammenfassend ergibt sich, daß die Eigenständigkeit des jüngeren Oberpliozäns insbesondere das Resultat eines überleitenden, zwischen dem Tertiär und dem Eiszeitalter vermittelnden Klimas ist, aber auch durch Faktoren wie Paläorelieffluenz leicht beeinflußt wurde. Dabei ergibt sich dieser klimatische Übergangscharakter vor allem aus einer ersten Abkühlung - die allerdings noch nicht das Ausmaß der späteren Periglazialzeiten erreichte - und deren Wechsel mit warmen, relativ trockenen Zeiten, die noch an das aridere Flächenbildungsklima im ausgehenden Tertiär erinnern. Eine Bedeutung der Hebungsgeschichte kann insbesondere für die Genese der ältesten Verebnungen, die zum Teil auch bereits talartigen Eintiefungen entsprachen (oÜV), nachgewiesen werden.

Die Fußflächen an der Haßbergstufe

Der zur Zeit der Hauptgäufäche noch weitgehend undifferenzierte Fußflächensaum an der Haßbergstufe - Besonderheiten wie der nördlichste Stufenteil oder die Schilfsandsteinstufe im Süden wurden erwähnt (B III. 1.3.3.1) - wurde bereits in frühen Phasen des jüngeren Oberpliozäns deutlicher differenziert (vgl. *Abb. 28*).

Der Ausdehnung und Tieferschaltung der Übergangsverebnungen entsprechend wurden die Fußflächen an der südlichen und mittleren Haßbergstufe meist weiterhin ohne nachweisbare Differenzierung flächenhaft tiefergelegt (vgl. B III. 3.3 zur regionalen Fußflächengese und *Abb. 31*). In diesen Gebieten griff das Hauptvorfluterniveau noch relativ weitgespannt bis zum Stufenfußbereich vor. Die spezielle, räumlich hiervon isolierte Lage im Rückland der vorgelagerten Schilfsandsteinvorstufe äußerte sich etwa in der Anlage des Krumbachs als südlich gerichtete Entwässerungslinie (vgl. B III. 1.3.3.1), durch die wiederum die Dynamik der Fußflächenentwicklung beeinflußt wurde (*Abb. 29*). Vermutlich spielten Prozesse wie eine Unterschneidung von Hangbereichen in Schichtfallrichtung eine Rolle.

Hingegen ist am Großen Haßberg (Raum Eichelsdorf bis Nassach) eine einsetzende Reliefformung der Fußflächen erkennbar, die lokal als beginnende Zermuldung (Michetal SE Nassach) und partiell als Einengung ihrer flächenhaften Tieferschaltung (N Friesenhausen) zu bezeichnen ist und ursächlich an die Ausdehnung des flächenhaft tiefergelegten Hauptvorfluterniveaus gebunden war (vgl. *Abb. 31*). Hiermit können die Ergebnisse von SPÄTH (1973, 35) zur Fußflächengese („kaltzeitlich überprägtes, zertaltes Glacis“) deutlich verfeinert werden (vgl. auch weitere Diskussion, vor allem B III. 3.3).

Diese Tendenz der Formung setzte sich leicht verstärkt im Verlauf der nachfolgenden Eintiefung der Haupttalböden fort (Forcierung der Zertalung, Einengung der tiefergelegten Fußflächenbereiche), um schließlich während der alt-

pleistozänen, forcierten Taleintiefung von einer endgültigen Flächendestruktion abgelöst zu werden, die wiederum allenfalls flußbegleitende Kryofußflächen aufwies.²⁰⁵ Mit der Zergliederung bzw. Zertalung der Fußflächen wird nochmals der selektive Charakter der Formung deutlich, indem einhergehend mit diesem Formungsvorgang etwa lokale Adaptationen an die Corbula-Bank entstanden, während die Tongesteine verstärkt erodiert wurden (Beispiel Umgebung von Rottenstein; forcierte strukturelle Adaptation unter Berücksichtigung relativer Härteunterschiede).

Die Einflußnahme der Sedimentation (zwischenzeitliche Aufschüttungsphasen etc.) auf den Reliefcharakter ist, wie bereits abgeleitet, ein schwierig zu beurteilendes Phänomen und sollte für die oben abgeleitete Paläomorphographie berücksichtigt werden.

2.2 Quartäre Reliefentwicklung

Die quartäre Formung Süddeutschlands resultierte vor allem aus den veränderten Klimaten des Eiszeitalters. Für die Periglazialzeiten sind eine (mindestens) dominierende Zertalung der Landschaft und die hiermit verbundene Entwicklung von Terrassen (morphologische Form und entsprechende Sedimentkörper) charakteristisch, während die Warmzeiten insgesamt eine Formungsruhe kennzeichnete (s. BÜDEL 1977).²⁰⁶ Die bisherige Formung war noch nicht durch eine (generell) dominierende Zertalung bzw. Talbildung geprägt worden, weil a) flächenhafte Tieferlegung partiell bzw. gebietsweise angehalten hatte und damit eine weiterhin hohe morphologische Bedeutung aufwies (B III. 2.1) sowie b) die Reliefenergie noch keiner Bildung ausgeprägter Täler entsprach. Die frühen Haupttalböden (oHTB) können hier als vermittelndes Element aufgefaßt werden (s. o.; obere Hauptterrasse als Indikator räumlicher Varianz; vgl. *Abb. 31, Tab. 1*).

Diese klimatisch bedingte Formungstendenz wurde überlagert von tektonischen und eustatischen Phänomenen, so daß die morphologischen Sequenzen zum Teil eine hochkomplexe Steuerung aufwiesen (vgl. u. a. SEMMEL 1994 und theoretische Überlegungen in Kapitel B II. 1). Zum Beispiel wurden die für weite Teile des Maintals nachweisbaren, mächtigen Aufschotterungen im Warmzeitkomplex des Cromers durch eine spezielle Tektonik verursacht.²⁰⁷ Darüber hinaus ist natürlich zu berücksichtigen, daß absolute oder relative Landhebung generell als Grundlage jeder Erosion fungiert. Hier sei nochmals darauf verwiesen, daß die Terrassenentwicklung keine tektonisch induzierten Wechsel von Tiefen- und Seitenerosion (vgl. u. a. AHNERT 1996) benötigt (s. B II. 1). Vielmehr ermöglicht allein die kaltzeitlich-fluviatile Dynamik eine direkte Tieferlegung breiter Flußsohlen, wobei Tieferhaltung und Lateralerosion einen morphodynamischen Komplex darstellen (BÜDEL

1977, dort auch Hinweise auf eine modifizierende Seitenerosion im Hochglazial). Trotz dieser Komplexität kann abschließend resümiert werden, daß die steuernde Wirkung durch den klimatischen Wandel in vielen Fällen abgeleitet werden kann.²⁰⁸

Im Zuge der Zertalung und ergänzender hangdynamischer Prozesse, die sich in geringerer Intensität auch abseits der großen Täler vollzogen haben (Althänge in Wasserscheidenbereichen; vgl. B III. 3.2), wurde die Reliefenergie im nordöstlichen Mainfranken deutlich erhöht und die strukturelle Prägung der Landschaft verstärkt (Hangneigungen, Schichtadaptationen, Stufendefinition etc.). Phasenhafte, in Bezug auf die Vergrößerung der Reliefenergie kontraproduktive Akkumulation muß für die Formung als modifizierender Aspekt beachtet werden (Aufschotterungen, äolische Akkumulation). Eine morphologisch bedeutende Stufenrückverlegung ist nicht festzustellen (etwas abweichend: SPÄTH 1973). So entstanden - sofern nicht bereits früher angedeutet - gestufte Hangprofile durch den bevorzugten (selektiven) Abtrag von Tongesteinen, während Sandsteine durch ihre Resistenz geringere Erosionsraten bewirkten.²⁰⁹ Da die Hänge im Keuper-Lias-Bergland eine starke Gesteinsdifferenzierung aufweisen, haben sich hierbei zum Teil sehr engräumige Differenzierungen entwickelt. Die Zuordnung dieser selektiven Abtragung zu kaltzeitlichen Prozessen läßt sich exemplarisch an der südlichen Haßbergstufe (Dornbuschberge) nachvollziehen. Dort sind Verflachungen am Stufenhang als Sporne erhalten, welche die obsequenten Täler bzw. Talsysteme der Schichtstufe trennen. Da diese zumindest weitgehend ein Resultat der kaltzeitlichen Morphodynamik sind, ist die Hangtreppe im Quartär erst angelegt oder (ausgehend von arider Hangstrukturierung; vgl. u. a. BLUME 1971) forciert worden.

SPÄTH (1973; vgl. KURZ 1988) beschreibt in diesem Kontext allgemeine Züge der (selektiven) kaltzeitlichen Formung, überschätzt dabei aber ihre Wirksamkeit gegenüber der älteren Flächenbildung. M. E. ist ein sehr viel höherer Erhaltungsgrad von Altreliefs zu konstatieren (vgl. u. a. B III. 2.3). Darüber hinaus wurde ja auch schon betont, daß bereits zur Flächenbildungszeit und erst recht während der vermittelnden Übergangsformung eine strukturelle Prägung der Hochgebiete bestand. Ein weiteres modifizierendes Element der quartären Formung ist die äolische Dynamik, die über Erosion und Sedimentation (Dünenbildung etc.) Einfluß genommen hat (s. u. a. BUSCHE et al. 1989).

2.2.1 Frühes Eiszeitalter - der endgültige Umbruch zur dominierenden Zertalung im Ältestpleistozän

Der Zertalungscharakter rückte im Ältestpleistozän des Arbeitsgebietes durch die fortlaufende Haupttalebodenentwicklung immer stärker in den Vordergrund.²¹⁰ Dies entspricht einer überregionalen Formungstendenz, für die die *tieferen Haupt-*

terrassenniveaus am Main²¹¹ mit den tR 2-3 am Mittelrhein (BIBUS 1980) korreliert werden können (Abb. 9; vgl. chronologische Korrelationen in B III. 2.1).

Im südlichen Teil der Stufenrandsenke wurde das zur Zeit des oberen Haupttalbodens ebene, undifferenzierte Hauptvorfluterniveau durch die Einarbeitung der tieferen Haupttalböden gekammert. Reste der mittleren und unteren Haupttalböden (mHT, uHT) finden sich heute zum Beispiel zwischen Römershofen und Rügheim als Randhöhen östlich der Nassach (vgl. Abb. 31). Bereits während der Tieferlegung des mHTB wurden einzelne Bereiche des ehemaligen oberen Haupttalbodens (oHTB) als Hügel herausgearbeitet (Beispiel SE Sylbach). Diese Tendenz wurde gegen Ende der Haupttalbodenbildung forciert. Bezugnehmend auf das tiefste (erosive) Niveau des uHTB war somit im jüngeren Ältestpleistozän eine (leicht) akzentuierte Tallandschaft ausgebildet (⇒ frühe Entwicklungsstadien des heutigen Talreliefs), in der nur noch lokale und gleichzeitig gering dimensionierte Flächen in weichen Tongesteinen bestanden (vgl. zu dieser Thematik auch BRUNOTTE & GARLEFF 1989, GARLEFF 1989, GARLEFF & KRISL 1997). In der Umgebung von Hofheim zum Beispiel war zu dieser Zeit noch ein sehr ebenes Becken ausgebildet (Abb. 31). Auslaugungen im Gipskeuper (vgl. SPÄTH 1973, 36) dürften hierfür aufgrund des kaltzeitlichen Permafrosts kaum eine Rolle spielen. Der während der Genese des oberen Haupttalbodens noch breite, relativ undifferenzierte Bereich zwischen Hofheim i. Ufr. und Haßfurt war somit zur schwach zertalten Depression umgeformt worden (Abb. 31). Dieser Umstand ist auch daher erwähnenswert, da sich die Zertalung selbst in Arealen dominierender Tongesteine etablierte, in denen noch im Pliozän eine warmaride Flächenbildung stattgefunden hatte.²¹² Für die Hochgebiete ist eine mögliche Anlehnung an dünne, nun aber zum Teil resistente Steinmergelbänke²¹³ oder auch ältere Sedimentauflagen und Krustenbildungen, die als harte Bank fungieren können (vgl. u. a. BRUNOTTE 1987), zu berücksichtigen.²¹⁴ Flache Wellen entstanden auch in homogenem Tongestein, was die stark selektive Formungstendenz in den Kaltzeiten aber nur modifizierte (vgl. auch B III. 2.2.2 und TWIDALE & MILNES 1983).²¹⁵ Vielmehr begünstigte die ohnehin linear-erosive kaltzeitliche Erosion die Herausarbeitung von früher nicht reliefwirksamen, auch geringmächtigen harten Bänken (s. B III. 1.3.3.1), was sich übrigens auch auf die Formung im Bereich der Fußflächen auswirkte (s. weitere Diskussion). Im Kontext mit der Zertalung wurde auch die Schilfsandsteinvorstufe zunehmend inwert gesetzt. Die lineare Erosion wird damit durch ein Zusammenwirken der klimamorphologischen Prägung (Eisrinde; s. BÜDEL u. a. 1977) und der paläoklimatisch bedingten Zunahme harter Gesteine verursacht.

Inwiefern dieser morphologische Charakter durch zwischenzeitliche und/oder abschließende, heute im Haßbergvorland nicht mehr nachvollziehbare mächtige Aufschotterungen verändert wurde (Verminderung der Reliefenergie), ist eine nur in Ansätzen zu klärende Frage (s. weitere Hinweise; vgl. hierzu auch KÖRBER 1962). In

den Aufschlüssen der Ziegeleitongrube Rügheim befinden sich nach GARLEFF & KRISL (1997, 218), ausgehend von einer 15 m über dem heutigen Talgrund liegenden Basis (Beginn des unterlagernden Anstehenden), eine 4 m mächtige liegende fluviatile Aufschüttung und eine 5 m mächtige hangende Lössschicht (s. hierzu auch RÖSNER 1988, SCHRÖDER 1976). Im Gegensatz zur bisherigen Auffassung handelt es sich aber nicht um rißzeitliche Schotter, sondern um die viel ältere, ältestpleistozäne Aufschotterung des uHTB, die hier fast bis zum Niveau der mHT reichte (s. *Abb. 31*). Dieser Rückschluß ergibt sich eindeutig, wenn man die morphostratigraphische Gliederung des Obermaintals in den südlichen Teil der Randsenke weiterverfolgt. Im Zusammenhang mit dieser Aufschotterung trat eine abschließende Verringerung der Reliefenergie auf. Bezüglich der chronologischen Einordnung des Lösses ist man bisher davon ausgegangen, daß dieser einzelne eiszeitliche Stadien seit dem Rißhochglazial repräsentiert (GARLEFF & KRISL 1997; vgl. SCHRÖDER 1976 nach STREIT: wärmzeitlich). GARLEFF & KRISL (1997) erkennen einen kryogenen diapirartigen Durchbruch der Terrassenschotter, der durch die nachfolgenden Lösses „gekappt“ wird. Die äolischen Sedimente selbst sollen durch eine tiefliegende eemzeitliche Parabraunerde, einen etwas höheren altwärmzeitlichen Bleichhorizont und abschließende, durch Verbraunung überprägte Straten charakterisiert sein. Da die Datierung der Schotter nun aber ein viel höheres Alter ergibt, bleibt derzeit auch das Alter des hangenden Lösses unklar. Theoretisch ist nicht einmal auszuschließen, daß hier äolische Morphodynamik seit der ausgehenden Donau-Kaltzeit (Ältestpleistozän, uHTB-Anlage) eine Rolle spielt.

Mit der Flächendegeneration (vgl. u. a. Charakter des oHTB in der Randsenke) wird deutlich, daß die strukturelle Landschaftsprägung bereits im frühesten Quartär deutlich forciert worden war. Dabei war der Reliefcharakter der Randsenke, bedingt durch die relativ geringe Eintiefung in das Ausgangsrelief und die weichen Gesteine, allerdings noch sehr flachwellig. Hingegen ist der Eindruck einer Strukturlandschaft im überregionalen Vergleich aufgrund der zunehmenden Taleintiefung in die begleitenden Hochgebiete (Kissingen-Haßfurter Höhenzug), der zunehmenden Prägnanz des Maintals und der stärkeren Einengung der erodierten Bereiche in härteren Gesteinen (Stufenrückland) stärker.

Der allgemeinen Formungstendenz entsprechend wurde auch die flächenhafte Tieferlegung der Fußflächen an der Haßbergstufe - die mit den allgemeinen erosiven Phasen zeitlich korrelierte - bis zum Ende der Haupttalbodenbildung räumlich weiter begrenzt (s. *Abb. 28*; vgl. zu dieser Thematik u. a. BRUNOTTE 1986).²¹⁶ Diese Einengung war allerdings bereits zur Zeit des oberstpliozänen oHTB weitestgehend vollzogen (vgl. B III. 2.1). Deutlich wird dies in *Abb. 31* durch die Bereiche, in denen die Haupttalböden im Vergleich zu den Übergangsverebnungen nicht mehr bis zum Fußbereich der Haßbergstufe vorgreifen (vereinfachte Darstellung, Details s. B III.

3.3). Die Fußflächentieferschaltung beschränkte sich (weiterhin) auf Partien weicher Tonsteinareale (vgl. SPÄTH 1973) und ähnelt damit in ihrem grundlegenden Charakter der lokalen Flächenbildung des Ältestpleistozäns. Allerdings kam es im Kontext mit der klimamorphologischen Variabilität bis zum Ende des Ältestpleistozäns zu einer immer stärkeren strukturellen Adaptation (Spornbildung etc.), so daß die Fußflächen zum Teil räumliche Umorientierungen vollzogen. Dieses Phänomen deutete sich schon im jüngeren Oberpliozän an und betraf in ähnlicher Weise ja sogar die ältere Fußflächenentwicklung (vgl. u. a. B III. 3.3). An der nördlichen Haßbergstufe wurden die Fußflächen zunehmend zertalt, wobei der Zerstörungsgrad allerdings aufgrund der Nähe zur Happertshausener Wasserscheide bis heute relativ gering ausgefallen ist.²¹⁷

Dem Paläoklima entsprechend könnte man - in Anlehnung an BRUNOTTE (1986) - die lokale Weiterbildung der Fußflächen als „Kryoparapedimentation“ bezeichnen, sofern man den Terminus Parapedimentation verwenden möchte. Die entsprechenden Kryoparapedimente wären dann terminologisch als Sonderform der Kryopedimente aufzufassen. Hier soll aus bereits genannten Gründen (aber mit Betonung der flächenhaften Tieferlegung) der Begriff Fußfläche oder, in diesem Fall übertragend, Kryofußfläche angewandt werden (vgl. Termini in B III. 1.3.3.1).

Der beschriebene (allgemeine) Formungscharakter ist auf die starke Temperaturreduktion im frühesten Quartär (Donau) zurückzuführen (⇒ kaltzeitliche Talbildung; vgl. B II. 1 und *Abb. 9*, dort auch entsprechende Literaturverweise). In der nachfolgenden Waal-Warmzeit herrschte Formungsruhe.

Obwohl die Talbildung damit bereits im ältesten Quartär dominierte und sich im Vergleich zum späten Oberpliozän generell durchgesetzt hatte, wurde die radikale Zertalung des frühen Altpleistozäns noch nicht erreicht (vgl. Diskussion im nächsten Kapitel). Neben klimatischen Ursachen (stärkere Abkühlung in der Günz-Kaltzeit) dürfte die entsprechende lokale Beteiligung von Ebenheiten im Ältestpleistozän (s. o.) auch auf den Faktor „Formenvererbung in weichen Gesteinen“ zurückzuführen sein (vgl. auch BÜDEL 1977). Dieser Zusammenhang zeigt wiederum die Komplexität der Formung, in der sich bestimmte Tendenzen der vermittelnden spätoberspliozänen Übergangsformung abgeschwächt auch noch im Ältestpleistozän äußerten.

Die morphologische Relevanz kaltzeitlicher Verhältnisse, für deren fluviatile Gerölle eine im Vergleich zu warm-ariden Sedimenten höhere Klimaxrundung angenommen wird,²¹⁸ spiegelt sich auch in der Charakteristik der mittleren und unteren Hauptterrassenschotter wieder. So ist NE Haßfurt auf der uHT (255 m ü. NN an der „Hohe-wart“) eine Zusammensetzung aus 3 % kantigen, 34 % kantengerundeten, 51 % gerundeten und 12 % stark gerundeten Grobsedimenten (nach REICHEL) nachweisbar, die eine bessere Zurundung als etwa die Ablagerungen des älteren Pliozäns aufweist (vgl. B III. 1.3.2.3 ⇒ Thundorfer Phase). Gründe hierfür liegen im unterschiedlichen

Abflußverhalten, da unter warm-ariden Bedingungen eine schubstärkere Wasserführung auftritt (Ursache: Starkregen; vgl. B III. 3.1). Der relativ geringe Unterschied ist in diesem Fall auf die Beteiligung lokaler Gesteine und den dementsprechend kurzen Transport (= schwache Zurundung) im Übergangsbereich Stufenrandsenke/Maintal zurückzuführen. In der Stufenrandsenke ist die Tendenz zur Rundungszunahme aufgrund der „autochthonen“ Entwässerung gar nicht erkennbar. Ein Beispiel hierfür ist die mittlere Hauptterrasse NW Hellingen (264 m ü. NN), wo folgende Charakteristik auftritt: 32 % kantig, 54 % kantengerundet, 14 % gerundet und 0 % stark gerundet (vgl. B III. 3.4 zur paläoklimatischen Aussagekraft von Grobsedimenten).

2.2.2 Überformung des Reliefs seit dem Altpleistozän

Die fortschreitende Zertalung - Grundzüge der Tal- und Terrassenentwicklung

Über die Landschaftsgenese des Arbeitsgebietes seit dem Altpleistozän ist bislang nur wenig bekannt.²¹⁹ Die folgenden Erläuterungen beziehen sich vor allem auf die Stufenrandsenke und gehen davon aus, daß die Genese des Stufenvorlands der Maintalentwicklung analog erfolgte (vgl. *Abb. 9*, *Abb. 31*, dortige Literaturverweise und *Foto 7* in F IV. 1):

Die Bildung lokaler Flächen in weichen Tongesteinen, die (u. a. beeinflußt durch Formenvererbung) noch im Ältestpleistozän als wichtiger landschaftlicher Aspekt auftrat, wurde durch die *forcierte, kräftige Taleintiefung in der Günz-Kaltzeit* fast völlig beendet und auf unbedeutende Areale eingeschränkt (zur zeitlichen Einordnung vgl. weitere Diskussion). Dies gilt vor allem dann, wenn man sich auf die ältestpleistozänen Dimensionen der höhenkonstanten Verebnungen im Vorfluterniveau und die zu diesem Zeitpunkt noch beeindruckenden Fußflächen der Haßbergstufe bezieht (s. B III. 2.2.1). Allerdings ist die im Quartär anhaltende Entwicklung lokaler Fußflächen in Talgründen hervorzuheben (*Abb. 28*), wodurch gleichzeitig der komplexe Charakter von Tälern deutlich wird.²²⁰

Im heutigen Maintal wurde zunächst ein enges, steilwandiges Talgefäß angelegt, dessen Talsohle zum Teil unterhalb des rezenten Vorfluterniveaus lag.²²¹ Lokal weitere Erosionszonen wie das Haßfurter Becken (vgl. MARIOLAKOS 1969) modifizieren dieses Schema, zudem kann in Bereichen, wo dominierende Tongesteine sehr breitflächig ausstreichen, der lineare Charakter zugunsten größerdimensionierter Ausräume etwas „verwischt“ werden (s. DÖRRER 1970 zur mainwärtigen Abdachung des Steigerwaldvorlands). Dies gilt insbesondere dann, wenn härtere Sandstein- oder Steinmergelbänke fehlen bzw. zurücktreten. Tektonische Aspekte sind im Einzelfall zu überprüfen. Auch für den südlichen Teil der Stufenrandsenke ist jedoch eine eingeeengte, kräftige Tieferlegung nachweisbar (vgl. MARIOLAKOS 1969), die im Norden mit zunehmender Nähe zur Happertschauer Wasserscheide in

eine (Weiter-)Bildung von Talmulden übergang (s. *Abb. 31, Abb. 33*). Die Erhöhung der Reliefenergie korrelierte also mit der Entfernung von Wasserscheidenbereichen.

Diese nun sehr linear-erosiv geprägte Formung ist insbesondere auf die bislang noch nicht erreichte, radikale Temperaturreduktion der Günz-Kaltzeit zurückzuführen (vgl. Zusammenfassung des süddeutschen Paläoklimas in Kapitel B II. 1), so daß mit dieser Korrelation auch die Definition eines morphochronologischen Fixpunktes ermöglicht wird. KÖRBERs Vorstellung (1962, sensu SCHWARZMEIER 1982) einer auf das frühe CROMER konzentrierten Taleintiefung kann damit widerlegt werden. Die entsprechende Morphodynamik steht in Zusammenhang mit BÜDELS „Eisrindeneffekt“ (1977; zur Klimainfluenz vgl. auch Überlegungen von GARLEFF 1989, MÜLLER 1996). Dieser wirkt auf die (lineare) Eintiefung in weichere, u. a. durch einzelne härtere Bänke modifizierte Tonsteinserien förderlich (zum Beispiel Stufenrandsenke und weite Teile des Maintals), wenngleich deren Erosion sicher nicht nur an eine kryoklastische Aufarbeitung gebunden ist (mechanische Erosion durch Schotter etc.; ähnlich SEMMEL 1984). Jedenfalls ist das einheitliche Flußgefälle ohne deutliche Gefällsprünge als Folge der speziellen kaltzeitlich-periglazialen Mechanismen erklärbar. SEMMEL (1984, 37 f.) äußert vor allem Kritik an BÜDELS Nachweis des Eisrindeneffekts, ohne dessen Relevanz generell abzulehnen. Tektonische Ursachen haben den oben beschriebenen, überregional nachweisbaren Zertalungsvorgang wohl dahingehend modifiziert, daß ihre länderweite Intensität die hohe Erosionsrate bewirkte (vgl. KURZ 1988 und dortige Betonung des Hebungsimpulses). Vielleicht deutet die anschließende warmzeitliche Verwitterung in den Muschelkalken der Maintalsole (u. a. SKOWRONEK 1982; s. u.) auf eine tektonisch verursachte, anhaltend erosive Grundtendenz in der gesamten Kaltzeit hin, weil bedeutende Ablagerungen anscheinend fehlen und erst im nachfolgenden cromerzeitlichen Warmzeitkomplex erfolgten (s. weitere Diskussion).

Im Anschluß an die gүнzeitliche Flußeintiefung, die bis unterhalb des heutigen Vorfluterniveaus reichte, kam es *während des frühen Cromers* zu einer *kräftigen Verwitterung im Vorfluterniveau*.²²² Die entsprechenden Bodenbildungen in den Muschelkalken des Maintals werden als reliktsche, rote Kalksteinverwitterungslehme bezeichnet (SKOWRONEK 1982, VALETON 1956). Ihre paläoökologische Einstufung legt ein warmes Klima nah, das im Zusammenhang mit der höheren Temperatur älterer Warmzeiten steht (vgl. B II. 1 sowie u. a. SEMMEL 1984).

Im weiteren Verlauf des Cromers fand eine (fast) durchgehend nachweisbare *Verschüttung des Maintals* statt, die als *A-Talboden* etwa bei Haßfurt bis knapp unterhalb der tiefsten Hauptterrassenniveaus reichte (vgl. KÖRBER 1962, SCHWARZMEIER 1982, SEMMEL 1994 und *Tab. 1*).

KÖRBER (1962) schließt anhand von Felsterrassen und fehlenden Hinweisen auf mächtige Akkumulationen darauf, daß die Verschüttung mainaufwärts auskeilt. Nach

neueren Analysen soll die Aufsedimentation jedoch noch im Vorland der Frankenalb nachweisbar sein. Eine entsprechende Terrasse befinde sich bei Lichtenfels etwa 28 m oberhalb der Flußsohle (SCHIRMER 1981; vgl. KURZ 1988, SEMMEL 1996, TILLMANN 1977). Diese Beobachtung widerspricht der bereits vorgenommenen Revision der Terrassengliederung KÖRBERs nicht, vielmehr könnte KÖRBER die Sedimente in zu großer Höhe über dem rezenten Main gesucht haben (vgl. B III. 1.3.3.2.3, 2.1). Letzteres paßt dazu, daß SCHIRMER die A-Terrasse im Obermaintal, bezogen auf den Lichtenfelser Raum, oberhalb von 280 m ü. NN nachweist. In Anlehnung an KÖRBERs Höhenzonierung müßte diese dort, sofern sie wie im Mittelmaintal knapp unterhalb der uHT auftritt, eine Höhe von mindestens 300 m ü. NN aufweisen. Daß dies nicht zutrifft, ergibt sich schon aus der Rekonstruktion der Gäufäche und der Übergangsverebnungen (s. o., B III. 1.3.3.1). Erweist sich die von SCHIRMER angegebene Höhe als zutreffend, reduzieren sich die vertikalen Abstände der Niveaus der Obermaintalböden - wie im Zuge der eigenen morphostratigraphischen Revision ohnehin zu erwarten - deutlich und auch stärker als bei KÖRBER.

In der Stufenrandsenke des Haßbergvorlandes steht der Nachweis des Aufschüttungskomplexes noch aus; entsprechende Untersuchungen werden derzeit von mir durchgeführt. Seine ehemalige Existenz steht m. E. außer Frage (vgl. auch *Abb. 33*). Unklar ist nur, ob Sedimente oder entsprechende Terrassen erhalten sind.

Als Ursache der mächtigen Sedimentation werden tektonische Vorgänge angenommen, ohne daß Einigkeit über deren Charakter besteht (vgl. Diskussion bei KÖRBER 1962, KURZ 1988). Im Gegensatz zur Auffassung von KURZ (1988) halte ich die Komplexität der Aufschüttung für eine Folge des in sich differenzierten, Kaltphasen aufweisenden Cromer-Komplexes. Dies steht in weitgehender Übereinstimmung mit der älteren Literatur, in der die Aufschüttungsphasen einem zeitlichen Teil des Cromers zugeordnet werden (SCHWARZMEIER 1982, „mittlerer Cromer-Komplex“ nach SEMMEL 1994, 433). Die Annahme einer langanhaltenden Ablagerung seit dem Tegelen C (KURZ 1988) erübrigt sich damit und ist auch mit den eigenen Ergebnissen zur Morphochronologie nicht vereinbar (vgl. bisherige Diskussion und dortige Methodik). Inwiefern die Sedimente eine vor allem in kälteren Phasen erfolgte Ablagerung repräsentieren (KURZ 1988), kann ohne eigene, aber geplante (s. o.) Detailanalysen nicht geklärt werden. Immerhin ist zu bedenken, daß die Aufschüttung in einem Warmzeitkomplex erfolgte, so daß eine tektonisch verursachte Sedimentation theoretisch auch in wärmeren Phasen möglich gewesen wäre. Über die detaillierte Komplexität des Aufschüttungskomplexes und dessen Abhängigkeit vom Klimawandel finden sich bei KURZ (1988) viele Ideen und Anregungen.

Seit dem späten Altpleistozän wurde der A-Talboden des Mains durch die Eintiefung des E-Talbodens sowie Anlage der Mittel- und Niedertalböden zerschnitten, bis schließlich im Holozän das heutige Flußbett angelegt wurde.²²³ Dabei erreichte der Fluß in etwa wieder seine altpleistozäne Sohle. Die entsprechenden Aktivitätszeiten werden weitgehend als kaltzeitliches Resultat betrachtet (u. a. MÜLLER 1996). Für die i. d. R. in den Lockermaterialien der vorangegangenen Talverschüttung stattfindende Erosion ist die Wirkung der BÜDELSchen „Eisrinde“ sicherlich zu relativieren (vgl. oben und SEMMEL 1984). BÜDEL (1972) betont die hohe Erhaltung der würmzeitlichen Schottersohlen in Mitteleuropa, die heute zum Teil als Auenbereiche fungieren und daher mit dementsprechenden Ablagerungen (Auelehme) überdeckt werden (vgl. RICHTER 1998). Spürbare holozäne Aktivitäten an größeren Flüssen als modifizierendes Element einer morphodynamischen Stabilität (vgl. B II. 1) resultieren vor allem aus anthropogener Influenz (s. SCHIRMER 1988; vgl. weitere Erläuterungen). Im Vorland der Haßbergstufe befindet sich heute eine ausgebildete Tallandschaft, deren flachwelliger bis steilwandig zertalter Charakter jeweils in unmittelbarem Kontext zur Lithofazies steht (⇒ weiche Formen in den Tongesteinsserien der Stufenrandsenke, Talverengung im Muschelkalk des Kissingen-Haßfurter Höhenzugs). Der dortige Nachweis einer entsprechenden postcromerzeitlichen Terrassierung ist bislang noch nicht erfolgt. Anscheinend sind die Sedimente des Aufschüttungskomplexes häufig erodiert worden, ohne Terrassen zu belassen (Beispiel Nassach; vgl. bisherige Diskussion sowie Abb. 33).

Fußflächendynamik und Aktivität der Vorfluter

Im Zuge der günzeitlichen Taleintiefung endete, entsprechend der vollzogenen Flächendegeneration, auch die (partielle) Tieferlegung der Fußflächen der Haßbergstufe weitestgehend (vgl. Abb. 28). Mit der starken Eintiefung des lokalen Hauptvorfluters (Nassach) wurden nun auch die Fußflächen im mittleren und südlichen Stufenbereich zerstört (vgl. Abb. 29). Dies geschah durch die Anlage der Oberläufe der Nassachzubringer, ganz im Süden auch durch Nebenbäche des Mains, wobei es in selteneren Fällen bzw. in zeitlicher Varianz zur lokalen Ausbildung kleiner, flußbegleitender Abdachungen mit fußflächenartigem Charakter kommen konnte (vgl. Foto 6 in F IV. 1; vgl. hierzu u. a. BRUNOTTE 1986).²²⁴ Ein Zusammenhang mit einer im mainnahen Bereich nun besonders stark selektiven und damit engegekammerten Formung ist erkennbar (Herausarbeitung einzelner harter Schichten wie der Corbula-Bank, Zusammenhang mit stärkeren Erosionsraten in Richtung auf den Hauptvorfluter etc.; vgl. MARIOLAKOS 1969).^{225, 226} Unklar ist, wie die zerschnittenen (Kryo-)Fußflächen auf die Talverschüttung des Cromers reagierten. Eine nachhaltige Wirkung durch die kurzzeitige Erhöhung der

Vorfluterniveaus ist aufgrund der heutigen Fußflächenzerstörung jedoch auszuschließen.

Eine besondere aktuelle Situation zeigt sich ESE von Haßfurt, wo ein im Verlauf des Holozäns leicht zerschnittener Fußflächenbereich von der Schilfsandsteinvorstufe fast bis zum heutigen Niveau des Mains reicht. Die Einstellung der undifferenzierten Abdachung auf das Niveau der unteren Niederterrasse belegt, daß die Fußflächenentwicklung dort erst am Ende der letzten Kaltzeit aussetzte (zur Terrassengliederung s. KÖRBER 1962; vgl. MARIOLAKOS 1969). Dies ist auf die Nähe zum Hauptvorfluter zurückzuführen. Auch entlang der kleineren Täler finden sich bisweilen fußflächenartige Unterhänge, sofern die fluviatile Seitenerosion ihre Bildung nicht unterbunden hat.²²⁷ Ein Beispiel für die Fußflächenbeteiligung sind einzelne Talhangbereiche von Nassach und Stebach zwischen Römershofen und Oberhohenried. Die Entstehungsmechanismen dieser jungen Bildungen, die ebenfalls Kryofußflächen der letzten Kaltzeit entsprechen, sind bislang nicht analysiert.

Mit diesen Ausführungen wird eine Bindung der periglazialen Fußflächen an aktive Vorfluter deutlich. Vergleichbare Zusammenhänge wurden in den vorangegangenen Kapiteln bereits für die spätoberpliozäne und ältestpleistozäne Fußflächendynamik beschrieben (vgl. zu dieser Thematik auch BRUNOTTE & GARLEFF 1989).

Flußnetz und tektonische Strukturen

Der Verlauf der heutigen Entwässerungslinien ist u. a. abhängig von tektonischen Verbiegungen, welche die räumliche Gesteinsdifferenzierung der Oberfläche beeinflussen und damit über die lithovariante Abtragung die Position der tiefergelegten Zonen mitbestimmen. Darüber hinaus zeigt sich aber bisweilen insbesondere bei großmaßstäblicher Betrachtung eine noch deutlichere Bindung an geologische Bruchstrukturen (Störungen, Klüfte; vgl. hierzu auch SPÄTH 1973, 202). Im Haßbergvorland kann dieses Phänomen anhand der detaillierten Aufnahme bruchtektonischer Muster im Gelände (vgl. SCHRÖDER 1965) und einer Luftbildinterpretation (Photolineationen, STREIT 1977; vgl. BÜTTNER 1989 und Ansatz von KRAUSE 1990) nachgewiesen werden.

Die Adaptation von Entwässerungslinien an bruchtektonische Elemente ist dort häufig ein junges Phänomen, das sich m. E., korrelierend mit einer insgesamt verstärkten strukturellen Adaptation, erst mit der altpleistozänen Taleintiefung und einer entsprechenden Taleinengung prägnant abzeichnete (vgl. *Abb. 33*). Ein gutes Beispiel hierfür ist die Nassach, welche am Fuß der nördlichen Haßbergstufe entspringt und den Großteil der Stufenrandsenke mainwärts nach Süden entwässert. Ihr rezenter Verlauf weist Richtungswechsel auf, welche die herzynische und rheinische Bruchtektonik als eingesenkte Mäander morphologisch deutlich inwertsetzen (*Abb. 34*).²²⁸

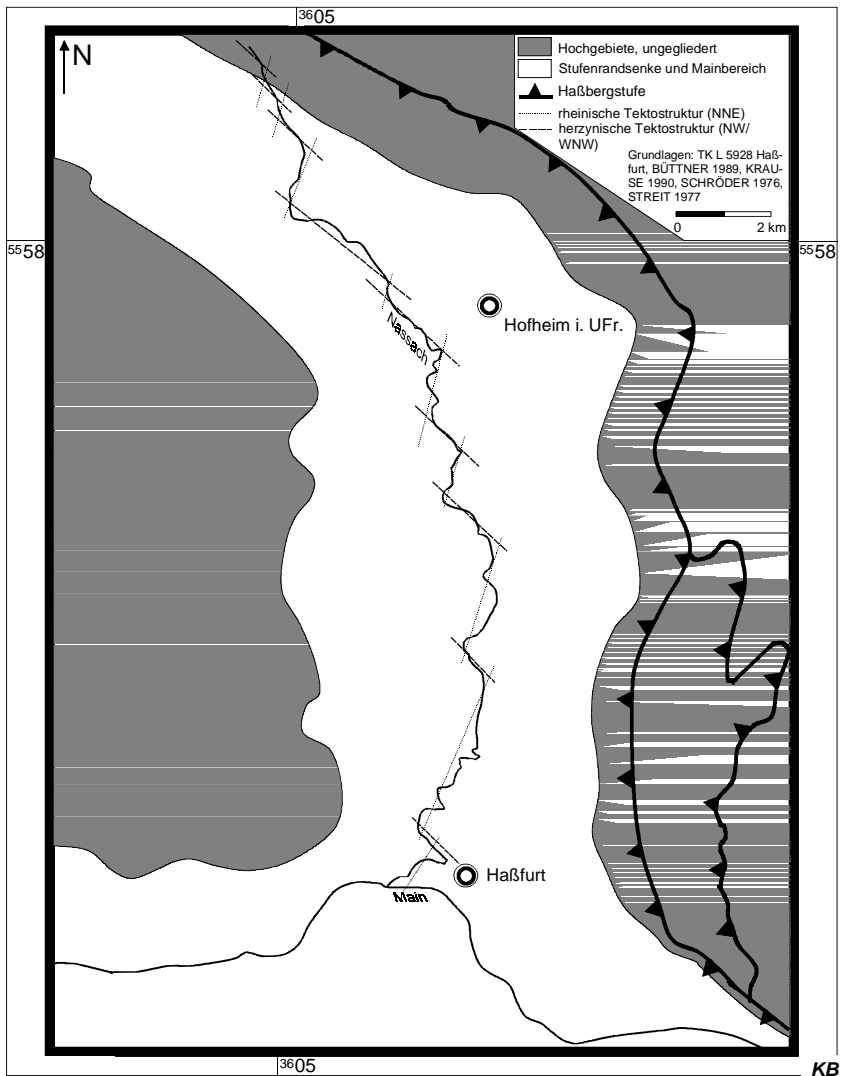


Abb. 34: Adaptation der Nassach im Vorland der Haßbergstufe an tektonische Elemente

Auch der Verlauf des Maintals zeigt zum Beispiel im südwestlich gerichteten Laufabschnitt zwischen Wülfigen und Wonfurt eine Anlehnung an geologische Strukturen (BÜTTNER 1989). Ähnliches gilt für die eingesenkten Mainmäander im Steigerwaldvorland.

Andere Täler orientierten sich bereits über ältere Vorläufer, die zur Zeit der Flächenbildung als lineare Verebnungen oder muldenartige Zubringer angelegt wurden, an Bruchstrukturen. So paust sich zum Beispiel im Wässernachtal die herzynische Richtung durch (vgl. geologische Kartierung von BÜTTNER 1989). Auch die Fränkische Saale ist in Teilbereichen etwa an Elemente der Heustreuer Störungszone angelehnt (vgl. GÜK CC 6326, Bamberg).

Darüber hinaus könnten viele weitere Zusammenhänge von Flußnetz und Tektonik angeführt werden (vgl. auch BÜTTNER 1989, SPRINGORUM 1969, STREIT 1977), für die insbesondere im Rhönvorland auch Subrosion im tieferen Untergrund (Salinartektonik) zu beachten ist. Im Rückland der Keuperschichtstufe ergeben sich dem Stufenvorland entsprechende Zusammenhänge.

Eine interessante Frage ist, inwiefern sehr alte Elemente verantwortlich für die strukturelle Adaptation sind und welche Rolle jüngere Kluff- bzw. Bruchrejuvenationen spielen (Neotektonik, Synchronität von Tieferlegung und Bruchtektonik etc.).

Die holozäne Morphodynamik

Die Bedeutung der holozänen Erosion ist vor allem in den heutigen Waldgebieten Mainfrankens gering (weitgehende morphodynamische Stabilität; s. B II. 1). Stichhaltige Belege hierfür sind der Erhaltungsgrad der pleistozänen Deckschichten als auch die weit entwickelten Böden, die zum Beispiel auch in Hangmulden nachweisbar sind (GARLEFF & KRISL 1997, SPÄTH 1973, ELLENBERG 1986).²²⁹

Diese Konstellation ist darauf zurückzuführen, daß die Erosionsrate unter den kühlgemäßigten postglazialen Laubwaldformationen i. d. R. niedrige Werte aufweist. In Bezug auf die Leistungsfähigkeit der Abtragung entspricht dies den älteren Warmzeiten des Quartärs (vgl. B II. 1). Allerdings sind neben der Entwicklung kleiner Erosionsrinnen, lokaler Erosion an sehr steilen Hängen und unbedeutendem Lösungsabtrag vor allem die Hanggrutschungen an den Schichtstufen erwähnenswert (SPÄTH 1973, 202, 1976; vgl. NATURPARK HASSBERGE 1983). An der Mainfränkischen Keuperstufe der Haßberge - wie übrigens auch im Stufenrückland - sind die Feuerletten hierfür besonders prädestiniert (vgl. NATURPARK HASSBERGE 1983, SPÄTH 1976, 462). SPÄTH (1973) beschreibt derartige Phänomene u. a. vom Haßbergstufenhang bei Nassach, Birnfeld und Manau. Weitere Hanggrutschungen konnten an verschiedenen Stellen des Haßbergsporns beobachtet werden (Ochsenhügel östlich von Sulzfeld). DÖRRER (1970) betont in ihrer Arbeit über den

Steigerwald die Bedeutung verschiedener Tonminerale für Rutschungsaktivitäten. Auch die Rutschungen sind jedoch keineswegs ein Hinweis auf eine Morphodynamik, die sich zu einer bedeutenderen Stufenrückverlegung extrapolieren ließe. Neben ihrer punktuellen Wirkung dürften zudem anthropogene Einflüsse als Auslöser für (allgemeine) gravitative Hangdynamik fungieren und damit geringe „natürliche“ Aktivität belegen. Immerhin treten beispielsweise an vielen Stellen Hohlwegsysteme auf, deren Entstehungsmechanismen (mechanische Beanspruchung durch Wagenräder etc.) m. E. durchaus u. a. für Rutschungen förderlich gewesen sein könnten. Auch forstwirtschaftliche Aktivität wäre hier als steuerndes Element vorstellbar. Überlagerungen mit natürlichen Steuerungsmechanismen wie Niederschlagsvariabilität und Erdbeben (s. u. a. GLASER & SPONHOLZ 1993) erscheinen plausibel. Eine Ursache für die sehr geringe Erosion in den Haßbergen ist sicher auch eine geringe Quellerosion, die - im Gegensatz zum (vergleichbar wirkenden) periglazialen Permafrost - nun durch relativ kleine, isolierte Grundwasserbereiche bedingt war (s. auch SPÄTH 1973, 219 f.; vgl. Diskussion in C II. 2.1.5). Detaillierte Untersuchungen zu diesem Themenkomplex stehen allerdings bislang aus; so bleibt auch offen, inwiefern kleinere Rutschungen unter kaltzeitlichen Bedingungen erfolgen konnten (s. hierzu SPÄTH 1973, 126).

Einen insgesamt höheren Wirkungsgrad haben anthropogen ausgelöste Reliefveränderungen und Bodendegradation, die insbesondere im ackerbaulich genutzten Stufenvorland auftreten (SPÄTH 1973, 223). Hier sind mit den Lößgebieten gerade die landwirtschaftlich günstigsten Standorte besonders anfällig (vgl. auch RICHTER 1998). MÜLLER (1996; vgl. auch HAHN 1992) beschreibt Erosionsbeträge bis über 20 t/ha im Jahr und die Entstehung von Formen wie Hohlwegsystemen und Stufenrainen, welche das Landschaftsbild durchaus prägen können. Auch die Dynamik größerer Flüsse zeigt in Abhängigkeit von anthropogener Beeinflussung eine komplexe holozäne Aktivität, die auch mit Akkumulation (Auensedimente) verknüpft sein kann (u. a. SCHIRMER 1988). Eine Extrapolation von Erosions- bzw. Sedimentationsraten erlauben diese Phänomene nicht, weil sie auf menschlich verursachten Störungen des Ökosystems basieren (Bindung an entblößtes Lockermaterial; vgl. Diskussion in C II.).

2.2.3 Sedimentation und Bodenentwicklung - die Differenzierung des oberflächennahen Untergrunds

Zur Bewertung der Reliefentwicklung (Stufenrückverlegung, Stabilität von Vollformen, Abtragungsleistung etc.) und ihrer Steuerungsfaktoren, die sich ja auch auf erhaltene Paläoböden und die rezenten Bodentypen stützt (s. o.), ist eine detaillierte Aufnahme der Deckschichten notwendig.

2.2.3.1 Deckschichtengese als Resultat klimatischer und struktureller Parameter

2.2.3.1.1 Forschungsstand

Der oberflächennahe Untergrund der Mittelgebirge wird durch meist mehrschichtige und überwiegend allochthone bzw. allochthon beeinflusste „Sedimentdecken“ geprägt. Holozäne Bodenbildungen, die im anstehenden Festgestein erfolgten, sind die Ausnahme bzw. auf tiefere Profilabschnitte (Cv-Horizont) beschränkt. Dieser Umstand wird in vielen Studien hervorgehoben.²³⁰ KLEBER (1999, 1999a) diskutiert die Übertragbarkeit des deutschen Deckschichtenkonzepts u. a. auf den Westen der USA. Unverständlich bleibt, weshalb diese Erkenntnisse keine ausreichende Berücksichtigung in bodenkundlichen Lehrbüchern finden (SEMMELE 1991). Immerhin weisen die vom geologischen Untergrund häufig doch erheblich abweichenden Deckschichten besondere Merkmale etwa in Bezug auf den Wasserhaushalt und die Bodenfruchtbarkeit auf (KLEBER & SCHELLENBERGER 1999, SEMMELE 1991). Ihrer Divergenz vom anstehenden Festgestein entsprechend können die Sedimente in geologischen Kartierungen meist nur unzureichend berücksichtigt werden und müssen in geomorphologischen oder bodenkundlichen Spezialkarten dargestellt werden.

Die Bildung dieser Deckschichten erfolgte überwiegend unter periglazialen Bedingungen (u. a. SEMMELE 1991). Ihre genauen Entstehungsbedingungen werden jedoch noch diskutiert (vgl. B III. 2.2.3.1.2). Für die Schuttdeckengese in den Haßbergen betont SPÄTH (1973, 1986) neben der Solifluktion auch die Abspülung und besondere Phänomene wie Phacoide (Gleitschollen). Der Wechsel von Solifluktion und Abspülung äußert sich u. a. im Gehalt und in der Größendifferenzierung des Schutts (vgl. SPÄTH 1986: Fig. 4). SPÄTH (1973, 198) hebt gleichzeitig die Eignung des Keupers für die Solifluktion hervor.²³¹ Sofern keine horizontale hangabwärtige Verlagerung durch Prozesse der Abspülung und Solifluktion stattfand, sind die Ausgangssubstrate durch Frostdynamik zumindest vertikal durchmischt worden (solimixtive Aufarbeitung, vgl. u. a. RUSSOW & HEINRICH 2000). Dabei konnte es zur Bildung von Frostmusterböden kommen (vgl. B III. 2.2.3.2). Das lokale Verhältnis autochthoner und allochthoner Substrate kann in Bezug auf die Schichtung oder auch Vermischung sehr komplex ausfallen (vgl. weitere Diskussion und FRIED 1984). Als Zeitraum der Gese aktueller Deckschichten ergibt sich insbesondere die letzte Kaltzeit, wobei ein Schwerpunkt im Spätglazial vermutet wird (jüngere Tundrenzeit; vgl. u. a. SPÄTH 1986, VÖLKELE 1995). SPÄTH (1986) betont die Bedeutung der BÜDELEschen Eisrinde und ihr „Zusammenbrechen“ am Ende der Eiszeit (= forcierte Verlagerung des kryoklastisch aufbereiteten Materials).²³² Sedimente älterer Kalt- und Warmzeiten (Schuttdecken, Hangrutschungsmaterial) oder auch vorangegangene Bodenbildungen wurden in der Regel entfernt bzw. in jüngere Bildungen eingearbeitet

(zur Keuperstufe s. RÜCKERT 1976, SPÄTH 1973, 200; vgl. JUNG 1996). Nur in selteneren Fällen sind beispielsweise präwürmzeitliche Schuttdecken konserviert worden (vgl. u. a. KURZ 1988, SPÄTH 1986). Die chronologische Einstufung der Deckschichten ins Pleistozän wird in vielen geologischen Detailkartierungen leider immer noch nicht berücksichtigt.

Die kaltzeitlichen Deckschichten sind unter (quasi-)natürlichen Bedingungen (Waldbedeckung) recht stabile Gebilde. Bisweilen ist allerdings eine Dekapitierung vor allem (aber nicht nur) der obersten Profilabschnitte erfolgt, für die der (insgesamt geringe) anthropogene Einfluß nur schwer einzuschätzen ist (vgl. zu diesem Problem auch SPÄTH 1973, 202). Gerade im Bereich markanter Hohlwegsysteme bzw. starker menschlicher Eingriffe in den Naturhaushalt können (lokal und gerade an steilen Hängen) komplexe Profile auftreten, die fossile Humushorizonte und darüberliegende Bodensedimente des Holozäns aufweisen. Hohlwege reichen zum Teil bis in das anstehende Festgestein. Insgesamt ist Humaninfluenz aber vielmehr ein entscheidender Faktor für die Bodendegradation in den heute waldfreien, landwirtschaftlich genutzten Lößgebieten (vgl. SEMMEL 1983, 1985 sowie Kapitel B III. 2.2.2). Ein weiterer, noch nicht quantifizierbarer Faktor ist Windwurf, der den Deckschichtenaufbau durch die räumliche Versetzung der Wurzelteller und deren nachträgliche „Sedimentbefreiung“ modifiziert (Einregelung etc.; s. RUSSOW & HEINRICH 2000).

VÖLKEL (1995) diskutiert die terminologische Problematik der Deckschichten und kommt zu dem Schluß, daß die Korrelation der von verschiedenen Autoren vorgenommenen Schichtbezeichnungen problematisch ist (vgl. u. a. ALTERMANN et al. 1988, SCHILLING & WIEFEL 1962, SCHWANECKE 1970, SEMMEL 1991).²³³

In Übereinstimmung mit VÖLKEL wird betont, daß die periglazialen Sedimentdecken komplexe Gebilde mit einem variablen Anteil von Fein- und Grobsedimenten darstellen. In diesem Kontext sollte der für die Deckschichten oft synonym verwendete Begriff Schuttdecke (s. auch bisherige Anwendung in dieser Arbeit) nicht verwendet werden, da - in Abhängigkeit von den beteiligten Prozessen (Solifluktion und Abspülung; s. o.) - der Anteil des Bodenskeletts im Sediment gering sein kann und dieses damit nicht mehr der Definition des Schutts entspricht (vgl. AG Bodenkunde 1982).

2.2.3.1.2 Charakteristik an der Keuperstufe und in ihrem Rückland

Aufbau und Differenzierung der Deckschichten

Im Arbeitsgebiet wurden die Verbreitung und der Aufbau von Deckschichten exemplarisch in den Dornbuschbergen östlich von Königsberg i. B. untersucht (Karte 8). Dies entspricht einem Ausschnitt vom Haßbergstufenhang über die Dachfläche bis ins

differenzierte Stufenrückland, so daß auch die unterschiedlichsten Gesteine des Arbeitsgebietes in ihrer Relevanz für den Deckschichtenaufbau analysiert worden sind (vgl. Lage in *Abb. 2*). RÜCKERT (1976) hat hier bereits einige grundlegende Phänomene wie die Mehrschichtigkeit der Substrate beschrieben, ohne dies explizit auf den komplexen Verlauf kaltzeitlicher Sedimentation zurückzuführen und die dementsprechende Relevanz gegliederter Sedimentdecken hervorzuheben. Die eigene Darstellung basiert auf ca. 100 Bohrprofilen (Pürckhauer-Bohrungen), die vor allem im Rahmen meiner Diplomarbeit (BOLDT 1993) mit dem Schwerpunkt Stufenhang analysiert wurden. Ergänzende Untersuchungen fanden im Verlauf studentischer Geländepraktika statt (Leitung: K.-W. BOLDT, Geographisches Institut der Universität Würzburg, zum Teil mit C. BECK). Forstwirtschaftlich orientierte Standortkartierungen, die mir freundlicherweise von den zuständigen Forstämtern zur Verfügung gestellt wurden, habe ich ergänzend ausgewertet. In morphologisch-sedimentologischer Hinsicht (Catenen etc.) ergeben diese Darstellungen vielfältige Hinweise auf die Ausgangssubstrate und damit auch die Deckschichtendifferenzierung (beispielsweise Zweischichtböden; s. RÜCKERT und weitere Diskussion), ohne daß dort eine Gliederung quartärer Schuttdecken beabsichtigt wird oder deren Komplexität hervorgehoben wird. Für den Stufenhang der Haßberge lagen mir beim Abschluß der eigenen Geländearbeiten nur abschnittsweise Kartierungen vor. So wird das eigene Kartiergebiet nur in den obersten Stufensegmenten und den östlich anschließenden Bereichen durch forstamtliche Kartierung abgedeckt. Bezogen auf das Stufenrückland entsprechen die eigenen, auch abstrahierenden Ergebnisse nicht immer den aktuellen Standortkartierungen, was zum Teil mit der Zielsetzung und der Hervorhebung bestimmter Substrate durch den jeweiligen Kartierer zusammenhängen mag. Zudem werden jeweils ähnliche Substrate in den Standortkartierungen nochmals gegliedert, was in sedimentologischer Hinsicht kontraproduktiv ist (Beispiel: frische und mäßig frische Decksande). Eine tiefere Diskussion ist hier leider nicht möglich. Die Deckschichtenentwicklung im Vorland der Haßbergstufe bleibt weiteren Arbeiten vorbehalten. Dort sind sowohl die abweichende Gesteinsdifferenzierung, die stärkere Beteiligung älterer, fluviatiler und äolischer Sedimentdecken als auch der andere Reliefcharakter zu beachten (vgl. bisherige Diskussion und Erläuterungen zur GK 25, u. a. von BÜTTNER 1989). Ebenfalls bleiben die Sedimente der Fußflächen ausgeklammert (vgl. auch SPÄTH 1973), die - wenn überhaupt und nicht höheren Alters - Ablagerungen älterer Kaltzeiten entsprechen (vgl. Fußflächenentwicklung u. a. in Kapitel B III. 2.2.2). Anschließende Bereiche der Haßbergstufe hingegen entsprechen den Ergebnissen, die für die Dornbuschberge erhalten wurden.

Im untersuchten Raum wurden die Deckschichten vor allem anhand der Korngrößenanalyse (Feinsedimente) und ihres Aufbaus in eine chronologische, aber in der Praxis meist nicht vollständige Sequenz *Basis*- \Rightarrow *Mittel*- \Rightarrow *Hauptlage*

gegliedert. Diese weist vor allem für (steilere) Hanglagen mit allochthonen Decken Gültigkeit auf (s. u.). Das bisweilen wiederholte Auftreten einzelner Lagentypen im Aufschluß spiegelt eine zyklische Sedimentation wider (Beispiel: Basislage \Rightarrow Hauptlage \Rightarrow Basislage). Die Mächtigkeit einer Lage liegt bei vollständiger Erhaltung meist im Bereich weniger dm bis zu 1 m, wobei die Hauptlage (sofern nicht nachträglich erodiert) zwischen 40-70 cm Mächtigkeit aufweist (vgl. KLEBER 1991). Damit entspricht diese Gliederung der Terminologie der KA4 (vgl. Darstellungen von REHFUESS 1981, SCHILLING & WIEFEL 1962 oder SEMMEL 1991; s. auch BIBUS 1985).²³⁴ Die Ergebnisse von GARLEFF & KRISL (1997) für Franken unterscheiden sich von den hier vorgestellten Überlegungen vor allem durch die fehlende Differenzierung des Feinmaterialanteils, der von mir als entscheidender Aspekt herangezogen wird.²³⁵ Ein Vergleich mit den Ergebnissen SPÄTHs zur Gliederung der Deckschichten, die den eigenen Auffassungen nur zum Teil entsprechen, erfolgt im Verlauf dieses Kapitels.

Während sich die ältere, im jeweiligen Zyklus liegende Basislage durch einen relativ hohen Tonanteil auszeichnet, weist die jüngere, hangende Hauptlage eine stärkere Sandbeteiligung auf.²³⁶ Die in einigen Fällen zwischengeschaltete Mittellage wird durch einen erhöhten Schluffanteil gekennzeichnet (vgl. „Mittelschutt“ bei SEMMEL 1991). Der jeweilige Anteil des Bodenskeletts in den einzelnen Folgen kann stark variieren (vgl. auch die komplexen Zusammenhänge bei VÖLKEL 1995 und bisherige Diskussion). Dieses Schema wird durch eine innere Differenzierung der einzelnen Sedimentschichten modifiziert.²³⁷ Tab. 2 faßt im Hinblick auf die Korngrößendifferenzierung einige Profile zusammen, die ich in meiner Diplomarbeit (BOLDT 1993) exemplarisch dargestellt habe.

	< 10 %	10-20 %	20-30 %	30-40 %	40-50 %	50-60 %	> 60 %
Hauptlage Ton	4	73	23	/	/	/	/
Hauptlage Sand	/	4	7	33	23	17	16
Basislage Ton	/	/	4	52	36	4	4
Basislage Sand	9	17	40	30	/	4	/

Datenmaterial umgerechnet auf jeweils 100 Proben von Haupt- und Basislage

Tab. 2: Korngrößencharakteristik der periglazialen Deckschichten: Gewichtsanteile (%) von Ton (<0,002 mm) und Sand (0,063-2 mm) in Basis- und Hauptlage (nach BOLDT 1993, verändert)

Über die absoluten Gewichtsanteile der einzelnen Korngrößenfraktionen hinaus wurde insbesondere deren vertikale Änderung für die lokale Abgrenzung der jeweiligen Folgen benutzt (s. KA4). Absolute Grenzwerte der Körnung für die Zuordnung zu einem bestimmten Folgentyp werden - nicht zuletzt aufgrund der

Einflußnahme der heterogenen Keupersedimente - zumindest bis zu einer großräumlicheren Untersuchung vermieden. Somit wird der Hinweis auf einen hohen Ton- oder Sandgehalt auch nicht im streng sedimentologischen Sinn, sondern vielmehr als relative Kennzeichnung des Schichtencharakters verstanden (vgl. weitere Diskussion). Mit diesem Ansatz ergeben sich im Vergleich zu SPÄTH (1973), der vor allem den Schuttanteil (vgl. „Deckschutt“ bei SEMMEL 1968) und den Wechsel von Schwemm- und Solifluktuationsphasen als Grundlage der Deckschichtengliederung verwendet, abweichende Ergebnisse.

Geländedepositionen wie hochgelegene Flächenreste oder Schichtadaptationen am Stufenhang sind insofern isoliert zu betrachten, als hier wegen der geringen Neigung (fehlender Abtrag) häufig autochthone Bildungen vorliegen, die nicht in dieses Schema passen (Solimixtion etc.; vgl. SEMMEL 1983 und Ausführungen von FRIED 1984). Die oben vorgestellte Terminologie der Hangsedimente ist damit für diese Gebiete nur partiell bzw. mit Einschränkung verwendbar (randlich überschüttete bzw. „steilere“ Schichtadaptationen am Hang etc.). Hingegen ziehen sich die Deckschichten in die Täler hinab, die den Hang in einzelne Adaptationen zerschneiden. Dort ist auch verstärkt holozäne Morphodynamik festzustellen, sei es in Form von jüngeren, anthropogen bedingten Verlagerungen oder durch Bodenerosion. Die Mehrschichtigkeit der auflagernden Lockermaterialien ist in diesem Kontext allerdings kein ausschließliches Merkmal der allochthonen Hangdecken. Auch ebene Reliefpositionen können vor allem durch äolischen Einfluß eine Schichtung aufweisen. Selbst holozäne, im Anstehenden entwickelte Böden weisen durch die komplexe Gliederung der Keupergesteine eine bisweilen deutliche vertikale Gliederung auf (s. u.; tonige Staukörper etc.).

Durch den doch sehr heterogenen Aufbau der Deckschichten ergibt sich nun die Frage, welche Faktoren ihre Differenzierung gesteuert haben.

Ursachen für die Variabilität der Deckschichten

Zur Beantwortung dieser Frage müssen zunächst die *Ausgangssubstrate* festgestellt werden, aus denen sich die Deckschichten im untersuchten Raum gebildet haben (vgl. RÜCKERT 1976):

- Keupergesteine;
- ältere, zum Teil tertiäre Bodenreste;
- äolische Sedimente.

In quantitativer Hinsicht müssen hierbei die Ton- und Sandsteine des mittleren Keupers hervorgehoben werden. Äolische Komponenten (Löß, Sandlöß, Flugsand) sind vermutlich zu einem hohen Anteil aus Gesteinen der unmittelbaren bis weiteren Umgebung aufgearbeitet worden (s. SPÄTH 1973, 246 f.). Fundierte Erkenntnisse hierzu liegen bislang nicht vor und könnten anhand einer Schwermineralanalyse

erlangt werden (Vergleich von Spektren möglicher Liefergebiete und der Deckschichten). Eingearbeitete Bodenreste sind größtenteils eemzeitlichen Alters (vgl. hierzu auch RÜCKERT 1976, SPÄTH 1973). Die bis dato erhaltenen Verwitterungsresiduen einer tertiären Verwitterung (vgl. B III. 1.1.2 ⇒ regionale Ausgangsfläche) belegen in diesem Zusammenhang allerdings, daß die kaltzeitliche Erosion in Abhängigkeit von der morphologischen Lage auf flachen, hochliegenden Geländeteilen zum Teil fast unwirksam war und nicht einmal mehrere Mio. Jahre alte Decken völlig entfernen konnte (vgl. auch A II. 3 ⇒ Altreliefpersistenz).²³⁸ Deren Bedeutung ergibt sich damit vor allem für den oberflächennahen Untergrund der Flächenreste und weniger für die Hangsedimente. Andere Verhältnisse bestehen beispielsweise im Buntsandstein-Spessart, wo bis heute mächtige Reste kretazotertiärer Verwitterungsdecken auftreten und dementsprechend auch quartäre Deckschichten prägen können (JUNG 1996). Allerdings muß dies dahingehend relativiert werden, daß im Zuge einer selektiven Flächenbildung die Verwitterungsdecken - sofern es sie gegeben hat - ohnehin als weiche „Gesteine“ erodiert werden konnten und häufig nur etwa in Kluftpositionen erhalten wurden.

Die Heterogenität der Ausgangssubstrate ist ein entscheidender Faktor für den durch Korngrößenvarianz geprägten Aufbau der Deckschichten. Besonders deutlich wird dies anhand der allochthonen Sedimentdecken.²³⁹

Dementsprechend resultiert der hohe Tongehalt der Basislage aus älteren Bodenresten und der Beteiligung von Keupertonen (vgl. SEMMEL 1991 zum Fulda-Werra-Bergland). Letzteres kann anhand der eingearbeiteten Tonsteinplättchen sicher nachgewiesen werden (Vergleich mit den Tongesteinen der Umgebung). Der prägnante, i. d. R. über 60 Gew.% liegende Schluffanteil der relativ selten ausgebildeten Mittellage wird vermutlich durch eine äolische Komponente verursacht. Der auffällige Sandgehalt der Hauptlage ergibt sich vor allem aus der Einarbeitung der in der Umgebung anstehenden Keupersandsteine (vgl. SEMMEL 1991). Untergeordnet spielt auch die Beteiligung von Flugsanden eine Rolle. Dieser Zusammenhang läßt sich aus dem Vergleich der anstehenden Sandsteine und der jeweiligen Sande in der Deckfolge ableiten (Korngrößen, Kornfarben).

Hieraus kann m. E. eine komplexe lithovariante Abtragung gefolgert werden, bei der einzelne Gesteinstypen zu bestimmten Zeiten bevorzugt (oder vielleicht besser: mit unterschiedlicher Intensität) aufgearbeitet bzw. erodiert wurden (s. u.).

Die Abhängigkeit der allochthonen und autochthonen Deckschichten von der Varianz und sedimentdynamischen Inwertsetzung der Keupergesteine belegt letztlich einen Zusammenhang zum Relief bzw. der morphologischen Position (von Sandsteinen gekrönte Altreliefs etc.; s. *Abb. 35, Abb. 36, Abb. 37, Abb. 38, Abb. 39, Abb. 40*).

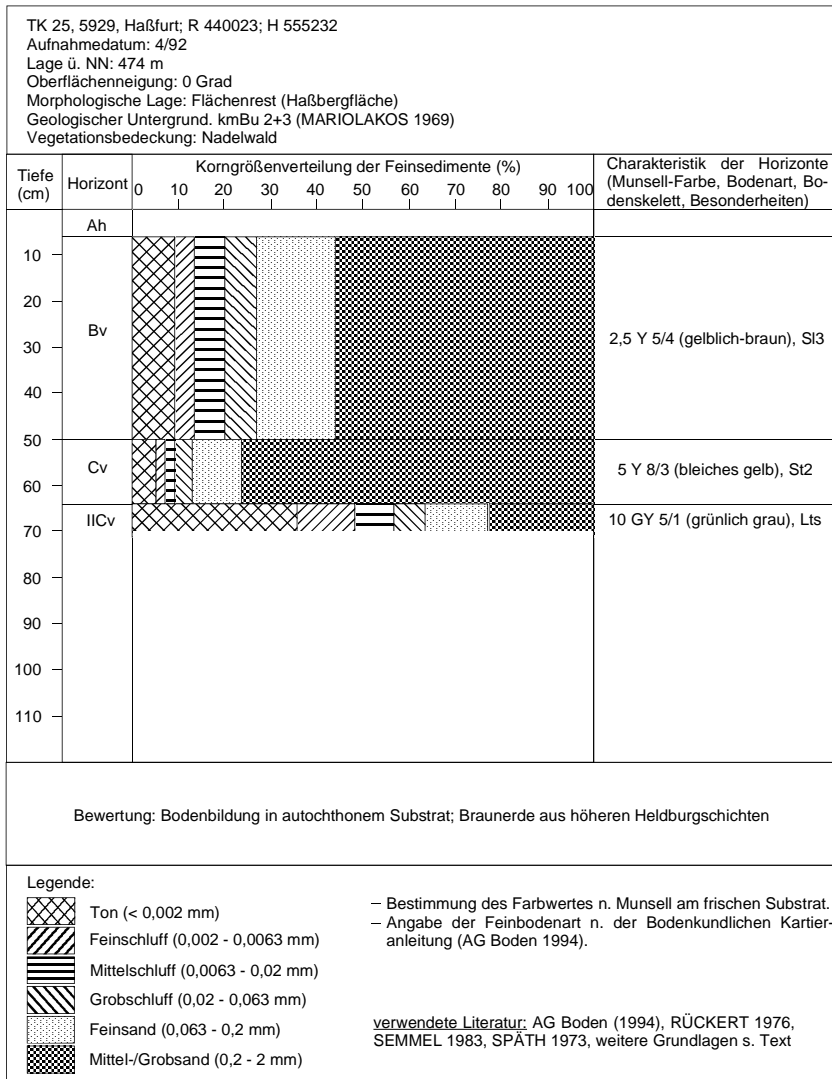


Abb. 35: Bodenprofil 1 - Stufendachbereich der Dornbuschberge (nach BOLDT 1993, verändert; zur räumlichen Positionierung vgl. Abb. 2)

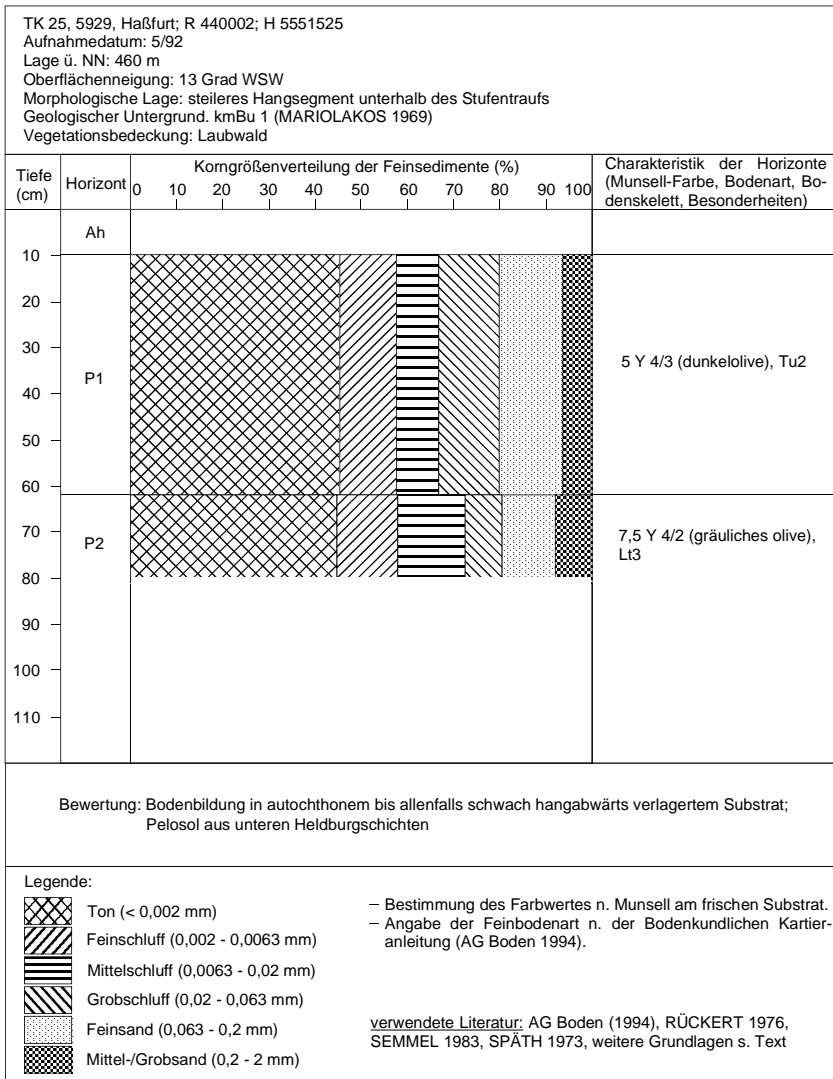


Abb. 36: Bodenprofil 2 - steileres Hangsegment unterhalb des Stufenfirsts (nach BOLDT 1993, verändert; zur räumlichen Positionierung vgl. Abb. 2)

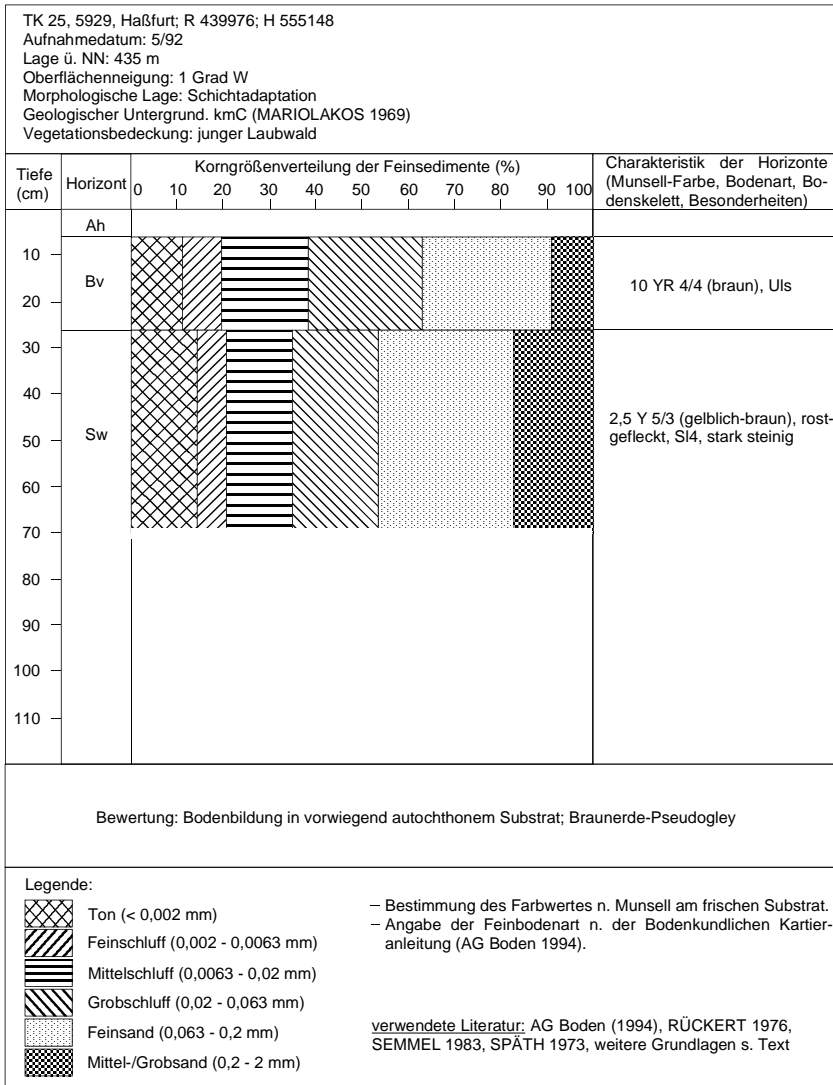


Abb. 37: Bodenprofil 3 - Schichtadaptation am Stufenhang (nach BOLDT 1993, verändert; zur räumlichen Positionierung vgl. Abb. 2)

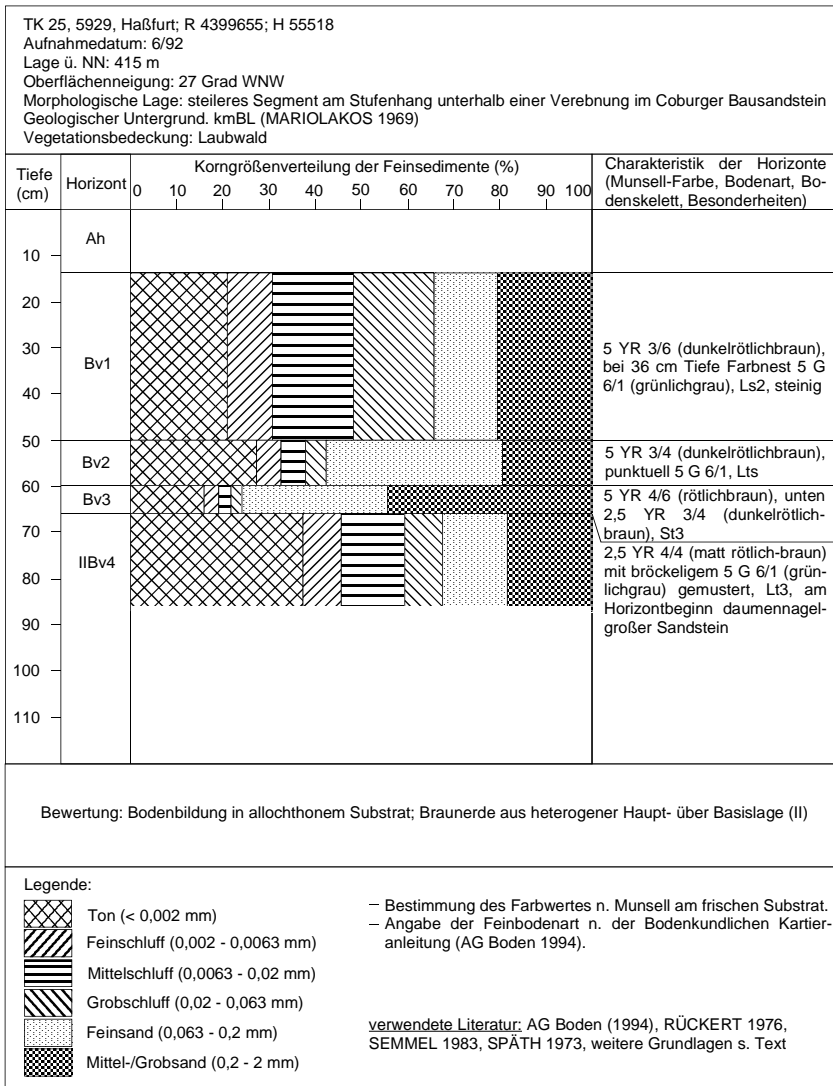


Abb. 38: Bodenprofil 4 - steileres Hangsegment am tieferen Stufenhang (nach BOLDT 1993, verändert; zur räumlichen Positionierung vgl. Abb. 2)

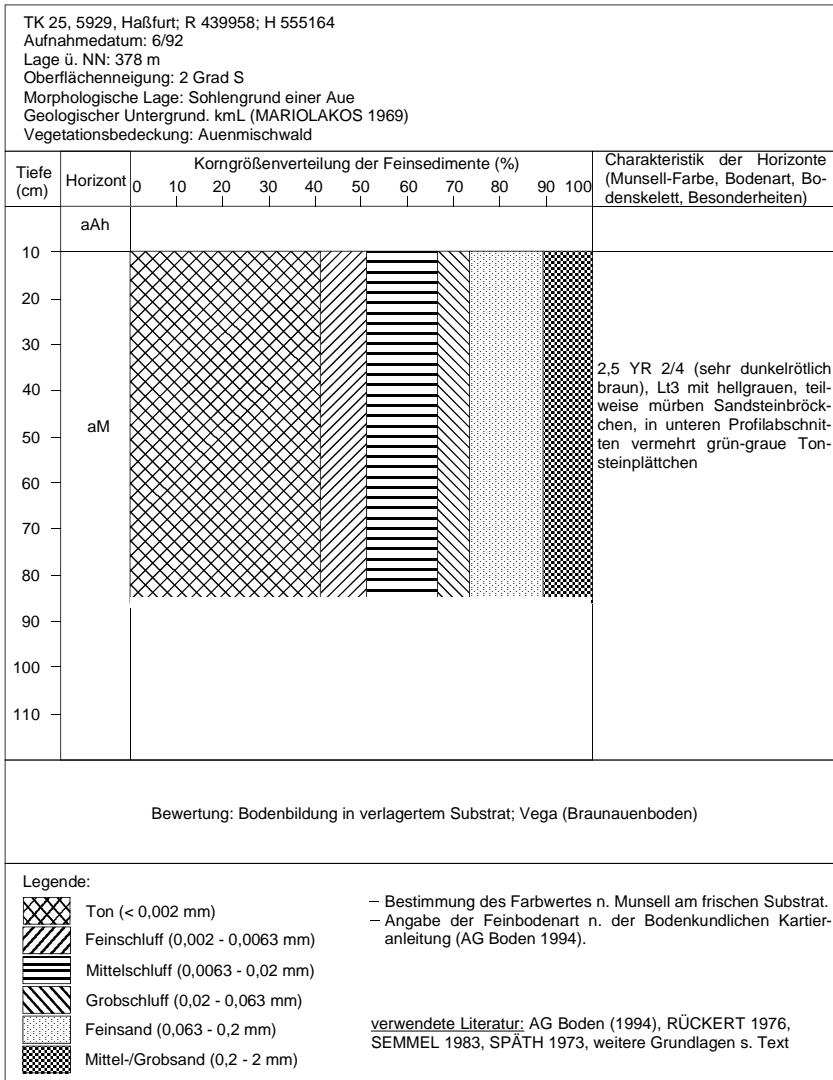


Abb. 39: Bodenprofil 5 - Sohlengrund am Stufenfuß (nach BOLDT 1993, verändert; zur räumlichen Positionierung vgl. Abb. 2)

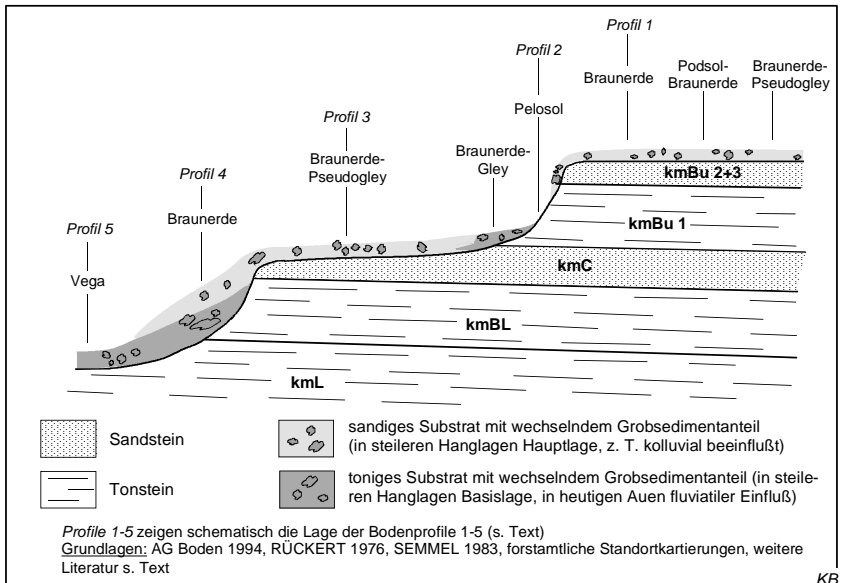


Abb. 40: Schema einer typischen Catena der Böden und Deckschichten an der Haßbergstufe (nach BOLDT 1993, verändert; zur Keuperstratigraphie vgl. Abb. 12)

Die Abb. 35 bis Abb. 39 zeigen repräsentative Profile für einzelne Geländepositionen, die anhand von Pürckhauer-Bohrungen aufgenommen wurden und eine typische Catena an der Schichtstufe (Abb. 40) darstellen. Für die Auenablagerungen (vgl. Abb. 39), die zum Teil durch Überflutungen etc. in geringem Maß bis heute verändert werden, sind im Einzelfall eine anthropogene Beeinflussung (Abtrag in Hohlwegsystemen etc.) und ihr Alter (kaltzeitlich bis holozän) nachzuprüfen (vgl. RICHTER 1998).

Abschließend sei nochmals der eigenständige Charakter einzelner Profilabschnitte erwähnt (innere Differenzierung der Folgen etc.; s. o.), der syn- bis postsedimentär durch folgende Faktoren beeinflusst wurde:

- unterschiedlich starke Vermischung mit älterem Material bei der Verlagerung einer jüngeren Lage, dabei mögliche Entfernung älterer Sedimente;
- dennoch deutliche Trennung einzelner Lagen, die vermutlich im Zusammenhang mit dem oberflächennahen Permafrost steht (häufig fehlende Erosionsmöglichkeit tieferer Profilabschnitte der jeweils älteren Folgen);

- engräumige, bisweilen nicht erfaßbare Verzahnung, der die vereinfachte Gliederung nicht gerecht wird;
- Kryoturbation;
- Bodenbildungsvorgänge (Tonverlagerung, hangabwärtiger Transport gelöster Stoffe etc.);
- jüngere Bodenerosion bzw. (meist geringe) kolluviale Überprägung.

Klimavarianz als steuerndes Element des Deckschichtenaufbaus

Im vorigen Unterkapitel wurde der Aufbau allochthoner Deckschichten in einen Zusammenhang mit einer im chronologischen Verlauf lithovarianten Abtragung gesetzt. Die zeitlich getrennte bzw. betonte Mobilisierung verschiedener Substrate war mit einer Korngrößendifferenzierung der sedimentierten Deckschichten verknüpft.

Es wird vermutet, daß einzelne Phasen einer Kaltzeit hierfür verantwortlich sind (vgl. zu dieser Thematik auch FRIED 1984, SEMMEL 1968, SPÄTH 1986). Vor allem KLEBER (u. a. 1991, 1991a) hat in seinen Arbeiten zur Deckschichtenentwicklung entsprechende Überlegungen angestellt. Eine besondere Bedeutung dürfte der zeitlich versetzten Temperatur- und Feuchteentwicklung zukommen, die sich auch für Mitteleuropa etwa in einem feuchteren Früh- und trockeneren Spätglazial äußerte (vgl. BRUNNACKER 1957, SCHWARZBACH 1988).²⁴⁰ Ich habe für die Haßberge als Teil der süddeutschen Deckgebirgslandschaft bereits folgende modellhafte Ableitung zur Diskussion gestellt, die auf dieser klimatischen Entwicklungstendenz basiert (BOLDT 1993):²⁴¹ Mit der beginnenden Temperaturabnahme einer kälteren Phase wurden bei relativ hoher Feuchte vergleichsweise mehr Tone verlagert (Hangbereich ⇒ einsetzende Sedimentation der Basislage). Am Höhepunkt der Temperaturreduktion trat neben äolischer Dynamik verstärkt eine intensive Kryoklastik mit der Aufbereitung unterlagernder Keupersandsteine auf (Dachbereich, Schichtadaptationen am Hang; vgl. auch Überlegungen von SPÄTH 1973, 201 f.). Mit dem Ausklingen der Genese der Basislage erfolgte eine partielle, äolisch beeinflusste Ablagerung der schluffreichen Mittellage. In der nachfolgenden trockenen Spätphase wurden u. a. die im Hochglazial kryoklastisch bereitgestellten Sande und Schuttfragmente (vgl. SPÄTH 1986) über die zuvor verlagerten Basis- und Mittellagen sedimentiert (⇒ Hauptlage; vgl. auch RÜCKERT 1976)²⁴² oder blieben auf ebenen Reliefpositionen liegen. Die Mittellage, die wohl zum Teil ohnehin nur durch dünne Schleier äolischer Sedimente vertreten wurde, ist im Zuge dieser Aktivität meist in der jüngeren Sedimentation aufgearbeitet worden (s. hierzu KLEBER 1991). Weiterhin ist anzunehmen, daß die Hauptlage in Hangpositionen flächendeckend verbreitet war, bevor holozäne Bodenerosion eine (partielle) Ausdünnung bewirken konnte (vgl. BIBUS 1985 und *Abb. 40*). Diese Vorstellungen entsprechen jeweiligen Tendenzen der lithovarianten Morphodynamik und werden durch die oben schon angesprochenen

Faktoren wie die Pedogenese etc. modifiziert, so daß eine Lage immer einem Korngrößengemisch entspricht.²⁴³

SPÄTH (1973, 201 f., 219) äußert zum Teil vergleichbare Vorstellungen zur kaltzeitlichen Morphodynamik, die ebenfalls - wie erwähnt - die jeweilige klimatisch gesteuerte Mobilisierung verschiedener Substrate betrifft. So ergibt sich - in Anlehnung u. a. an SEMMELs Arbeiten - auch eine den eigenen Vorstellungen ähnliche Terminologie der Deckschichten („basaler Grobschutt, z. T. skelettfreie, äolische Komponenten enthaltene Mittelzone, Grobschutt-Deckschicht“; s. hierzu SPÄTH 1973, 205, 245), die aber nicht konsequent angewendet wird (u. a. „amorphe Schuttdecken“ nach SPÄTH 1973, 207). Zudem wird deren Verhältnis sowohl zu den gleichzeitig geschilderten komplexen Periglazialprofilen (SPÄTH 1986: Fig. 4) als auch zu den verschiedenen beteiligten Prozessen (Phacoidgleitung, Abspülung, Solifluktion) nicht ausreichend erklärt. SPÄTH stellt auch - gerade was räumliche Aspekte betrifft (Verbreitung der Deckschichten) - kaum nuancierte Bezüge zur Klimaentwicklung her. Somit wird auch keine so klare Trennung der einzelnen Schichten anhand von Unterschieden der Korngrößendifferenzierung durchgeführt, wie dies die eigene Datenbasis ermöglicht. Allerdings dürfte wohl abzuleiten sein, daß der „Deckschutt“ (SPÄTH 1986 u. a. nach SEMMEL 1968) der Hauptlage entspricht. Abschließend bin ich auch der Auffassung, daß SPÄTHs Ableitung (1973, 201), visuell wirksame Formungsunterschiede verschiedener Hangsegmente (Gegensatz Stufenfuß - Stufenoberkante) würden aus dem im zeitlichen Verlauf variierenden Prozeßgefüge resultieren, kaum zutrifft. Selbst wenn man die Auswirkung der variierenden Gesteinsmobilisierung bedenkt (was mit der SPÄTHschen Überlegung zum Teil durchaus in Übereinstimmung gebracht werden kann),²⁴⁴ ist diese Ableitung zumindest etwas überbetont und trifft auch in zeitlicher Hinsicht nicht ganz zu. Diese Ablehnung ergibt sich u. a. aus dem Erhalt älterer Walme als Zeugnisse der tertiären Formung (s. bisherige Diskussion), so daß ein hochglazialer Abtrag kaum dem von SPÄTH vermuteten Ausmaß entspricht.

Die eigene modellhafte Ableitung könnte auf den Ablauf einer Kaltzeit (vgl. auch REHFUESS 1981) oder Klimaschwankungen niedrigerer Ordnungen (vgl. BRUN-NACKER 1957, FRIED 1984, KLEBER 1991) angewendet werden. Damit würde auch die Annahme bestätigt, daß vollständige Zyklen von Deckschichten sogar im Spätglazial gebildet werden konnten (vgl. hierzu auch u. a. VÖLKELE 1995). Offen bleibt, wie die Dynamik der Deckschichtengenese mit den Aktivitäts- und Stabilitätszeiten des Quartärs und den Formungstendenzen innerhalb einer Kaltzeit korrelierte (vgl. B II. 1). Das Frühglazial dürfte gleichzeitig Hangabtragung und Tiefenerosion begünstigt haben, während im Hochglazial intensive Kryoklastik (s. o., Sandsteinaufbereitung) und fluviatile Aufschotterung dominierten (vgl. auch Diskussion bei SPÄTH 1973, 1986). Das Spätglazial soll - als Folge des Austauens und

des Permafrostrückzugs (vgl. „Zusammenbruch der Eisrinde“ nach SPÄTH 1986) - zumindest an den Hängen eine spürbare Morphodynamik ermöglicht haben (vgl. Diskussion in B II. 1, insbesondere zur fluviatilen Aktivität im Spätglazial). Dabei ist interessant, daß das (längere?) Frühglazial oder aber die jeweils initiale Phase eines kälteren Klimazyklus anscheinend eine etwas intensivere Erosion als spätere Phasen bewirkten. Die erhaltenen Basislagen sind dann als (finale) Momentaufnahme eines über die Hangbereiche bis in die anschließenden Vorfluter hinausgehenden Materialtransports zu verstehen, während die Hauptlagen eher als abschließende Bedeckung interpretiert werden müssen (vgl. hierzu u. a. KLEBER 1991, VÖLKEL 1995). Daß die frühglaziale Formung indes nicht überschätzt werden darf, wurde oben schon kritisch in Bezug auf die Ergebnisse SPÄTHs geäußert. Bemerkenswert ist dabei der Umstand, daß die Basislage aufgrund ihrer weiten Verbreitung bei der abschließenden Hauptlagengenese i. d. R. nur in ihren oberen Bereichen „angegriffen“ worden sein kann (vgl. KLEBER 1991). Sind stärkerer Permafrost und geringere Auftautiefe in den nachfolgenden Phasen der Deckschichtengenese die Ursachen hierfür? Untergeordnet könnte sich die interne Klimavarianz einer Kaltzeit auch auf die Erosion der Talgründe ausgewirkt haben, indem auch hier im Spätglazial noch untergeordnete Wechsel von Tiefenerosion und Aufschotterung wirksam wurden. Hier verzahnen sich fluviatil beeinflusste Sedimente mit den Deckschichten der Hänge, wobei auch komplexe zeitliche Beziehungen bestehen können.²⁴⁵

SEMMEL (u. a. 1968, 1991) hat in Gebieten wechselnd widerständiger Sedimentgesteine ähnliche Charakteristika der Deckschichten beobachtet und vermutet hierfür ebenfalls klimatische Beeinflussungen. SPÄTH (1986) beschreibt sehr komplex aufgebaute Periglazialprofile aus dem Keuper-Lias-Bergland, deren Einordnung noch offen ist. Weitere Untersuchungen zu diesem Fragenkomplex stehen aus; so ist zum Beispiel auch das Verhältnis von Solifluktion und Abspülung weiter unklar. Wie hängt der Wechsel von Abspülung und Solifluktion (SPÄTH 1973, 1986) mit der kaltzeitlichen Klimavarianz zusammen? Möglicherweise resultiert eine Dominanz der Abspülung vor allem aus singulären Niederschlagsereignissen und wird weniger vom quartären Klimaverlauf gesteuert. Abweichend hierzu äußert sich SPÄTH (1973, 201), der eine frühglaziale Dominanz der Abspülung annimmt.

Als Resümee kann festgehalten werden, daß die Differenzierung und räumliche Verteilung der Deckschichten durch folgende Faktoren gesteuert wurden und wiederum komplexe klimatisch-strukturelle Wirkungsgefüge widerspiegeln (s. Ausgangsfragestellung des Kapitels B III. 2.3):

- Ausgangssubstrat bzw. Gesteinsuntergrund,
- Klimawandel und Prozeßgefüge,
- morphologische Position.

Durch die Einbeziehung der Prozesse wird eine sinnvolle Zuordnung der Deckschichtendifferenzierung zu Reliefpositionen erreicht.

Trotz der morphodynamischen Aktivität zeigen die Einarbeitung älterer Sedimente in die aktuellen Deckschichten und der Erhalt tieferer Folgen bei der Entstehung der Sedimentsequenzen m. E., daß die summierte Erosionsleistung der quartären Hangdynamik keinesfalls i. S. eine relevanten Stufenrückverlegung zu interpretieren ist. Im Verbund mit prätertiärer Formung ist ihre Wirkung eher in einer Entwicklung strukturell geprägter Stufen zu sehen (Hangtreppeung etc.).

2.2.3.2 Frostmuster

Frostmuster wie zum Beispiel Eiskeilnetze traten in den Mittelgebirgsregionen Deutschlands verstärkt erst im Altpleistozän auf, wenngleich auch ältere Frostklimaandikatoren bekannt sind (vgl. Diskussion bei BIRKENHAUER 1983, SEMMEL 1984, 1996; zur allgemeinen Einordnung s. KARTE 1979). Diese Abhängigkeit korreliert mit der erst zur Günz-Kaltzeit erfolgten extremen Abkühlung (vgl. B III. 2.2.2). Im Umland der Haßbergstufe bestehen vielfältige Zeugnisse des Periglazials, die somit chronologisch zumeist in die Zeit nach dem Ältestpleistozän einzuordnen sind. Im Zusammenhang mit der Wirksamkeit des letzten Glazials dürften die meisten Frostmustererscheinungen, resultierend aus der Entfernung präwürmzeitlicher Deckschichten etc., recht jungen Alters sein (vgl. B III. 2.2.3.1.2).

In der Stufenrandsenke am Fuß der Haßberge konnte im Sommer 1995 ein gehäuftes Vorkommen von Phänomenen wie Tropfenböden oder kryoturbar verbogenen Gesteinsschichten zum Beispiel südwestlich von Nassach beobachtet werden, als beim Straßenneubau zahlreiche Böschungsanschnitte bestanden.²⁴⁶

Auf einer heute zergliederten, in ihrer letzten Entstehungsphase auf ein Niveau des unteren Haupttalbodens im Haßbergstufenvorland eingestellten Fußfläche (vgl. B III. 2.2.1) wurde anlässlich einer Geländebegehung mit Prof. Dr. B. SCHRÖDER (RU Bochum) eine eiskeilartige, etwa ein Meter tiefe, verfüllte Hohlform beobachtet. Diese befindet sich südöstlich des Weinberges in roten und grauen Tönen des Übergangsbereichs Myophorien-/Estheriensichten (Bettenburger Steige NE Hofheim; R 4396,4; H 5558,28). Über der unregelmäßigen, tropfenförmigen „Hohlform“ ist ein graubrauner Oberboden ausgebildet. Ihre tonige Füllung zeigt eine dunkelgraue bis schwarze Grundfarbe und enthält rote bis orange, partiell geschichtete tonige Einschlüsse, Holzkohlestückchen, Basaltbruchstücke (naheliegender Basaltgang) sowie verschieden stark gerundete fanglomeratartige Schilf- und Burgsandsteine. Eine chronologische und paläoklimatische Beurteilung des Phänomens ist leider nicht möglich (Pollenanalysen von Dr. E. SCHULZ, Würzburg).

In Diskussionen mit B. SCHRÖDER wurden weitere kaltzeitliche Phänomene im oberflächennahen Untergrund angesprochen, die sich an folgenden Lokalitäten befinden:

- Straße Hofheim-Bettenburg (mehrgliedriges Quartärprofil, um R 4396; H 5558),
- östlich von Goßmannsdorf (Brodell-, Girlandenböden an der südlichen Spitze des Bettenburger Waldes, um R 4399; H 5557),
- südwestlich Großbardorf (Eiskeil-Pseudomorphosen am Beginn des den Wambachshügel umgebenden Waldes, um R 3597; H 5569,5),
- im Nordosten von Herbstadt (Girlandenböden im Gestenholz nahe der Straße Herbstadt-Breitensee, um R 4396; H 5579).

GARLEFF & KRISL (1997) beschreiben ebenfalls eine Vielzahl von Froststrukturen, die heute nicht mehr zugänglich sind (Aufschlußanalyse während einer großräumlichen Verlegung von Versorgungsleitungen).

Die weite Verbreitung der Frostmusterböden dokumentiert einerseits ein klimatypisches Phänomen. Andererseits zeigt der oben angesprochene, besonders starke Anteil verschiedener Frostmuster in der Stufenrandsenke auch eine Abhängigkeit vom geologischen Untergrund. Die weichen, wasserstauenden Keupertone des unteren und mittleren Keupers und die Wasserzuführung von der nahegelegenen Stufe und den westlichen Rahmenhöhen begünstigten die Ausbildung der Stufenrandsenke als (relativen) edaphischen Feuchtraum. Dementsprechend bewirkte ein hoher Wassergehalt über die Eisausdehnung eine extrem wirksame Frostdynamik (Hinweis J. GRUNERT, Universität Mainz). Hinzu kommt aber auch, daß Frostmuster in unbewaldeten Gebieten viel besser erkennbar sind als in den bewaldeten Hangbereichen der Schichtstufenlandschaft, weshalb m. E. die tatsächliche Differenzierung von Frostmustern noch nicht abschließend zu beurteilen ist und auch ihr Bezug zu den kaltzeitlichen Deckschichten weiter untersucht werden muß (vgl. Darstellungen bei BÜDEL 1977 über das rezente Periglazial).

2.2.3.3 Holozäne Bodenentwicklung

Der Boden ist das im Verlauf des Holozäns an Ort und Stelle pedogen veränderte Ausgangssubstrat, welches u. a. durch periglaziale Deckschichten gebildet wird (vgl. B III. 2.2.3.1).

Die entscheidenden pedogenetischen Steuerungsfaktoren sind, abgesehen vom Klima, die Lage im Relief (Wasserhaushalt etc.) und der Untergrund (Körnung, Mineralzusammensetzung; vgl. gängige Lehrbücher, u. a. SEMMEL 1983). Auf pedogenetische Sequenzen, die auch im Zusammenhang mit der postglazialen Klimavariabilität zu interpretieren sind, kann hier nicht näher eingegangen werden (vgl. u. a. REHFUESS 1981).

Ältere Bodenbildungen sind im nordöstlichen Mainfranken zumeist nicht erhalten und durch Erosion aufgearbeitet worden (ähnlich RÜCKERT 1976). Auf den Dachbereichen der Vollformen dürfte, wegen der dortigen geringen Neigung, Deflation für diesen Abtrag mitverantwortlich sein. In Ausnahmefällen treten zum Beispiel Wurzeln einer miozänen Tiefenverwitterung auf. Bisweilen können tertiäre Verwitterungsrelikte auch mikroskopisch in den pleistozänen Deckschichten nachgewiesen werden (vgl. B III. 1.1.2 ⇒ Haßbergfläche; s. *Foto 10* in F IV. 2).²⁴⁷

Aufgrund der Größe des Untersuchungsraums (Haßbergstufe und Umland) und der heterogenen Ausgangssubstrate (Sandsteine, Tonsteine, Kalkgesteine, Löß, Flußschotter etc.) können hier nur grobe Charakteristika der Bodenentwicklung dargestellt werden (Bodentypisierung nach AG BODEN 1994).

Über die unten aufgeführten Bodentypen hinaus existiert eine Vielzahl von pedogenetischen Variationen. Einen Überblick hierzu gibt die Bodenkundliche Übersichtskarte, herausgegeben vom BAYERISCHEN GEOLOGISCHEN LANDESAMT (1955).

Dem oben bereits exemplarisch an einem kleineren Geländeausschnitt diskutierten Aufbau der Decksedimente entsprechend sind mehrschichtige Böden im Arbeitsgebiet von hoher räumlicher Relevanz. Besondere Bedeutung haben Zweischichtböden an Hängen (vgl. RÜCKERT 1976), die sich aus der Sequenz Basislage-Hauptlage oder (in seltenen Fällen) einer Überschüttung unterlagernder Tongesteine mit sandigem Material ergeben. Forstamtliche Standortkartierungen, die mir von den Forstämtern freundlicherweise zur Verfügung gestellt wurden, bestätigen deren Bedeutung, können aber für eine bodenkundliche Betrachtung aufgrund der substratgeprägten, eigenständigen Terminologie nur ergänzend benutzt werden (Zusammenfassung von Bodentypen etc.). Die eingeschränkte Interpretierbarkeit ergibt sich aus ihrer Zielsetzung (Standortgunst für bestimmte Pflanzen). Die begleitenden Texte der forstamtlichen Kartierungen belegen aber, sofern sie mir vorlagen (Teile der Dornbuschberge und des Großen Haßbergs), vergleichbare bodenkundliche Interpretationen und sind daher auch eine ergänzende Grundlage der hier vorgenommenen Darstellung.

Während die Pedogenese in autochthonem, zum Teil pleistozän aufgearbeitetem Substrat eine deutliche Beziehung zum älteren geologischen Untergrunds zeigt, weisen die Böden in den pleistozän verlagerten Deckschichten eine klar erkennbare Eigenständigkeit auf, die sich aus der Vermischung oder Schichtung unterschiedlicher Materialien ergibt (s. o.; vgl. *Abb. 40* und SEMMEL 1991).

Anthropogene Überformung ist bisweilen etwa in Form von Bodendegradation, Pflughorizonten oder forstwirtschaftlich ausgelöster Podsolierung bzw. Nährstoffarmut erkennbar (vgl. ELLENBERG 1986, RICHTER 1998 sowie Kapitel B III. 2.2.2).

Böden in autochthonem Substrat

In den Sandsteinen des Keupers, die insbesondere am Stufenhang und auf dem anschließenden Stufendach anstehen, sind vor allem Braunerden entstanden (RÜCKERT 1976; s. *Abb. 35*). Bei geringer Oberflächenneigung weisen die Böden häufig Pseudovergleyung auf (*Abb. 37*; vgl. *Abb. 40*). Hoher Quarzreichtum und ein geringer Tonanteil haben die (partielle) Ausbildung von Podsol-Braunerden und reinen Podsolen begünstigt (vgl. MÜLLER 1996, REHFUESS 1981, RÜCKERT 1976).

Eingearbeitete äolische Sedimente wie Löß, Sandlöß etc. konnten die Podsolierungserscheinungen aufgrund ihres Mineralreichtums abschwächen (Silikatanteil). Dabei ist sehr interessant, daß lößartige Ablagerungen etwa im Dachbereich des Großen Haßbergs bis auf Höhen um 500 m ü. NN reichen. Im Burgsandstein, der etwa auf dem Stufendach im Bereich der Dornbuschberge ansteht, sind Phänomene der Podsolierung selten (relativ hohe Ton- und Feldspatanteile).

Böden in den triassischen Tongesteinen sind als Pelosole ausgebildet (*Abb. 36*). GARLEFF & KRISL (1997) beschreiben die spätkaltzeitliche Bildung von Schwarz-erdeböden in gipsführenden Estherienschiefern des Keupers.

Im Stufenvorland haben sich auf Kalkgesteinen des Muschelkalks steinige Rendzinen gebildet, die etwa bei der stärkeren Einarbeitung von Löß in Braunerdegesellschaften übergehen (BÜTTNER & FRIED 1989; vgl. auch RÜCKERT 1976). Derartige Bildungen leiten zu den Böden in allochthonen Deckschichten über, die wie folgt charakterisiert werden können.

Böden in allochthonem Substrat

Dem räumlichen Untersuchungsschwerpunkt entsprechend sind die nachfolgenden Ausführungen insbesondere auf den Hang der Keuperschichtstufe zu beziehen.

Sofern die verlagerten Sedimente den autochthonen Substraten ähneln, gelten auch vergleichbare pedologische Charakteristika (s. o.). Mit zunehmender Differenzierung der pleistozänen, untergeordnet auch holozänen Deckschichten tritt jedoch eine eigenständige bodenbildende Dynamik auf.

In mächtigen Substraten mit betontem Sandanteil (u. a. Deckfolge) sind insbesondere Braunerden entwickelt. Bei ebenen Positionen und mit zunehmendem Tonanteil können Phänomene der Pseudovergleyung auftreten. Flugsanddecken auf Verebnungen bewirken Podsolierung.

In der Basislage haben sich bei hohem Tongehalt (Braunerde-)Pelosole gebildet, sofern die Deckfolge fehlt. Diese Böden finden sich auf den steileren Hangsegmenten (vgl. auch RÜCKERT 1976). An deren Fuß bzw. im Übergangsbereich zu Ebenheiten können deutliche Vergleyungserscheinungen auftreten (Braunerde-Gley; vgl. *Abb. 40*). In den Talgründen sind häufig Braunauenböden (Vega) ausgebildet (*Abb. 39*).

Eine weite Verbreitung haben Böden, die sich in mehrschichtigen allochthonen Sedimenten auf Hängen gebildet haben. Zumeist ist die Pedogenese hier in der Sequenz Basislage (liegend) und Hauptlage (hangend) erfolgt. In Abhängigkeit von der morphologischen Lage sowie den Sedimentcharakteristika (Mächtigkeit der Deckfolge, Tongehalt, Tonmineralzusammensetzung) wirkt die Basislage als Staukörper. Die Varianz der Böden ist in diesem Substrat besonders hoch. Neben Braunerden mit möglicher Tendenz zur Pseudovergleyung treten u. a. Pelosol-Braunerden auf. Die abwärtsige, nicht (nur) pedogenetisch bedingte Zunahme des Tongehalts in Braunerden hat einige Autoren dazu veranlaßt, sie als Phäno-parabraunerden zu bezeichnen (u. a. SEMMEL 1983). Die Problematik dieses Vorgehens wird u. a. anhand der bodenkundlichen Kartieranleitung (AG Bodenkunde 1982) deutlich, nach der eine Bezeichnung als Parabraunerde bei fehlender genetischer Beziehung von Al- und Bt-Horizont nur dann zulässig ist, wenn in dem vorliegenden Substrat normalerweise Parabraunerden entstehen. In diesem Zusammenhang ist im Bodenprofil 4 (*Abb. 38*) ein Boden dargestellt, der aufgrund der fehlenden Aufhellung und hohen Mächtigkeit des tonärmeren Bereichs als Braunerde bezeichnet wird.

Kompliziert wird die Interpretation weiterhin durch eine bodengenetische Verknüpfung allochthoner Sedimente und des tieferen Festgesteins. Falls die Deckschichten eine geringe Mächtigkeit aufweisen, kann die Bodenbildung in das Anstehende vorgreifen, wobei zum Beispiel unterlagernde Tongesteine die Funktion der Basislage übernehmen (Staukörper etc.; s. auch RÜCKERT 1976).

Westlich der Keuperstufe sind Bodenbildungen in allochthonen äolischen Sedimenten sehr häufig, deren Bedeutung sich aus ihrer ackerbaulichen Eignung ergibt. Im reinen Löß, der im Vorland der Haßbergstufe eine weite Verbreitung aufweist, sind bevorzugt Parabraunerden mit hoher Bodengüte entstanden (RÖSNER & SKOWRONEK 1988; vgl. RÜCKERT 1976). Aufgrund der entsprechenden intensiven Nutzung und ihrer Erodibilität (leichte Partikel, fehlende Kohäsion) treten vielfältige Erscheinungen der Bodenerosion auf, die weitergehende Untersuchungen erfordern (vgl. MÜLLER 1996, RICHTER 1998). Bodenbildungen in Flugsanden weisen Podsolierungserscheinungen auf. GARLEFF & KRISL (1997) betonen in diesem Zusammenhang für die fränkische Landschaft mehrschichtige Substrate, die sich durch die Überlagerung von „Schuttdecken“ mit mächtigen Lössen ergeben.

Bezugnehmend auf die Aussagekraft der Deckschichten und Böden für die Morphodynamik soll abschließend nochmals festgehalten werden, daß vollentwickelte Böden unter Waldbedeckung (weitgehende) Formungsruhe bestätigen (s. Ausgangsfragestellung des Kapitels B III. 2.3 zur Notwendigkeit der Interpretation von Deckschichten). Für die präholozäne Stufendynamik ergibt sich eine größere Abtragungsleistung, die aber ebenfalls keine erwähnenswerte Dislozierung von Stufen bewirkte bzw. diese in einer Extrapolation belegen könnte.

2.3 Zusammenfassende Darstellung und Bewertung der Formung im ausgehenden Tertiär und im Quartär

Die Entwicklung der Terrassenlandschaft im Überblick

Die Terrassengeneese im nordöstlichen Mainfranken begann im Anschluß an die finale Gäuflächenphase mit dem jüngeren Oberpliozän, das aufgrund seiner klimatischen Übergangstellung zunächst zwischen Flächenbildungszeit und Talbildung vermittelte. Der morphochronologische Gegensatz von weiten Flächen bzw. Verebnungen und engen, tief eingeschnittenen Tälern wurde hierdurch abgeschwächt (B III. 2.1; vgl. BÜDEL 1977).

Bereits die Eintiefung (und Aufschotterung) der tieferen Haupttalböden war jedoch ein prägnantes Resultat der kaltzeitlich-periglazialen Talbildung. Dementsprechend wurde die Terrassenbildung als prägende klimamorphologische Formung des Ältestpleistozäns ausgegliedert (B III. 2.2.1; vgl. auch terminologische Diskussion des Begriffs „Terrasse“ in B III. 2.1).

Für die Günz-Kaltzeit des anschließenden Altpleistozäns ist wiederum eine Korrelation der Reliefentwicklung (⇒ starke Taleintiefung) mit periglazialen Verhältnissen möglich (B III. 2.2.2). Möglicherweise begünstigten besondere tektonische Vorgänge die Entwicklung des relativ steilwandigen und engen Talgefäßes, wenn gleich die bislang in ihrem Ausmaß noch nicht erreichte günzzeitliche Temperaturreduktion wohl der entscheidende morphologische Faktor hierfür war (vgl. Diskussion u. a. bei KURZ 1988). Die dazwischenliegende Waal-Warmzeit wurde - wie dies auch für die jüngeren Warmzeiten gilt (s. BÜDEL 1972) - durch Formungsruhe unter Waldbedeckung charakterisiert („Stabilitätszeit“ nach ROHDENBURG 1971). Diese Feststellung gilt nicht nur für die Taleintiefung, sondern auch für die Morphodynamik der Hänge und Fußflächen.

Nach einer intensiven, wiederum stabilitätszeitlichen Bodenbildung im frühen Cromer kam es zu einer mächtigen Verschüttung des Maintals und seiner Zubringer, deren kurze Dauer im Zusammenhang mit tektonischen Ursachen bislang unbekannter Ausprägung steht. Eine relative flußabwärtige Hebungstendenz könnte hierfür von Bedeutung gewesen sein (vgl. u. a. SCHWARZMEIER 1982, SEMMEL 1994).

Die Formungstendenz des älteren Pleistozäns änderte sich demnach vor allem mit dem Wandel des Klimas und dem hierdurch gesteuerten Prozeßgefüge, wobei jedoch insbesondere die modifizierende Wirkung tektonischer Bewegungen zu berücksichtigen ist.

Die anschließende postcromerzeitliche Taleintiefung in den Sedimenten des Aufschüttungskomplexes ist für Mainfranken in ihrer klimatischen und sonstigen Steuerung noch nicht ausreichend untersucht worden (B III. 2.2.2; vgl. u. a. MÜLLER 1996).

Abschließend läßt sich festhalten, daß die zunehmende Zertalung die bereits für die Flächentieferlegung charakteristische kontinuierliche Einengung der Vorfluterebene verstärkt fortführte. Eine geringe lokale Ausweitung der Talsysteme durch schwache rückschreitende Erosion ist zu berücksichtigen. Die gilt nicht nur für die größeren Täler, sondern auch für kleinere Nebentäler, die aber wiederum häufig ältere, bereits während der Flächenbildung in den Vollformen angelegte Vorläufer hatten. Die quartäre Tallandschaft wurde weitgehend von der Vorfluterdifferenzierung des tertiären Flächenreliefs vererbt (lineare Verebnungen der Flächenniveaus etc.; vgl. aber auch Komplexität der vermittelnden Formung), so daß sich in ihrer strukturellen Adaptation und ihren Lageparametern häufig noch die lithofaziale und tektonische Steuerung der Flächengese durchpaust. Gründe für die fortschreitende Verengung der Täler im Verlauf des Quartärs sind noch zu diskutieren und ergeben sich aus den Faktoren Klimavarianz,²⁴⁸ tektonische Hebungsraten, Meeresspiegelschwankungen und Struktur des Untergrunds (Orientierung an Klufzonen, Erreichen härterer Gesteinspartien etc.). Dabei wird eine Sequenz *zunehmende Flächeneinengung* ⇔ *Übergangsverebnungen* ⇔ *fortschreitende Taleinengung* deutlich, die ursächlich und zum Teil in komplexen Wirkungsgefügen mit der känozoischen „Klimaverschlechterung“ zusammenhängt (s. hierzu C II. 2.1.2).

Die Ableitung kaltzeitlicher Formungsaktivität und warmzeitlicher Inaktivität der Formung (BÜDEL 1972) ist im Arbeitsgebiet gerade für die ältere quartäre Tal- und Terrassenentwicklung bis zum Cromer nachweisbar. Ausschlaggebend hierfür waren glazialzeitliche Bedingungen (vgl. B III. 2.2). Die Vorstellung BÜDELs einer frühglazialen Eintiefung und einer hochglazialen Aufschotterung sind in diesem Kontext aber vereinfachende Vorstellungen, die in der Realität durch den internen Klimaverlauf einzelner Kaltzeiten und tektonische Impulse häufig abgewandelt oder modifiziert wurden. Ein Beispiel hierfür ist die Genese der mittleren und unteren Haupttalböden in einer Kaltzeit (B III. 2.2.1). In theoretischer Hinsicht sind natürlich auch Faktoren wie die Lage im Längsprofil eines Flusses etc. zu bedenken.

Für die vorangegangene Genese noch älterer „Talböden“ werden hingegen abweichende paläoklimatische Verhältnisse angenommen, die noch zum tertiären Flächenbildungsklima vermittelten und damit auch einen besonderen Formungscharakter verursachten (s. o.; vgl. B III. 2.1 und BÜDEL 1977).

Der Formungsumbruch und seine Bedeutung für das heutige Relief

Der spätobertertiäre Übergangszeitraum leitete zu einer gänzlich veränderten Formung über, die als Zertalung der durch Flächenstockwerke geprägten Tertiärlandschaft definiert werden kann (B III. 2.1, 2.2; s. u. a. BÜDEL 1977). Der Begriff „Zertalung“ umfaßt Erosions- und Akkumulationsphasen, kennzeichnet aber

gleichzeitig die Dominanz der Eintiefung gegenüber der Aufschotterung (⇒ hochgelegene Flächenreste).

Welche Bedeutung hatte die Talbildung nun für die heutige Landschaft? Die Beantwortung dieser Frage ist ganz entscheidend zur Entschlüsselung der grundlegenden Problemstellung dieser Arbeit (s. A I., B III. 3.1): Wie erfolgte der känozoische Wandel des klimatisch-strukturellen Wirkungsgefüges und welche Auswirkungen hatte dies auf die (verschiedenen) Formungstendenzen? Ich bin der Ansicht, daß die Relevanz der Talbildungsdynamik - zunächst bezogen auf das nordöstliche Mainfranken - häufig (u. a. GARLEFF & KRISL 1997, SPÄTH 1973) überschätzt wird. Ihr grundlegender visueller Stellenwert wird dabei nicht übersehen. Die eigenen Befunde deuten aber darauf hin, daß sich die rezente Formendifferenzierung Mainfrankens vor allem auch durch den hohen Erhaltungsgrad der komplexen Altreliefgenerationen ergibt (opp. SPÄTH 1973, 159), welche die vor allem selektiv-flächenhafte Tieferlegung repräsentieren. Diese Konservierung erfolgte trotz der fortschreitenden Entwicklung einer strukturell adaptierten Landschaft und schränkt eine Erniedrigung von Vollformen sowohl für den Verlauf der Flächenbildung als auch für die anschließende Zertalung deutlich ein.

Auch BÜDEL (1977, 204) betont die kaltzeitliche Formung m. E. zu stark, indem er für Mitteleuropa einen Wert von 95 % „Kaltzeitrelief“ angibt. Betrachtet man andererseits seine eigene Darstellung scharf eingeschnittener Täler und in den Wasserscheidenbereichen erhaltener Flachreliefs, wird bereits ein anderer Eindruck erweckt (vgl. BÜDEL 1957: Abb. 3 ⇒ hoher Erhaltungsgrad der Flächen, 1977: Fig. 62). Diese Graphiken wiederum fordern aber aufgrund ihrer didaktischen Schematisierung Kritik heraus, weil sie sowohl die Morphostratigraphie der Tieferlegung (Anzahl der Verebnungsniveaus etc.; vgl. SPÄTH 1973) als auch den differenzierten, in der Realität eher punktuellen bis linearen Erhalt der Altreliefs zu stark vereinfachen. Den Prozentanteil verschiedener Reliefgenerationen am Relief betreffend kann man sich ohnehin streiten, da die Grenzziehung von erhaltenem und überformtem Altrelief fließend verläuft. Gerade das jüngste Verebnungsniveau ist durch die Zertalung stark aufgelöst worden, was der oben beschriebenen simplifizierenden Vorstellung von weiten Flächen, in die sich schmale, aber gleichzeitig weitständige Täler eingeschnitten haben, widerspricht. Diese enggekammerte Auflösung hängt u. a. mit der starken Lithovarianz und der entsprechenden Häufigkeit weicher Tongesteine zusammen. Eine lineare Erosion, die von einem Flächenniveau ausgeht, wird die jeweils weichen Gesteine weitgehend ausräumen, und sei es nur als muldenartige, schwach eingetiefte Zubringer. Hingegen würde die Zerschneidung einer weiten, in homogen-hartem Sandstein ausgebildeten Fläche mit einem stärkeren Erhalt von Verebnungsresten zwischen den Taleinschnitten korrelieren. Diese Zusammenhänge werden umso deutlicher, wenn

wiederum der Bogen zur tertiären Formung geschlagen wird. Selbst während der Flächenbildung wurden in der heterogenen mainfränkischen Trias keine weiten zusammenhängenden Hochebenen erhalten (opp. SPÄTH 1973, u. a. 58; vgl. u. a. BÜDEL 1957: Abb. 3), weil die jeweils harten Gesteinskomplexe eine relativ geringe Ausdehnung aufwiesen (⇒ differenzierter horizontaler Schichtwechsel, beckenwärtige schichtinterne Lithovarianz). Eher traten Phänomene wie lokale Schichtflächen oder relativ deutlich differenzierte Abdachungen auf. Ein Beispiel hierfür ist der Kissingen-Haßfurter Höhenzug zur Zeit der Hauptgäufäche. Betrachtet man die heutige Landschaft, sind die weitflächigeren Hochgebiete u. a. als Resultat kaltzeitlicher Dellenbildung zumindest gewellt.

Die Beurteilung, wie deutlich verschiedene Reliefgenerationen am rezenten Relief beteiligt sind, muß auch im Zusammenhang mit der jeweiligen strukturellen Adaptation erfolgen. Für Mainfranken wird die zweifelsfrei im Anschluß an die Flächenbildung erfolgte Strukturbetonung (gestufte Hangprofile etc.; vgl. SPÄTH u. a. 1986) bislang insofern zu stark hervorgehoben, als auch schon die älteren Hochgebiete eine deutliche strukturelle Adaptation aufwiesen und die quartäre Zerstörung der durch selektive Erosion entstandenen tertiären Altreiefs überbewertet wurde (vgl. auch weitere Diskussion ⇒ Ausbildung des Hauptgäufächenniveaus). Dementsprechend sind auch die von SPÄTH (1973, u. a. 58, 87, 210, 240 ff.; ähnlich GARLEFF & KRISL 1997) abgeleiteten Regeln zur (selektiven) quartären Reliefüberformung (Erosion bis zur nächsten harten Bank, Rücklandzerschneidung etc.) zu relativieren.²⁴⁹ Ähnliches gilt für eine Neubildung von Schichtstufen oder stufenähnlichen Hängen durch die Zertalung, die von SPÄTH (1973, u. a. 224 ff.) m. E. überschätzt wird (vgl. auch „Talschichtstufen nach WEISE 1967). So ist beispielsweise die stufenartige Form, welche den Baunachoberlauf begleitet, sicher schon während der Flächenbildung angelegt worden. Diese Ungenauigkeiten hängen auch damit zusammen, daß SPÄTH (1973, u. a. 150) die Ausbildung von Pendants der Hauptgäufäche im Stufenrückland und damit die dortige, strukturell adaptierte Reliefdifferenzierung vor dem Einsetzen der Flächendestruktion nicht erkannt hat.²⁵⁰ Dennoch ist die im Eiszeitalter fortschreitende bis forcierte strukturmorphologische Inwertsetzung gerade im Zusammenhang mit der allgemeinen Erhöhung der Reliefenergie von hoher Bedeutung für die heutige Landschaftsprägung (Stufenakzentuierung, s. SPÄTH 1973, 194). Ebenso wird dies ja daran deutlich, daß die abschließenden jüngsten Flächen in Anlehnung an Resistenzunterschiede in Vollformen und Depressionen aufgelöst wurden. In Zusammenhang mit diesen neuen Ergebnissen halte ich es für sinnvoll, einzelne Schichtstufen wie die Doggerstufe zwischen Itz und Obermain oder auch die verschiedenen Achterstufen (vgl. SPÄTH 1973, 123 ff., 227 ff.) nochmals detaillierter zu untersuchen.

Letztlich läßt sich aus diesen Überlegungen folgern, daß die Strukturvarianz a) bei anhaltender „Klimaverschlechterung“²⁵¹ und b) im Rahmen einer seit der eingeebneten Flächenbildung stets selektiv geprägten Formung immer stärker sichtbar wurde.²⁵² Wenn GARLEFF & KRISL (1997) für die fränkische Landschaft einen einebnenden Schleier durch jungquartäre Sedimentation erwähnen, ist dies wohl eine Überbetonung eines modifizierenden Effektes. Hingegen kann die Lösssedimentation sogar eine nachfolgende Zerdellung in den weichen schluffreichen Ablagerungen implizieren und damit den Zertalungscharakter der Landschaft betonen.²⁵³

Diese Überlegungen können m. E. weitgehend auf die süddeutsche Schichtstufenlandschaft, aber auch auf andere Deckgebirgsareale Mitteleuropas übertragen werden (vgl. Diskussion der älteren Literatur in den entsprechenden Kapiteln zur überregionalen Geomorphologie). Lokale Besonderheiten wie die Hebungsintensitäten, die sich über Phänomene wie Abtragungsraten, Zertalungstiefe und damit auch die strukturelle Reliefprägung äußern, sind zu berücksichtigen. Bezieht man die heutigen Hochgebirge als einen abweichenden geologischen Strukturtyp ein, wird dies besonders deutlich. So ist die Zertalung etwa in der Alpenregion viel prägender als in den Mittelgebirgen, obwohl auch dort tertiäre Flächensysteme nachweisbar sind (vgl. C II. 2.1.7).

Die vorerst abschließende Definition des Reliefs

Mit dem ausgehenden Würmglazial wurden die Zertalung und die intensive Verlagerung quartärer Hangsedimente stark reduziert bis eingestellt. Das Holozän fungiert als Stabilitätszeit i. S. ROHDENBURGs (u. a. 1971; vgl. BÜDEL 1977). Die bis dato erfolgten morphodynamischen Vorgänge haben das heutige Relief - bis auf wenige Ausnahmen - modelliert.

Lokale Ereignisse wie Hangrutschungen oder auch die immer mehr in den Vordergrund tretende anthropogen ausgelöste Bodenerosion sind allerdings als modifizierende Faktoren zu beachten (u. a. MÜLLER 1996; vgl. B III. 2.2.2).

Gerade unter Waldbedeckung jedoch weisen voll entwickelte, im Holozän entstandene Bodenprofile auf ausschließlich geringe Erosionserscheinungen hin. Die quartären Deckschichten sind dort sehr gut konserviert (SPÄTH 1973; vgl. B III. 2.2.3.1). Demzufolge sind über deren Studium auch Rückschlüsse auf die bei ihrer Entstehung beteiligten Prozesse und damit auch den Wandel des klimatisch-strukturellen Wirkungsgefüges möglich (vgl. einleitende Fragestellungen in Kapitel A I.). Weiterhin ergibt sich, beispielsweise durch den Erhalt von älteren Verwitterungsrelikten, auch eine Möglichkeit zur Rekonstruktion von Paläoklimaten (*Foto 10*, Kapitel F IV. 2; vgl. hierzu u. a. BORGER 1992).

Die Korngrößenbezogene Heterogenität der quartären „Schuttdecken“ (zur Begriffsproblematik s. B III. 2.2.3) scheint einerseits auf eine differenzierte klimatische Entwicklung während der letzten Eiszeit hinzudeuten (vgl. u. a. ROHDENBURG 1965). Andererseits spiegelt sie vor allem die Varianz der Ausgangssubstrate wider (s. u. a. SEMMEL 1991). Dementsprechend weisen die heutigen Bodenvergesellschaftungen einen sehr komplexen Charakter auf (vgl. u. a. RÜCKERT 1976).

Die Ableitung der wärmzeitlichen Morphodynamik und ihrer reliefwirksamen Resultate sind auch als entscheidende Faktoren für die Umsetzung einer nachhaltigen Landnutzung anzusprechen, so daß ihre Untersuchung auch einen Beitrag zur angewandten Geomorphologie leistet (s. hierzu SEMMEL 1991).

3 Abschließende Interpretation ausgewählter Probleme und Befunde der regionalen Geomorphologie

3.1 Differierende Charaktere der tertiären und quartären Formung

Im ausgehenden Oberpliozän trat die in Mainfranken zunächst unter feucht-, später trocken-warmen Verhältnissen erfolgende Flächentieferlegung zurück. Bei aller Komplexität²⁵⁴ ist erkennbar, daß der tertiären Flächengeneese eine quartäre, linear-erosive Zertalung gegenübersteht, die insbesondere auf die kaltzeitliche (= periglaziale) Flußeintiefung zurückzuführen ist (⇒ klimabedingter Formenwandel; vgl. Ausführungen von BÜDEL 1977, SPÄTH 1973). Jeweilige Aufschotterungen sind für eine Beurteilung des Reliefcharakters zu berücksichtigen. Lokale „Flächenbildung“ in den Kaltzeiten des Quartärs beschränkte sich auf die Genese von Kryofußflächen entlang der Vorfluter und besondere Situationen, für die Faktoren wie die Reliefinfluenz eine Rolle spielten (vgl. GARLEFF 1989). Gänzlich abzulehnen sind für die mainfränkische Stufenlandschaft Vorstellungen einer periglazialen Kryoplanation, sofern man darunter eine Betonung der Flächenbildung oder sogar eine Tendenz zur Einebnung eines reliefierten Geländes versteht (vgl. u. a. DEDKOV 1965). Unterschiede warm- und kaltrarider Formung werden auch über die differenzierte Abfolge von Sedimentation und Aufschotterung während der kaltzeitlichen Terrassengeneese in Mitteleuropa deutlich, wogegen derartige Varianzen unter trockenwarmen Bedingungen tektonisch verursacht werden.

Die häufig betonte Konvergenz kaltrarider und warmer, (semi-)arider Morphodynamik (u. a. SPÄTH 1973, 196 in Bezug auf Fußflächendynamik) entspricht demnach nicht den Ergebnissen zur Formung im Arbeitsgebiet (vgl. auch allgemeinere Ergebnisse in Kapitel B II. 1). Ein Grund hierfür dürfte der jeweilige Abflußtypus sein (periglaziales Austauen, warmaride Starkregen), der Phänomene wie die räumliche Dimension der Erosion beeinflusste. Stimmt man der Bedeutung der BÜDELSchen

Eisrinde zu, ist auch diese mitverantwortlich für die periglaziale Zerschneidung der Altflächen. Sehr geringe Relieferungen reichen hier wohl aus, um über positive Rückkopplungen eine (zunehmend) lineare Erosion zu bewirken (bevorzugte Abtragung im Bereich der Abfließbahnen durch Anschmelzen der Eisrinde und Abfuhr des mechanisch verwitterten Gesteins etc.). Ähnlichkeiten der verschiedenen temperierten ariden Morphodynamiken sind nur partiell abzuleiten und ergeben sich zum Beispiel aus der deutlichen strukturellen Prägung von Hochgebieten (Hangleisten etc.). Auch die faziellen Varianzen und Faktoren wie Hebungintensitäten sind zu bedenken (Einfluß auf die Erosionsdimension; vgl. B III. 2.1).

3.2 Lagekonstanz vs. Rückverlegung von Schichtstufen

Die Frage nach der Rückverlegung von Schichtstufen ist nur im Zusammenhang mit der allgemeinen Hangdynamik zu beantworten, die durch folgende Faktoren eine hochkomplexe Thematik darstellt (vgl. u. a. BREMER 1981, GOSSMANN 1970, HÖVERMANN 1967, SCHUNKE 1968 sowie ausführliche Diskussion in Kapitel C II. 2.1.5):

- Zeit ⇒ u. a. aklimatische Hangentwicklungssequenzen;
- Klima ⇒ Prozeßgefüge, klimazonale Formung;
- Gestein ⇒ Widerständigkeit.

Deren Resultat ist schließlich ein heterogenes Landschaftsbild, das sich durch horizontale und vertikale Hangneigungsvarianzen (Rampenhänge, Fußflächen, Steilhänge etc.) sowie den Erhalt von Altreliefs auszeichnet.

Im nordöstlichen Mainfranken trat die Hangdynamik erst mit der Zerstörung der Ausgangsrumpffläche (vgl. B III. 1.1.2) als relevanter Faktor auf. Hierbei wurde auch die Anlage von Schichtstufen und stufenartigen Hängen bzw. ihr quantitativer Anteil am Relief forciert (s. BÜDEL 1957; vgl. auch SPÄTH 1973 und detaillierte Literaturdiskussion in den Kapiteln zur regionalen Morphologie). Die Unterscheidung von Schichtstufen und stufenartigen Hängen (i. w. S. Schichtstufen) erscheint in diesem Zusammenhang beispielsweise angebracht, wenn man markante, horizontal durchgehende Formen von isolierten Aufsitzern oder gesteinsdifferenzierten Talhängen unterschieden will. Die entsprechende prozentuale Zunahme harter Gesteine (selektive Einengung der Flächen, Zertalung) ging mit der känozoischen „Klimaverschlechterung“ einher. Zunächst ergibt sich folgendes Bild, das die Komplexität der regionalen Hangentwicklung und damit auch den Differenzierungsgrad des Reliefs verdeutlicht (vgl. B III. 1.2, 1.3, 2):

Im zeitlichen Verlauf der Formung waren verschiedene Hangtypen miteinander vergesellschaftet (vgl. u. a. BRUNOTTE 1987 zum niedersächsischen Bergland). Dennoch sind etwa für die Flächenbildungszeit tendenzielle Korrelationen von

Hangformen und Klima nachweisbar. So ist die Dominanz flacher Rampenhänge insbesondere ein Kennzeichen feuchterer Klimaverhältnisse im Obermiozän. Trockenere Bedingungen seit dem ausgehenden Obermiozän hingegen forcierten einerseits die Versteilung und strukturelle Prägung der Hänge (Hangleisten etc.), was aber nicht zuletzt in Verbindung mit den speziellen regionalen Charakteristiken gesetzt wurde (Faktor Zeit, s. B III. 1.2.1; vgl. zu dieser Thematik auch BÜDEL 1977). Andererseits wurden Fußflächen zu einem prägenden Element der spättertiären Landschaft (vgl. SPÄTH 1973). Die zeitliche Komponente (\Rightarrow Hangvariation als Funktion der Zeit) kann in ihrer Relevanz für diese Unterschiede nicht im Detail erfaßt werden.

Der chronologische und räumliche Gegensatz zwischen flachen, undifferenzierten Rampen und steileren Abdachungen (Schichtstufen i. e. S.) ist zumindest zu einem Großteil das Resultat einer hangversteilenden Flächenexpansion (vgl. auch BUSCHE et al. 1989 und C II. 2.1). Diese Ausdehnung von Flächen wird im Rahmen einer quantitativen Wertung vor allem auf die räumliche Dynamik der Hauptvorfluterebene (= höhenkonstante Flächen) bezogen. Anders ausgedrückt: Sie entspricht der Expansion einer tieferliegenden Fläche im Hauptvorfluterniveau. Ihre Wirkung besteht insbesondere in einer Hangversteilung (= Rückverlegung des Hangfußes). In bestimmten Fällen können zwischen Hang und Fläche vermittelnde Fußflächen ausgebildet sein, die durch ihre Existenz und (leichte) räumliche Dynamik die Flächenexpansion bzw. Hangversteilung modifizieren (vgl. regionale Ergebnisse und B III. 3.3; s. *Abb. 23*).²⁵⁵

Bei diesem Vorgang, der auch im weltweiten Vergleich von höchster Bedeutung ist,²⁵⁶ blieben die obersten Hangsegmente weitestgehend lagekonstant.²⁵⁷ Hochgebiete erwiesen sich als lagestabile Formen.²⁵⁸ Restberge im Vorland der Stufe, die im Fall des Arbeitsgebietes ohnehin kaum vorkommen (Beispiele Dürrn-Berg und Wambachshügel), entstanden im Zuge von flächenhafter Tieferlegung bzw. Stufenversteilung und wurden durch die spätere Zertalung stärker betont (vgl. A II. 3). Die „ideologisch“ besetzten und eine Stufenrückverlegung implizierenden Begriffe Auslieger oder Zeugenberg sollten hierauf nicht angewandt werden.

Als Extremwert der Flächenexpansion und der hieraus resultierenden Hangversteilung wurden für die Haßbergstufe ca. 4 km erfaßt, die sich aus der sehr flachen, hypothetischen Transportbahn des Fanglomerats zur Zeit der Bucher Fläche und der Lokalisierung der späteren Dachfußfläche am Ende der Thundorfer Phase ergeben. Am besten nachvollziehbar ist dies im nördlichen Vorland der Haßbergstufe zwischen Nassach und Thundorf, wo einerseits die Ausgangsfußfläche (NE Nassach) und andererseits das Fanglomerat (Dürrn-Berg) erhalten sind (B III. 1.2.3, 1.3.2). Aus diesem Zusammenhang kann übrigens auch abgeleitet werden, daß die quantitative Bedeutung der Flächenexpansion mit einer abnehmenden Neigung der Stufenvorläufer zunimmt.

Einen prägenden Einfluß auf die Hangdynamik hatte auch die nachfolgende Zertalung, die eine fortschreitende Strukturbetonung als auch - etwa an der Haßbergstufe - eine forcierte Stufenverteilung bewirkte (vgl. SPÄTHs Ausführungen zur eiszeitlichen Entwicklung der Haßbergstufe, 1973, 197 ff.). Während die dortigen Neigungen der älteren, mit der Flächenbildung korrelierenden Schichtstufenstadien 10 bis 20° erreichten, treten rezent entlang des Mains deutlich höhere Werte bis über 40° auf (vgl. SPÄTH 1973). Dabei ist allerdings interessant, daß tertiäre Althänge, etwas abseits der Hauptvorfluter (ähnlich SPÄTH 1973, 1976; vgl. auch BRUNOTTE 1987), im Stufenverlauf erhalten sind und damit wiederum die komplexe aktuelle Vergesellschaftung verschiedener Neigungen dokumentieren. Der Zusammenhang mit einer geringeren Erosion in der Nähe der Wasserscheiden ist erkennbar (vgl. auch SPÄTH 1973, 197). Lokal sind Hangprofile konserviert worden, die (fast) dem Relie fzustand zur Zeit der finalen Gäuflächenphase (N Friesenhausen) oder sogar der Thundorfer Phase (NW Nassach am Hahnsberg) entsprechen (ähnlich SPÄTH 1973, 197; geringe Formungsintensität seit dem Pliozän). Daran wird deutlich, daß die pleistozäne Formung einen etwas geringeren Stellenwert aufweist als vielfach vermutet (vgl. SPÄTH 1986) und mit Sicherheit keine bemerkenswerte, landschaftsprägende Hangrückverlegung verursachte.²⁵⁹

Für die Haßbergstufe als prägendste Stufe des nordöstlichen Mainfranken (zur Verbreitung von Stufen vgl. SPÄTH 1976: Fig. 1) können abschließend folgende genetische Entwicklungsstadien während der Flächenbildung und der anschließenden Zertalung resümiert werden.²⁶⁰

1. Im Verlauf der Bucher Phase flächenhafte Tieferschaltung des Vorlands und Anlage flacher Stufenvorläufer (Rampen), die im horizontalen Verlauf durch Flächenpforten voneinander getrennt waren.²⁶¹
2. Fortschreitende Stufenentwicklung bis zum Ende der Thundorfer Phase durch:
 - a) Flächenexpansion (im Hauptvorfluterniveau), flächenhafte Tieferlegung des Vorlandes und Anlage einer Dachfußfläche an der Stufe \Rightarrow Stufenverteilung durch (komplexe) Verlegung des Hangfusses in Schichtfallrichtung,
 - b) einsetzende Stufenbildung im Bereich ehemaliger Flächenpforten durch Orientierung der flächenhaften Tieferlegung an harten Gesteinen, verknüpft mit der Anlage der angesprochenen Dachfußfläche.
3. Flächenhafte Tieferschaltung des Vorlands und der Fußflächen (vgl. Parapedimentation nach BRUNOTTE) bis zum Ende der Gäuflächenentwicklung \Rightarrow fortschreitende Erhöhung der horizontal durchgehenden Stufe im Anschluß an die dortige, zumindest weitgehend unter trockenen Bedingungen verlaufene Flächenexpansion.

4. Überleitung zur Zertalung mit obsequenter Talbildung an der Schichtstufe, lokale flächenhafte Tieferlegung der Fußflächen bis ins frühe Quartär ⇒ fortschreitende Stufenversteilung, -betonung.

Diese genetische Sequenz, in deren zeitlichem Verlauf sich einzelne, selektiv ausgewählte Teilstücke zu einer durchgehenden Vollform verbunden haben, erklärt auch die heutige Höhenvarianz der Schichtstufe und ihre Anlehnung an verschiedene Sandsteine (vgl. ausführliche morphographische Darstellung bei SPÄTH 1973 und Profile in dieser Arbeit). Unterschiede im Stufenverlauf betreffen die stärkere Differenzierung der südlichen Haßbergstufe,²⁶² die mit variierender Lithofazies und der morphologischen Lage (Mainnähe) korrelieren (vgl. bisherige Diskussion).

Als entscheidender Faktor der Stufenentwicklung ist damit - ausgehend von einem flachen Stufenvorläufer - eine hangversteilende Flächenexpansion belegbar (vgl. auch C II. 2.1.5 und dortige Literaturverweise).

Im Gegensatz zur Hangversteilung kann für die Schichtstufengenese eine morphologisch hervortretende Rückverlegung ausgeschlossen werden (vgl. BÜDEL 1977 und BREMERs Widerlegung der „klassischen Schichtstufentheorie“ 1989a). SPÄTH (1973, u. a. 188 f.; vgl. A II. 3, C II. 2.1.5) entwickelt hierzu vor allem für ältere Stufenentwicklungsstadien etwas abweichende Vorstellungen, die auch die hohe Bedeutung rampenartiger Stufenvorläufer vernachlässigen.²⁶³

Neben der bereits vorgestellten Beweisführung, die auf der dominant selektiven Herausarbeitung der Vollformen aus Verebnungsniveaus basiert und deren Lagekonstanz postuliert, ist jedoch u. a. auch der Erhalt sehr flacher Walme ein Beleg gegen die Stufenrückverlegung (s. BREMER 1989a).²⁶⁴ Derartige schwach geneigte Oberhangbereiche sind auch bei der Betrachtung der heutigen Hangprofile bisweilen zu erkennen (Beispiele: nördliche Haßbergstufe an der Nassacher Höhe, Rhätoliasstufe im Rückland der Haßbergstufe). Sie stellen gering überformte bzw. weitergebildete Reste älterer Flachhänge dar, die von der Stufenversteilung nur wenig bis gar nicht erfaßt wurden (s. o.; vgl. u. a. B III. 1.2.3 und SCHUNKE & SPÖNEMANN 1972). SPÄTH (1973, 37) diskutiert Walme u. a. als Resultat einer (geringen) Gesteinhärte, was aber für die geschilderten prägnanten Altreliefs allenfalls eine untergeordnete Bedeutung hat. Vielmehr ist die Abhängigkeit der Erhaltung flacher Oberhangsegmente von hochresistenten Gesteinen (quarzitische Bindemittel etc.) und der morphologischen Lage (Wasserscheiden) erkennbar.

Darüber hinaus spricht die Rekonstruktion sehr alter, stufenparallel verlaufender Entwässerungslinien beispielsweise gegen eine spürbare Rückverlegung der Haßbergstufe. Entsprechende Flächenreste reichen bis zum Stufenfuß (vgl. u. a. B III. 1.3.2.2; s. auch SPÄTH 1973, 193; vgl. BREMER 1989, 240). Ein weiteres Indiz ist die Erhaltung sehr alter, verschieden hoch liegender Fußflächengenerationen an dieser Schichtstufe (B III. 1.3.2.1). Auch die breiten „Talschlüsse“ der das Stufenrückland

entwässernden Flüsse widerlegen eine Stufenrückverlegung in mehreren Hinsichten (vgl. auch BREMER 1989a zum süddeutschen Stufenland und DÖRRER 1970 zum Steigerwald). Zum einen reichen sie sehr nahe an die Stufe heran, was im Kontext mit dem Alter der Stufenanlage schon für sich betrachtet eine Rückverlegung unwahrscheinlich erscheinen läßt. Nirgendwo im nordöstlichen Mainfranken ist erkennbar, daß eine Stufe über eine derartige Form „hinweggewandert ist. Dies wird andererseits umso mehr bekräftigt, da in diesen breiten Anfängen heutiger Entwässerungslinien angelegte und auffiedernde pleistozäne Täler ein hohes Alter dieser Formen belegen und sie gleichzeitig als Anfänge älterer (linearer) Verebnungen ausweisen (vgl. auch BREMER 1989a). Ein Beispiel hierfür ist der „Talschluß“ des Finsterbachtals (südliche Haßberge, Dornbuschberge NE Königsberg i. B., BOLDT 1993). Ähnliche Formen gliedern die östliche Abdachung des Großen Haßbergs.

Überhaupt lassen sich die Rekonstruktion von Flächenstockwerken und der Erhalt entsprechender Verebnungsreste nicht in Einklang mit einer deutlichen Stufenrückverlegung bringen. Das jeweils mögliche Verlegung des Stufenhangs ergibt sich dabei aus folgender Überlegung: Zunächst rekonstruiert man den (heute längst erodierten) Schnittpunkt der Ausgangsfläche mit dem Ausstrich der Basis der harten Schicht auf dieser Verebnung. Die horizontale Entfernung von diesem Punkt bis zur heutigen Position der Stufenkante entspricht dann der maximal (!) möglichen Hangverlegung (\Rightarrow Definition der Stufenposition durch den Ausstrich harten Gesteins auf der Ausgangsfläche; Ausnahme: horizontal lagernde Schichten im Schichttafelland). In der Realität sind jedoch deutlich niedrigere Werte zu erwarten, weil die Stufenbildner auf der Fläche ausdünnen. Demzufolge dürften die liegenden Straten meist schon bei der frühen Tieferlegung des späteren Stufenvorlands (Anlage von flachen Stufenvorläufern etc.) erodiert worden sein, was nicht als Rückverlegung zu interpretieren ist.

Diese Befunde belegen ganz eindeutig eine geringe Morphodynamik der Oberhänge und Stufenoberkanten. Eine Rückverlegung von Schichtstufen im Sinne der „klassischen Theorie“ ist an der Haßbergstufe, aber auch den anderen Stufen des Arbeitsgebietes nicht erfolgt und kann vermutlich sogar im weltweiten Vergleich ausgeschlossen werden (vgl. weitere Diskussion). Vielmehr erfolgte die Stufenentwicklung durch eine Tieferlegung des Vorlands und Vorgänge wie die hangversteilende Flächenexpansion.

Wenn hier die Stufenrückverlegung in geologischen Schelfen als morphologisch bedeutender Vorgang generell abgelehnt wird (vgl. auch bisherige und anschließende Diskussion), so bezieht sich dies vor allem auf das allgemeine Verständnis des Begriffs, das sich vor allem an der „klassischen Schichtstufentheorie“ SCHMITT-HENNERS (u. a. 1956) mit zum Teil immensen Rückverlegungsraten orientiert. Dabei wird natürlich nicht übersehen, daß sich eine sehr geringe Erosion auch im

Traubereich von Schichtstufen vollzieht bzw. vollzogen hat und etwa anhand verlagertes Grobssedimente deutlich wird, die dem Stufenbildner entstammen (Fußflächengerölle etc.). Diese steht jedoch in keinem Verhältnis zu einer Rückverlegung im angesprochenen „klassischen“ Sinn. Vielmehr sind m. E., bezogen auf die Position der Trauf bzw. des Firsts älterer Stufen, Beträge bis zu wenigen hundert Metern, in selteneren Fällen und bei stark zunehmendem Stufenalter auch Werte bis zu 1-2 km seit der ersten Stufenanlage typisch und bestätigen die auch über lange Zeiträume anhaltende Lagekonstanz der Vollformen (s. C II. 2.1.5). Häufig liegen die Werte sogar deutlich tiefer (partieller Erhalt von Walmen als Anzeiger älterer sehr flacher Abdachungen; s. hierzu u. a. SCHUNKE & SPÖNEMANN 1972; vgl. B III. 1.2). Als besonderer Aspekt fällt an bestimmten Stufen eine Zerlappung auf, die - bezogen auf Mitteleuropa - vor allem auch im Kontext mit der linear orientierten Erosion des späten Oberpliozäns und des Quartärs zu diskutieren ist. Als tertiäre Vorformen könnten zum Beispiel Flächenbuchten eine Rolle spielen (vgl. BREMER 1971 und C II. 2.1.5). Während dieses Phänomen im Arbeitsgebiet keine Rolle spielt, treten etwa an der Buntsandsteinstufe im Spessart derartige Ausräume auf und sind zumeist an markante Kluft- oder Störungszonen gebunden.²⁶⁵ Aber auch dies entspricht keiner Rückwanderung, sondern nur einer durch selektiven Abtrag geprägten Modifizierung von Stufen (vgl. C II. 2.1.5).

Keinesfalls können beispielsweise quartäre (!) Rückverlegungsraten von mehreren Kilometern veranschlagt werden, wie dies GARLEFF & KRISL (1997) für Rhätoliasiedel des nordöstlichen Steigerwalds tun. Die Argumentation, abnehmende Anteile von Rhätolias in jüngeren Terrassen der Steigerwaldabdachung würden sozusagen eine entsprechende ostwärtige „Entfernung“ des Liefergebietes anzeigen, halte ich nicht für zulässig. Hier sollte man doch viel mehr etwa die Relevanz der älteren Morphodynamik ins Kalkül ziehen.

Im Gegensatz zur Auffassung der genannten Autoren sind dortige Formenrelikte um bzw. etwas oberhalb 300 m ü. NN keinesfalls als quartäre Terrassen aufzufassen, sondern stellen Teile älterer Flächen der finalen Gäuflächenphase bzw. Bestandteile der frühen Übergangsverebnungen dar (ähnlich DÖRRER 1970). Zu deren Zeit wurden die noch relativ breiten Vorfluterniveaus weitflächig „überschottet“ (u. a. subsequente Entwässerung des Alvorlands). Erst später, mit der Definition des Rezat-Rednitz-Talzugs (vgl. TILLMANN 1977), wurde die Abdachung des Steigerwaldes auch im Osten stärker definiert und dementsprechend vor allem auch mit Materialien der weiter westlich anstehenden Sandsteine des mittleren Keupers „versorgt“. Damit können unterschiedliche Rhätoliasanteile in den „Terrassen“ der Steigerwaldabdachung vor allem dann auch bei konstanter Lage des anstehenden Rhätolias erklärt werden, wenn man Faktoren wie Herabprojizierungen älterer Sedimente in die Überlegungen einbezieht. Anders ausgedrückt: Als „Liefergebiete“ von Rhäto-

liassandstein kommen nicht nur die Rhätoliasriedel selbst in Betracht, sondern vor allem auch ältere Sedimentüberdeckungen der Flächen.

Bedenkt man last but not least, wie beeindruckend schon 100 m Tieferlegung des Vorlands wirken, erscheinen m. E. auch wenige hundert Meter Rückverlegung als sehr beträchtlicher, wenn auch visuell kaum ins Gewicht fallender Wert (\Rightarrow morphologisch stark zurücktretende Stufenrückverlegung). Ähnliches gilt auch für die Tieferschaltung der Fußflächen, bei der die räumliche Variabilität der Ober- und Untergrenzen der Fußflächen oder auch eine Umorientierung die (dennoch visuell dominierende) Tieferschaltung an Absolutwerten der Erosion übertreffen kann (vgl. u. a. *Abb. 29*). Dieser Verhältnisse und Relationen sollte man sich bewußt sein, statt extreme Hangdynamik für lange Zeiträume zu postulieren.

Der Betrachter muß sich bei dieser Problematik ganz klar die Dimensionsunterschiede von Höhe und Breite der Formenkomplexe vor Augen führen. So ist etwa bei der Flächenbildung die Höhe der Aufsitzer um ein Vielfaches geringer als die Ausdehnung der Kappungsflächen im aktuellen bzw. aktiven Verebnungsstockwerk. Daß hohe Erosionsraten kurzfristig für bestimmte Formen auftreten können, wird in Kapitel C II. 2.1.5 anhand der Hangversteilung beschrieben. Dort wird auch die allgemeine Problematik der Stufenrückverlegung in einem größeren Maßstab nochmals besprochen.

3.3 Fußflächengnese

In Diskussionen über Flächenbildung nehmen die räumlich begrenzten, zwischen steilerem Rückland und Vorfluterniveau vermittelnden Fußflächen eine besondere Bedeutung ein.²⁶⁶ Aufgrund ihrer charakteristischen Lage und der höheren Neigung können Fußflächen von den weitgehend höhenkonstanten Flächen im Hauptvorfluterniveau eindeutig abgegrenzt werden (abschließende Definition in C II. 2.1). Auch im Schichtstufen- und Schichtkammrelief spielen diese Formen eine nicht unerhebliche Rolle (s. SCHUNKE & SPÖNEMANN 1972).

MENSCHING (1964, 1968, 1973) hebt Fußflächen als typische Bestandteile der warm-ariden Formung hervor, wobei feuchtere Bedingungen allenfalls ihrer ersten Anlage oder bestimmten Konfigurationen zugeordnet werden.

Konträr hierzu belegt BUSCHE (1973; vgl. BUSCHE 1998) anhand des Tibesti-Gebirges die hohe Bedeutung feuchterer und gleichzeitig hochtemperierter Klimate für ihre Entwicklung, so daß Fußflächen zumindest nicht ausschließlich als Leitform (semi-)arider Gebiete interpretiert werden können bzw. dort zum Teil als überformte Vorzeitformen vorliegen.²⁶⁷ Neuere Forschungsergebnisse verdeutlichen damit sowohl in klimatischer wie auch prozessualer Hinsicht die Problematik ihrer Genese

(vgl. auch BORGER 1992a), wobei auch nicht zuletzt die unterschiedlichen Charaktere arider Klimate zu beachten sind (vgl. auch BÜDEL 1977).

Im Hinblick auf den räumlichen Formungseffekt sind Fußflächen häufig das Resultat einer flächenhaften Tieferlegung (vgl. „Parapedimentation“ nach BRUNOTTE 1986, s. *Abb. 32*) und bestätigen damit die globale Relevanz der planparallelen Flächentieferschaltung.²⁶⁸ Ihre Beurteilung ist daher auch dahingehend wichtig, weltweite Zusammenhänge der Flächenbildung zu erkennen und modellhafte Regeln abzuleiten (vgl. u. a. C II. 4).

Anscheinend ist dieser Formungsvorgang, der (insbesondere) in weichen Gesteinen etwa des Stufensockels stattfindet und die Reliefenergie bzw. Versteilung des Rückhangs erhöht, für die weltweite Fußflächenentwicklung viel entscheidender als eine rückwärtige Ausdehnung der Fußflächen mit einer möglichen Aufzehrung bzw. Einebnung des Rücklands.²⁶⁹ Entsprechende Merkmale sind auch im Untersuchungsraum nachweisbar.

Die erste Entstehung von Fußflächen dürfte demgegenüber häufig im Verlauf einer Flächenexpansion erfolgen, die flache Rampenhänge versteilt, ohne allerdings zu einer spürbaren Stufenrückverlegung zu führen (*Abb. 23*; vgl. auch B III. 3.2 und dortige Literaturverweise \Rightarrow Lagekonstanz vs. Rückverlegung von Schichtstufen).

Die *regionale Entwicklung der Fußflächen des nordöstlichen Mainfrankens* wurde in der bisherigen Diskussion der vorliegenden Arbeit vor allem in einen Bezug zu den jeweiligen morphogenetischen Phasen gesetzt (vgl. u. a. *Abb. 28, Abb. 29*). Sie konnte damit etwas differenzierter als bei SPÄTH (1973, u. a. 195 f.) erfaßt werden, der die Fußflächenrelikte der Haßbergstufe als kaltzeitlich überprägte, aber erst seit dem Mittelpleistozän zermuldete Glacis der ausgehenden Flächenbildungszeit interpretiert.²⁷⁰

Über diese isolierte Betrachtung hinaus soll nun der Gesamtkontext der Fußflächengenesse verdeutlicht werden. Die folgende Darstellung wird räumlich auf die Schichtstufe der Haßberge und die Stufenrandsenke beschränkt. Die Entwicklung von Fußflächen in anderen Gebieten²⁷¹ ist bislang kaum untersucht worden, aber u. a. als modifizierender Aspekt der Flächentieferlegung zu beachten. Dabei sind neben ihrer zeitlichen Beschränkung auf bestimmte Phasen (nachträgliche Entfernung durch fluviatile Seitenerosion etc.) auch Charakteristika wie der Bezug zum Schichtfallen (konträre und konforme Fußflächen) zu beachten.²⁷²

Zunächst kann folgendes festgestellt werden: Die Bildung von Fußflächen an der Haßbergstufe war kein ausschließliches Phänomen im Grenzbereich Tertiär/Quartär, sondern kennzeichnet spezielle Formungsmechanismen, die in unterschiedlicher Qualität und Quantität schon während der dominierenden Flächenbildung, aber auch noch im Verlauf der Zertalung von Bedeutung waren. Dabei sind die warm-ariden Fußflächen des älteren Oberpliozäns (vgl. auch SPÄTH 1973) als relativ undifferen-

zierte Bestandteile der Flächenbildungszeit zu charakterisieren (vgl. *Abb. 28* und B III. 1.3.3.1 ⇔ finale Gäuflächenphase).

Hingegen bewirkten die Übergangsformung im jungen Oberpliozän und die frühe periglaziale Formung für die Stufenfußflächen a) eine zunehmende Stockwerkgliederung durch lokal begrenzte Tieferlegung und b) die partielle Zerstörung durch Talbildung.²⁷³ Die räumlich begrenzte Tieferschaltung der Fußflächen erfolgte dabei i. d. R., indem lokal ihre gesamte Abdachung vom Rückhang bis zum Hauptvorfluterbereich tiefergelegt wurde. Modifikationen dieser Ableitung durch selektiv bedingte Umorientierungen der Fußflächen wurden beschrieben. Als höhergelegene Gebiete konserviert wurden hingegen einzelne Bereiche im horizontalen Verlauf der Fußfläche.

Eine treppenartige Anordnung in Gefällsrichtung (vgl. hierzu u. a. BRUNOTTE 1978, BÜDEL 1970, SEUFFERT 1968) ist allenfalls ansatzweise nachweisbar (vgl. aber die Konservierung schmaler Lithoadaptationen in Kapitel B III. 1.3.2.1), allerdings kann etwa die selektive Zergliederung der Fußflächen (als modifizierendes Element) mit einer ähnlichen Formung korrelieren (Beispiel: Fußflächenzergliederung an der Vorstufe der südlichen Haßberge).

Auffällig ist die Tatsache, daß die Tieferlegung der Fußflächen an der südlicheren Stufenabschnitten anhielt, während im Norden eher Zergliederung bzw. Erhaltung älterer Fußflächensegmente erfolgte. Dies zeigt eine Abhängigkeit vom (Haupt-)Vorfluter und gleichzeitig eine durch relative Härteunterschiede bestimmte Selektivität der Abtragung, die auch die weitere Fußflächenbildung prägte.

Im Verlauf des Eiszeitalters kam es schließlich im Zuge der Fußflächenbindung an die räumliche Aktivität der Vorfluter zu deutlichen Änderungen des Landschaftsbildes (vgl. B III. 2.2.2 und *Abb. 28*). Während die ältestquartären Stufenfußflächen noch auf bestehende, ebene Vorfluterbereiche der Randsenke eingestellt waren (u. a. *Abb. 31*), fand die nachfolgende Entwicklung von Fußflächen vor allem an Rändern von Talgründen statt (Beispiel Nassach; vgl. auch die hiermit verbundene Modifizierung von Terrassen in Kapitel B III. 2.1). Die ohnehin nur noch in Teilbereichen aktiven Fußflächen an der Haßbergstufe wurden dabei im Rahmen der kräftigen günzeitlichen Zertalung weitestgehend zerstört. Differenzierend mag hierbei die lokale (!) Anlage kleindimensionierter, auf die entsprechenden Entwässerungslinien ausgerichteter Fußflächen gewirkt haben (vgl. zur südlichsten Spitze der Haßberge *Foto 6* in F IV. 1, s. auch *Abb. 41*).

Anscheinend bestanden trotz der (möglichen) Ähnlichkeiten der warm-ariden und periglazialen Umgebung (schütterer Vegetation etc.) morphologische Unterschiede für die Fußflächendynamik, die der generellen Einschätzung „kaltzeitliche Zertalungsdominanz anstelle allgemeiner Flächenbildung“ (B III. 3.1) weitgehend entsprechen und als Resultat der linear-erosiven Tendenz im Vorland vor allem die älteren

Fußflächen am Rand der großen Hochgebiete betrafen (vgl. zu derartigen Problemen u. a. BRUNOTTE & GARLEFF 1989).

Faktoren der Fußflächengenese seit dem jüngeren Oberpliozän waren die positive Einwirkung der Paläoreliefinfluenz auf ihre frühe Differenzierung und der fortlaufende Wandel der (vor allem klimatischen) Geofaktoren (zunehmend kältere Eiszeiten = verschärfte Zertalungstendenz).

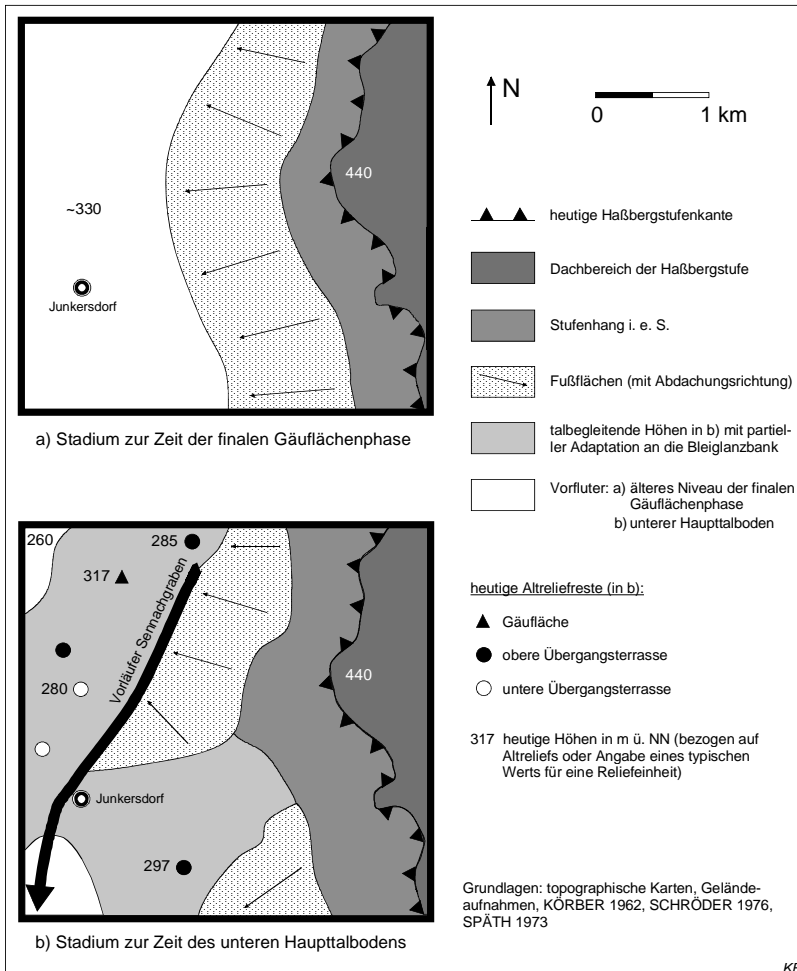
Abschließend sei betont, daß die untersuchten Fußflächenresiduen an Gesteinssequenzen mit einer absoluten Dominanz weicher Tongesteine gebunden sind, was die langanhaltende Aktivität von Fußflächen unter verschiedenen Klimaten zum Teil erklärt. Zudem kann noch festgestellt werden, daß die Fußflächen Erosionsformen sind, deren Sedimentbedeckungen insgesamt als Durchgangsaufschüttung bzw. -ablagerung zu interpretieren sind.

In der Umgebung von Junkersdorf können verschiedene Aspekte der Fußflächenentwicklung an der Haßbergstufe exemplarisch erklärt werden, wobei wiederum ein zentrales Thema der Arbeit, die plio-/pleistozäne Übergangsformung berührt wird (*Abb. 41*; vgl. u. a. A I.):

Während der finalen Gäuflächenphase (*Abb. 41*, Teil a) und der frühen Bildung der Übergangsverebnungen fand hier eine relativ undifferenzierte Fußflächentieferschaltung statt, bei der es allerdings zu einer stärkeren strukturellen Gliederung innerhalb des Rückhangs kam und die obersten Fußflächensegmente leicht in Gefällsrichtung verschoben wurden. Ansätze einer Treppung, die ältere Fußflächensegmente widerspiegelt, sind erkennbar (vgl. bisherige Diskussion). Gegen Ende dieses Zeitraums war der Wolfshügel (tonsteinummantelter Basaltbrekziengang nach SCHRÖDER 1976, 317 m ü. NN) im unmittelbaren Fußflächenvorland deutlich als Härtling herauspräpariert.

Erst zur Zeit der unteren Übergangsverebnung wurde das Relief stärker differenziert. Die Anlage eines Vorläufers des in südwestlicher Richtung entwässernden Sennachgrabens bewirkte bis zum Ende der Haupttalbodengenese (*Abb. 41*, Teil b) eine leichte Umorientierung der Fußflächen und deren räumliche Restriktion. Teile der ehemaligen Vorfluterbereiche (Gebiete nordwestlich der Depression, Rosenberg) wurden als begleitende rückenartige Hügel angelegt. Ihre partielle Anlehnung an die Bleiglanzbank (vgl. SCHRÖDER 1976) zeigt wiederum die komplexe Selektivität der Formung.

Im weiteren Verlauf der quartären Zertalung wurde das Gebiet einschließlich der Fußflächen stark zermuldet (s. o.; vgl. allgemeine Formungstendenz im Verlauf des Pleistozäns).



KB

Abb. 41: Fallbeispiel zur pliozänen bis ältestpleistozänen Fußflächenentwicklung an der Haßbergstufe (schematisiert)

3.4 Paläoklimatische Aussagekraft der Grobsedimentanalyse

Charakteristika von verlagerten Grobsedimenten sind praktikable Indizes zur Rekonstruktion des Paläoklimas (vgl. u. a. STÄBLEIN 1970). Insbesondere die Zurundung kann hierzu verwendet werden, da sie auch bei späterer Überformung von Sedimentkörpern (kryoturbate Änderung der Lagerungsverhältnisse etc.) weitestgehend erhalten bleibt (vgl. A I. ⇒ Exkurs zur paläoklimatischen Aussagekraft der Grobsedimente). Als günstige Arbeitsmethode hat sich in diesem Zusammenhang die Rundungsgradanalyse nach REICHELT (1961) bewährt.

Zunächst kann festgehalten werden, daß die Grobsedimente warmer Trockengebiete eine im Mittel deutlich geringere Zurundung aufweisen als ihre Pendants in feuchten Klimaten, sofern dort nicht ohnehin ausschließlich Feinsedimente vorkommen (s. u. a. BREMER 1989, RUST & WIENEKE 1973). Dies gilt sowohl für die rezenten Klimate als auch ihre vorzeitlichen Korrelate. Ursachen für diesen Unterschied sind vor allem der Transportmechanismus sowie die synsedimentäre Verwitterung (vgl. u. a. STÄBLEIN 1968). Modifikationen der Rundungsgradverteilung können sich durch die Einarbeitung von Kernsteinen, also vorgerundeten Gesteinsfragmenten ergeben, die einer intensiv-chemischen (Vor-)Verwitterung unter feuchteren Verhältnissen entsprechen (vgl. zu diesem Phänomen u. a. BÜDEL 1977, BUSCHE 1998, SPÄTH 1981). Anhand der Analyse von Resten der Haßbergfläche und dort lokal nachweisbaren Kernsteinen kann nachgewiesen werden, daß dieses Phänomen auch für die Ablagerungen im Vorland der Mainfränkischen Keuperstufe in Betracht zu ziehen ist. Allerdings weist allein der räumliche Anteil der als Liefergebiete in Frage kommenden Haßbergflächenrelikte die Einarbeitung von vorgerundeten Grobsedimenten ausschließlich als mögliche Modifikation aus.

Gemäß der morphologischen Relevanz ariderer Klimate (s. *Abb. 8*) traten im späten Tertiär Mainfrankens vor allem schlecht gerundete, fanglomeratartige Grobsedimente auf, die häufig typisch bräunliche bis schwärzliche „Überzüge“ aufweisen. Als Anhaltswert - und wirklich nur als solcher - zeichnet sich für das Vorland der Haßbergstufe ab, daß die Morphogramme der „reifen“ warm-ariden tertiären Sedimente (⇒ Klimaxrundung) mehr als 50 % kantige/kantengerundete „Gerölle“ bei weniger als 10 % stark gerundeten Schottern aufweisen. Eine typische Zusammensetzung nach REICHELT ist: 20 % kantig, 55 % kantengerundet, 20 % gerundet und 5 % stark gerundet. Variierende Faktoren wie graduelle Klimavarianzen wurden bereits in Kapitel A I. angesprochen.

Eine bemerkenswerte Problematik ergibt sich hingegen für die Beurteilung der Schotterzurundung im mitteleuropäischen Eiszeitalter und ihren Vergleich mit warm-ariden Grobsedimenten. Faßt man die quartären Terrassensedimente - wie in der vorliegenden Abhandlung - als weitgehend kaltzeitliche Bildungen auf (BÜDEL 1972,

STÄBLEIN 1968), so ergeben sich erhebliche Diskrepanzen zwischen den hierfür jeweils als Klimaxstadien angegebenen Schottermorphogrammen. Während etwa POSER & HÖVERMANN (1952) die schwache Zurundung periglazial-fluviatiler Ablagerungen in Mitteleuropa hervorheben (typische Charakteristik von Quarziten umgerechnet auf die REICHELTSchen Rundungsklassen: 18 % kantig, 63 % kantengerundet, 19 % gerundet, 0 % stark gerundet), postuliert STÄBLEIN (1968; sensu BÜDEL 1972) kaltzeitliche Ablagerungen aus Buntsandsteinen etc. mit mehr als 80 % gerundeten/stark gerundeten Schottern.

Diese Abweichungen sind wohl nicht allein auf die unterschiedliche Gesteinszusammensetzung zurückzuführen (s. hierzu STÄBLEIN 1970), wenngleich die unterschiedliche Gesteinsmobilisierung in verschiedenen Klimaten als modifizierender Faktor allgemein eine Rolle spielen dürfte (Zurundung und Gesteinhärte; vgl. bisherige Diskussion zur lithovarianten Abtragung und der klimavarianten Härte). Vielmehr ist vor allem eine Abhängigkeit von den verschiedenen Abfluvvorgängen in Hauptvorflutern und lokalen Zubringern zu vermuten. Zudem wird in der Literatur wohl auch noch zu wenig zwischen Früh-, Hoch- und Spätglazial, also der kaltzeitlichen bzw. periglazialen Differenzierung (Feuchte- und Temperaturentwicklung) unterschieden. Im Arbeitsgebiet scheint sich diese Auffassung zu bestätigen. Dort sind die kaltzeitlichen Sedimente des Hauptvorfluters Main im Vergleich zu den warm-ariden Ablagerungen besser gerundet (vgl. STÄBLEIN 1968), während sich ein derartiger deutlicher Unterschied in der Stufenrandsenke (lokaler Abfluß) nicht belegen läßt (vgl. POSER & HÖVERMANN 1952). Demnach weisen auch die Klimaxstadien kaltarider Grobsedimente einen höheren Zurundungsgrad als ihre warmariden Pendanten auf (vgl. Ausführungen zu feuchteren Klimaten). Detaillierte Ergebnisse zu diesem Fragenkomplex stehen allerdings bislang aus und müssen auch den mehrfach erwähnten klimatischen Umbruch zum Eiszeitalter und dessen Verlauf einbeziehen. Zu berücksichtigen ist dabei auch die morphologische Lage etwa bezüglich der Unterschiede von Hauptvorflutern und Fußflächen.

4 Gesamtkonzept

Der entscheidende Vorgang für die morphologische Differenzierung des nordöstlichen Mainfrankens war im Tertiär zunächst - ergänzt durch lokale, vor allem hangversteilend wirkende Flächenexpansion - eine flächenhafte Tieferlegung, die sich zunehmend an der strukturellen Differenzierung des Untergrundes orientierte und dabei einen regelhaft-selektiven Charakter aufwies. Vorfluterebene wurden hierbei fortschreitend eingeengt, während die jeweils harten Gesteine die Bildung von Hochgebieten verursachten. Im jeweiligen Hauptvorfluterniveau entstand dabei ein netzwerkartig verknüpftes Flächensystem (vgl. hingegen rumpftreppenartige Abdachung

in BÜDEL 1957: Abb. 3). Eine morphologisch bedeutende Rückverlegung von Schichtstufen fand - im Gegensatz zur Hangversteilung - nicht statt. Diese Charakteristika sind weitestgehend auf anschließende Gebiete wie den Steigerwald übertragbar.²⁷⁴

Die Struktur ergibt sich aus der Fazies und den Lagerungsformen der Gesteine, wobei ihre Differenzierung auf der jeweiligen Landschaftsoberfläche - an der sich die Tieferlegung ja orientierte - zu beachten ist. Die reliefwirksame Härte der Struktur variierte im zeitlichen Verlauf u. a. mit den klimatischen Rahmenbedingungen.

Die strukturelle Steuerung wurde durch verschiedene Faktoren wie die morphologische Position modifiziert. BREMER (1989) diskutiert in diesem Zusammenhang Prinzipien wie die positive Rückkopplung.

Als wichtigster Faktor für die dominant selektive, flächenhafte Erosion,²⁷⁵ die den gesamten Verlauf der Flächenrestriktion charakterisiert, wird der paläoklimatische Wandel hervorgehoben. Die zunehmende Reliefdifferenzierung korrelierte einerseits mit der Temperaturabnahme nach dem neogenen Klimaoptimum, andererseits mit trockeneren Verhältnissen seit dem ausgehenden Obermiozän (vgl. *Abb. 8* und *B II. 1*). Neben der lithovarianten Erosion bestätigen entsprechende Sedimente und Verwitterungsindizes diese paläoklimatische Interpretation. Die Bedeutung der tektonischen Entwicklung und die Einflußnahme von Schwankungen des Meeresspiegelstands sind für die strukturelle Steuerung und die Niveaugliederung der Flächenstockwerke theoretisch abzuleiten, können aber nicht detailliert beurteilt werden. Vielmehr wurden für die Auflösung einzelner Verebnungsniveaus primär Klimavarianzen verantwortlich gemacht (vgl. *B III. 1.2* ⇔ *Bucher Phase*, *B III. 1.3.2.1* ⇔ *Thundorfer Phase*).

Im Verlauf der tertiären Flächenbildung, deren Charakter²⁷⁶ also insbesondere mit dem geodynamischen Rahmenfaktor Klima variierte, erfolgte im Untersuchungsraum eine morphogenetische Sequenz von einer Ausgangsrumpffläche (*B III. 1.1*) über eine flach- bis schwachreliefierte, aber schon strukturadaptierte Landschaft (*B III. 1.2*) zu einer differenzierten Schichtstufenlandschaft (u. a. *B III. 1.3.3* ⇔ *finale Gäuflächenphase*). Die fortschreitende *regelmäßige* Inwertsetzung des strukturellen Inventars dokumentiert hierbei im Rahmen des beschriebenen Klimawandels eine quantitative Zunahme harter Gesteine (⇔ klimavariablen Härte). Anders ausgedrückt: Trotz einer stets dominant selektiven flächenhaften Erosion erfolgte - über einen längeren Zeitraum betrachtet - eine Zunahme der strukturellen Wertigkeit. Letztlich kann die Entwicklung von Schichtstufen als Resultat einer sehr differenzierten vierdimensionalen, d. h. den zeitlichen Maßstab beinhaltenden Anordnung strukturell adaptierter Vollformen verstanden werden, in der Vorgänge wie die räumliche Verschmelzung von Hochgebieten bei fortschreitend flächenhafter Tieferschaltung (oder auch späterer Zertalung; s. u.) nachvollziehbar werden.²⁷⁷ Stufenakzentuierung

ist dabei weitgehend ein Resultat der hangversteilenden Flächenexpansion, steht aber gleichzeitig im Zusammenhang mit der Tieferlegung des Vorlands (vgl. B III. 3.2 und dortige Literaturverweise).

Diese Entwicklung kulminierte im späten Oberpliozän und Quartär, in deren Verlauf letztlich zur Zertalung als dominantem Prozeß, einer weiter verstärkten Strukturbetonung sowie einem nochmals erhöhten Differenzierungsgrad der Stufenlandschaft übergeleitet wurde (vgl. ähnliche Überlegungen bei SPÄTH 1973). Flächen und Verebnungen traten - als Resultat dieser dynamischen Veränderung der Formungstendenz - in ihrer räumlichen Relevanz zurück. Seitdem waren flächenartige Ausräume nur noch lokal sowie, entsprechend der ausgehenden Flächengeneese bzw. der vermittelnden Übergangsformung, zumeist in sehr weichen, tonigen bis mergeligen Gesteinen ausgebildet. Eine Gleichzeitigkeit von Flächen- und Talbildung war insbesondere ein Phänomen der frühen Zertalung bzw. der Phase, in deren Verlauf der Übergang von der Flächenbildung zur dominierenden Zertalung erfolgte. Die Zertalung äußerte sich vor allem in den großen Tälern durch die Anlage von Terrassen, welche im Wechselspiel klimatischer und tektonischer Parameter entstanden.

Eine Rückverlegung der Haßbergstufe (im klassischen Verständnis; vgl. SCHMITTHENNER 1956) ist im gesamten Verlauf ihrer Entwicklung nicht festzustellen.²⁷⁸ Dahingehend sind auch klimatische Varia nur von untergeordneter Relevanz (vgl. hingegen u. a. „alternierende Abtragung“ nach MORTENSEN 1949).

In wissenschaftstheoretischer Hinsicht wurde die morphologische Relevanz des klimatisch-strukturellen Wirkungsgefüges hervorgehoben. Dessen Komplexität äußert sich in einer Selektivität der Formung, deren Charakter wiederum im Kontext mit der klimamorphologischen Tendenz steht (Dimension der tertiären Flächen, Adaptation des quartären Flußnetzes an tektonische Leitlinien etc., klimavariablen morphologische Härte). Selbst die Entwicklung der kaltzeitlichen Deckschichten zeigt einen Zusammenhang mit klimatisch-strukturellen Parametern (vgl. B III. 2.2.3.1.2). Daran wird deutlich, daß eine fundierte Beurteilung der geomorphologisch wirksamen Parameter und einzelner morphogenetischer Stadien auf einer Analyse der gesamten Reliefgeneese und der entsprechenden Formungsvorgänge basieren muß (vgl. einleitende Fragestellung in Kapitel A I. und dortige Bewertung des Forschungsstands).

C Globale Parallelen der Entwicklung von Schichtstufen- und Schichtkammreliefs

Anhand des nordöstlichen Mainfrankens wurden die morphologische Relevanz und die Variabilität der klimatisch-strukturellen Wirkungsgefüge beurteilt (vgl. Themenstellung in A I.). Entsprechend den Fragestellungen in Kapitel A II. 3 konnte hierbei auch die Bedeutung der flächenhaften Tieferlegung und ihrer strukturelle Steuerung spezifiziert werden. Im Verlauf der Untersuchungen hat sich in Übereinstimmung mit SPÄTH (1973) herausgestellt, daß die Flächentieferschaltung als entscheidender Vorgang des Tertiärs hervorzuheben ist. Sie wurde durch eine Flächenexpansion im Hauptvorfluterniveau (⇒ Stufenversteilung) ergänzt, die aber in morphologischer Hinsicht keine erwähnenswerte Stufenrückverlegung „bewirkte“. Anhand der Feldforschung (empirische Erfassung) wird die für diesen Formungscharakter relevante Komplexität von Struktur und Klima betont (⇒ dominant selektive Flächenbildung, u. a. klimavariable Gesteinhärte). Eine analoge, im Detail allerdings eigenständige morphologische Steuerung konnte auch für die nachfolgende Zertalung der Landschaft (vgl. SPÄTH 1973) nachgewiesen werden.

Die Aufnahme der komplexen strukturellen Differenzierung von Sedimentgesteinen und paläoklimamorphologische Erkenntnisse werden damit als analytische Instrumente zur Rekonstruktion der Morphogenese in den Vordergrund gestellt. Dies entspricht der in A I. geäußerten Kritik an der i. d. R. zu geringen Berücksichtigung der sehr variablen paläoklimatischen und strukturellen Phänomene.²⁷⁹

Hebung wird als eine Grundlage der Erosion aufgefaßt.²⁸⁰ Die morphologische Bedeutung ihrer Varianz (Stockwerkbau einer Landschaft etc.; vgl. u. a. BÜDEL 1977) ist gegeben, kann aber nur im Kontext mit klimatischen und strukturellen Parametern diagnostiziert werden. Dabei ist, etwa für die Intensität der Verwitterung, der Zeitfaktor zu berücksichtigen (vgl. u. a. THOMAS 1994). Dementsprechend ist der morphotektonische Forschungsansatz - sofern er nicht als Bestandteil der hier vertretenen multifaktoriellen Landschaftsformung verstanden wird - zu kritisieren (vgl. A I., A II. 3 ⇒ Diskussion des Forschungsstands). Die tektonische Einflußnahme auf die (morphologisch wirksamen) klimatisch-strukturellen Wirkungsgefüge ist unbestritten, wengleich m. E. der Faktor Paläoklima für die Landschaftsdifferenzierung weitgehend im Vordergrund steht.²⁸¹ Daß die morphologische Wirksamkeit von Hebungsintensitäten bisweilen in den Vordergrund treten kann, ist dabei unbestritten und mit dieser Aussage auch vereinbar.²⁸² BRUNOTTE (1986)²⁸³ beschreibt in diesem Zusammenhang die Wirksamkeit von „Kombinationen bzw. Interferenzen der Abwandlungsreihen von Struktur, Tektonik, Klima und Zeit“ sowie die Möglichkeit von „Kompensationen“ einzelner Faktoren. Kompliziert wird die Formung weiterhin durch eustatische Meeresspiegelschwankungen, deren Relevanz in C II. besprochen wird.

Folgende Phänomene dokumentieren nun den Sinn der oft gestellten *Frage nach globalen Parallelen der Reliefentwicklung in Sedimentiten*:

- weltweit komplexe strukturelle Differenzierung in Sedimentgesteinsarealen;
- global wirksame „Klimaverschlechterung“ im Känozoikum (u. a. ZUBAKOV & BORZENKOVA 1990),²⁸⁴ dabei Ähnlichkeit von Paläoklimaten mit rezenten Klimaten und weitgehend identische klimatische Entwicklung in bestimmten Teilräumen (Beispiel mitteleuropäische Schichtstufenlandschaften; vgl. B II. 1), woraus sich bei aktualistischer Betrachtungsweise eine jeweils vergleichbare Morphodynamik ergibt.

Durch die Untersuchung der Haßberge und ihres Umlandes liegt eine Beobachtungsgrundlage vor, mit der Vergleiche zu anderen Räumen der Erde gezogen werden können und auch eine Neuinterpretation der älteren Literatur erfolgen kann. Weist die Mainfränkische Stufenlandschaft eine *Formungsrepräsentativität innerhalb des abzuleitenden, weltweiten Wandels der klimatisch-strukturellen Wirkungsgefüge* auf?

Im nächsten Kapitel wird der Betrachtungsmaßstab zuerst auf angrenzende bzw. benachbarte Gebiete des nördlichen Mainfrankens ausgedehnt (süddeutsches Stufenland, niedersächsisches Bergland etc.), um schließlich in einem globalen Vergleich eine geomorphologische Synthese und eine Lösung der aufgeworfenen Frage vorzustellen. Dementsprechend wird auch die wissenschaftstheoretische Diskussion der Einleitung wieder aufgegriffen (vgl. Kapitel A I., II. 3). Anhand der Literatur werden bestimmte Phänomene diskutiert und morphologische Parallelen aufgezeigt, die eine quantitative Wertung der globalen Reliefentwicklung von Schichtstufen- und Schichtkammreliefs ermöglichen. Dabei werden zunächst regionale Forschungsergebnisse zu bestimmten Sachverhalten in den Vordergrund gestellt (C I., C II. 2). *Hiermit wird der Notwendigkeit Rechnung getragen, daß fundierte Ableitungen auf einer ausreichenden Datenmenge (Empirie, Feldforschung) basieren müssen* (vgl. auch u. a. LIEDTKE 1988, SCHMIDT 1987). Gleichzeitig werden primär neuere Untersuchungen der Nachbarwissenschaften (u. a. Paläoklimatologie) zur Herleitung morphologischer Zusammenhänge herangezogen. Die geomorphologische Modellbildung, also die Abstraktion des evolutionären Aspekts des Reliefs, wird - im Zuge eines didaktischen „roten Fadens“ - bewußt erst abschließend resümiert, obwohl viele der in den nächsten Kapiteln geschilderten Sachverhalte bereits in bisherigen Modellierungen, die natürlich auch als eine Grundlage der vorliegenden Diskussion fungiert haben, diskutiert werden. Entsprechende Arbeiten werden aber, sofern sie zu konformen Schlüssen kommen oder negiert werden, in den angesprochenen Kapiteln zumindest kurz erwähnt. Last but not least wird ausdrücklich betont, daß für die Herleitung globaler Bezüge repräsentative Beispiele diskutiert werden und eine Literaturlauswahl erfolgt ist.

I. Reliefentwicklung in ausgewählten Regionen des mitteleuropäischen Deckgebirges

BREMER (1989a) beschreibt die räumlich differenzierte Flächenbildung als ein generelles Phänomen für die (tertiäre) Genese der *süddeutschen Stufenlandschaft* und diskutiert die Ausbildung weitgespannter bis linearer Formen im Rahmen flächenhafter Tieferlegung (vgl. u. a. „Flächenstreifen“ nach BREMER 1981). Diese übergeordnete Deutung wird durch zahlreiche Detailstudien bestätigt (vgl. ausführliche Literaturverweise bei SEMMEL 1984, 1994, 1996), wengleich die geologische Struktur deutlich stärker zum Ausdruck kommt als die Ergebnisse von BREMER nahelegen (vgl. u. a. BOLDT 1998). Die Entwicklung der Schichtstufenlandschaft stand vielmehr in engstem Zusammenhang mit einer komplexen morphologischen Inwertsetzung struktureller Varianzen, so daß BREMERs Vorstellungen der „eingeschränkten Flächenbildung“ vor allem deshalb nicht ohne Vorbehalt akzeptiert werden können (vgl. A II. 3, C II.). Ihre modellhafte Vorstellung, die ja „per definitionem“ eine untergeordnete Bedeutung der Struktur beinhaltet (vgl. A II. 3, C II.), muß damit zunächst für eine Erklärung der süddeutschen Schichtstufenlandschaft abgelehnt werden. Die grundlegende Bedeutung der flächenhaften Tieferschaltung und ihr Zusammenhang mit der Stufenentwicklung bleiben von dieser Kritik unberührt. Unterschiede zu BREMERs Auffassungen ergeben sich weiterhin daraus, daß lineare Verebnungen im Vorfluterniveau primär als Bestandteil der Flächendifferenzierung und zumindest weniger als (mögliches) Zwischenstadium der Flächenneubildung (BREMER 1981) interpretiert werden. Eine leichte zwischenzeitliche Relieflieferung ist zum Beispiel in Fällen möglich, in denen der Tieferlegung eine intensive Tiefenverwitterung vorgeschaltet war (vgl. auch „Aktivitäts- und Stabilitätszeiten“ nach ROHDENBURG 1971).

Gerade für die (lagekonstante)²⁸⁵ Entwicklung der Keuperstufe und die Genese des Keuper-Lias-Berglands belegen viele Autoren eine morphologische Sequenz, während der sich durch räumlich differenzierte Flächentieferlegung verschiedene Verebnungsniveaus in eine Ausgangsfläche eingearbeitet haben.²⁸⁶ Die zunehmende Stufenbetonung erfolgte währenddessen zumindest häufig durch Flächenexpansion, die von den Flächen im Hauptvorfluterniveau des Vorlands ausging und flachere Stufenvorläufer verstreute (vgl. u. a. BUSCHE et al. 1989; s. hierzu auch Kapitel C II. 2.1.5). Im Gegensatz zur Hangversteilung fand eine deutliche Stufenrückverlegung aber nicht statt. Dieser Entwicklungsgang gilt generell zumindest für die großen Schichtstufen Süddeutschlands. Eine ergänzende Dynamik ergab sich etwa durch eine Neuanlage von stufenartigen Formen im Rahmen der quartären Zertalung, die sich als geringer dimensionierte Formen erweisen (s. BÜDEL 1977). Darüber hinaus ist natürlich ohnehin eine Überformung der Stufen und ihrer Umgebung (Erhöhung der

Reliefenergie etc.) zu beachten, die während der spätoberpliozänen Übergangsformung und des Eiszeitalters stattfand (s. u. a. BÜDEL 1977).

Die Forschungsergebnisse aus anderen Gegenden Süddeutschlands sind dementsprechend - also vor allem im Rahmen einer flächenhaften Tieferlegung - zu interpretieren. Für den Spessart konnten BUSCHE et al. (1989; vgl. GRUNERT & SEIDENSCHWANN 1988) eine vergleichbare Höhendifferenzierung wie im Keuper-Lias-Bergland feststellen, die sich aus einer entsprechenden Verebnungssequenz und der darauffolgenden Zertalung ergibt. Hier zeichnet sich in fortschreitenden Untersuchungen zudem ab, daß die für Mainfranken abgeleiteten Regeln einer dominant selektiven Flächenbildung übertragbar sind (freundl. mdl. Mitt. J. JUNG, Universität Würzburg).

Konträr zum eigenen Arbeitsgebiet besteht im Buntsandstein-Spessart jedoch eine ganz besondere Problematik. Trotz des vergleichbaren Stockwerkbbaus tritt dort sogar noch auf Resten der jüngsten Verebnungsniveaus ein sehr intensiver Tiefenersatz auf (JUNG 1996). Vermutlich weist die entsprechende Verwitterung ein sehr viel höheres Alter auf als ihre heutige Landschaftsposition nahelegt. Eine Zuordnung zum Alttertiär oder dem neogenen Optimum erscheint plausibel. Entsprechenden Indikatoren intensiver chemischer Verwitterung bestehen zum Beispiel auch im Gebiet der Rhön und können mit sehr weitgespannten Rumpfflächen in Verbindung gebracht werden (s. SCHRÖDER 1993). Für die heute tiefliegende Lage des saprolitischen Zersatzes wurde auf einer Exkursion mit D. BUSCHE und J. JUNG (Geographisches Institut der Universität Würzburg) „Fahrstuhltektonik“, also eine starke vertikale Verstellung tektonischer Schollen, verantwortlich gemacht (BOLDT & JUNG 2000). Sie erklärt auch die Erhaltung des „weichen“ Zersatzes (permanente Lage unterhalb der in Tieferlegung befindlichen Erdoberfläche; vgl. Ausführungen zur Beeinflussung der Gesteinhärte durch Hebungsraten etc.). Diese Schlußfolgerung ist mit der intensiven tektonischen Zerstückelung des Spessarts vereinbar. In die Überlegungen einzubeziehen ist auch die Wirkung des Permafrosts, der tiefere Lagen der häufig mobilisierten Verwitterungsresiduen (Graulehne etc.) vor Erosion geschützt hat (vgl. JUNG 1996).

In der Rhön und ihrem Vorland können Flächensysteme nachgewiesen werden, die in ihren höchsten Niveaus mindestens bis in das Alttertiär zurückreichen (vgl. DUPHORN 1961, GIESSNER 1988, MARTINI et al. 1994, MENSCHING 1957, OEHM 1994, SCHRÖDER 1993). KLEBER (1987) weist die Bedeutung verschieden hoch gelegener Flächenniveaus für das nördliche Vorland der südlichen Frankenalb nach. BORGER (1990) belegt eine alttertiäre Flächengenese auf der Albhochfläche. Im Kraichgau bestand nach EITEL (1989) ein Flachrelief im Obermiozän.

Im *Grenzraum Saarland, Lothringen und Luxemburg* sind Flächensysteme sowohl für das Grund- wie auch das Deckgebirge nachweisbar, wobei die Verebnungsniveaus im sedimentären Oberbau anscheinend schlechter kenntlich sind (LIEDTKE 1989). In

diesem Kontext wird deutlich, daß die morphologischen Differenzen dieser beiden geostrukturellen Typen auf die Qualität und Quantität der strukturellen Adaptation zurückzuführen sind. Diese wiederum ergibt sich aus der Heterogenität der Sedimentgesteine, während im Grundgebirge - bei aller Komplexität - eine homogenere morphologische Härte vorherrscht bzw. häufig eine so kleinräumliche Gesteinsdifferenzierung besteht, daß sich diese im Großformenbau weniger auswirkt. Bei oberflächlicher Anschauung wird für den Bereich wechselnd widerständiger Sedimentgesteine eine grundsätzlich andere tertiäre Formenentwicklung vorgetäuscht, die aber in Wirklichkeit einer stärker strukturellen Prägung der identischen morphologischen Tendenz - eben einer flächenhaften Tieferlegung und der hiermit verknüpften Hochgebietsanlage - entspricht (vgl. BÜDEL 1977). Weiterhin ist die spätere Zertalung mitverantwortlich für den deutlicher „strukturelmorphologisch“ geprägten Deckgebirgscharakter (vgl. zu dieser Thematik auch Kapitel C II. 2.1.4).

Auch die Schichtstufen und Schichtkämme des *Niedersächsischen Berglandes* entwickelten sich zunächst durch die Eintiefung von Flächen bzw. Flächenniveaus in ein Ausgangsflachrelief, um später durch Zertalung und ergänzende Prozesse der Hangdynamik überformt zu werden (u. a. BROSCHE 1968, SPÖNEMANN 1966). Die von flacheren Vorformen ausgehende Versteilung der Stufen und Kämmen erfolgte wohl zumindest zum Teil im Verlauf der Flächenbildungszeit und als Resultat einer Flächenexpansion.²⁸⁷

M. E. sind diese Ergebnisse ausreichend, um generelle Rückschlüsse auf regelhafte bzw. allgemeingültige Züge der Reliefentwicklung in den entsprechenden Gebieten zu ziehen. Darüber hinaus könnte eine Vielzahl weiterer Autoren genannt werden, die zu vergleichbaren Resultaten gelangen. Dementsprechend ergibt sich folgendes Resümee:²⁸⁸

Die Einarbeitung tieferliegender Verebnungsstockwerke in ein Ausgangsflachrelief und die damit verknüpfte Entwicklung von Schichtstufen oder Schichtkämmen ist nicht nur für das nordöstliche Mainfranken, sondern auch für andere Teile Mitteleuropas nachweisbar. Die spezifischen Merkmale jedes Raumes erfordern dabei eine eigene Betrachtung. Einer (seit Beginn der Eintiefung zunehmend) komplexen strukturellen Steuerung der Flächendifferenzierung kommt höhere Bedeutung zu, als dies bislang vermutet wird. Dieser Zusammenhang kann aus den eigenen Ergebnissen und einer Neuinterpretation der bisherigen Literatur geschlossen werden, in der die reliefwirksame Influenz komplexer struktureller Ensembles bislang zu isoliert und vereinfacht bzw. ohne die Festlegung und Erläuterung regelhafter Zusammenhänge betrachtet wird.

Zum Beispiel ist es keinesfalls ausreichend, die Anlehnung der Stufen an harte Gesteine zu betonen, wenn nicht gleichzeitig strukturelle Ursachen für die Tieferlegung der jeweiligen Vorländer analysiert werden. Die Haßberge und ihr

Umland sind für eine sehr differenzierte geologische Adaptation der Flächenbildung repräsentativ (vgl. B III.). Bei detaillierter Kenntnis der strukturellen Differenzierung Frankens und des paläoklimatischen Wandels ist diese These schon aus dem bekannten Geländeprofil BÜDELS (1957) abzuleiten. Die quartäre Zertalung hat die Flächenbildung in der bereits erörterten Art und Weise abgelöst und den heutigen Charakter der mitteleuropäischen Landschaft mitbestimmt (vgl. B III. 2, C II. 3 und dortige Literaturverweise). Erste, aber der Komplexität nicht gerecht werdende Ansätze zu dieser Denkweise finden sich zum Beispiel bei BROSCHE (1969), SPÄTH (1973) und SPÖNEMANN (1966).

Im Gegensatz zu der Auffassung von BARTH (1975; ähnliche Auffassung bei anderen Autoren) kann eine Stufenrückverlegung im klassischen Verständnis generell widerlegt werden. Deckgebirgseinschlüsse in Basalten sind kein Beleg für „Stufenwanderung“, sondern zwanglos mit der flächenhaften Tieferlegung des jeweiligen Vorlands erklärbar. Die Stufen entwickelten sich an der Position, wo die jeweils morphologisch harten Gesteine auf einer Ausgangsfläche ausstrichen und blieben daraufhin (bis auf sehr geringe Dislokationen) lagekonstant (s. u. a. BREMER & SPÄTH 1989, LIEDTKE 1989).

II. Relative Quantifizierung der globalen Reliefentwicklung in Sedimentgesteinen unter besonderer Berücksichtigung klimatischer und struktureller Aspekte

1 Ältere Modelle zur Formung von Schichtstufen- und Schichtkammlandschaften im Spiegel der bisherigen Ergebnisse

In Kapitel A II. 3 wurden ältere (modellhafte) Vorstellungen, die sich ausschließlich oder zumindest explizit auf die Formung in Sedimentgesteinen beziehen, bereits anhand ausgewählter Aspekte diskutiert. Die detaillierte morphologische Analyse des nordöstlichen Mainfrankens (B III.) und die vergleichende Betrachtung mitteleuropäischer Deckgebirgslandschaften (C I.) bestätigen die dort geäußerte, vorläufige Kritik durch folgende Beobachtungen (zur verwendeten Literatur s. bisherige Diskussion):

- fehlende Relevanz der klassischen Stufenrückverlegung (nach SCHMITT-HENNER 1956) während unterschiedlicher Formungstendenzen (Flächenbildung, Zertalung);
- keine Hinweise auf die von DAVIS & RÜHL (1912) sowie STINGL & GARLEFF (1987) abgeleiteten zyklischen Reliefentwicklungen;
- hohe Bedeutung der von BÜDEL (1957) hervorgehobenen Flächentieferlegung, die allerdings in einen stärkeren Zusammenhang mit
 - a) der komplexen strukturellen Differenzierung des Untergrundes,
 - b) dem paläoklimatischen Wandel (⇒ strukturell-klimatische Wirkungsgefüge) sowie
 - c) einer ergänzenden, hangversteilenden Flächenexpansion zu setzen ist.

Eine Anwendung der besprochenen modellhaften Vorstellungen zur Entwicklung von Schichtstufen- resp. Schichtkammlandschaften auf die mitteleuropäischen Deckgebirgsareale erscheint damit nicht akzeptabel, wenngleich bestimmte Aspekte bisheriger Ableitungen durchaus zutreffen und auch als Basis der eigenen Modellierung verwendet werden (vgl. A II. 3 und weitere Erläuterungen).

Im folgenden Kapitel wird belegt, daß diese Überlegung auch im globalen Vergleich zumindest weithin gültig ist und die angesprochenen Modelle dementsprechend zu kritisieren sind.²⁸⁹ Auch weltweit gesehen erweist sich die (komplexe) strukturabhängige, dominant selektive Tieferlegung von Flächen - nach einer initialen Zeit genereller, alle Gesteinsunterschiede kappender Flächenbildung -, unter Berücksichtigung ihrer zeitlichen Dauer und ihres Anteils an heutigen Landschaften (rezente Flächen, Altreliefs), als wichtigster Formungsvorgang (vgl. u. a. die Erläuterungen von THOMAS 1989a). Einzelne Aspekte der Flächenbildung sollen daher im Spiegel einer Literaturdiskussion nochmals stärker beleuchtet und in einem globalen Kontext besprochen werden, bevor die geomorphologische Modellbildung auch anhand weiterer Vorstellungen, die verschiedene geologische Krustentypen integrieren,²⁹⁰ diskutiert wird.

2 Aspekte der Flächenbildung

Der Bedeutung von Flächen entsprechend soll, bevor einzelne Aspekte genauer betrachtet werden, in aller Kürze ihre Komplexität bewußt gemacht werden. Der Begriff Fläche wird hier wie bisher vereinfacht definiert als strukturell adaptierte Kappungsfläche im höhenkonstanten Hauptvorfluterniveau (vgl. A II. 1; Ausnahme: abdachende Fußflächen). Hingegen werden etwa exponierte Schichtflächen bzw. Stufenflächen²⁹¹ als Bestandteile von Vollformen ausgeklammert.

Die Variabilität der durch Flächen geprägten Reliefs wird anhand ihres differenzierten Erscheinungsbildes deutlich (vgl. angegebene Literatur zur Flächenbildung):

- a) Dimension der Flächen \Rightarrow weitgespannte, beckenartige oder bandförmige Räume im Hauptvorfluterniveau, Fußflächensäume;
- b) allgemeiner morphologischer Charakter \Rightarrow Reliefenergie, Prägnanz und räumlicher Anteil der Vollformen.

Die verschiedene Ausprägung der Flächen zeigt in diesem Zusammenhang, daß grundlegende Ausführungen zu globalen Regeln der Formung in Sedimentgesteinen nur unter Berücksichtigung der beteiligten Fußflächen möglich sind (vgl. B III. \Rightarrow regionale Formung des nordöstlichen Mainfrankens, B III. 3.3 \Rightarrow Fußflächengeneese im Arbeitsgebiet, C II. 4 \Rightarrow Modellierung der morphologischen Evolution).

2.1 Dominant selektive Tieferschaltung von Flächen: der weltweit bedeutendste Formungsvorgang, sein paläoklimamorphologischer Kontext, seine Relevanz für das heutige Relief und seine vorläufige Einordnung in ein morphologisches Konzept

Die Interpretation der Literatur ermöglicht eine quantifizierende Bewertung der globalen Formungsabläufe in Sedimentgesteinen. Ältere Modelle zur Erklärung von Schichtstufen- und Schichtkammlandschaften (Definition und Zuordnung s. C II. 1) werden in diesem Zusammenhang weitgehend abgelehnt. Der weltweit bedeutendste Entwicklungsgang, den u. a. schon die modellhafte Vorstellung von BÜDEL (1957) als Grundgedanken enthält, kann wie folgt definiert werden (vgl. A II. 3 und vorheriges Kapitel):

Schichtstufen, Schichtkämme oder weniger prägnante Formen, also Schichtschwelle bzw. Schichttrampen, entwickelten sich im Verlauf der flächenhaften Tieferlegung von Schnittflächen aus nicht bzw. sehr schwach an den geologischen Untergrund angelehnten Ausgangsflachreliefs (vgl. u. a. BLUME & BARTH 1973: Nordamerika; BREMER 1971, BUSCHE 1982, 1998, GRUNERT 1983: Afrika; SPÄTH 1977: Australien; SPÖNEMANN 1989: Niedersachsen). Dieser Rückschluß ist beim derzeitigen Kenntnisstand statthaft, obwohl viele Schichtstufenlandschaften noch nicht ausreichend erforscht wurden (vgl. BLUME 1971 sowie Kapitel E). Der

entsprechende Formungscharakter prägte die Genese der hiervon betroffenen Reliefs zumindest in weiten Zeiträumen entscheidend. Vorgänge wie eine nachfolgende Zertalung (Beispiel süddeutsches Stufenland, u. a. BÜDEL 1977) oder auch glaziale Modifikationen (BÜDEL 1978, FISCHER 1998) waren weitere Elemente der Landschaftsentwicklung (C II. 3). Eine Rückverlegung der Schichtstufen wird in dieser Vorstellung von den meisten Autoren der angeführten regionalen Arbeiten als weitgehend unbedeutender Vorgang verstanden, wenn auch im Detail unterschiedlich bewertet (vgl. eigene, sehr restriktive Überlegungen zur Quantität von Hangdislokationen in C II. 2.1.5.2). Hingegen wird gerade in grundlegenden wissenschaftstheoretischen Diskussionen zur allgemeinen Formung in Sedimentgesteinen die Stabilität der Vollformen häufig abgelehnt bzw. zu wenig hervorgehoben (vgl. u. a. ROHDENBURG 1983, SCHUNKE & SPÖNEMANN 1972 und weitere Diskussion).

An dieser Stelle sei nochmals festgehalten, daß die flächenhafte Tieferlegung hier vereinfacht als „planparallele“ Tieferschaltung ebener Oberflächen (i. S. v. Kappungsflächen) verstanden wird (vgl. u. a. BÜDEL 1977, 1986), an der jeweils verschiedene, die Formung differenzierende Prozesse wie flächenhafte Abspülung, Lösung, fluviatile Erosion oder auch Sedimentation beteiligt sein können. Modifikationen durch äolische Dynamik (Dünenbildung einschließlich Neuentstehung und Reduktion) und Komplikationen durch vulkanische, tektonische und extratellurische Aktivitäten sind möglich.

Kompliziert wird die Definition der flächenhaften Tieferlegung, auch bezüglich der auf absoluten Härteunterschieden basierenden Selektivität, durch das wirkende System von Erosion und Verwitterung. Dies gilt insbesondere dann, wenn der Zersatz sehr mächtig ist und zudem einer aktuellen Erosion vorgeschaltet wurde. Klimavariabilität ist ebenso zu berücksichtigen. Gleichfalls sind Phänomene wie beispielsweise die hebungsbedingte Bedeutungsverschiebung von Zersatz und Erosion zu diskutieren (s. C II. 2.1.4; vgl. Konzepte u. a. von THOMAS 1994). Diese Phänomene sind mit der Möglichkeit zur Flächenrestriktion sowie der Ausbildung einer selektiven Erosion abzugleichen. Da die selektive (räumlich begrenzte) Flächentieferschaltung meist mit stark reduzierter chemischer Verwitterung korrelieren dürfte, ist die Tiefenverwitterung als Modifikation zu verstehen. Der Begriff flächenhafte Tieferlegung beschreibt damit die Formung an der Erdoberfläche und integriert gleichzeitig die Verwitterung als wichtigen Part des geomorphologischen Systems. Dieses Verständnis scheint mir auch dahingehend zutreffend, da die chemische Verwitterung über Vorgänge wie die unterirdische Abfuhr gelöster Stoffe direkt mit der Erosion „kommuniziert“. Wenn in der vorliegenden Arbeit bisweilen didaktisch vereinfachend und bei einer Begriffserweiterung von selektiver Erosion bzw. Abtragung gesprochen wurde, entspricht dies einerseits dem visuellen Effekt (strukturelle Prägung des Reliefs wird an der Erdoberfläche sichtbar), andererseits kann ein chemischer Tiefenzersatz

durchaus als weiches Gestein verstanden werden. Diese Problematik ist natürlich auch zu bedenken, wenn von der Kappung harter und weicher Gesteine gesprochen wird.

Bis auf eventuelle Fußflächen, die in ihrer rückwärtigen Ausdehnung i. d. R. darüber hinausreichen, liegen die Abtragungsbereiche weitestgehend in einem Hauptvorfluterniveau (vgl. u. a. verschiedene Angaben im vorliegenden Kapitel C).²⁹² Leichte, untergeordnete Wellungen bzw. eine schwache Relieferung sind - wie in Mainfranken häufig nachweisbar - hiermit bei insgesamt geringen Höhenunterschieden vereinbar (vgl. BREMER 1989, BÜDEL 1977, SPÄTH 1973).²⁹³ Sie können aber, wenn sie strukturelle Varianzen nachzeichnen, bei möglicher modifizierender Beeinflussung durch die morphologische Lage, gerade auch ein Indikator für eine beginnende Flächenauflösung sein (selektiv geprägte Formung, definitive räumliche Akzentuierung stabiler und lagekonstanter Vollformen bzw. „Härtlinge“).²⁹⁴ Hier sei es dem Betrachter überlassen, ob er den Begriff Fläche oder den neutraleren Terminus Flachrelief vorzieht. Jedenfalls kann man vereinfacht - trotz der möglicherweise beteiligten leichten Wellen - von einem (Erosions-)Niveau sprechen (zur vorhandenen oder fehlenden internen Wellung von Flächen vgl. u. a. ROHDENBURG 1983). „Wandern“ bei der Tieferlegung einer „gewellten“ Oberfläche die Schichtgrenzen oder werden die Wellen erniedrigt, handelt es sich bei der geringen Reliefenergie und den weichen Gesteinen im Hauptvorfluterniveau nicht um eine Art Stufenrückverlegung bzw. eine morphologisch prägende Reliefreduktion (s. hierzu die weitere Diskussion).²⁹⁵

Gründe für die entsprechende Reliefdynamik, an der verschiedene, chemisch und physikalisch gesteuerte Prozesse beteiligt sein können, ist die Lage im aktiven Verebnungsstockwerk (vgl. zu dieser Problematik auch die hier in einigen Punkten kritisch diskutierten Ergebnisse von ROHDENBURG 1983). Dort sind, wie schon abgeleitet, fast jede Form von Verwitterung und Abtragung gegenüber den Hochgebieten bevorteilt. Entscheidender Vorgang ist die Tieferschaltung „von oben her“ (vgl. u. a. BREMER 1981, BÜDEL 1977).²⁹⁶ Ergänzend bzw. modifizierend wirken Seitenerosion oder auch interne Zermuldungen von Wellen. Sollte sich herausstellen (was in Mainfranken nicht erkennbar bzw. nachweisbar ist²⁹⁷), daß „Mikropedimente“ bzw. eine Art „Mikropedimentation“ an der Flächen- bzw. Reliefdynamik im Hauptvorfluterniveau beteiligt sein können (vgl. u. a. BUSCHE 1982, 1998, ROHDENBURG 1970, 1971), ist dies m. E. als modifizierender Effekt zu deuten. Der gesamte beteiligte Formenkomplex wäre in weichem Gestein des Hauptvorfluterniveaus ausgebildet (vgl. hierzu auch ROHDENBURG) und dessen (flächenhafter) Tieferschaltung untergeordnet. Sofern (partiell) eine rückwärtige Verlängerung der Abdachung erfolgen sollte, müßte diese allein schon etwa im Kontext mit der meist geringen Ausdehnung von Wellen auf geringe Entfernungen beschränkt sein bzw. bei der flächenaufwärtigen Ausdehnung (im Kontext mit der

geringen Höhendifferenzierung von Flächen und einer Stabilität des Pedimentfusses) wieder eine neue Welle bilden (Erreichen des höchsten Punktes).²⁹⁸ I. e. S. würde ich solche Formen u. a. aufgrund ihrer Dimensionen und ihrer Funktion im Rahmen der Tieferschaltung der aktiven Flächen im Hauptvorfluterniveau (vgl. ROHDENBURG 1970) kaum als *Fußflächen* ansprechen; es sei denn, sie sind als initiale Fußflächenstadien zu interpretieren, die als vermittelnde Form an der beginnenden Entstehung definitiver Vollformen beteiligt sind. Überhaupt sei hier betont, daß der Begriff flächenhafte Tieferlegung ohnehin abstrahieren muß, wenn man etwa die Beteiligung von Klein- und Kleinstformen sowie deren Entwicklung berücksichtigt (vgl. ROHDENBURG 1971, etwa zu Runsen).²⁹⁹ Dies gilt für die Flächen im Hauptvorfluterniveau wie auch für die Fußflächen, die zu anschließenden Hochgebieten vermitteln, als größere Formen. Hier sei auch darauf hingewiesen, daß die Abgrenzung von „Mikropedimenten“ und größeren Fußflächen nicht ganz einfach ist. So haben sich in Mainfranken etwa bei der Auflösung der älteren Fußflächen kleinere Abdachungen mit fußflächenartigem Charakter gebildet, die zu den Tiefenlinien der zerstörten Fußflächen vermitteln (B III. 2.2.2).³⁰⁰ Pediplanation war damit nicht verbunden, vielmehr ist diese Entwicklung im Rahmen des „downwearing“ erfolgt. Wenn leichte Hangdynamik zur Tieferlegung einer Wasserscheide führt, wäre dies mit der engen räumlichen Nähe zweier Fußflächen zueinander erklärbar. Weitere Untersuchungen müssen die Dimensionen von Fußflächen in regionaler Hinsicht weiter spezifizieren.

Die hingegen ab einer gewissen Höhe fehlende bzw. sehr geringe Aktivität an Vollformen ergibt sich u. a. daraus, das a) die Vorfluterbereiche erosiv begünstigt sind (Sammelwirkung des Abflusses, Durchfeuchtung etc.), b) der eigene Abfluß größerer Vollformen Phänomene wie die Seitenerosion der Hauptvorfluter bezüglich der Reliefreduktion unterbinden kann und schließlich c) daß große Vollformen eine entsprechende Masse aufweisen, aber pro (auf die Horizontale projizierte) Flächeneinheit dieselbe Niederschlagsmenge wie kleinere Reliefierungen erhalten. Hinzu kommt, daß an versteilten Hängen - im Gegensatz zu flachen rampenartigen Stufenvorläufern, deren Versteilung durch Sammelwirkung des Wassers etc. forciert wird - eine Art Gleichgewichtszustand eintritt, der später zu Phänomenen wie dem „downwearing“ von Fußflächen überleiten kann. Natürlich sind hier für das Verhältnis von Hang- und Flächenabtrag Faktoren wie das Transportvermögen zu berücksichtigen, so daß etwa fehlende Abtragung am Hang die Erosion im aktiven Verebnungsstockwerk bevorteilen kann. Es reicht in diesem Zusammenhang kaum aus, die Resistenz als hemmenden Faktor einer betonten Tendenz zur Reliefreduktion zu verstehen, die entweder durch (verlangsamten) Abtrag auf der Vollform oder - bei hoher Flächenbildungsintensität - durch Pediplanation bzw. Panplananation im tieferen Verebnungsstockwerk erfolgt (vgl. dazu ROHDENBURG 1970, 1983).

Eventuell ist es in diesem kleinen Spielraum und in bestimmten Situationen sogar möglich, eine zwischenzeitliche, über die beschriebene interne Reliefdifferenzierung von Flächen hinausgehende schwache Zertalungstendenz wieder auszugleichen, sofern beispielsweise weiche Tonsteinserien betroffen sind (Reversibilität sehr geringer Flächendestruktion; vgl. auch Phänomen der Flächenstreifen in BREMER 1981).^{301, 302} Begünstigt werden kann dies - möglicherweise im Kontext mit geringer tektonischer Aktivität oder sogar (relativer) Senkung - durch Aufschüttungen in den Tiefenlinien.³⁰³ Variable Intensitäten der flächenhaft wirkenden Erosion (i. S. von Abtragungsraten) sind, abgesehen von ihrer Relevanz für den Stockwerkbau des Reliefs, auch hierfür zu bedenken. Ebenfalls muß sicher beachtet werden, daß sich die Höhe des Hauptvorfluterniveaus über sehr weite horizontale Erstreckungen verändert (Gesamtabdachung³⁰⁴). Ein besonderes Phänomen stellen gebirgsinterne Becken dar, die aber als isoliertes Gelände für sich zu betrachten sind (vgl. A II. 3, C II. 2.1.7 zur Relevanz von Kettengebirgen). Die oben angeführte Definition muß vor allem deshalb getroffen werden, weil zum Beispiel SPÄTH (1973) gleichzeitige Flächenbildung auf verschiedenen Höhen für möglich hält (vgl. B I. 2). Hingegen ist die aktive Tieferlegung - wie bereits erläutert - weitestgehend auf die Hauptvorfluterbereiche beschränkt und erfolgt zeitsynchron (fehlendes bis eingeschränktes „Nacheilen“ der Erosion).

In diesem Zusammenhang muß aber nochmals auf die Fußflächen eingegangen werden. Fußflächen werden hier - sofern aktiv - als verbindende Schrägfläche zwischen einem steileren Rückhang und einem tieferliegenden Hauptvorfluterbereich (Rumpffläche bzw. Flächenelement im Hauptvorfluterniveau, Tal) verstanden. Dies wurde vereinfacht bereits abgeleitet. Betrachtet man die Terminologie, fällt gerade bezüglich der Einordnung von Fußflächen (bzw. Pedimenten, Glacis) eine fehlende Einheitlichkeit auf. Dabei spielt die Dimension von Fußflächen eine Rolle (Stichwort Mikropedimentation), zudem ist m. E. etwa die Unterscheidung von (ebenfalls, aber insgesamt schwächer geneigten und in sich differenzierten) Rumpfflächen oder Flächen im Hauptvorfluterniveau - die auch an Hochgebiete grenzen können - häufig nebulös (vgl. hierzu die gegensätzlichen Auffassungen u. a. von BUSCHE 1998 und ROHDENBURG 1983; zur allgemeinen Terminologie s. u. a. BRUNOTTE 1986, BUSCHE 1973, MENSCHING 1973). Nicht zuletzt erschwert dies auch die Interpretation der Literatur bezüglich der Diskussion von Fußflächendynamik und modellhaften Vorstellungen, u. a. weil Zuordnungen oder Vergleiche von Begriffen und Formungsvorgängen ohne eigene Geländekenntnis bisweilen nicht unproblematisch sind (vgl. bisherige und nachfolgende Ausführungen). Daher sei für die vorliegende Arbeit eine abschließende Definition vorgestellt, die jetzt, nachdem vielfältige Aspekte der regionalen Flächenbildung vorgestellt wurden, m. E. am besten verständlich wird.

Fußflächen sind (relativ) flach geneigte Formen, die bezüglich der Reliefenergie zwischen einem steilerem Rückhang und einem tieferliegendem Vorfluterbereich (Talboden³⁰⁵, Rumpffläche, Aufschüttungsebene) vermitteln (vgl. u. a. BUSCHE 1998).³⁰⁶ Dabei ist der Komplex aus Rückhang und Fußfläche durch seine Höhe deutlich vom Hauptvorfluterbereich abgesetzt; demzufolge stellt die Fußfläche (gerade in den Flächenbildungszeiten) meist eine relativ große Form dar, die auch eine hohe Vertikaldistanz umfaßt. Anders ausgedrückt: Das Formensystem aus Fußfläche und Rückhang hebt sich nicht zuletzt aufgrund der größeren Reliefenergie vom tieferliegenden Hauptverebnungsniveau ab (deutliche Neigung der Fußflächen,³⁰⁷ steilerer Rückhang etc.). Für die Trennung der Schrägfläche von einer Fläche im Hauptvorfluterniveau (wobei der Begriff Niveau in Bezug zu einer bestimmten, relativ einheitlichen Höhe gesetzt wird) sind Faktoren wie der Übergang in stufennahe subsequente Mulden/Tiefenlinien, die Änderung der Abdachungsrichtung, die abnehmende Neigung der Fußfläche oder auch der Übergang in die Höhengliederung des Hauptvorfluterniveaus ausschlaggebend. Fußflächen sind damit randliche Erscheinungen, die ihre besondere Bedeutung durch ihre vermittelnde Stellung zwischen Vollform und Depression erhalten und damit auch eine besondere Relevanz für die Landschaftsinterpretation haben.

Das oben angeführte Flächenbildungsschema vereinfacht jedoch recht grob, weshalb die Komplexität der Formung (Quantifizierung der klimatischen und strukturellen Steuerung) nur ansatzweise erklärt und wichtige Regeln bzw. Zusammenhänge kaum erfaßt werden (vgl. auch A I.; zur detaillierten Bewertung der Literatur und dortigen Ansätzen zur Betrachtung komplexer Gefüge vgl. weitere Diskussion und dortige Verweise, u. a. THOMAS & SUMMERFIELD 1987). Regionale Erkenntnisse wurden zu diesem Themenkreis schon besprochen und betonen neben ergänzenden Vorgängen wie der Flächenexpansion vor allem die strukturelle Steuerung der Flächenbildung (vgl. B III. 1, C I.). Für die entsprechende, vor allem auf die Berücksichtigung struktureller Parameter bezogene Kritik an BÜDELS Modell wurde bereits eine generelle Relevanz angedeutet, die zu seiner Ablehnung (bzw. notwendigen Ergänzungen und abweichenden Interpretationen) führt (A II. 3).

Um diese These zu fundieren, die Flächengenese als bedeutendsten Formungsvorgang transparent zu machen und eine Basis für weitere Überlegungen zu schaffen, ist eine detailliertere, einzelne Formungsaspekte berücksichtigende Diskussion notwendig. Daher wird nun auch im globalen Maßstab diskutiert, unter welchen Rahmenbedingungen die beschriebene Reliefentwicklungssequenz verlief, welche Faktoren die räumliche Differenzierung der Flächenbildung steuerten und welche morphologischen Variationen diese Vorstellung umfaßt. Dabei werden auch die Ergebnisse zur Morphogenese der mitteleuropäischen Deckgebirge wieder aufgenommen, um ein Gesamtbild zu erhalten. Sofern notwendig, wird bereits der Bogen zur später

bewerteten Zertalung (C II. 3) geschlagen. Folgende Phänomene bzw. grundlegende Formungsverläufe können festgehalten werden:

2.1.1 Bedeutung von Ausgangsflachreliefs

Zunächst sei auf die Entwicklung von Ausgangsflachreliefs hingewiesen, welche theoretisch als Primär- oder Endrumpfflächen ausgebildet sein können (vgl. u. a. DAVIS 1899, PENCK 1924 und abweichende Vorstellung von SCHMITTHENNER 1956: räumlich begrenztes, flaches initiales Primärrelief am Stufenbildungsort). Abhängig von der paläoklimatischen Entwicklung wurden beispielsweise in Mitteleuropa Primärrümpfe angelegt (s. u. a. MÜLLER 1996). Gemäß der Kritik in Kapitel A II. 3 erscheinen Endrumpfe eher als theoretische Ableitung. Es ist mehr als fraglich, ob es sie überhaupt gibt oder gegeben hat (vgl. u. a. BÜDEL 1977 und weitere Diskussion).³⁰⁸ Das seltene, vor allem tektonisch verursachte und polyklimatische Phänomen Aufschüttungsfläche sei der Vollständigkeit halber erwähnt (vgl. u. a. SCHUNKE & SPÖNEMANN 1972), seine Komplexität etwa im Hinblick auf spätere selektive Abtragung wird hier aber nicht weiter verfolgt (weitere Themen: Neuinwertsetzung einer Fläche nach vorangegangener Zertalung, Konservierung von Flächen unter Sedimenten, Genese von Braunkohlenlagerstätten, Komplexität von Klima und Tektonik für Erosion, Formungsruhe und Aufschüttung; vgl. div. Literatur zur Flächenbildung).³⁰⁹ Für die Entstehung der Primärrümpfe sind die Phänomene einer zunehmenden Landwerdung und des marinen Systems zu bedenken (Formung im Schelfbereich etc.; vgl. zur Thematik u. a. LOUIS & FISCHER 1979, KLOSTERMANN 1999).

Die Entwicklung stärker differenzierter Schichtstufenlandschaften aus einem flachreliefierten Ausgangsrelief wird schon in der Zyklentheorie von DAVIS (1899, dort kein ausschließlicher Bezug auf Sedimentgesteinsareale) beschrieben und in mechanischen sowie computergestützten Experimenten aufgenommen (vgl. AHNERT 1976, WURM 1935/36). BÜDEL (u. a. 1957) und MORTENSEN (1949; vgl. auch TRICART 1951) haben diesen Grundgedanken unter Berücksichtigung klimatischer Aspekte weiterentwickelt, ohne den zyklischen Formungseffekt von DAVIS zu bestätigen. In den meisten grundsätzlichen Abhandlungen zu Schichtstufen- und Schichtkammreliefs wird eine Bedeutung von Ausgangsflächen akzeptiert oder sogar hervorgehoben (vgl. u. a. BLUME 1971, BROSCHE & SCHULTZ 1972, DONGUS 1980, LOUIS & FISCHER 1979, ROHDENBURG 1971, SCHUNKE & SPÖNEMANN 1972, SCHWARZ 1970).

Für die Reliefgenese der deutschen Deckgebirgslandschaften etwa ist - wie oben bereits abgeleitet - die Herausarbeitung von Schichtstufen und Schichtkämmen aus weiten Rumpfflächen aufgrund regionaler Arbeiten gesichert (u. a. BOLDT 1997,

BREMER 1989a, BROSCHE 1968, DÖRRER 1970, LIEDTKE 1989, SCHUNKE 1968; kritische Auseinandersetzung u. a. bei BARTH 1975). Sofern Flachreliefs mit schwellenartigen Formen als Vorläufern späterer Stufen und Käme angeführt werden (u. a. SCHUNKE & SPÖNEMANN 1972; vgl. auch BÜDEL 1938), sind auch diese als ebene Flächenniveaus oder - bei stärkerer Reliefenergie - als Beginn der Auflösung einer Ausgangsrumpffläche aufzufassen. Akkordanzen sind in diesem Kontext m. E. überbetont worden (s. auch BÜDELs Profil durch Franken, 1957), vielmehr sind flache Stufenvorläufer meist als vermittelndes Element zwischen verschiedenen Flächenniveaus aufzufassen (vgl. Diskussion u. a. bei BROSCHE 1968, SPÖNEMANN 1966).

Auch in vielen außereuropäischen Gebieten mehren sich Befunde, welche die Bedeutung von Ausgangsflächen verifizieren. Dies gilt für Amerika (BLUME & BARTH 1973, vgl. auch STINGL 1979), Afrika (BREMER 1971, BUSCHE 1982, GRUNERT 1983) Asien (DAYAN 1993) und Australien (SPÄTH 1977; vgl. allgemeine Ableitung von TWIDALE 1991).

Befunde zur Paläoverwitterung bestätigen in vielen Fällen die Existenz der aus der Formenanalyse rekonstruierten Flachreliefs. BUSCHE (1982, 1998) belegt in diesem Zusammenhang eine silifizierte Dachfläche in der saharischen Stufenlandschaft. Deren Verkrustung entspricht der Imprägnierung einer Ausgangsrumpffläche vor der einsetzenden Stufenbildung. BLUME & BARTH (1973) weisen Schichtstufengenese aus einer Rumpffläche dadurch nach, daß Rotlehme auf Resten der Ausgangsverebnung infolge des höheren Alters eine fortgeschrittenere Entwicklung als ihre Pendants auf der Vorlandverebnung aufweisen.

Zusammenfassend läßt sich festhalten, daß die Entstehung aus einem Ausgangsflachrelief für viele Schichtstufen- und Schichtkammlandschaften durch multidisziplinäre Methodik nachweisbar ist. BÜDELs Vorstellung wird dahingehend bestätigt. In den überwiegenden Fällen fungierte hierfür eine räumlich differenzierte Flächentieferschaltung als entscheidender Prozeß. Im Kontext mit der raum-zeitlichen, vierdimensionalen Bedeutung von Flächenbildungsklimaten ist diese chronologische Formungssequenz als regelhaftes, wenn auch nicht ausschließliches Phänomen anzusprechen.

2.1.2 Ausmaß und Ursachen der Reliefdifferenzierung im Verlauf des Känozoikums

Es ist auffällig, daß weltweit im Anschluß an das altertiäre Klimaoptimum eine grundlegende Änderung der Formung auftrat:³¹⁰ Sukzessive, wenn auch in unterschiedlichen zeitlichen Maßstäben nahm die morphologische Relevanz der geologischen Struktur zu und verursachte eine zunehmende Reliefdifferenzierung in

Sedimentgesteinsarealen (vgl. Diskussion in C II. 4). Dieser Umstand ergibt sich sowohl aus den bisherigen Studien in tropischen und subtropischen Zonen (vgl. u. a. BUSCHE 1998 zur saharischen Stufenlandschaft, ZEESE 1983) als auch aus den Ergebnissen zu den mitteleuropäischen Schichtstufen- und Schichtkammländern (s. u. a. C I. und dortige Literaturangaben). Angaben zum Alter von Schichtstufenlandschaften, die auch Rückschlüsse auf die allgemein zunehmende Formenakzentuierung im globalen Verlauf des Tertiärs ermöglichen, finden sich u. a. in BOLDT 1997, BREMER 1967, BUSCHE 1998, BRUNOTTE 1987, SCHRÖDER 1993, SPÖNEMANN 1966. Selbst in den feuchten Tropen sind Schichtstufenlandschaften heute weit verbreitet (u. a. BLUME 1971, STINGL 1979). Somit ist die globale Existenz sehr weitgespannter Ausgangsflachreliefs generell auf vorzeitliche Bedingungen zurückzuführen (vgl. auch B II. 1 ⇔ Klimaveränderungen als Faktor der süddeutschen Relief- und Bodenentwicklung).³¹¹

Es ist anhand der Auswertung der paläoklimatischen Literatur zu vermuten, daß im erdgeschichtlichen Verlauf Klimate auftraten, die mit rezenten Verhältnissen nicht vergleichbar sind und in denen Gesteinsunterschiede viel unbedeutender waren.³¹² Tertiäre Phasen intensivster (i. S. undifferenzierter) Flächenbildung könnten während der *weltweiten Temperaturoptima* im Paläozän/Eozän und Miozän (u. a. BUCHARDT 1978, EISSMANN & HÄNSEL 1991, FRAKES et al. 1992) erfolgt sein, während sich die übrigen Zeiten eher durch eine selektive Flächenbildung auszeichneten (vgl. auch C II. 2.1.6).

Die detaillierten Zusammenhänge mit dem paläoklimatischen Wandel, der tektonischen Aktivität und eustatischen Meeresspiegelschwankungen³¹³ sind im globalen Rahmen jedoch noch nicht erkennbar, wengleich die Relevanz des weltweit seit dem Eozän erfolgten Klimawandels für die forcierte Herausarbeitung von Schichtstufen- und Schichtkammlandschaften unverkennbar ist.³¹⁴

Eine Kompensation der Hebung durch flächenhafte Tieferlegung wurde dem Verlauf der „Klimaverschlechterung“ entsprechend reduziert. Im Zuge der häufigen Überbetonung der Morphotektonik ist die Komplexität strukturell-klimatischer Wirkungsgefüge hierfür zu wenig analysiert worden (s. Kritik in A I.). GOUDIE (1983) beispielsweise beschreibt einen weltweiten „cainozoic climatic decline“, leitet hieraus aber kaum detaillierte Konsequenzen für die morphologische Entwicklung ab. Der Begriff *Klimaverschlechterung* wird hier im morphologischen Sinn dahingehend gebraucht, daß immer weniger Gesteine von der (selektiven) Erosion erfaßt werden konnten und zunehmende Relieferung bewirkt wurde (vgl. u. a. Diskussion in C II. 2.1.4).³¹⁵ Er geht davon aus, daß sowohl die entscheidende Abkühlung als auch eine Aridisierung diesen Effekt bewirken können, wobei die komplexe klimatische Variabilität der Härte weitere Untersuchungen erfordert (s. B III.).³¹⁶ Dies gilt m. E.

auch (gerade) dann, wenn man die Problematik von Rezentvergleichen für den globalen Klimawandel bedenkt. Daß ein Wechsel von humiden und ariden Phasen für undifferenzierte Flächenbildung nicht kontraproduktiv sein muß (hohe Temperaturen), wurde schon angesprochen (u. a. B III. 1; vgl. Einleitung zum Kapitel C II. 2.1).³¹⁷ Ohnehin sei hier darauf verwiesen, daß gerade die Variabilität der Feuchte im känozoischen Klimaverfall sowohl bezüglich Raum, Zeit als auch Ursachen weitere Überlegungen erfordert. Eine (in raum-zeitlicher Hinsicht differenzierte) Tendenz zur Aridisierung, die auch gut mit den eigenen Auffassungen zur Flächenbildung harmoniert, scheint sich gerade für das jüngere Känozoikum abzuzeichnen und wird im Rahmen der weltweiten Klimaverschlechterung interpretiert (vgl. WIEGANK 1993 und C II. 4). Über die differenzierten Zusammenhänge der sicherlich u. a. im Hinblick auf Schwankungen der Humidität komplex verlaufenden (raum-zeitlich diskontinuierlichen) globalen Temperaturabnahme seit dem Eozän berichtet WIEGANK (vgl. u. a. BORGER et al. 1993, ZUBAKOV & BORZENKOVA 1990, 349 und Konzept des „etching & stripping“, u. a. in THOMAS 1994).³¹⁸ Die modifizierende Wirkung von u. a. durch Meerestransgressionen verursachten Variationen des terrestrischen Anteils auf die weltweite Formung sei hier nur angemerkt (vgl. u. a. BRUNOTTE 1987 zum „Kasseler Meeressand“).

Es zeichnet sich in diesem Kontext ab, daß die Reliefdifferenzierung sowohl in Teilgebieten der Außertropen wie auch der Tropen bereits im älteren Tertiär spürbar zunahm.³¹⁹ Dies erscheint ohnehin logisch, weil auch in kristallinen Bereichen eine alttertiäre Formendifferenzierung vielfach beschrieben wird (vgl. u. a. zusammenfassende Diskussion von SEMMEL 1984 und dortige Literaturverweise). Ob diese Tendenz in den außertropischen Sedimentgesteinsarealen stärker war als in den Tropen, läßt sich nicht ableiten. Hierfür sind zwei Aspekte zu beachten, einerseits die (tektonischen) Hebungsintensitäten und andererseits vor allem die Frage, ab wann die tropischen Gebiete im Hinblick auf die Flächenbildungsintensität - im Vergleich zu ektropischen Räumen - klimatisch begünstigt waren. Noch nicht abschließend geklärt ist die Frage, wie deutlich die alttertiären Formen akzentuiert waren. BRUNOTTE (1987) etwa vermutet für die damalige Zeit und bestimmte Stufenabschnitte bereits relativ steile Hänge. Die der Vollformenstabilität entsprechend zunehmende Reliefdifferenzierung erfolgte interessanterweise ohne Phasen mit spürbarer Tendenz zur Reliefreduktion, obwohl die globale Klimaverschlechterung beispielsweise in Mitteleuropa diskontinuierlich mit zwischenzeitlicher Zunahme der Flächenbildungsintensität verlief (s. C II. 2.1.4 zur Vollformenstabilität; vgl. B II. 1, III. 1.1 und dortige Literaturangaben).

Diesen Überlegungen entsprechend sollte auch für die Beurteilung tropischer Schichtstufenlandschaften anstelle eines rein morphotektonischen Denkansatzes akzeptiert werden, daß tertiäre Klimaveränderungen wirksamer waren als vielfach

angenommen (u. a. SEMMEL 1996). Es erscheint zum Beispiel logisch, daß bei abnehmender chemischer Verwitterungsintensität in den Tropen eine selektive Formung eingesetzt hat (vgl. u. a. WIRTHMANN 1987; abweichende Vorstellungen bei BREMER 1989). Für die mitteleuropäischen Schichtstufen- und Schichtkammlandschaften wurden ähnliche Zusammenhänge ja bereits abgeleitet (C I.). Auch die Relevanz glazialeustatischer Phänomene, die im Kontext mit der zunehmenden Abkühlung stehen kann, ist m. E. ein untergeordneter Faktor. Die direkte Einwirkung der „Klimaverschlechterung“ auf die Morphodynamik ist daher der entscheidende Aspekt für die forcierte Relief- bzw. Flächendifferenzierung seit dem Eozän.

Abschließend sei betont, daß die zeitlichen Maßstäbe der weltweiten Reliefdifferenzierung noch viele Fragen offen lassen (Verlauf der Flächeneinengung etc. und ihre Steuerung). Tektonische Aspekte (Hebung infolge von plattentektonischer Aktivität etc.) sind neben der übergeordneten paläoklimatischen Steuerung (Klimaverschlechterung) zu berücksichtigen.³²⁰ Dies gilt natürlich insbesondere für die Entwicklung von Kettengebirgen oder auch Phänomene wie die kontinentalen Randschwellen (vgl. JESSEN 1943, THOMAS 1989a, TWIDALE 1991). Erforderlich ist für diese Betrachtung und die Verwendung des Begriffs Reliefamplitude (TWIDALE 1991) die Integration des raum-zeitlichen Maßstabs, also beispielsweise das Problem, ab wann Hochgebirge - auch im Kontext mit der Stabilität einmal angelegter Vollformen - in Abhängigkeit von den oben genannten Faktoren Verwitterungsintensität und Hebungsaktivität inwert gesetzt wurden (Faltengebirge in den Feuchttropen etc.).³²¹ Diese Thematik wird zusammenfassend in der Fig. 1 der „Klimageomorphologie“ BÜDELS deutlich, in der die Frage nach raum-zeitlicher Dynamik der verschiedenen klimamorphologischen Zonen und tektonischer Aktivität am Beispiel der Ostalpenscholle gestellt wird. Die Integration der zunehmenden Reliefierung in geomorphologische Modelle (u. a. BÜDEL 1977, ROHDENBURG 1983, THOMAS 1989a, TWIDALE 1991) zeigt jedoch trotz der noch zu lösenden Probleme, daß auch andere Autoren zu in der grundlegenden Tendenz ähnlichen Ergebnissen gelangen. Die hierfür diskutierten Ursachen und (u. a.) zeitlichen Rahmenbedingungen, die von den eigenen Vorstellungen unterschiedlich stark abweichen, werden zusammenfassend in Kapitel C II. 4 diskutiert (vgl. auch u. a. THOMAS & SUMMERFIELD 1987). Dabei ist neben der hier besonders hervorgehobenen Flächenbildung natürlich auch die Talbildung zu berücksichtigen, die zum Teil aus der Temperaturabnahme resultiert (mitteleuropäisches Eiszeitalter, Zertalung im Verlauf der Orogenese etc.).

2.1.3 Entwicklung von Verebnungsstockwerken

Bei der flächenhaften Tieferlegung wurden in den Sedimentgesteinen - ausgehend von einem Ausgangsflachrelief - Verebnungsstockwerke angelegt (s. o. und Angaben u. a. bei BÜDEL 1977, BUSCHE 1998, SPÄTH 1973, SPÖNEMANN 1966).³²² Deren weltweite Bedeutung steht im Kontext mit der entsprechenden (paläo-)klimatischen Differenzierung und den zugehörigen Formungstendenzen (vgl. B II. 1 und die allgemeinen Ausführungen u. a. von HAGEDORN & POSER 1974, WILHELMY 1974). Die aktive Erosion beschränkte sich weitgehend auf das in Tieferlegung befindliche Stockwerk.³²³ Anders ausgedrückt: die Vorfluterbereiche, wo eine planparallele Tieferlegung ebener, den Untergrund kappender Oberflächen stattfand (⇒ Rumpfflächen, Flächen, Flächenbestandteile,³²⁴ lineare Verebnungen,³²⁵ Fußflächen),³²⁶ lagen weitgehend in vergleichbarer Höhe, können aber als modifizierendes Element bei steigender Tendenz bzw. ansteigender Neigung in Hochgebietskomplexe vordringen (meist Beschränkung auf lineare Zubringer) bzw. zu diesen überleiten (Fußflächen). Mit einer Reliefreduktion hat dies aber nichts zu tun (vgl. weitere Diskussion). Als Auslöser der morphologischen Differenzierung sind jeweils Klimawandel, forcierte tektonische Hebung oder auch eustatische Senkung des Meeresspiegels zu diskutieren (vgl. hierzu u. a. BREMER 1989).

In Mitteleuropa ist die Entwicklung von Verebnungsstockwerken auf Vorzeitklimata zurückzuführen, die nur vorbehaltlich mit heutigen Ökozonen vergleichbar sind (vgl. u. a. BORGER 1992, BUCHARDT 1978, MENKE 1975, SCHLEICH 1985, STÖRR 1983, ZUBAKOV & BORZENKOVA 1990 sowie B II. 1 und Literaturangaben in C I.). Dies entspricht dem Befund, daß das unterste Verebnungsstockwerk weltweit in vielen strukturell adaptierten Landschaften fossil ist (vgl. u. a. SEMMEL 1984 zur heutigen Aktivität tropischer Flächenbildung). Dessen Zerstörung durch Talbildung³²⁷ kann mit einer Versteilung von flachen Hochgebieten verbunden gewesen sein, sofern diese nicht schon während der flächenhaften Tieferlegung erfolgt war (s. u. a. SCHUNKE & SPÖNEMANN 1972 sowie weitere Diskussion).

Unter welchen Klimabedingungen, in welcher Bindung an bestimmte geologische Strukturen (Lithofazies etc.) und in welcher Dimension eine flächenhafte Tieferlegung rezent erfolgt, ist abschließend jedoch noch nicht geklärt (Diskussion und Literaturverweise in Kapitel C II. 2.1.6; vgl. B II. 1). Die Dimension tiefergelegter Bereiche ist immer abhängig von der quantitativen Beteiligung jeweils weicher Gesteine. So können weite Flächen bei einer vorwiegend weichen Struktur auch in Klimaten ausgebildet sein, die nicht mehr so günstig für eine weitgespannte Flächentieferschaltung sind. Vielleicht ist so auch zu erklären, daß die Flächenbildung in

Mitteleuropa - wo die germanische Trias eine hohe Beteiligung von tonigen Gesteinen aufweist - auch unter abnehmender Klimaintensität so lange andauerte.

Die Einarbeitung von Verebnungsstockwerken kann bereits in frühen Stadien mit einem hohen Differenzierungsgrad von Schichtstufen- und Schichtkammlandschaften korrelieren. So trifft zum Beispiel die Ausbildung einer undifferenzierten, im harten Gestein abdachenden Stufenfläche häufig nicht zu. Vielmehr ist zum Beispiel oft eine strukturell gesteuerte Auflösung und räumliche Isolierung von Stufenbildnern belegbar. Dies resultiert aus der häufigen Heterogenität stufenbildender Gesteine (Wechselagerung weicher und harter Sedimentite, schichtinterne Variabilität) und hängt weiterhin mit dem jeweiligen tektonischen Inventar zusammen (Neigungsgrad etc.). Bei zu starker Abstraktion kann eine (differenzierte) Abdachung in einer (übergeordneten) geologischen Einheit als Adaptation an einen Stufenbildner fehlinterpretiert werden, weil dieser eben vielmehr durch mehrere und zudem in sich gegliederte stufen- und sockelbildende Gesteine aufgebaut wird. Diese Zusammenhänge gelten wegen der hohen Komplexität der Keuper-/Liasgesteine und einer starken tektonischen Differenzierung gerade für das eigene Arbeitsgebiet, in dem viele Gesteinsschichten als Stufenbildner fungieren. Wie sich diese Komplexität äußert, resultiert nicht zuletzt aus dem zeitlichen Wandel der Härte, der Gesteinsneigung und der fortschreitenden Tieferlegung der Vorfluter.

2.1.4 Strukturelle Steuerung der Reliefentwicklung und die morphologische Relevanz komplexer Wirkungsgefüge

Für die zum Beispiel durch klimatische oder tektonische Änderungen ausgelöste, räumliche Einengung der flächenhaften Tieferlegung in Sedimentgesteinen wird oft eine strukturelle Steuerung bzw. eine strukturelle Adaptation an den geologischen Untergrund beschrieben. Diese Steuerung durch die Struktur wirkt als räumlich relevantes, reliefdifferenzierendes Phänomen (Restriktion der Flächen) und stellt keinen Widerspruch dazu dar, daß sich bestimmte strukturelle Varianzen nicht in der morphologischen Differenzierung äußern (Einbezug verschiedener Strukturen in die jeweiligen Schnittflächen; vgl. *Abb. 22* im regionalen Teil). Gleichzeitig wird damit die Resistenz und - sofern Reduktion abgelehnt wird - auch die Erhaltungsfähigkeit von Vollformen in strukturell prädestinierten Gesteinen deutlich.

Über einfache Abhängigkeiten wie die Bindung von Schichtstufen und -kämmen an harte Stufen- bzw. Kambildner oder die Orientierung des Ausraums an Tongesteinen hinaus werden auch komplexe Einwirkungen, etwa durch Kluftnetze oder Störungen, erkannt.³²⁸ WIRTHMANN (1987) wendet in diesem Kontext das Prinzip des „Divergierens von Verwitterung und Abtragung“ als Folge struktureller Variabilität an.

STINGL & GARLEFF (1987; vgl. STINGL 1979) heben die globale Bedeutung der Struktur hervor, schildern aber gleichzeitig komplexe, m. E. nicht zutreffende Zusammenhänge u. a. mit initialer Zerschneidung bzw. -talung sowie einer letztlich inselektiven Formenreduktion. Hinzu kommt bei den beiden genannten Autoren eine zu wenig pointierte Abgrenzung der Formung in Fußflächenbereichen einerseits und der Flächen im Hauptvorfluturniveau andererseits, wobei die „zyklische Reliefentwicklung“ anhand der Entwicklung von Fußflächen vorgestellt wurde (STINGL 1979; vgl. auch Fußflächenterminologie in B III. 3.3).³²⁹ Auch die Konzeption von MORTENSEN (1949; vgl. auch BLUME 1971, HEMPEL 1955, WILHELMY 1981), die neben weiteren Möglichkeiten die Verzahnung von Rumpfflächen und Strukturformen im Schichtstufenland beinhaltet, hebt die Relevanz der Struktur zu wenig hervor, u. a. weil die integrierte Möglichkeit zur Wiedereinebnung keiner selektiven Formung entspricht. Zudem wird die tatsächliche Bedeutung der planparallelen Flächentieferschaltung nicht betont.

Überhaupt ist das Postulat einer Reliefreduktion - zum Teil bei Hervorhebung der Hangrückverlegung und Vernachlässigung der Flächentieferschaltung - gerade in theoretisch orientierten Arbeiten, u. a. zur Flächenbildung, weitverbreitet.³³⁰ Dieser Vorgang wird bei den genannten Autoren nicht als schwache Tendenz, sondern als (wenngleich in seiner Quantität und Wirkung unterschiedlich bewerteter) aktiver und bis heute reliefwirksamer Prozeß beschrieben (vgl. eigene Überlegungen in C II. 2.1.5.2). Neutral betrachtet ist dies sicher ein Kontrast zu den vielfachen Hinweisen auf strukturell adaptierte Formung, die sich in der allgemeinen Literatur zur Flächenbildung und zu entsprechenden Theorien, also auch bei einigen der genannten Autoren (u. a. THOMAS 1989a; vgl. ROHDENBURG 1983: sekundäre Differenzierung durch die Resistenz), finden (s. auch weitere Diskussion). Modellierungen der morphologischen Evolution, die strukturelle Parameter als Faktoren fortschreitender Reliefdifferenzierung integrieren (THOMAS 1989a, TWIDALE 1991), werden zusammenfassend in C II. 4 besprochen.

Betrachtet man subsumierend die Dimensionen der argumentativen Integration geologischer Strukturen in Bereichen wechselnd widerständiger Sedimentgesteine, wird die strukturelle Differenzierung selbst in den zitierten Arbeiten (meist) nicht ausreichend hervorgehoben. Je nach Autor sind hierzu folgende Aspekte zu beachten: unzureichende Detailbetrachtung, Bezugnahme auf lokale Phänomene, keine globale Anwendung, fehlende Herleitung der meist strengen Zuordnung jeweiliger Tieferlegung bzw. der Herauspräparierung von Vollformen zu bestimmten Lithovarianzen etc. (s. weitere Diskussion; vgl. auch A I.). Zum Teil wird der geologische Untergrund auch nicht als Basis einer prinzipiell betonten Selektivität der Formung betrachtet (u. a. BREMER 1989; vgl. A II. 3). *Zum Beispiel ist es sicher ein nicht unerheblicher Unterschied, ob die Inwertsetzung der Struktur regel-*

haft erfolgt (BOLDT 1998) oder als (partiell) „Zufallsprodukt“ bei einer durch die (jeweilige) morphologische Position bestimmten bzw. definierten Erosion verstanden wird (BREMER 1989, 79; ähnlich BÜDEL u. a. 1977; vgl. A II. 3, B III. 1.4). Hier bestehen, trotz der erkennbaren wissenschaftlichen Parallelen, prinzipielle Differenzen in der Gewichtung der morphologischen Faktoren.³³¹ Auch BÜDELS (1977) Betonung einer weitgehenden, wenn auch nicht ausschließlichen (s. Fig. 49, proximaler Teil der tieferen Fläche) Anlehnung von Inselbergen an harte Gesteinsbänke entspricht sicher nicht einer morphologischen Dominanz der von BÜDEL selbst definierten „Petrovarianz“, da gleichzeitig die synchrone flächenhafte Erosion gerade dieses harten Gesteins (im Umland der entsprechenden Inselberge) beschrieben wird. Wenn BÜDEL eine tektonische Verbiegung als stufenindizierenden Vorgang darstellt, ändert sich die morphologische Härte der gehobenen Partien und begünstigt die Stufenentstehung (negative Beeinflussung der Durchfeuchtung und Verwitterungsintensität). Letzteres wird aber in dieser Hinsicht nicht konsequent interpretiert (vgl. auch SPÄTH 1973); Hinweise auf die Orientierung der Tieferlegung in tektonischen Hebungsbereichen an weichere Partien (BÜDEL 1978) sind kaum ausreichend und o. W. wohl auch nicht mit der Darstellung einer Rumpfstufenbildung, bei der harte und weiche Gesteine auf der höheren Fläche austreichen (s. BÜDEL 1977, Fig. 49), vereinbar.

Auch wenn BÜDEL vor allem 1978 und 1986 die strukturelle Anlehnung von Inselbergen bzw. Flächeninseln hervorhebt, entspricht dies kaum den eigenen Vorstellungen einer regelhaften, aber zugleich komplexen strukturellen Anpassung. Wichtige Aspekte in BÜDELS Vorstellungen, die diese Ansicht stützen, sind u. a.: Einbezug harter Gesteine in die Flächenbildung bzw. -tieferlegung,³³² kein Bezug auf die absolute Härte und bestimmte Lithovarianzen im Rahmen komplexer strukturell-klimatischer Wirkungsgefüge (Klimawandel etc.), Einebnung von Vollformen und laterale Flächenausweitung. Gerade die letzten beiden Punkte verdeutlichen - bei einer Unterscheidung von zonalen und azonalen Inselbergen u. a. im Hinblick auf strukturelle Adaptation - BÜDELS abweichende Vorstellungen zur Selektivität der Flächenbildung. Zudem werden gerade die Ergebnisse BÜDELS von 1986, die sich m. E. durch die (partielle) Korrelation von Vollformen und bestimmten strukturellen Charakteristika der tatsächlichen strukturellen Adaptation der Formung (bei flächenhafter Tieferlegung) tendenziell am ehesten annähern, kaum auf Schichtstufenlandschaften bzw. Sedimentgesteine bezogen. Auch wird die Vollformenentstehung dort gerade im Zuge der Flächenausweitung beschrieben, was im Schichtstufenland eher ein modifizierender Effekt bei der hangversteilenden Flächenexpansion ist (bezogen auf die Flächenbildungszeit). Obwohl BÜDEL den Faktor Hangversteilung durchaus integriert, wird die Flächenexpansion deutlich

überbewertet. Letztendlich ist es keinesfalls ausreichend, die Bedeutung von quarzitischen Sandsteinen für die Vollformenentstehung zu diskutieren (BREMER 1999, BÜDEL 1978), wenn Lithovarianzen u. a. nicht in den Bezug zu Verebnungsstockwerken gesetzt werden. So zeigt sich auch für die Resistenz von Kalksteinen (s. BREMER 1999) eher eine Abhängigkeit von der Aridität des Klimas (die sich zum Beispiel im Stockwerkbau Mainfrankens äußert) als von der Verkarstung (vgl. Ausführungen von BREMER 1989, 74 f. zur morphologischen Lage, aber auch Überlegungen von SPÄTH 1983). Abschließend sei betont, daß die zunehmende Reliefdifferenzierung im Schichtstufenland klar in Bezug zu einer regelhaften strukturellen Adaptation gesetzt werden kann, die nach den BÜDELSchen Ableitungen so nicht hätte zustande kommen können.

Hinzu kommt als weiterer Kritikpunkt an BÜDELS Ableitung die hohe, von lokalen Hebungsvarianzen häufig unabhängige Differenzierung im Schichtstufenland, in der übereinander angeordnete weite Rumpfflächen i. S. einer Rumpftreppe kaum eine Rolle spielen dürften und BÜDELS Erklärungen zur Inselberggenese kritisch diskutiert werden müssen (s. o. und weitere Diskussion).³³³

Bezugnehmend auf die *generelle Relevanz des geologischen Untergrunds* sei abschließend nochmals die Zuordnung von Vollformen zu resistenten (stufen- bzw. kammbildenden) Gesteinen und die Adaptation der Tieferlegung an weichen geologischen Untergrund hervorgehoben (abweichend u. a. BREMER & SPÄTH 1989, Fig. 2.8: Ausbildung von Flächen als auch hochgelegenen Flächenresten jeweils in gleichen bzw. nicht unterschiedenen harten und weichen Gesteinen; ähnlich BÜDEL 1957³³⁴). Zufälligkeit als Grundlage geomorphologischer Entwicklung ist in diesem Kontext sicher kritisch zu hinterfragen, vielmehr erweisen sich auch ergänzende Faktoren einer dominant selektiven Flächentieferlegung (Durchfeuchtung etc.) als „erklärbare“ Phänomene (vgl. regionale Ausführungen in B III. 1.1 - 1.3). Bezüglich der resistenten Aufsitzer sei ergänzt, daß krönende Flächenreste häufig verschiedene (harte) Gesteine deutlich schneiden (vgl. u. a. SPÄTH 1973). Das Resultat komplexer Strukturinfluenz wird man schließlich dahingehend definieren müssen, daß die morphologische Landschaftsdifferenzierung gerade mit zunehmender Dauer häufig eine enge Kammerung, also einen hohen Differenzierungsgrad aufweist. In diesem Kontext erscheint übrigens die Ausbildung von Rumpftreppen in Sedimentgesteinen, wie oben erwähnt, zunächst fraglich. I. w. S. müssen aber beispielsweise Vorstufenplateaus, sofern sie von der Hauptstufe nicht abgetrennt wurden (homogene, heute harte Gesteinsserien), als rumpftreppenartige Formation berücksichtigt werden. Dabei wird wiederum die Komplexität der räumlichen Herausarbeitung struktureller Phänomene deutlich, die sich nach identischen Prinzipien beispielsweise auch in der rückwärtigen Stufenabdachung vollziehen kann (u. a. partielle Stufung, zergliederte Vollformen, dabei ist auch eine sehr differenzierte

Entstehung linearer Ausräume und lokaler, bei der fortschreitenden Tieferlegung in ihrer ursprünglichen Lage konservierter Verebnungen vorstellbar; auch können in seltenen Fällen bei der Zergliederung weiche Partien, die ursprünglich in höherer Lage durch den Schutz harter Gesteine erhalten wurden, erodiert werden und damit eine Anlage hochgelegener Ausräume verursachen).

Zugleich ist gerade bezüglich der Flächentieferschaltung erkennbar, daß die *Beziehungen der strukturellen Inwertsetzung zum komplexen Klimawandel* zu wenig berücksichtigt werden (klimatisch-strukturelles Wirkungsgefüge und dessen *zeitliche* Varianz; vgl. einleitende Betrachtung in Kapitel A I.). Damit wird auch wieder der Bogen zum chronologischen Verlauf der zunehmenden Formendifferenzierung geschlagen. Hinweise auf Flächentieferlegung zeigen zwar die vordergründige Relevanz und Variabilität der Selektivität, werden aber im Hinblick auf dieses Phänomen kaum konsequent genug verfolgt (vgl. u. a. SPÖNEMANN 1966, 141: Bezug der ältesten Vollformen im niedersächsischen Bergland auf besonders harte, quarzitisches Sandsteine;³³⁵ zu gegensätzlichen Auffassungen von BREMER und BÜDEL s. dieses Kapitel). Diese Kritik gilt beispielsweise auch für die Arbeiten von TWIDALE (1971, 1991), der zwar u. a. geologische Parameter in Kontext zur Flächengeneese setzt, Letztere aber weder ausreichend berücksichtigt noch die Beziehungen des klimatisch-strukturellen Wirkungsgefüges zur globalen Klimaentwicklung aufdeckt. Zudem wird dort die Bildung von Flachreliefs nicht so explizit mit planparalleler Flächentieferlegung verknüpft (vgl. TWIDALE & MILNES 1983, dort auch Integration von Reliefinversionen und Reliefreduktion). Dementsprechend werden u. a. die zunehmende Einengung der Flächen und die weltweit im Verlauf des Känozoikums forcierte Entwicklung von Schichtstufen- bzw. Schichtkamm-landschaften nicht angemessen interpretiert (vgl. A II. 3 und vorangegangene Diskussion). Gerade der globale paläoklimatische Wandel (vgl. C II. 2.1.2) ist entscheidend dafür, daß strukturelle Unterschiede inwert gesetzt wurden und im Zusammenhang mit der klimavariablen Gesteins Härte eine Restriktion der jüngeren Flächen stattfand (Herausarbeitung *jeweils* bzw. unter bestimmten Rahmenbedingungen resistenter Gesteinspartien, regelhafte Inwertsetzung von Lithovarianzen ⇒ Zunahme harter Gesteine, vierdimensionale Stufendynamik). Auch die „integrierte Theorie des etching“ von THOMAS (1989a; vgl. THOMAS & SUMMERFIELD 1987) hebt diesen Aspekt zu wenig hervor, wengleich die Klimavariabilität berücksichtigt wird. Insgesamt betrachtet ist diese Thematik bislang erst in Ansätzen verfolgt worden.³³⁶

Als wichtige regionale Arbeiten, die u. a. sowohl Vollformenstabilität,³³⁷ paläoklimatischen Wandel als auch (partielle) strukturelle Influenz diskutieren, seien die Abhandlungen von BUSCHE (1982, 1998) und SPÄTH (1973, 1976, 1983) hervorgehoben. Gerade die Arbeit von SPÄTH (1983) zeigt - wengleich die

flächenhafte Tieferlegung von Tönen in aridem Klima nur kurz erwähnt wird - einen Zusammenhang von klimatischer Breite der Flächenbildung und entsprechender lithovarianter Erosion. Parallelen zur Mainfränkischen Stufenlandschaft werden deutlich. Neben graduellen Unterschieden zu diesen Beiträgen wird hier insbesondere die notwendige, stärkere Betonung der regelhaften Inwertsetzung absoluter Härteunterschiede in einem komplexen strukturell-klimatischen Wirkungsgefüge betont (vgl. abweichende Vorstellungen bei BUSCHE 1982, u. a. 183).

Das Ausmaß der Selektivität (zeitlicher Wandel der morphologischen Härte, Quantität struktureller Adaptation) wird dort zwar ebenfalls kaum im Detail diskutiert, aber häufig wird die strukturelle Adaptation zumindest mehr in den Vordergrund gestellt als dies etwa bei BREMER der Fall ist. Wenn BREMER einer klimatisch beeinflussten Härte zustimmt, erscheint es besonders unverständlich, daß dies nicht i. S. einer selektiven Flächenbildung interpretiert wird (vgl. aber ihre Beurteilung intramontaner Ebenen als Resultat strukturell gesteuerter Eintiefung, die sie eher auf tektonische Strukturen bezieht). Ein Wandel der Rahmenbedingungen (Abnahme der Verwitterungsintensität etc.) wird dort und in vielen weiteren Arbeiten zwar als reliefdifferenzierender Aspekt beschrieben (u. a. BORGER 1992), aber zu wenig auf die (komplexe) Struktur des Untergrundes bezogen.³³⁸ Der entsprechende klimamorphologische Ansatz hat m. E. zwar die klimatische Influenz auf unterschiedliche Formungstendenzen (zum Teil) zutreffend erkannt, aber die unterschiedlichen Charaktere der Flächengenese gerade im Hinblick auf ihre Steuerung zu wenig erforscht. Hier wird auch wieder der bereits in der Einleitung aufgezeigte Gegensatz klimamorphologisch geprägter Arbeiten zu strukturmorphologisch orientierten Ansätzen, die wohl selektive bzw. strukturell adaptierte Erosion, aber nicht deren klimatische Beeinflussung erkennen (s. o.), deutlich. Bezieht man (zum Teil auch neuere, theoretische) Forschungsergebnisse ein, die sich, i. d. R. ohne Bezug auf Sedimentgesteinsareale und die dortige Dynamik der Flächentieferschaltung, mit speziellen Fragestellungen zu den morphologischen Steuerungsfaktoren Klima und Struktur beschäftigen (u. a. GOUDIE & VILES 1999; vgl. bisherige Diskussion der Literatur), wird die geäußerte Kritik verständlich.

Trotz der bereits publizierten Ergebnisse, die eine weitgehende Relevanz der komplexen strukturellen Steuerung für die flächenhafte Tieferlegung nahelegen, sind die Qualitäten und Quantitäten dieses Vorgangs also noch nicht abschließend geklärt worden. Die raum-zeitliche Verknüpfung flächenbildender Dynamik (i. e. S. der flächenhaften Tiefschaltung) und strukturell geprägter Aufsitzer muß konsequent auf die (differenzierte) Strukturvarianz des Untergrundes und die vielfältige, multifaktorielle Steuerung bezogen werden (Wandel der Gesteinhärte mit dem globalen Klimawandel, raum-zeitliche Varianz der komplexen strukturell-klimatischen Wirkungsgefüge etc.; s. o.). Die komplexe und regelhafte erosive Adaptation an struk-

turelle Elemente steht in Sedimentgesteinsarealen im Vordergrund. BLUME (1971) hebt - allerdings ohne Bezug auf die Flächenbildung - die Komplexität geologischer Elemente ebenfalls hervor und bedauert die geringe Kenntnis bezüglich des morphologischen Verhaltens bestimmter Lithovarianzen auf klimatische Unterschiede. Letztendlich habe ich beim Studium der Literatur jedoch den Eindruck bekommen, daß jüngere Arbeiten zwar verstärkt morphologische Wirkungsgefüge betrachten (vgl. u. a. THOMAS 1989a), diese aber (bezüglich der Flächendynamik) vor allem auf morphotektonische oder eustatische Aspekte beziehen³³⁹ und damit die Beziehungen struktureller und klimatischer Parameter gerade für Sedimentgesteinsareale (wo es besonders wichtig wäre) meist vernachlässigen bzw. abweichend bewerten (vgl. auch ZEESE 1996). Erklärbar ist dies wohl u. a. durch die Integration der Reliefreduktion in verschiedene Konzepte, wodurch die Auswirkungen klimatisch-struktureller Wirkungsgefüge im Relief sozusagen wieder entfernt werden (Einebnung von Härtingen). Hervorgehoben sei in diesem Kontext aber noch die Arbeit von ALEVA (1983; vgl. auch u. a. KROONENBERG & MELITZ 1983, WIRTHMANN 1987), in der die komplexe strukturelle Anpassung der feucht-tropischen Verwitterung betont wird. Die Rolle des klimatischen Wandels wird aber auch hier - gerade im Hinblick auf die globale Formung (und speziell die Flächengenese) - zu wenig verfolgt (vgl. auch u. a. THOMAS & SUMMERFIELD 1987).

Der *Zusammenhang von Tiefenverwitterung und struktureller Adaptation* wurde bereits in Kapitel B III. 1.2.5 im Zusammenhang mit der Saproilitisierung während der Bucher Phase beschrieben. Dort wurde der Rückschluß getroffen, daß der selektiv geprägte Tiefenersatz bis hin zu lokaler Begrenzung variieren kann. I. W. gilt diese Selektivität überhaupt für die chemische Verwitterung. Allerdings können bezüglich der Tiefe der Verwitterungsbasis auch nur nuancielle Unterschiede bestehen, deren Bedeutung für die Formung im Einzelfall untersucht werden muß. Diese Feststellung gilt besonders dann, wenn die Verwitterungsintensität abnimmt (Aussetzen einer Saproilitisierung, Mächtigkeit und Vorhandensein einer Dekompositionssphäre etc.; vgl. u. a. BÜDEL 1977 und Endnoten 23, 25). Für den Verlauf der selektiven Verwitterung ist natürlich auch zu diskutieren, inwiefern die Verwitterung zunächst punktuell in die Tiefe greift und sich erst später - in Abhängigkeit von der zur Verfügung stehenden Zeit - seitlich ausdehnt. Wichtig ist diese Charakteristik der Verwitterungsbasis vor allem für die nachfolgende Formung, sofern diese die Lockermaterialien ausräumt. Hier kann es zur Anlage eines verschieden dimensionierten, zum Teil engräumig differenzierten Flächennetzwerk kommen. Andererseits kann die Freilegung der Verwitterungsbasis - je nach Rahmenbedingungen und Gesteinshärte - auch zur Zertalung bzw. einer stärkeren Relieferung überleiten.³⁴⁰

Erstaunlicherweise wird die strukturelle Steuerung der Flächentieferschaltung für die *Formung im Kristallin* (!) stärker berücksichtigt als dies bei vielen Abhandlungen

zu Schichtstufenreliefs der Fall ist.³⁴¹ Entsprechende Arbeiten beinhalten häufig die Vorstellung, daß bei der Tieferlegung Resistenzzonen etwa als Inselberge herauspräpariert werden. Hier bestehen Berührungspunkte zur Betrachtung von Sedimentgesteinen, die aber stärker im Kontext mit Hangrückverlegung interpretiert werden.³⁴² KROONENBERG & MELITZ (1983) beispielsweise haben für das Basement von Surinam einen Ansatz vorgelegt, der selektive Abtragung im Zuge des durch hochtemperierte humide und aride Phasen bedingten „etching & stripping“ erklärt (s. hierzu auch verschiedene Arbeiten von THOMAS), wobei wiederum die Vereinbarkeit tiefgreifender Gesteinszersetzung mit selektiver Formung deutlich wird.³⁴³ Die klimatisch-strukturellen Wirkungsgefüge werden allerdings (obwohl durchaus berücksichtigt) auch in den zitierten Arbeiten zu wenig nuanciert, wobei diese Bewertung natürlich je nach Autor zu differenzieren ist (globaler und regionaler Klimawandel, hohe strukturelle Komplexität, geoökologische Spannweite der Flächenbildung etc.; vgl. auch weitere kritische Diskussion). Die selektive Formung wird eher in Bezug zur (klimatisch bzw. tektonisch gesteuerten) zeitlichen Divergenz von Tiefenverwitterung und Erosion gesetzt, weshalb die Hervorhebung des klimatisch verursachten Wandels der geomorphologischen Härte (vor allem bezüglich der komplexen zeitlichen Achse ⇒ globale Klimaverschlechterung) vernachlässigt und die strukturelle Adaptation - trotz der (differenzierten) Integration verschiedener lithologischer Parameter - zu undifferenziert betrachtet wird. Zu erklären ist dies u. a. wohl auch mit fließenden Übergängen kristalliner Gesteinsvarianzen (was aber auch in ähnlicher Weise für Sedimentgesteine gilt, die zudem m. E. insgesamt eine höhere Komplexität aufweisen können).

Die Übertragung derartiger, die strukturellen Gefüge stärker beachtenden Vorstellungen auf die Entwicklung von Schichtstufen- und Schichtkammlandschaften bzw. die *Parallelisierung beider Geostrukturtypen* erscheint (in Teilbereichen) logisch (vgl. u. a. modellhafte Ansätze von THOMAS 1989a, TWIDALE 1991; s. auch C II. 4), erfolgt in den jeweiligen Arbeiten aber - wenn überhaupt - meist nur randlich oder indirekt.³⁴⁴ Zum Beispiel ähneln die Vorstellungen von RATHJENS (1970) etwa im Hinblick auf die Stufendynamik, die strukturgesteuerte und klimatisch breitgestreute Flächenbildung den eigenen Überlegungen, werden aber bezeichnenderweise anhand kristallinen Untergrundes erklärt. Demzufolge und für mich unerklärlich hebt RATHJENS (1968) für Schichtstufenlandschaften in Trockengebieten Stufenflächen und Fußflächen hervor, anstatt - entsprechend dem Kristallin - die Relevanz von Verebnungsstockwerken und der entsprechenden selektiv geprägten Flächenbildung abzuleiten. Ähnlich krass wurden Schichtstufenreliefs und Grundgebirgslandschaften (dieser etwas unscharfe Begriff wird hier im geologischen Sinn als „kristallines Gebirge“ verwendet) ja bereits bei SCHMITTHENNER (1956) gegenübergestellt. Diese Auffassung hat sich leider in vielen, auch allgemeinen Darstellungen

durchgesetzt (u. a. BLUME 1971; vgl. auch die gängigen Lehrbücher, u. a. DONGUS 1980). Dennoch seien die beschriebenen Hinweise als Grundlage der eigenen Ableitungen hervorgehoben.

Abschließend kann festgehalten werden, daß zum Beispiel *grundlegende Zusammenhänge struktureller Abhängigkeiten im Schichtstufenland* (u. a. Positionierung von Stufeneinsattelungen)³⁴⁵ häufig im Rahmen flächenhafter Tieferlegung und der Erosion struktureller Schwächebereiche zu verstehen sind (vgl. auch *Abb. 24* im regionalen Teil). Talbildung spielt für derartige Phänomene und für die allgemeine strukturelle Reliefadaptation vielfach eine relativ geringe Rolle. Der Grund hierfür ist das Alter oder die schwache bis fehlende Beteiligung dieses morphologischen Vorgangs an der Formung.

Die differenzierte Einwirkung des geologischen Inventars und eine Bewertung seiner (potentiellen) erosiven Resistenz kann nur anhand einer detaillierten Analyse folgender Phänomene erfolgen (vgl. u. a. BIROT 1958, DONGUS 1980, FISCHER 1998):

- Faziesdifferenzierung der Gesteine (Sandanteil, Bindemittel, Mineralzusammensetzung, Gefügemerkmale wie Kornform, horizontale Erstreckung und vertikale Mächtigkeit härterer Partien ⇒ Resultat der Verhältnisse im ehemaligen Sedimentationsraum und des Verlaufs der Diagenese),
- Lagerungsformen (Schichtneigung, Mulde, Sattel, Flexur, geschlossene Strukturen wie Beulen, Störungszonen, Klüfte, Schichtung) einschließlich der hiermit verknüpften Gesteinszerrüttung³⁴⁶ als Ergebnis der tektonischen Historie.

In Bezug auf die geologische Struktur kann damit, sofern man allgemeingültige physiko-chemische Regeln für die Reliefgenese annimmt und die Untersuchungsergebnisse aus Mainfranken (B III. 1) auf andere Gebiete überträgt, deren komplexe und regelhafte Bedeutung für die Flächenbildung hervorgehoben werden. Ihre Relevanz wird im Rahmen der multifaktoriellen Steuerung durch die Beteiligung ergänzender Faktoren (morphologische Position, edaphische Differenzierungen) modifiziert, die bisweilen eine fehlende Inwertsetzung von ansonsten reliefwirksamen Strukturen verursachen können.³⁴⁷ Daraus resultiert letztlich eine dominant selektive Tieferlegung von Flächen (vgl. bisherige Diskussion).³⁴⁸

Weitere Untersuchungen müssen zeigen, wie groß jeweilige strukturelle Unterschiede sein müssen, um Formungsvarianzen unterschiedlichen Charakters auszulösen.³⁴⁹

Die regionale Erforschung Mainfrankens, aber auch die diskutierten globalen Phänomene zeigen die Relevanz von Faktoren wie dem Bindemittel (tonig bis quarzitisch), dem Mineralbestand (Quarz vs. inresistentere Mineralien wie Glimmer oder Feldspäte, Kalkgehalt) und der Zerklüftung, deren selektive Inwertsetzung mit

der Abnahme von Temperatur bzw. Humidität eine zunehmende Flächenrestriktion bewirkt hat.³⁵⁰

2.1.5 Akzentuierung von Schichtstufen und Schichtkämmen

2.1.5.1 Hangversteilende Flächenexpansion im Hauptvorfluterniveau

Viele Untersuchungen konnten belegen, daß die Entwicklung prägnanter Schichtstufen aus rampenartigen Hängen erfolgen kann, die während der flächenhaften Tieferschaltung des Vorlandes gebildet wurden. Entsprechendes gilt für die Genese von Schichtkämmen (vgl. Diskussion u. a. bei BREMER 1971, BROSCHE 1968, BRUNOTTE 1987, BÜDEL 1977, ROHDENBURG 1965, SCHUNKE & SPÖNEMANN 1972, TWIDALE 1991).³⁵¹

Als ein entscheidender Faktor der Schichtstufen- und Schichtkammentwicklung ist demzufolge zunächst eine *hangversteilende Flächenexpansion* zu definieren, die von Verebnungen im Hauptvorfluterniveau ausgeht und flachere Stufenvorläufer versteilt.³⁵²

Sie ist als modifizierende Ergänzung der flächenhaften Tieferlegung zu interpretieren. BREMER (1989a; vgl. auch BUSCHE et al. 1989 und MÜLLER 1996, 243) beschreibt (bei regionalem Bezug) die Rückverlegung des Hangfusses für die Entwicklung der Fränkischen Keuperstufe, ohne jedoch einen eindeutigen, aber notwendigen Bezug zur Flächenbildungszeit herzustellen (s. u. a. B III. 1.2 1.3).

Sind aber trotzdem noch *andere Möglichkeiten der Stufenakzentuierung* in Betracht zu ziehen? Abgesehen von der bereits im regionalen Teil beschriebenen Flächenexpansion kann eine Stufen- bzw. Kammbetonung durch Versteilung (oder auch Erhöhung der Reliefenergie) sicherlich auch während einer Zertalung stattfinden bzw. forciert werden. Dieses Phänomen ist aber m. E. - bezogen auf die Umformung der flachen Vorformen - etwas zu sehr in den Vordergrund gestellt worden (vgl. u. a. BROSCHE 1968, SCHUNKE & SPÖNEMANN 1972 sowie Kapitel C II. 3). Vielmehr ist die aktive Ausdehnung von Flächen von höherer Relevanz als in vielen Arbeiten beschrieben, wenngleich dieser Aspekt aber zumindest angedeutet wird (s. u. a. BREMER 1989, ROHDENBURG 1965, SCHUNKE & SPÖNEMANN 1972, 83; vgl. oben). So kann eine langanhaltende Expansion, ausgehend von einer flachen Abdachung, etwa über das Zwischenstadium einer Walmstufe bis zur einer stark versteilten Traufstufe führen (vgl. SCHUNKE & SPÖNEMANN 1972, STINGL 1979 und weitere Diskussion zur Variabilität der Flächenausdehnung).³⁵³

Synchrone Ergebnisse gelten wie schon angedeutet für die Schichtkämme. Für ihre Morphodynamik ist zunächst wichtig, daß sie bei der Flächenbildung vor allem dann schon als gratartige Formen entstehen können, wenn sie an dünne, aber harte

Bänke angelehnt sind (schmale Flächenreste; in dem Kontext zeigt sich auch, daß notwendige Größen von Altrelieffesten für ihre Ausgliederung problematisch sein können; vgl. BREMER 1989, BÜDEL 1977). Ihre fortschreitende Zuschärfung, die auch mit einer Erniedrigung korrelieren kann, ist aber beispielsweise in Mitteleuropa vor allem das Resultat quartärer Aktivität (vgl. A II. 3 und C II. 2.1.5.2). Die (hohe) Stabilität und Immobilität der Vollformen, die auf der Resistenz der dachbildenden Gesteine basieren, stehen bei der Stufen- und Kammdynamik gerade während der Flächenbildungszeit im Mittelpunkt.

Eine Abhängigkeit der Akzentuierung von der Lage zu den Vorflutern bzw. Tälern, die gleichzeitig auch auf die Anlage von „Strukturformen“ bezogen wird (vgl. BRUNOTTE 1987), wird m. E. zumindest für die Flächenbildungszeit überbewertet.³⁵⁴ Sofern Rampen am Ende einer Flächenbildungszeit noch nicht versteilt wurden, ist ein derartiger Zusammenhang aber für die anschließende Zertalung relevant. In diesem Zusammenhang sei auch bemerkt, daß die Hinweise auf alttertiäre Talsysteme (u. a. BRUNOTTE 1987) dahingehend kritisch zu hinterfragen sind, ob es sich nicht eher um lineare Flächenelemente handelte.³⁵⁵

Im Rahmen *flächenbildender Morphodynamik* kann eine hangversteilende Flächenexpansion der Flächentieferschaltung synchron verlaufen oder - etwa aus Hebungsvarianzen resultierend - sich mit dieser abwechseln (vgl. BREMER 1981 und Konzept der „alternierenden Abtragung“ von MORTENSEN 1949). Dieser Kontext legt es m. E. nahe, die beiden Vorgänge in einem Begriff zusammenzufassen.³⁵⁶ Daß die Expansion auch - vielleicht im Kontext mit einem klimamorphologischen oder tektonisch induzierten Wechsel zur Zertalung - nach einer (vorerst) abschließenden Flächentieferlegung erfolgen kann, ist logisch (vgl. u. a. BUSCHE 1998). In raumzeitlicher Hinsicht kann die Expansion (auch im Verlauf *einer* Stufe etc.) verschiedene Geschwindigkeiten aufweisen, wobei dies aber auch durch primär steilere Ausgangsrampen (oder eine nicht erfolgte Ausbildung flacherer Hangvorläufer) vorgetäuscht werden kann.

Die an der Hangversteilung beteiligten *Prozesse* können variieren (Seitenerosion, Abspülung am stark durchfeuchteten Hangfuß, Sammelwirkung des Wassers; vgl. auch BREMER 1989, BROSCHE 1968) und erfordern jeweilige Detailanalysen (vgl. weitere Diskussion, u. a. C II. 2.1.6). Somit ist dieser Vorgang auch unter verschiedenen, aber noch detaillierter zu erfassenden Klimabedingungen möglich (vgl. B III. sowie u. a. die Überlegungen von TWIDALE 1991 zur Hangentwicklung). Varia humider und arider Klimate bezüglich der Hangstrukturierung sind zu bedenken. BREMER (1971) und BÜDEL (1977) haben hingegen eine klimatische Zuordnung des Formungsvorgangs insbesondere zur (wechsel-)feuchttropischen, allenfalls monsonalen Flächenbildung vorgenommen und m. E. daher wohl auch die sicher vorhandene Bedeutung von Flächenbuchten etwas zu stark in den Vordergrund

gestellt. Vielmehr ist davon auszugehen, daß die hangversteilende Flächenexpansion im horizontalen Stufen- bzw. Kammverlauf zum Teil komplex, andererseits aber auch als parallele Hangfußverlegung verlaufen kann.³⁵⁷

In Bezug auf die Flächenbildung bzw. Flächendynamik halte ich es auch für möglich, daß mit der Flächenexpansion eine Zunahme der Konkavität der Stufen- vorläufer einhergehen kann, die letztlich zur Anlage von Fußflächen führt (*Abb. 23*; vgl. u. a. auch ähnliche Ableitung von ROHDENBURG 1971). Dieser Vorgang kann in raum-zeitlicher Hinsicht durchaus differenziert erfolgen (Unterschiede im horizontalen Hangverlauf, abstrahiert in *Abb. 23*), auch kann das räumliche Verhältnis von Fußflächen und Flächen im Hauptvorfluterniveau stark variieren (Anteil der Expansion der Vorlandfläche etc.). Die Entwicklung eines „durchhängenden“ Hangprofils erinnert dabei an „reife Flußlängsprofile“ (vgl. hierzu AHNERT 1996, 222). In der Diskussion über die Lagekonstanz von Schichtstufen (B III. 3.2) wurde bereits ausgeführt, daß die Expansion vor allem die Flächen im Hauptvorfluterniveau betraf und durch vermittelnde Fußflächen modifiziert wurde. Letztere können daher ein differenziert zu beurteilender Bestandteil von Flächenexpansion bzw. Stufenverteilung und Flächentieferlegung sein (vgl. u. a. B III. 3.3, C II. 4). Während dieser Zusammenhang bei BÜDEL und BREMER - wohl auch im Kontext mit der Einengung der aktiven Flächenbildung in klimatischer Hinsicht - kaum berücksichtigt wird (vgl. aber u. a. „Spülpeditente“ nach BÜDEL; s. hierzu auch BREMER u. a. 1999), ist die Rolle der Fußflächen gerade in der Literatur zum Niedersächsischen Bergland Norddeutschlands stärker beachtet worden. BROSCHE (1968, *Abb.2*; vgl. SPÖNEMANN 1966) beschreibt die Akzentuierung flacherer Vorformen bei zunehmender Erhöhung der Reliefenergie und einer Anlage von Fußflächen. Sofern eine derartige Entwicklungsreihe (aber ohne Reduktionstendenz) während der allgemein dominierenden Flächenbildung auftritt,³⁵⁸ vermittelt sie etwa zum unten geschilderten Fall, daß steile Stufen dann auch ohne eine deutliche Expansion von Flächen (im Hauptvorfluterniveau) entstehen können. SPÖNEMANN (freundl. mdl. Mitt.) glaubt für das Niedersächsische Bergland, daß eine genaue Rekonstruktion der Versteilungssequenzen nicht möglich ist, hält aber die modellhafte Ableitung von BROSCHE ebenso für möglich wie eine Flächenexpansion, die im Hauptvorfluterniveau stattfindet. Diese Ausführungen zeigen, daß die mit der Vollformenanlage verknüpfte Einengung der tiefergelegten Bereiche aus verschiedenen Teilvorgängen resultiert (für die Flächenbildungszeit: Tieferlegung von Flächen im Hauptvorfluterniveau und von Fußflächen, Flächenexpansion). M. E. ist es sinnvoll, diese terminologisch - wie es oben schon vorab für Expansion und Tieferlegung erfolgte - zu subsumieren.³⁵⁹ Für die Komplexität der übergeordneten Flächenrestriktion sei zudem noch auf das generelle, nicht nur aus der Expansion resultierende Verhältnis des Raumanspruchs der abstrahierten planparallelen Tieferlegung zu den begleitenden Hängen (und deren

Varianz von Länge und Neigung) hingewiesen. Dies wiederum ist in Verbindung mit der selektiven Erosion zu interpretieren (Entstehung von isolierten Restbergen, die der Stufe vorgelagert sind etc.).

Weiterhin wird hier deutlich, daß die Hangneigungen, die mit flächenhafter Tieferlegung zusammenhängen, sehr verschieden sein können. Dies modifiziert die ältere Auffassung, daß in den Tropen vor allem steile Hänge und gering geneigte Flächen „kommunizieren“ (vgl. BREMER 1971, BÜDEL 1977), nicht zuletzt gerade für Sedimentgesteinsareale (vgl. auch BREMER 1981).

Die von einer flachen Abdachung ausgehende Versteilungssequenz ist für die globale Entwicklung von Schichtstufen und Schichtkämmen anscheinend von sehr hoher Bedeutung, ohne daß hiermit - insgesamt gesehen - eine morphologisch relevante (i. S. von bedeutende) Hangrückverlegung verbunden war.³⁶⁰

Interessant ist in diesem Zusammenhang noch, daß BÜDEL die Stufenversteilung erst in seinem Lehrbuch zur Klimamorphologie (1977) pointierter berücksichtigte und auch in einen Zusammenhang mit der Hangstabilität bringt, nachdem dieses Phänomen in neueren Publikationen (u. a. BREMER 1971) stärker hervorgehoben worden war. Noch 1957 wird Stufenrückverlegung durch die Dynamik von „Unterschneidungssteilhang“ und „Denudationsflachhang“ als anhaltender, wenn im Endresultat auch begrenzter Vorgang verstanden (1977: Rückweichen, solange noch keine Versteilung erfolgt ist).³⁶¹ Die Relevanz der Stufenversteilung für die globale Entwicklung von Schichtstufen wird jedoch kaum diskutiert, vielmehr wird vor allem ein (allgemeiner) Bezug zur „Zone exzessiver Flächenbildung“, deren ältere Pendant früher allerdings weiter verbreitet waren, hergestellt. Zudem wird die hangversteilende Flächenexpansion m. E. zu wenig in einen regelhaften Kontext mit der (polyklimatischen) Flächentieferlegung gesetzt (vgl. C II. 2.1.6). BREMER (1989, 230, 238 ff.) hingegen betont zumindest deren hohe Bedeutung für die Akzentuierung von Schichtstufen, wenngleich auch hier eine bedeutendere Rückverlegung von Hängen nicht völlig ausgeschlossen wird. In seinem posthum von BUSCHE (1986, s. u. a. Fig. 13) herausgegebenen Aufsatz hat BÜDEL verstärkt und bei stärkerer Integration struktureller Parameter eine aktive Ausweitung von Flächen diskutiert, die über die „Nivelation“ eine Angliederung intramontaner Ebenen bewirken würde (zumindest partielle Tendenz zur Reduktion von Vollformen vor allem bei tektonischer Ruhe; vgl. auch BÜDELS Ausführung zur Hangdynamik in den immerfeuchten Tropen, 1977).³⁶²

Auch SPÄTH (1973) hält - den Überlegungen BÜDELS von 1957 ähnlich - für die Entwicklung der Haßbergstufenvorläufer eine etwas stärkere Rückwanderung für möglich (vgl. u. a. B III. 3.2), die aber durch die nachweisbare Lagekonstanz seit der einsetzenden Stufenbildung widerlegt werden kann. Im Gegensatz zur Betonung der Orientierung der Tieferlegung am Ausstrich der weichen Gesteine, die den Spielraum für Hangverlegungen stark - wenn auch nicht ganz - einengt (vgl. u. a. B III. 1.2, 3.2),

wird von BÜDEL und SPÄTH eine intensivere Hangdynamik in Betracht gezogen. Um Mißverständnisse zu vermeiden sei allerdings nochmals betont, daß auch diese Autoren die Stufenrückverlegungsbeträge stark einschränken (zur weitgehenden, wenn auch nicht völligen Übereinstimmung in dieser Frage mit BREMER 1989 und BÜDEL 1977 vgl. weitere Diskussion).³⁶³ Zudem ergibt sich die räumliche Positionierung der Stufen als Resultat der Petrographie der Ausgangsflächen in ähnlicher Weise auch bei BÜDEL, wenngleich die dortige fehlende Hervorhebung der komplexen und regelhaften strukturellen Adaptation ja bereits mehrfach kritisiert wurde (s. u. a. A II. 3).

Abschließend sei die Frage nach den *energetischen Vorgängen und den Prozessen*, die für die Ausweitung der Flächen verantwortlich sind und oben schon kurz angesprochen worden sind, in den Mittelpunkt der Betrachtung gestellt. Können die beteiligten prozessualen Gefüge erfaßt werden und welche Rolle kann zum Beispiel die Messung der rezenten Erosion hierfür spielen (vgl. auch C II. 2.1.6)?

Zunächst wird festgehalten, daß diese Thematik sehr interessant ist und aufgrund ihrer Bedeutung weiterverfolgt werden sollte. Grundlegende Überlegungen zu beteiligten Prozessen wurden hierfür ja bereits in diesem Kapitel geäußert. In der neueren Hangforschung finden sich hierfür viele Anregungen (vgl. u. a. Zusammenstellungen bei AHNERT 1996, BREMER 1989, SCHMIDT 1987). Für die landschaftsgenetische Rekonstruktion hat sie jedoch keine primäre Bedeutung. Die Ableitung des eigentlichen Formungsvorgangs erfolgt anhand der Inventarisierung von Reliefelementen und ist m. E. auch unabhängig von einer detaillierten Kenntnis der beteiligten prozessualen Vorgänge durchführbar. Damit soll sowohl deren Bedeutung als auch ihre Komplexität keineswegs herabgewertet werden. Gerade wegen der ausschließlichen Rekonstruktionsmöglichkeit von Paläoklimatendenzen bleibt ihr detaillierter Charakter derzeit allerdings spekulativ. Ähnliches gilt im übertragenden Sinn auch für die jeweilige flächenhafte Tieferlegung. Während die quantitative Erfassung der Morphodynamik für eine tragfähige und nachhaltige Landnutzung eine entscheidende Bedeutung aufweist, bin ich der Auffassung, daß die aktuellen Prozeßgefüge kaum über längere Zeiträume extrapoliert werden können (sensu u. a. BREMER 1989). Lokale Verfälschungen, die sich etwa durch den anthropogenen Einfluß ergeben (Störung natürlicher Geoökosysteme; vgl. auch SPÄTH 1977) und beispielsweise in Mitteleuropa im krassen Gegensatz zur derzeitigen morphodynamischen Stabilität stehen, sind bislang nicht abzuschätzen und suggerieren für die geologische Vergangenheit viel zu hohe Abtragungsraten.

Bewertet man die *Vorgänge der Stufenakzentuierung* letztendlich im *globalen Maßstab*, stellen diese sicher vor allem einen vorzeitlichen Formungseffekt dar. Sie sind aber auch von rezenter Bedeutung. Detaillierte Ergebnisse hierzu stehen noch aus. In quantitativer Hinsicht kommt hinzu, daß steile Hänge bzw. Hangsegmente auch

direkt während der flächenhaften Tieferlegung entstehen können bzw. entstanden sind, ohne daß flachere Abdachungen als Zwischenstadien vorkommen.³⁶⁴ Derartige einfachere Sequenzen können wohl - abgesehen von „echten“ Tälern - insbesondere lineare Verebnungen bzw. talartige Depressionen betreffen, deren Entstehung Abflußbedingungen mit einer Tendenz zur Seitenerosion beinhaltet (vgl. WEISE 1967).³⁶⁵ Die bislang hervorgehobene Flächenexpansion im Hauptvorfluturniveau erübrigt sich dann als versteilender Faktor der insgesamt gerichteten Hangentwicklung (s. o., Zunahme der Reliefenergie etc.).

2.1.5.2 Fehlende Relevanz der Stufenrückverlegung

Unter anderem auf der oben beschriebenen unzulässigen Extrapolation aktueller Prozeßgefüge basierend wird häufig von einer viel zu starken Hangdynamik und damit auch einer zu hohen Bedeutung der allgemeinen (d. h. verschieden klimatischen) Stufenrückverlegung ausgegangen.³⁶⁶ Schlägt man den Bogen zur regionalen Entwicklung der mainfränkischen Hauptstufen, gilt die *geringe Relevanz der Schichtstufenrückverlegung* anscheinend für sehr verschiedene Flächenbildungsklimate, da weder für das feuchtere Obermiozän noch für das aridere Pliozän eine derart starke und räumlich wirksame Hangdynamik festzustellen ist.³⁶⁷

Die bisherigen Ausführungen erscheinen zunächst für gradlinige, (relativ) *undifferenzierte Schichtstufenfronten* plausibel, an deren Fuß zum Beispiel Flächenreste die geringe Rückverlegung anzeigen (s. auch BREMER 1989). Wie ist nun aber das *Phänomen aufgelöster bzw. zerlappter Stufenfronten* zu interpretieren (vgl. BLUME 1971, CUNNINGHAM & GRIBA 1973)? Während beispielsweise die Mainfränkische Keuperstufe einen relativ geradlinigen Grundriß aufweist, sind im globalen Vergleich häufig stärker differenzierte Schichtstufen zu beobachten, in deren Vorland zudem isolierte Restberge auftreten. Gerade diese Charakteristika haben viele Wissenschaftler als Beleg für eine aktive Rückverlegung der Stufen gewertet.

Zunächst zum Phänomen „Zeugenberge“: Im Gegensatz zur Entstehung als Folge der Stufenrückverlegung können vorgelagerte Vollformen etwa sowohl während der hangversteilenden Flächenexpansion als auch während der flächenhaften Tieferlegung (isolierter harter Gesteinskomplex) entstehen und widersprechen der Lagekonstanz von Schichtstufen keineswegs (ähnlich BREMER 1989, BÜDEL 1977). Dies entspricht auch der Beobachtung, daß „Zeugenberge“ im Vorland einer Stufe häufig niedriger als die Stufe selbst sind (Herausarbeitung aus der Rampe bzw. Erreichen einer harten Schicht bei der Tieferlegung). Gleichzeitig kann auch ein unruhiger Stufenverlauf das Zeugnis von Flächenbildung und hangversteilender Flächenexpansion sein, die entsprechenden strukturellen Unterschieden folgen (vgl. auch BREMER 1989, 84 f., die in diesem Fall mit strukturellen Parametern wie

Schichtmächtigkeiten operiert). Mit der häufig von flacheren Stufenvorläufern ausgehenden Versteilung des Stufenhanges (C II. 2.1.5.1) tritt jedoch eine Formenstabilität unter verschiedenen Klimabedingungen ein (vgl. u. a. BREMER 1971; opp. MORTENSEN 1949: alternierende Abtragung). Dies entspricht zum Beispiel sowohl der Morphodynamik von Fußflächen (vgl. Parapedimentation nach BRUNOTTE 1986)³⁶⁸ als auch der Stabilität steiler Hänge in den feuchten Tropen (BREMER u. a. 1981, Divergieren von Verwitterung und Abtragung). Anders ausgedrückt: Von der u. U. ebenfalls komplex verlaufenden Hangentwicklung „gerader“ Stufen abweichend bewirkt die selektive Abtragung im beschriebenen Fall zwar eine unruhigere, aber ebenfalls stabile und lagekonstante Form.

Damit liegt generell für die Zerlappung des Stufengrundrisses eine ganz andere Deutung nahe als das Postulat der Stufenrückverlegung (s. u. a. BREMER 1989; vgl. auch BÜDEL 1977), die auch mit der Auflösung des Stufenrücklands harmoniert. Es muß davon ausgegangen werden, daß vielfach direkt mit der durch flächenhafte Tieferlegung erfolgenden Auflösung der jeweiligen Ausgangsflächen und der entsprechenden Herausarbeitung von lagekonstanten Stufen (Orientierung der Tieferschaltung am Ausstrich weicher Gesteine) zumindest Vorformen dieser Formenvergesellschaftungen auftraten (Flächennetzwerke, Flächenbuchten, lineare Verebnungen etc.; vgl. abweichende Diskussion in BÜDEL 1986, u. a. bezüglich der Nivelation; s. C II. 2.1.5.1).

Dies schließt eine spätere Weiterbildung oder Modifikation dieser Formen, etwa durch tektonisch oder klimatisch bedingte Zertalung, sicherlich nicht aus. In ihrer Wirkung blieben sie jedoch relativ gering. Hierfür ist zum Beispiel zu bedenken, daß Talbildung in vielen Gebieten ein junges Phänomen ist (Beispiel: Mitteleuropa), wengleich auch zu berücksichtigen ist, daß talartige Zubringer von Hochgebieten direkt während der Flächenbildung (oder auch in Phasen verminderter bis aussetzender Tieferlegung) auftreten können.³⁶⁹ Selbst wenn eine entsprechende rückschreitende Erosion anhielte und nicht - etwa aufgrund von klimatischen Varianten oder der begrenzten Ausdehnung struktureller Schwächebereiche - aussetzt, würde sich diese an strukturellen Schwächebereichen orientieren (vgl. auch MENSCHING 1976) und auf einen lokalen Ausraum beschränkt bleiben (stark eingeschränkte Hangmobilität). Sie würde sicher keine forcierte Reduktion von „Härtlingen“, sondern allenfalls, vielleicht im Zusammenwirken mit linearen Depressionen u. a. in Stufenflächen, bei fortschreitender Eintiefung eine Zergliederung von Vollformen induzieren (vgl. auch BREMER u. a. 1981, 1989, dort aber bezüglich ihrer Wirkung stärker betont).³⁷⁰ Dabei wird auch deutlich, daß talartige Zubringer einer klimatisch beeinflussen, allgemein-selektiven Erosionstendenz entsprechen und nicht nur einer klimatischen Differenzierung untergeordnet sind (vgl. B III. 1.3.3, Anlage in trockerem Klima).

Ähnliches gilt für eine Neuanlage von Stufenbuchten etc. (s. o., „Divergieren“ nach BREMER), die im Rahmen der selektiven Erosion und der möglichen Varianz der Gesteinhärte zum Beispiel auf einen Klimawechsel zurückgeführt werden kann.

Dementsprechend resultiert aus den beschriebenen Erosionsphänomenen i. d. R. keine Wiedereinebnung von Vollformen und auch keine komplexe Verlegung der Stufenfront. Eine morphologisch hervortretende Stufenrückverlegung erübrigt sich damit als Erklärung der weltweit in Schichtstufenlandschaften festzustellenden Formungsdivergenz (gradliniger vs. gebuchteter Stufenverlauf etc.). Vollformen werden dementsprechend durch eine *weitgehende Immobilität* geprägt.

Ein weiterer regionaler Beleg hierfür ist auch die Achterstufe der nördlichen Haßberge. Obwohl dieser Stufentyp von vielen Autoren als besonders prädestiniert für eine Stufenrückverlegung erachtet wird (u. a. ROHDENBURG 1971), ist hier beispielsweise seit der Ausbildung des Hauptgäuflichenniveaus nur eine sehr geringe Abtragung erfolgt (Zerschneidung der Fußflächen, die zum entsprechenden Niveau vermitteln etc.). Vergleichbare Rückschlüsse ergeben sich für die Keuperschichtstufe der nördlichen Haßberge, deren heutiger First gerade mal 500 m östlich der Haßbergstörung liegt (Bezugslokalität: Schwedenschanze-Nassacher Höhe; vgl. u. a. GK 25 5829 Hofheim i. Ufr., SCHRÖDER 1976), die zumindest zum Teil als Leitlinie der Stufenentstehung fungierte (B III. 1.2). Dabei muß man sich zusätzlich vergegenwärtigen, daß ein Großteil des erodierten harten Gesteins, ursächlich verknüpft mit einer randlichen, konvexen Zurundung des Stufenbildners, direkt bei der Vorlanderniedrigung (oder spätestens bei der hangversteilenden Flächenexpansion; vgl. *Abb. 23*) abgetragen wurde.³⁷¹

Eine Einschränkung der räumlichen Stufendynamik ergibt sich auch für Stufen bzw. stufenartige Hänge, die durch Zertalung von Ausgangsflächen entstanden sind. Betrachtet man zum Beispiel die Talbildung in den mitteleuropäischen Stufenlandschaften, wird deutlich, daß sich zumindest die größeren Täler mit zunehmender Eintiefung tendenziell nicht verbreitert, sondern - bezogen auf die Talböden - vielmehr verengt haben (u. a. KÖRBER 1962). Dies gilt trotz der Beteiligung einer Seitenerosion an der komplexen Terrassenentwicklung, die aber nur lokal zu Phänomenen wie der Erosion von älteren Terrassen führte und eher als Bestandteil einer Tieferlegung breiter Talsohlen zu verstehen ist (vgl. B III. 2 und BREMER 1989, 240).³⁷² Geht man von der Übergangsformung des jüngeren Oberpliozäns aus, ist seit mehr als 2 Mio. Jahren selbst eine Erweiterung der Oberhangbereiche größerer linearer Hohlformen zumeist kaum bzw. gar nicht erfolgt. Der Erhaltungsgrad der Terrassen belegt dies ganz eindeutig, wobei natürlich deren linear-erosive Zerschneidung zu beobachten ist (vgl. auch RÖGNER 1989, WELTE 1931, 41). Dies ist umso erstaunlicher, da die obersten Hangsegmente ja bereits mit der beginnenden Taleintiefung der Erosion ausgesetzt sind. Die beschriebene Stabilität schließt natür-

lich besondere und spezielle fluviatile Phänomene wie die Bildung von Umlaufbergen, die räumliche Varianz eingesenkter Mäander etc. nicht aus. Eine Bedeutung der Seitenerosion im Hinblick auf eine Tendenz zur Reliefreduktion ist jedoch in keinsten Weise gegeben.³⁷³ Eine „Aktivität“ der Hänge bleibt auf den schmalen Bereich der Taleintiefung beschränkt.³⁷⁴ Wie bei den eigentlichen Stufen (s. o.) wirkt die Zertalung keinesfalls als Mittel zur Einebnung, sondern unterstützt vielmehr die Erhaltungsfähigkeit der Vollform (vgl. Abreißen von Denudation und Erosion“ nach BÜDEL 1977).³⁷⁵

Welche *Intensität* kann die Hangerosion nun annehmen?³⁷⁶ Typische Werte für *Erosionsraten* an Schichtstufen und -kämmen sind schwer anzugeben, weil hier viele Faktoren wie die Gesteinsbeschaffenheit und das tektonische Inventar eine Rolle spielen (wobei jedoch die generelle Resistenz der Stufen- und Kammbildner auch hier hervorzuheben ist). Auch ist der Bezugspunkt schwierig zu definieren, weil Unterschiede zwischen Ober- und Unterhang bestehen (s. auch weitere Diskussion zur Hangversteilung). Zudem bestehen sicher (leichte!) Unterschiede in Abhängigkeit von klimatischen Parametern und der allgemeinen Formungstendenz (Flächen-, Talbildung), die auch für den Vergleich quantitativer Angaben in der Literatur wichtig sind (vgl. u. a. FISCHER 1998).

RÖGNER (1989) schließt anhand seiner Untersuchungen in Negev und Sinai auf eine schwache Hangerosion von 0,05-0,2 m/1000a, ohne diese Werte verallgemeinern zu wollen. Anhand den mainfränkischen Stufen erscheinen (zeitweise) Werte bis zu 0,05 m/1000a³⁷⁷ möglich (vgl. hingegen etwa SCHMIDT 1980 zur Black Mesa Schichtstufe, Colorado-Plateau: 4 m/1000 a), ohne daß damit ein quantitativer Fixpunkt vorgegeben werden soll. Variabilität innerhalb der zeitlichen Skala ist zu bedenken.

I. d. R. dürften die regionalen und globalen Werte sogar (deutlich) geringer sein. Bezieht man im weltweiten Vergleich das Alter der Schichtstufen, die vielfach erst im Jungtertiär entstanden, in die Überlegungen mit ein, so wird die Relevanz der Stufenrückverlegung allein schon anhand dieser vorsichtigen quantitativen Schätzung deutlich relativiert. Selbst wenn man von einer sehr hohen Erosionsrate an Stufenhängen ausginge, erweist sich allein schon das häufig relativ junge Alter von Stufen als limitierender Faktor. Für lange Zeiträume des Tertiärs können weite und vor allem undifferenzierte Rumpfflächenlandschaften nachgewiesen werden, so daß überhaupt erst mit deren „Zerstörung“ eine Stufendynamik auftreten konnte (vgl. C II. 2.1.2 und die Abfolge der Stufenentstehung in Mainfranken). Auch für sehr alte Stufen gilt jedoch m. E. eine weitgehende Immobilität (vgl. u. a. auch BRUNOTTE 1987 und dortige Schilderung komplexer Verhältnisse mit Meerestransgressionen etc.). Besonders deutlich wird dies, wenn im Rückland eine weite „Stufenfläche“

ausgebildet ist, so daß die räumliche Wirksamkeit der Stufendynamik in visueller Hinsicht erst gar nicht ins Gewicht fallen kann.

Nur in bestimmten Fällen, etwa für schmale Höhenrücken (herauspräparierte Grabenstrukturen etc.), sind Effekte wie eine Tendenz zur Wiedereinebnung bzw. Reduktion von Vollformen denkbar, die insbesondere aus extrem lang anhaltender Erosion resultieren würden.³⁷⁸ Dies sind aber vor allem theoretische Überlegungen, welche zukünftige (langandauernde) morphologische Ären betreffen (s. weitere Diskussion; vgl. BREMER 1989, 253 ff.).³⁷⁹

Zudem ist wohl als modifizierender Effekt zu berücksichtigen, daß sehr gering dimensionierte Vollformen eine besonders geringe Tendenz zur Reduktion aufweisen (s. TWIDALE 1991, dort aber Betonung einer in anderen Fällen erfolgenden Hangrückverlegung ⇒ „plateau context“;³⁸⁰ vgl. auch u. a. SPÖNEMANN 1966 zur Stabilität von Schichtkämmen). Ein treffendes regionales Beispiel ist der kegelförmige Stachelberg NW Kirchlauter (487 m ü. NN; s. B III. 1.1.2), der u. a. nachweislich der südöstlich anschließenden ehemaligen Flächenpforte (B III. 1.2.1) der späten Bucher Phase bereits im Obermiozän isoliert wurde, bis heute stabil ist und einen Rest der Haßbergfläche trägt (vgl. BREMER 1989 zur Stabilität von Inselbergen). Deshalb sind auch „zertalte“ bzw. durch lineare Depressionen gegliederte Stufenflächen so stabil und werden nicht durch einsetzende Rückverlegung der Talhänge aufgezehrt (s. o.).³⁸¹

In Kapitel A II. 3 wurde bereits ausgeführt, daß selbst altangelegte Schichtkämme im Niedersächsischen Bergland immer noch Flächenreste im Dachbereich aufweisen (u. a. BROSCHE 1968, SPÖNEMANN 1966, 1989), so daß hier die *Erhaltungsfähigkeit von Vollformen* bemerkenswert vor Augen geführt wird. Selbstverständlich beschreiben die Begriffe Stabilität und Lagekonstanz keine absolute „Endform“, wir müssen uns aber (auch in Bezug auf die verschiedenen Modelle zur Flächenbildung)³⁸² die zeitlichen Maßstäbe vor Augen halten, die für die Formung zur Verfügung standen.

Die Mobilität und die Erniedrigung von Hochgebieten fielen in diesem Kontext gerade während der Flächenbildungszeit sehr gering aus und ermöglichten bei der fortschreitenden Einarbeitung von Verebnungsstockwerken eine zunehmende Einengung der jeweils aktiven Flächen im (Haupt-)Vorfluterniveau.

Daran ändert auch die (theoretische) Möglichkeit einer in Ausnahmefällen erfolgenden Reduktion nichts.³⁸³

In diesem Zusammenhang sei nochmals auf die *Diskussion des Härtebegriffs* in B II. 2.1 und die Überlegungen zur Stabilität von Hochgebieten in A II. 3 verwiesen, um die bisherigen Ableitungen zu unterstreichen. Reliefwirksame Härteunterschiede ergeben sich zunächst aus der Verwitterungs- und Morphodynamik, die im Hauptvorfluterniveau auftritt. Letzteres erweist sich dabei weitgehend als homogene Einheit

mit der regelhaften Inwertsetzung struktureller Varianten und der dementsprechenden Herauspräparierung von „Härtlingen“ (Relevanz absoluter Härteunterschiede; s. C II. 2.1.4).

Die anschließende (regelhafte) Stabilität und Immobilität der Vollformen resultiert schließlich aus zwei Aspekten: Lithofazies (primäre Härte) und isolierte Lage oberhalb des „Abtragungsstockwerks“ (vgl. BREMER 1989: Divergieren von Verwitterung und Abtragung“, BÜDEL 1977: Abreißen von Denudation und Erosion“).³⁸⁴ Dies ist auch dafür verantwortlich, daß die Hochgebiete beispielsweise nach einem für die Reliefdifferenzierung verantwortlichen tektonischen Impuls nicht wieder eingeebnet werden (Konstanz der morphologischen Härte), obwohl ihr Stufenbildner (theoretisch abgeleitet) im Hauptvorfluterniveau als weiches Gestein nun wieder erodiert werden könnte (Einflußnahme der morphologischen Lage; vgl. BREMER 1989). Als ganz besonderes Phänomen könnte es durch die dreidimensionale Härtevarianz sogar dazu kommen, daß ein Gestein im Vorfluterbereich härter ist als ein Gestein, daß schon in früheren Reliefentwicklungsphasen als stufenbildendes Gestein einer Vollform inwert gesetzt wurde.

Die Definition der morphologischen Härte kann diese Besonderheiten als komplexer Begriff berücksichtigen und die raum-zeitlichen Komponenten integrieren (Bezug der Härte auf die jeweilige Erosion im Hauptvorfluterniveau, isolierte Betrachtung einer selektiven Erosion innerhalb einer Vollform etc.; vgl. B II. 2.1). Dies ist natürlich auch für die eigene Ableitung zu berücksichtigen, die den Wandel der Gesteinhärte mit der globalen Klimaverschlechterung, die allein schon das Konzept der Stabilität durch Zunahme harter Gesteine nahelegen würde, hervorhebt (Bezug auf das aktive Flächenstockwerk).

Noch mal zurück zur *Stabilität*: Die Erhaltungsfähigkeit von Aufsitzern muß allenfalls anhand der Flächenexpansion, während der es bei komplexerem Verlauf zur Isolierung und nachträglichen Reduktion von Hügeln in sehr weichen Tongesteinen kommen kann, differenzierter betrachtet werden (vgl. hierzu BÜDEL 1977; s. aber auch regionale Ausführungen in B III. 2.2 zur Erhaltung von Vollformen in Tonsteinen seit der Zertalung). Ein weiterer Sonderfall bzw. eine Modifikation ist die in bestimmten Fällen mögliche „Einebnung“ vulkanischen Oberbaus (vgl. B III. 1.1). Ohnehin betone ich nochmals, daß der Anteil harter Gesteine während der globalen Klimaverschlechterung konsequent bzw. „kontinuierlich“ zunahm und damit der entscheidende Grund für die zunehmende Reliefierung und die Vollformenstabilität ist.

Deutlich wird mit diesen Ausführungen eine *unterschiedliche Wertigkeit von Hauptvorflutern und Vollformen*. Abschließend sind hierzu aber noch Anmerkungen zur besonderen Rolle der Hangdynamik erforderlich. Zunächst wird nochmals betont, daß die hangversteilende Flächenexpansion vorwiegend im weicheren Stufensockel verläuft bzw. durch die dortige Erosion gesteuert wird (vgl. weitere Diskussion).

Spätere strukturelle Prägungen von Hängen oder die Vollformenentwicklung bei der Expansion (Erreichen harter Komplexe) etwa sind damit durchaus vereinbar und dokumentieren die Einwirkung von Faktoren wie der Hangneigung (oder auch dem Klimawandel), so daß Hänge eine Sonderstellung zwischen Vorfluterbereichen und den steuernden, stabilen und „harten“ Topbereichen von Vollformen einnehmen (s. bisherige Diskussion; vgl. auch BREMER 1989, BÜDEL 1977, u. a. zur Darstellung der morphologische Lage). Nicht zuletzt wird dies ja auch anhand der Fußflächen deutlich, deren selektiv gesteuerte Tieferlegung im Sockelbildner mit der Erosion im Stufenvorland abzugleichen ist. Dabei ergeben sich nach den eigenen Untersuchungen weitestgehende Parallelen.³⁸⁵ Inwiefern die lithovariante Abtragung steilerer Formensegmente sich von den Vorlandflächen unterscheidet, ist im Einzelfall zu überprüfen (stärkere vs. geringere Akzentuierung von Gesteinsunterschieden etc.).

Erweitert man den Betrachtungsmaßstab über die Flächenbildung hinaus, spielt die hangdynamische Aktivität im Periglazialklima, resultierend aus der kryoklastischen Aufarbeitung der insgesamt „harten“ Stufenbildner, möglicherweise eine besondere Rolle (vgl. BÜDEL 1978 zur allgemeinen Reduktionstendenz u. a. im Periglazial und in winterkalten Trockenräumen, TRICART 1951 sowie voriges Kapitel). Dies würde damit korrelieren, daß die Zuschärfung von Schichtkämmen in Mitteleuropa insbesondere im Quartär erfolgte (vgl. A II. 3 und BROSCHE 1968). Andererseits wurde oben die weitgehende Stabilität von Talhängen³⁸⁶ betont, so daß auch in kaltariden Bedingungen die Erhaltungsfähigkeit der Vollformen hervorzuheben ist. Vermutlich kann die kaltaride Morphodynamik in bestimmten Fällen gerade an sehr gering dimensionierten Vollformen die besonders geringe Erosion kompensieren, die dort auf Faktoren wie das Einzugsgebiet oder das geologische Gefälle (Schichtkämme) zurückzuführen ist (vgl. bisherige Erläuterungen und TWIDALE 1991). Demzufolge handelt es sich in derartigen Fällen ebenfalls nicht um eine Abtragung, die als Beleg für eine Stufenrückverlegung oder (forcierte) Kammeinebnung interpretierbar wäre.

Die bisherigen Ausführungen zu vorstellbaren *Erosionsraten* gelten vor allem für akzentuierte, also steile Stufen. Eine viel stärkere Erosion kann hingegen (wie bereits abgeleitet) im Hangfußbereich, etwa durch hangversteilende Flächenexpansion, auftreten (s. o., Kapitel C II. 2.1.5.1). Dies gilt aber auch nur bis zu einer bestimmten Versteilung einer (dann) stabilen Form, ist also zeitlich begrenzt. Im Gegensatz zur Berechnung der Stufenrückverlegung anhand rezenter Morphodynamik läßt sich die Versteilung durch Verlegung des Hangfusses anhand der Rekonstruktion von morphogenetischen Stadien m. E. sicherer eingrenzen. Berechnet man einen Wert für die Haßbergstufe und geht dabei von einer Verlegung des Hangfusses aus, die seit der ausgehenden Bucher Phase bis zum Ende der Thundorfer Phase 4 km in 1 Mio. J. betrug (s. *Abb. 8*), erhält man Mittelwerte von mindestens 4m/1000 a. Dies zeigt, daß

Hangdynamik durchaus einer hohen Erosionsrate entsprechen kann, daß diese aber abhängig vom Relief und damit auch den Gesteinen ist (s. auch BREMER 1971, BREMER & SPÄTH 1989, ROHDENBURG 1965, erosive Wirkung in tieferen Hangabschnitten, weiche Sockelbildner!). Steile Schichtstufen erweisen sich insgesamt als stabile Formen, während ihre flacheren Vorläufer bis zur fortgeschrittenen Formenakzentuierung - weitgehend beschränkt auf untere Hangsegmente - eine größere räumliche Dynamik aufweisen. Flächenexpansion durch Stufenrückverlegung ist damit, im Gegensatz zur Ausweitung durch Verlegung des Hangfußes, allenfalls ein modifizierendes Element. Die hohe Erosionsrate bei der Flächenexpansion ist umso erstaunlicher, weil für die flächenhafte Tieferlegung sehr viel geringere Werte nachvollzogen werden (s. C II. 2.1.6).³⁸⁷ Die Überraschung resultiert aus der Vorstellung, daß im Rahmen des letztgenannten Prozesses einerseits die mechanische Erosion stärker angreifen kann und andererseits - abgesehen vom Hangfuß - auch die Durchfeuchtung stärker ist. Dies sind aber theoretische Ableitungen, für die sicher Faktoren wie Hebungsraten nicht zu vergessen sind, die das Ausmaß der Flächentieferlegung minimieren können. Bezüglich der Möglichkeit zur Erosion sei abschließend die Komplexität hervorgehoben, die sich primär aus der jeweiligen Gesteinhärte ergibt, aber auch (zum Teil wiederum bedingt durch selektive Erosion im zeitlichen Verlauf) modifiziert wird durch Faktoren wie die Neigung und die morphologische Position (Flächenrest vs. Hang vs. Hauptvorfluter, vgl. u. a. B II. 2.1), den Klimawechsel (u. a. Bereitstellung vorverwitterter Gesteinsmassen beim Übergang zum arideren Klima; vgl. B III. 1.2.1, C II. 2.1.6) und die ökosystembedingte Stabilität (z. B. Erosionshemmung durch Bewuchs).

Die eigene, in weitgehender Übereinstimmung mit BREMER (u. a. 1989) und BÜDEL (1977; vgl. A II. 3 und BUSCHE u. a. 1998) formulierte *Ablehnung der Stufenrückverlegung* entspricht im Übrigen keiner fehlenden Berücksichtigung prozeßmorphologischer Zusammenhänge. BREMER (1989) hat die Stabilität und Lagekonstanz von Vollformen auch in prozessualer Hinsicht abgesichert. Ihre Ableitung des „Divergierens von Verwitterung und Abtragung“, die vor allem auf die feuchten Tropen bezogen wurde, ist aber auch für die Formung in anderen Klimaten dahingehend übertragbar, daß die Vollformenstabilität ein allgemeingültiges Phänomen darstellt. Zu unterstreichen ist die strukturelle Steuerung dieser Erhaltungsfähigkeit, was bei BREMER nicht so explizit hervorgehoben wird. Es sei nochmals festgestellt, daß die komplexen Prozeßgefüge in die morphologische Betrachtung integriert werden müssen, daß aber andererseits die Extrapolation quantitativer Erfassungen kritisch zu hinterfragen ist. Dies erklärt auch, weshalb Computermodelle nur mit Bedacht zu interpretieren sind. Die für die jeweiligen Variablen verwendeten Werte werden ja vom Bearbeiter anhand seiner subjektiv geprägten Erfahrung vorgegeben (Verwitterungsintensität, Transportrate etc.).

2.1.6 Klimatische Rahmenbedingungen flächenhafter Tieferlegung und hangversteilender Flächenexpansion

In den vorangegangenen Kapiteln wurden bereits einige vereinzelte Hinweise zu den klimatischen Bedingungen der Flächentieferlegung und der ergänzenden, hangversteilenden Flächenexpansion geäußert (u. a. C II. 2.1.2, 2.1.3, 2.1.5.1; vgl. auch Darstellung der Ausgangsproblematik in A I., II. 3). In diesem Kapitel soll unter Berücksichtigung der bisherigen Literatur eine zusammenfassende Bewertung erfolgen. Für die Literaturverweise ist zu beachten, daß sich die entsprechenden Autoren nicht immer auf Sedimentgesteinsareale beziehen.

Bei einer Durchsicht älterer Arbeiten ist die Tendenz erkennbar, weitgespannte bzw. forcierte Flächentieferschaltung auf extreme, hochtemperierte und verschieden feuchte Klimabedingungen zurückzuführen, wie sie gegenwärtig in den Tropen und Randtropen herrschen (vgl. u. a. BREMER 1981, BÜDEL 1977, HAGEDORN & POSER 1974, WILHELMY 1974 sowie Kapitel B II. 1). In diesem Zusammenhang wurde allerdings schon auf das Problem hingewiesen, daß selbst in den feuchten Tropen Schichtstufenlandschaften existieren und damit extrem weitgespannte Flächen in Sedimentgesteinen vorzeitlichen Bedingungen entsprechen (vgl. B III. 1.1.1, C II. 2.1 und bisherige Literaturangaben). Betrachtet man die kanozoische Klimaverschlechterung (C II. 2.1.2) und die Ergebnisse verschiedener Forscher zur globalen Formung (u. a. BLUME & BARTH 1973, BREMER 1981, BUSCHE 1998), zeichnet sich ab, daß eine hochintensive chemische Verwitterung und damit feucht-heiße Bedingungen wesentliche Bestandteile der Bildung sehr weitgespannter Rumpfflächen sind.

Hingegen werden für die heute an die Tropen bzw. Randtropen anschließenden warm-gemäßigten Zonen eher Flächenerhaltung, -weiterbildung oder -differenzierung angenommen, was vor allem für ihre äquatorwärtigen Teile gilt.³⁸⁸ Dies würde als selektive Flächentieferlegung der obermiozänen bis pliozänen Formung Mitteleuropas entsprechen, sofern die Parallelisierung vorzeitlicher und rezenter Klimate zutrifft (vgl. A II. 3, B II. 1, C I. mit umfassenden Literaturverweisen). Dort war der Vorgang der (aktiven!) Flächentieferschaltung unter verschiedenen Feuchte- und Temperaturbedingungen möglich, die sich über das Ausmaß der erosiven Selektivität und Einengung äußerten (B III.). Wichtige Faktoren wie die Gesteinsdifferenzierung, die auf die Dimension der tiefergelegten Bereiche eingewirkt hat, wurden schon besprochen (vgl. hierzu auch SCHUNKE & SPÖNEMANN 1972, THOMAS 1989a, TWIDALE 1991).

Es kann resümiert werden, daß die Bindung flächenhafter Tieferlegung an bestimmte klimatische, tektonische und strukturelle Bedingungen noch nicht abschließend geklärt ist. Damit kann auch ihre rezente, mit Sicherheit gegebene

Bedeutung im tropisch/subtropischen Raum nicht eindeutig eingegrenzt werden. Ihre hohe raum-zeitliche Relevanz für die weltweite Morphogenese in Sedimentgesteinen steht dabei außer Frage. Auffällig ist die geringe Gesamtabdachung vorzeitlicher Flächen, die anscheinend in gewissem Gegensatz zu heutigen Verhältnissen steht (vgl. u. a. BREMER 1986, BÜDEL 1986, RATHJENS 1970 sowie C II. 4 ⇒ Modelle zur geomorphologischen Evolution).³⁸⁹ Verknüpfungen mit Faktoren wie quartären Meeresspiegelschwankungen oder forcierter tektonischer Aktivität sind (auch im Hinblick auf lokale Verstellungen) in die Überlegungen einzubeziehen (vgl. BREMER 1981).

Für den globalen Kontext der Reliefentwicklung in Sedimentgesteinen ist beim derzeitigen Kenntnisstand zu vermuten, daß verschieden zu charakterisierendes „Flächenbildungsklima“ insbesondere mit vorzeitlichen tertiären Warmklimaten und Bereichen der heutigen Tropen und Subtropen korreliert. Dabei ist u. a. zu berücksichtigen, daß Vorzeitklimata nicht zwangsläufig mit rezenten Räumen parallelisiert werden können, u. a. weil für erstere mit zunehmender Entfernung vom Äquator stärkere jahreszeitliche Temperaturschwankungen in Betracht zu ziehen sind.³⁹⁰ Hingegen hängt die Zerstörung einer Flächenbildungslandschaft mit einer extrem reduzierten Temperatur oder auch bestimmten tektonischen „Events“ (starke Hebungsimpulse) zusammen (vgl. C II. 3). Selbstverständlich müssen Faktoren wie die Paläoreliefinfluenz beachtet werden, die etwa eine lokal anhaltende, flächenhafte Tieferlegung in einem hierfür ungünstigen Klima bewirken können (vgl. die regionalen Ergebnisse in B III.).

An dieser Stelle sei nochmals der Bogen zu den Auffassungen von BREMER (1989) und BÜDEL (1977) geschlagen. Diese Autoren beschränken - bei nuanciert unterschiedlichen Zuordnungen (s. A II. 3) - die Möglichkeit zur aktiven Flächenbildung auf (wechsel-)feuchttropische bis subtropisch-monsunale Verhältnisse.^{391, 392, 393} Dabei wird die Flächenbildungsintensität der feuchten Tropen dahingehend unterschiedlich interpretiert, daß BREMER den immerfeuchten Tropen eine Tendenz zur undifferenzierten Flächengese zuordnet (höchste Verwitterungsintensität), während BÜDEL dort eine Zone partieller Flächenbildung vermutet und die forcierte Flächentieferlegung in den wechselfeuchten Tropen positioniert (Flächenspülung durch jahreszeitliche Vegetationsarmut).³⁹⁴ Trockenere Randbereiche der Zone „exzessiver Flächenbildung“ faßt BÜDEL als Übergangszonen auf, in denen der Mechanismus der „doppelten Einebnung“ abgeschwächt verlaufe. Unterschiede der Quantität der Flächenbildung (Flächendimension, Erosionsleistung), die sich u. a. in einem eher wenig, zumindest aber im übergeordneten Vergleich nicht regelhaft strukturell geprägten „Divergieren von Verwitterung und Abtragung“ (BREMER 1989) äußern, resultieren demzufolge aus klimatischen Schwankungen innerhalb des jeweils vorgegebenen Rahmens (s. o.), aber auch tektonischen Impulsen. Bei

BREMER (1989, 328 f.) finden sich hierzu viele interessante Überlegungen. In Trockengebieten ohne intensive chemische Gesteinsaufbereitung (Beispiel: trockene Subtropen, s. WILHELMY 1974) hingegen ist eine morphologisch bedeutende Flächenbildung nach der Auffassung der genannten Autoren nur solange möglich, wie Verwitterungsreste vorangegangener Feuchtklimate erodiert werden können. Spätestens nach der Entfernung des Lockermaterials, die mit struktureller Formenprägung korrelieren kann, werde die Intensität der Tieferlegung im Vorfluterniveau auf ein Minimum reduziert. So könne Flächenentwicklung nur in Ausnahmefällen bzw. als sehr langsame Weiterbildung anhalten³⁹⁵ oder sogar von Zerschneidung³⁹⁶ abgelöst werden (s. hierzu u. a. BREMER 1967, die in dieser frühen Arbeit übrigens strukturelle Parameter stärker in die morphologische Interpretation einbezogen hat).³⁹⁷ Nicht ganz deutlich wird hier m. E. trotz einiger Hinweise, inwiefern geologische Strukturen nun tatsächlich akzentuiert werden (Herausarbeitung harter und weicher Gesteine durch die Freilegung der „reliefierten“ Verwitterungsbasis?).³⁹⁸ Wenn BREMER und BÜDEL für diese eher geringere morphologische Relevanz trockener Klimate die Paläoreliefinfluenz ansprechen, muß betont werden, daß diese ohnehin für alle Flächen seit der Anlage eines Primärrumpfes gilt. Zudem ist darauf hinzuweisen, daß die Prägekraft arider Gebiete (selbst wenn man intensive Flächenbildung für diese Räume ablehnt) u. a. durch Phänomene wie die äolische Morphodynamik besteht (Dünenbildung etc.; vgl. u. a. BREMER 1989, BUSCHE 1998).

Das von BÜDEL und BREMER vertretene Konzept der traditionellen Weiterbildung, daß vor allem die (bei reduzierter Abtragungsleistung) fortlaufende Genese von Formen unter veränderten Rahmenbedingungen beschreibt, wird der unterschiedlichen Gesteins Härte nicht ganz gerecht. Dies gilt einerseits für die Stabilität von Härtlingen (fehlende Erosion), andererseits auch für die Erodierbarkeit weicher Gesteine in verschiedenen Klimaten (aktive Tieferlegung und damit keine traditionale Weiterbildung). Zu stark werden die Form selbst und ihr konservativer Charakter hervorgehoben. Die Vererbung von Formen muß etwas stärker auf die veränderten Verhältnisse etwa des Klimas bezogen werden (u. a. Übergang von der Flächenbildung zur Zertalung; vgl. regionale Ausführungen). Zudem wird die traditionale Weiterbildung von den Autoren bezüglich ihrer Erosionsleistungen nicht ganz konkret eingeordnet (fragliche Zuordnung in warm-feuchten Zonen; vgl. aber auch oben: Erosion in warm-trockenen Klimaten). Hier wird überhaupt noch ein ganz anderes Problem deutlich. Die traditionale Weiterbildung wird bezüglich ihrer Charakteristik nur sehr vage definiert; eine Unterscheidung von traditionaler Weiterbildung, eingeschränkter Flächenbildung oder ausdrucksloser Flächenbildung ist beispielsweise nach Angaben von BREMER diffizil. So erscheint mir etwa dahingehend fraglich, ob man die mainfränkischen Flächen als tropoide Bildungen

ansprechen und gleichzeitig auf deren Genese - gerade für jüngere Bildungsphasen - die traditionale Weiterbildung anwenden kann (BÜDEL 1957, 1977; vgl. auch BORGER 2000, SPÄTH 1973). Wenngleich damit versucht wird, Klimaänderungen am Ende des mitteleuropäischen Tertiärs einzubeziehen (vgl. auch BREMERs Überlegungen zur eingeschränkten Flächenbildung), bestehen u. a. Widersprüche zur Betonung des gesteinsunabhängigen Rumpfflächencharakters. Die regelhafte Bedeutung der Struktur und die (bei einer Klimaverschlechterung) nachlassende chemische Verwitterung werden auch hier in BÜDELs morphotektonischem Flächenbildungsmodell nicht bzw. nicht ausreichend berücksichtigt (vgl. A II. 3, aber auch Hinweis von SPÄTH 1976 auf die Rolle der Gesteinhärte für ein „Hängenbleiben“ der flächenhaften Tieferlegung). Bezüglich der Bezeichnung traditionale Weiterbildung sollte überlegt werden, ob Termini wie Formenvererbung oder -persistenz besser (wenngleich auch breiter anwendbar) sind.

In den Überlegungen von BREMER und BÜDEL wird jedoch m. E. nicht bzw. nur unzureichend berücksichtigt, daß viele Gesteine problemlos ohne Aufbereitung durch eine sehr intensive chemische Verwitterung erodiert werden können.³⁹⁹ Vielmehr ermöglicht etwa die tendenziell spärliche bis fehlende Vegetation in trockeneren Räumen eine starke (mechanische) Erosion beispielsweise von Tonsteinen, die in Schichtstufen- und Schichtkammlandschaften häufig sogar dominieren. Dementsprechend ist die Flächenbildung unter verschiedenen (auch trockenen und keine intensiv-chemische Verwitterung ermöglichenden) Klimaten gerade in Sedimentgesteinsarealen eine logische Konsequenz, wobei die Dimension der (selektiv) erodierten Zonen in Abhängigkeit von klimatischen und tektonischen Parametern selbstverständlich variiert (vgl. bisher angeführte Literatur und STINGL & GARLEFF 1987, deren Auffassung aber in Kapitel C II. 2.1.4 in anderer Hinsicht kritisiert wird, s. o.). Diese Auffassung wird durch die Feldbefunde gestützt. Das beste Beispiel hierfür bietet das nordöstliche Mainfranken im jüngeren Tertiär (B III. 1.3). Intensive chemische Verwitterung tritt vor allem dann als wichtiger Faktor auf, wenn extrem weitgespannte Flächen entstehen. Bezogen auf vergangene Zeiten vor einer Reliefdifferenzierung haben diese weiten Ebenen Gesteine umfaßt, welche sich im zeitlichen Verlauf als sehr resistent erwiesen haben. Unverständlich bleibt in diesem Zusammenhang, weshalb die Konzentration der jüngeren Flächenbildung auf weiche, leicht aufzuarbeitende geologische Partien (insbesondere Tongesteine), die beispielsweise für Mainfranken gilt, so wenig in die Interpretation integriert wurde (vgl. aber Ansätze bei SPÄTH 1973). Im Arbeitsgebiet zeigt sich, daß sich dort die Abtragungsraten feuchter und trockener Paläoklimate ähneln und bei ca. 0,02 bis 0,03m/1000a (Ø) liegen.⁴⁰⁰

Dementsprechend bleibt festzuhalten, daß die aktive (i. S. v. fortschreitende) Tieferlegung in Abhängigkeit vom Gestein und den Hebungsraten unter breiteren klimatischen Bedingungen (verschieden temperierte humide bis aride Bedingungen) verlaufen kann, als dies von BÜDEL und BREMER hergeleitet wurde (weitestgehende Zuordnung zu Feuchttropiden). Verständlich wird so auch die Flächenrestriktion (vgl. C II. 4). Die klimatische Beeinflussung der Dimension der Flächenbildung wird hierfür hervorgehoben (selektive Abtragung) und betrifft auch prozessuale Varianten (mechanische Erosion, Interflow, Lösung etc.; vgl. u. a. BREMER 1989).⁴⁰¹

Auch für die hangversteilende Flächenexpansion können verschiedene ökologische Bedingungen eine Rolle spielen,⁴⁰² was von BÜDEL und BREMER wiederum abweichend beurteilt wird. Während die Versteilung unter feuchttropischen Bedingungen seit langem bekannt ist (u. a. BREMER 1971), wurde in Mainfranken anhand der Haßbergstufe eine tendenziell trockenere Flächenexpansion abgeleitet; dem selektiven Charakter der Tieferlegung ähnlich ist dabei für aridere Klimate eine stärker strukturelle Hangdifferenzierung in Betracht zu ziehen (B III. 1.2.1; vgl. BUSCHE et al. 1989). Die Beteiligung unterschiedlicher Prozeßdynamiken kann abgeleitet werden (Durchfeuchtung oder erosive Sammelwirkung am Hangfuß durch abfließendes Wasser; vgl. hierzu BREMER 1989).

2.1.7 Morphologische Unterschiede der verschiedenen geologischen Strukturtypen

Bislang wurde vor allem die Formung in geologischen Schelfen besprochen. Die regionale Entwicklung von Kettengebirgsgürteln wurde dabei weitgehend ausgeklammert, obwohl Sedimentgesteine am dortigen Krustenaufbau beteiligt sind (vgl. A II. 2 ⇒ geologischer Rahmen von Schichtstufen- und Schichtkammreliefs). An dieser Stelle sollen einige Anmerkungen gemacht werden, die als Anregungen für weiteren Forschungen zu verstehen sind.

Einige Untersuchungen belegen nun, daß Flächensysteme auch in diesem geologischen Strukturtyp entwickelt wurden (vgl. u. a. Diskussion bei BÜDEL 1977, SEMMEL 1984, SPÄTH 1969, WIRTHMANN 1987). Verebnungsstockwerke scheinen vor allem frühe Phasen der Gebirgsbildung zu betreffen, während die fortschreitende Orogenese durch Zerschneidung bzw. glaziale Überprägung charakterisiert wird. Letzteres ist vor allem klimatisch zu interpretieren (zum Beispiel mitteleuropäischer Alpenanteil), andererseits kann Zertalung aber auch auf forcierte Hebung(simpulse) im Verlauf der Tektonogenese zurückzuführen sein.⁴⁰³ Daraus ergibt sich, daß eine (extreme) tektonische Aktivität die Genese von Flächen unterbinden kann.

Sofern Sedimentgesteine von der Flächenbildung betroffen waren, ist ein vergleichbarer Entwicklungsgang anzunehmen, wie er oben bereits für die Entwicklung von Mittelgebirgsreliefs abgeleitet und als dominant selektive Flächentieferlegung definiert wurde. Dies gilt vor allem für gebirgsinterne Beckenbereiche und Gebirgsränder (vgl. zu dieser Thematik BLUME 1971, STINGL 1979). Weitere Untersuchungen zu diesem Themenkomplex stehen aber noch aus. So müßte die Stabilität von Vollformen, etwa am Beispiel der hochalpinen Regionen (extreme Zunahme der Reliefenergie im Anschluß an die Flächenbildung), in ihrem zeitlichen Wandel untersucht werden.⁴⁰⁴ Reliefreduktion ist in diesem Zusammenhang - etwa im mitteleuropäischen Alpenraum - trotz intensiver Flächendestruktion allenfalls in geringem Maß erfolgt, weil Gipfelfluren und Altreliefreste die Stabilität der Hochgebiete belegen (BREMER 1989, SPÄTH 1969). Ein weiteres Problem betrifft beispielsweise die mögliche Beteiligung schwachmetamorpher Gesteine am Gesteinsaufbau von Kettengebirgen (vgl. u. a. DONGUS 1980), die sich jedoch im Rahmen einer selektiven Erosion wechselnd widerständiger Schichten interpretieren lassen. In diesem Kontext sei noch auf eine ähnliche Problematik hingewiesen, die sich in der zum Teil subjektiven Trennung von Deckgebirge und Kristallin darstellt, hier aber nicht näher verfolgt werden kann (vgl. SEMMEL 1984 zum Rotliegenden in Deutschland).

2.1.8 Grenzen eines weltweiten Vergleichs von strukturell adaptierten Landschaften

Obwohl eine flächenhafte Tieferlegung und die Entwicklung von Verebnungsstockwerken weltweit als Charakteristika von vielen strukturell adaptierten Reliefs ausgewiesen werden können, ist deren genetischer Vergleich nur unter Berücksichtigung ihrer regionalmorphologischen Eigenständigkeit möglich. Dies ist einerseits darauf zurückzuführen, daß eine globale geochronologische Korrelation verschiedener Gebiete bislang kaum möglich ist. Andererseits ist das variierende strukturelle Inventar von Landschaften zu beachten. Zum Beispiel sollen die Sedimentgesteine der Gondwana-Kontinente eintöniger und im Durchschnitt härter als die germanische Trias sein (s. WIRTHMANN 1987), was von BUSCHE (mdl. Mitt.) allerdings bezweifelt wird. Ähnliche Formencharakteristika in Räumen mit stark unterschiedlichen Gesteinen sind sicherlich u. a. in Bezug auf die klimatischen Rahmenbedingungen ihrer Entwicklung nicht ohne weiteres miteinander vergleichbar. Trotz der Notwendigkeit, die paläoklimatische Eigenständigkeit verschiedener Räume zu beachten, sei jedoch bereits hier erwähnt, daß die im weltweiten Vergleich seit dem Eozän auftretende Klimaverschlechterung übergeordnete Phänomene der Formung bewirkte (Stichwort: zunehmende Reliefdifferenzierung).

2.2 Bewertung der Theorienvielfalt zur Flächenbildung

In den vorangegangenen Erläuterungen wurden die Flächenbildung und Modelle zu ihrem Verlauf bereits mehrfach angesprochen. An dieser Stelle soll eine zusammenfassende Bewertung der Relevanz verschiedener theoretischer Ableitungen erfolgen, bevor in Kapitel C II. 4 die Modellierung der morphologischen Evolution abschließend diskutiert wird.

Bislang wurde erarbeitet, daß - zunächst rein morphographisch betrachtet - der bedeutendste flächenbildende Prozeß in Sedimentgesteinen als planparallele, mit der Herausarbeitung von lagekonstanten Hochgebieten verknüpfte Flächentieferschaltung definiert werden kann (vgl. A II. 3., C I., C II. 2.1). Ergänzende Vorgänge wie hangversteilende Flächenexpansionen wurden hervorgehoben. Zu betonen ist in diesem Zusammenhang und im Rahmen des weltweiten Klimawandels (s. bisherige und weitere Diskussion) u. a. die Bedeutung von Primärrumpfflächen, ein Grund, weshalb ich der Konzeption einer Flächenbildung durch Einebnung bestehender Vollformen generell kritisch gegenüberstehe (vgl. auch A II. 3 und Diskussion bei ZEESE 1996). Weitere Aspekte, die gegen eine Neubildung von Flächen sprechen (Ausnahme i. w. S.: hangversteilende Flächenexpansion), wurden im Rahmen der Darstellung der Lagekonstanz und Stabilität von Vollformen erläutert (vgl. auch u. a. BREMER 1989).⁴⁰⁵

Weitgehend bestätigt wurde damit die Vorstellung von BREMER (1989) und BÜDEL (1957a, 1977), wobei jedoch Kritik insbesondere im Hinblick auf strukturelle Steuerung geäußert wurde. Auch weichen die eigenen Vorstellungen insofern von der häufig vorgetragenen Lehrmeinung ab (vgl. u. a. BÜDEL 1977, THOMAS 1989a), als etwa keine generelle Notwendigkeit intensiv-chemischer Verwitterung (und sei es nur als „etching“) für die (selektive) Flächentieferlegung hervorgehoben wird.^{406, 407} Die klimatischen und strukturellen Ursachen hierfür wurden bereits diskutiert (u. a. mechanische Erosion, Abtrag von Tongesteinen in trockenem Klima etc.). Damit wird für die Flächengesehe gleichzeitig - zudem die Beteiligung verschiedener Morphodynamiken umfassend - der visuelle Eindruck in den Vordergrund gestellt. Anders ausgedrückt: Während klimatische Varianzen für die Formungsvariabilität bisweilen etwas zu stark in den Vordergrund gestellt werden (vgl. hingegen auch klimatische Spannbreite der hangversteilenden Flächenexpansion und der fehlenden Stufenrückverlegung), ist die komplexe morphologische Reaktion der Gesteine auf Klimadifferenzierungen zu wenig erforscht worden.

Aufgrund dieser quantitativen Wertung soll hier nicht mehr auf die verschiedenen, umstrittenen *allgemeinen* Flächenbildungstheorien eingegangen werden, in denen strukturell-klimatische Gefüge eher indirekt integriert werden (vgl. Diskussion in DAVIS 1899, DEDKOV 1965, KING 1962, LOUIS & FISCHER 1979, MENSCHING 1973, ROHDENBURG 1983, 1989, SCHUNKE 1988, THOMAS 1974,

WIRTHMANN 1987, ZEESE 1996; dort auch zusammenfassende Darstellung der verschiedenen Modelle). Ihre Relevanz wird bei der Diskussion der geomorphologischen Modellierung nochmals berührt (C II. 4).⁴⁰⁸

In terminologischer Hinsicht könnte man diese *allgemeinen* Ableitungen zur Flächenbildung vereinfacht von *speziellen*, auf Schichtstufen- und Schichtkammlandschaften bezogenen Modelle unterscheiden. Eine derartige Klassifizierung bleibt aber unbefriedigend, weil zum Beispiel die Vorstellung von DAVIS sowohl explizit auf Schichtstufenreliefs bezogen wird, andererseits aber auch unabhängig von geologischen Strukturtypen Anwendung findet (vgl. die Diskussion verschiedenster Modelle in A II. 3, C II. 1, 2.1, 4).

3 Relevanz der Zertalung

Die Talbildung resp. Zertalung ist bereits als wichtiger Formungsvorgang betont worden, der, ergänzt durch Prozesse der Hangdynamik, etwa für die spätere Überprägung der tertiären Flachreliefs in Mitteleuropa verantwortlich ist.⁴⁰⁹ BÜDEL hat in vielen Arbeiten (auch zur Formung in Sedimentgesteinen) eine entsprechend sinnvolle Gegenüberstellung von Flächen und Tälern gewählt, die zudem mit einer in bestimmten klimatischen Situationen erfolgenden „Transformierung“ von Rumpfflächen in Einklang gebracht wurde. Bereits in den vorangegangenen Kapiteln zur Flächenbildung wurde ja auch in der vorliegenden Abhandlung - sofern sinnvoll - die Betrachtung der Zertalung integriert. Ihrer Relevanz entsprechend ist, gemäß einem für die Interpretation sinnvollen Gesamtkonzept (s. A I.), jedoch noch eine zusammenfassende Bewertung notwendig. In wissenschaftstheoretischer Hinsicht sei hervorgehoben, daß bei der Betrachtung des Formungsgegensatzes Fläche-Tal die Diskrepanz strukturmorphologischer und klimamorphologischer Betrachtung zum Teil überwunden wurde.⁴¹⁰

Trotz der Bestätigung einer wesentlichen landschaftlichen Relevanz der Talbildung muß allerdings ebenso darauf verwiesen werden, daß ihre Bedeutung für die polygenetische Landschaft anhand der regionalen Morphologie des nordöstlichen Mainfrankens relativiert wurde (Erhaltungsgrad von Altreliefs etc., s. u. a. B III. 2.3).

Dabei konnten auch die komplexen klimatisch-strukturellen Wirkungsgefüge, die sich im Verlauf der känozoischen Reliefgenese veränderten, chronologisch differenziert und charakterisiert werden (B III. 3.1; vgl. einleitende Fragestellung und *Notwendigkeit eines morphologischen Gesamtkonzepts* in Kapitel A I., vgl. oben).

So wurde für das Arbeitsgebiet eine fortschreitende bis forcierte Inwertsetzung der geologischen Struktur während der quartären Zertalung beschrieben, die sich u. a. durch die enge Adaptation des Flußnetzes an tektonische Elemente (vgl. B III. 2.2.2) oder durch die lokal nochmals verstärkte Versteilung von Hängen (Betonung der Stufenbildner) äußerte (vgl. auch u. a. BÜDEL 1977, SPÄTH 1973). Der Zusam-

menhang mit der linear-erosiven Tendenz und der Erhöhung der Reliefeenergie ist zu bedenken. Eine sehr viel geringere Bedeutung wiesen talartige Depressionen hingegen während der tertiären Flächenbildungszeit auf (vgl. auch Ausführungen zur vermittelnden Formung im jüngeren Oberpliozän, B III. 2.1). Im nordöstlichen Mainfranken beschränkten sie sich auf modifizierende Phänomene wie muldenartige Zubringer von Hochgebieten (vgl. B III. 1.3.3.2.4). Vielmehr prägten Verebnungen das damalige (neogene) Landschaftsbild, das jedoch auch als Resultat einer dominant selektiven Abtragung gewertet wurde (B III. 1.4, 4).

Auch in globaler Hinsicht ist die Gleichzeitigkeit von Flächen- und Talbildung (oder besser neutraler: linearer, talartiger Ausräume) durch die Kombination von Flächentieferlegung und linear-erosiver Zergliederung von Hochgebietskomplexen sicher ein weiter zu diskutierender Aspekt (vgl. u. a. BÜDEL 1977, BUSCHE 1998). Sofern die linearen Ausräume nicht ohnehin als Bestandteile der Flächenbildung zu charakterisieren sind (vgl. „Flächenstreifen“ nach BREMER 1981), handelt es sich - bezogen auf eine räumlich absolut dominierende Flächentieferlegung - um modifizierende Effekte, die einer Hervorhebung der Flächenbildung bzw. einer vereinfachten modellhaften Ableitung nicht widersprechen.⁴¹¹

Weitere Untersuchungen sollten die vierdimensionale Bedeutung der Zertalung, wie dies hier vor allem für die Relevanz der Flächenbildung durchgeführt wurde (vgl. C II. 2), im weltweiten Maßstab genauer differenzieren (zum Forschungsstand vgl. u. a. BÜDEL 1977, WILHELMY 1974). So bleibt bislang die Bedeutung der Talbildung zum Beispiel für die heutigen Tropen in vielen Punkten unklar (vgl. u. a. BIBUS 1983, SEMMEL 1984, 1996). Wie wirkten dort klimatisch-strukturelle Wirkungsgefüge und Hebungsraten (vgl. auch BREMER 1999)? Auch die insgesamt sehr viel komplexere glaziale Überprägung sei durch die Anlage von Trogtälern im Rahmen der allgemeinen Talbildung als wichtiger, hier aber nicht weiter verfolgbares Phänomen erwähnt (vgl. C II. 2.1.6). Überhaupt sei hier angemerkt, daß eine vollständige Einordnung des eigenen Konzepts in das allgemeine geomorphologische System den Rahmen dieser Abhandlung natürlich gesprengt hätte. Einige Aspekte der Zertalung wurden in diesem Zusammenhang ja bereits im vorigen Kapitel C II. 2, insbesondere bezogen auf ihr Verhältnis zur Flächenbildung, besprochen (s. o.).

Nicht zuletzt ist die lineare Erosion in Verbindung mit der Klimaverschlechterung zu interpretieren, welche die Dimension der Ausraumzonen mitbestimmt hat (zunehmende Einengung von Flächen bis hin zur Zertalung etc.). Bezüge zur Variabilität der morphologischen Gesteinshärte und ihrem Wirkungsgefüge mit der klimamorphologischen Tendenz sind erkennbar.⁴¹²

4 Modellierung der morphologischen Evolution

In der bisherigen Betrachtung wurden einerseits bereits Modelle diskutiert, die sich ausschließlich bzw. explizit mit der Formung in Sedimentgesteinen auseinandersetzen (A II. 3), andererseits wurde besonderer Wert auf die Einordnung regionaler Studien als Basis fundierter, die komplexen Vorgänge und Gefüge abstrahierender Aussagen gelegt (B III.: mainfränkisches Arbeitsgebiet, C I., C II. 2.1). Auch Konzeptionen zur Flächenbildung wurden randlich besprochen (C II. 2.2); sie werden hier in einem Gesamtkontext wieder aufgegriffen. Im folgenden Kapitel wird der Betrachtungsmaßstab durch die Integration weiterer morphologischer Landschaftsmodelle erweitert, die einen allgemeinen Anspruch haben und sich weniger auf bestimmte geologische Verhältnisse beziehen.

Die zeitliche Komponente der Morphologie wird in jüngeren Arbeiten gerade im globalen Maßstab verstärkt verfolgt (vgl. u. a. BUTZER 1976). Im Mittelpunkt der Abstraktion morphologischer Evolution stehen die Fragen, ob sich die weltweite Morphogenese durch eine zunehmende „Reliefamplitude“ (TWIDALE 1991) auszeichnet und inwiefern Reliefreduktion bzw. Vollformeneinebnung möglich sind (vgl. u. a. die zum Teil kontroversen Ableitungen von BREMER 1989, BÜDEL 1977, CRICKMAY 1975, DAVIS 1899, MELHORN & EDGAR 1975, KING 1962, ROHDENBURG 1983, THOMAS 1989a, TWIDALE 1991). Hiermit verknüpft sind wiederum auch die Probleme „Stufenrückverlegung“, „Reliefabflachung“ und „Influenz der geologischen Struktur“, die u. a. schon im Kontext mit den Modellen zum Schichtstufenrelief kritisch erörtert wurden (vgl. A II. 3, C II. 2.1.4, 2.1.5).

BÜDEL (1977) hat mit der Beschreibung der „geomorphologischen Ära“ und der „tropoiden Alterde“,⁴¹³ deren Nachfolger in dieser Darstellung heute insbesondere in den (wechsel-) feuchten Tropen bestehen, ein (vor allem im deutschen Sprachraum) vieldiskutiertes Konzept zur weltweiten Morphogenese vorgestellt. Hier wird die Reliefdifferenzierung während einer global wirksamen, feucht-tropischen bis monsunalen Flächenbildung vor allem morphotektonisch interpretiert, ohne den (komplexen) Klimawandel für die Restriktion der Flächen explizit zu diskutieren. Dieser wird im Rahmen der im Verlauf des Tertiärs erfolgten räumlichen, äquatorwärtigen Einengung und dem Ausklingen der tropoiden Alterde besonders dahingehend interpretiert, daß Stufenentstehung beispielsweise in Mitteleuropa auch in engem Zusammenhang mit dem eiszeitlichen Einzug des periglazialen Regimes und der entsprechenden Zertalung steht (Einengung der Erosion; zur raum-zeitlichen Dynamik klimamorphologischer Zonen s. BÜDEL 1977, Fig. 1). Damit wird die letzte Konsequenz der „Klimaverschlechterung“ überbetont. Resultierend aus einer ähnlich eingegengten Zuordnung der Flächenbildung zu einer geringen Klimaspanne kommt BREMER (1989) zu vergleichbaren Schlüssen. Wenn BREMER (1989a) Abkühlung

oder leichte Schwankungen der Humidität beispielsweise als Faktoren der Reliefdifferenzierung im Tertiär Süddeutschlands diskutiert, reicht dies m. E. nicht aus, weil Flächentieferlegung - beschränkt auf bestimmte Gesteine - auch in Trockenklimaten nachweisbar ist (vgl. C II. 2.1.6).⁴¹⁴ Kritik bezüglich der zu geringen Integration struktureller Parameter wurde bereits geäußert. Ihre Arbeiten seien aber dahingehend hervorgehoben, daß durch den Begriff „eingeschränkte Flächenbildung“ der Effekt der Flächendifferenzierung stärker als bei BÜDEL berücksichtigt wird.⁴¹⁵ Bezugnehmend auf BÜDEL wird eine Überbetonung der quartären Stufenentstehung in Mitteleuropa festgehalten. Entgegen seinen Vorstellungen ist etwa die Fränkische Muschelkalkstufe keineswegs nur auf pleistozäne Zertalung zurückzuführen, sondern eine komplexe Form, deren initiale Entstehung aus der Flächenbildung resultierte. Damit läßt sich auch resümieren, daß eine Betrachtung der klimatisch-strukturellen Gefüge, in der strukturell adaptierte Erosion vor allem auf die Zone exzessiver Talbildung und ihre vorzeitlichen Pendanten bezogen wird, zu stark vereinfacht.

TWIDALE (1991) bezieht sich in seinen Überlegungen u. a. auf die „unequal activity“ CRICKMAYs (1975) und hebt eine seit der oberen Kreide zunehmende Reliefenergie hervor, die i. w. S. aus plattentektonischer Aktivität (Hebung etc.), aber auch der Einwirkung der geologischen Struktur resultiere. Flächenbildung und Talbildung unterschiedlicher klimatischer Verhältnisse werden integriert, aber nicht sehr deutlich in ihren zeitlichen und räumlichen Bezügen diskutiert. Dementsprechend wird auch - wie bei BÜDEL - die paläoklimatische Komponente vernachlässigt. Stufenrückverlegung (vgl. u. a. KING 1962) wird vor allem dann als aktiver Prozeß verstanden, solange die Vollformen eine bestimmte Ausdehnung aufweisen und bestimmte Voraussetzungen erfüllt werden (starke Quellerosion an Stufen, weite Einzugsgebiete der auf den Vollformen abfließenden Gewässer etc.; vgl. auch TWIDALE 1978, TWIDALE & MILNES 1983). Hangversteilung ist nach der Ansicht von TWIDALE auf stabile topographische Muster zurückzuführen, die u. a. ursächlich mit der angesprochenen Verkleinerung der Hochgebiete (Rückverlegung) verknüpft sind.

Stärker als TWIDALE berücksichtigt THOMAS (1989, 1989a; vgl. auch THOMAS & SUMMERFIELD 1987) Facetten der Flächenbildung und diskutiert damit auch die Konzeptionen von BÜDEL (u. a. 1977) und BREMER (u. a. 1989). THOMAS versucht dabei, (paläo-)klimatische und strukturelle Varianzen in sein Konzept zur Flächengenese einzubeziehen (vgl. auch ALEVA 1983, KROONENBERG & MELITZ 1983). Gleichfalls werden Aspekte der Talbildung („channel cutting“) berücksichtigt. Neben der fraglichen Integration von zumindest für möglich gehaltener Reliefreduktion und Stufenrückverlegung scheint mir auch eine zu starke Betonung der chemischen Tiefenverwitterung vorzuliegen, die beispielsweise nicht mit den eigenen Ergebnissen zur morphologischen Wirksamkeit arider Klimaphasen

harmonieren (s. B III.). Auch THOMAS geht - ähnlich wie TWIDALE - von einer zunehmenden Reliefdifferenzierung während der letzten 100 Mio. Jahre aus, die er weniger auf paläoklimatische Varianz, sondern mehr auf Hebungsaktivitäten zurückführt (vgl. Kritik in C II. 2.1.4). Letzteres scheint aber vor allem für die Entstehung von Kettengebirgen relevant zu sein.

Demzufolge läßt sich resümieren, daß der derzeitige Kenntnisstand das Postulat einer (seit dem Eozän, *Anm. d. Verf.*; s. C II. 2.1.2)⁴¹⁶ kontinuierlich zunehmenden Reliefdifferenzierung rechtfertigt. Die Relevanz der geologischen Struktur hierfür ist erkenntlich (vgl. auch u. a. Diskussion bei THOMAS & SUMMERFIELD 1987 und Ausführungen über die Bedeutung der geologischen Struktur für morphologische Modelle in AHNERT 1976, PALMQUIST 1975). Sie wird m. E. u. a. in der extremen Stabilität einmal entstandener Vollformen deutlich (s. C II. 2.1.5; abweichend u. a. ROHDENBURG 1983). Hervorzuheben sind in diesem Kontext komplexe strukturell-klimatische Wirkungsgefüge im Verlauf einer globalen Klimaverschlechterung (C II. 2.1.2). Berührungspunkte zu Modellen der Reliefverminderung (u. a. DAVIS 1899) ergeben sich allenfalls in theoretischen Maßstäben, deren immenser zeitlicher Bedarf in der Dauer der postmesozoischen Formung nicht verwirklicht ist (⇒ keine Ausbildung von Zyklen). Hingegen hat ROHDENBURG (1983; s. auch dortige Literaturverweise) zwar ebenfalls einen globalen klimatischen Wandel als eine (!) Ursache einer „aufsteigenden Entwicklung“ (PENCK 1924) diskutiert, stellt jedoch im Rahmen des „Intensitätsausleseprinzips“ die unterschiedliche Tendenz zur Vollformenreduktion und nicht die Vollformenstabilität in den Mittelpunkt der Betrachtung.⁴¹⁷ Zudem argumentiert der genannte Autor verstärkt mit Aspekten wie der quartären Klimaentwicklung der Tropen und Subtropen, so daß m. E. die Paläomorphologie der außertropischen Schichtstufenlandschaften (gerade bezüglich ihrer älteren Entwicklung) etwas zu wenig berücksichtigt wird. Die Integration allgemeiner Modelle zur morphologischen Entwicklung, also eine nicht isolierte Betrachtung von Sedimentgesteinsarealen, bestätigt damit die *kritische* Diskussion bisheriger „Schichtstufenmodelle“, in denen die Evolution meist im Spiegel von Mobilität und Reduktion betrachtet wird (vgl. u. a. A II. 3).

Basierend auf der bisherigen Kritik habe ich einen Ansatz zur Erfassung von (weltweiten) Regeln der morphologischen Landschaftsgenese im Bereich wechselnd widerständiger Sedimentgesteine vorgestellt (BOLDT 1998, *Abb. 42*),⁴¹⁸ der Geländebefunde anderer Wissenschaftler, etwa zur Flächenbildung, zu morphologischen Gefügen oder der klimavariablen Mineralresistenz, aufgreift bzw. berücksichtigt (u. a. ALEVA 1983, BREMER 1989, BRUNOTTE 1986, BÜDEL 1977, THOMAS 1989a, TWIDALE 1991 sowie regionale Datenbasis,⁴¹⁹ u. a. von SPÄTH 1973; s. hierzu A II. 3, B III., C I., II. 1, 2; zu weiterer Literatur vgl. bisherige Diskussion).⁴²⁰ Das eigene Modell unterscheidet sich aber vor allem a) durch die Betonung des (global und

regional in seiner morphologischen Wirkung insgesamt gerichteten) paläoklimatischen Wandels und der daraus resultierenden raum-zeitlichen Varianz der hochkomplexen strukturell-klimatischen Wirkungsgefüge (Integration der zeitlichen Skala, paläoökologisch-morphologisches Gesamtkonzept bei regelhaft-selektiver Erosion; s. u. a. B II. 2.1) sowie b) aufgrund der zugleich stärkeren Hervorhebung der Vollformenstabilität von bisherigen Konzeptionen (weitere Unterschiede zu anderen, auch regionalen Ableitungen s. bisherige Diskussion). Dieses Konzept, das sich auf die global relevante Flächenbildung bezieht, steht im direkten Zusammenhang mit neueren Erkenntnissen zur weltweiten paläoklimatischen Entwicklung (vgl. u. a. GOUDIE 1983) und der Aufnahme der komplexen geologischen Struktur (Kluftmuster, Variabilität der Lithofazies), welche erst in jüngerer Zeit u. a. durch moderne Methoden der Fernerkundung und fortschreitende geologische Detailkartierung erkennbar ist (vgl. u. a. einleitende Kritik in A I. sowie B II.).⁴²¹ Es stützt sich weiterhin auf die Umsetzung dieser Methodik im Mainfränkischen Stufenland (B III.). Der exemplarische und abstrahierende Charakter der graphischen Darstellung wird hervorgehoben (Vereinfachung struktureller und klimatischer Variablen). Die argumentative Integrationsmöglichkeit der Zertalung ergibt sich zwangsläufig aus der Darstellung in C II. 3.

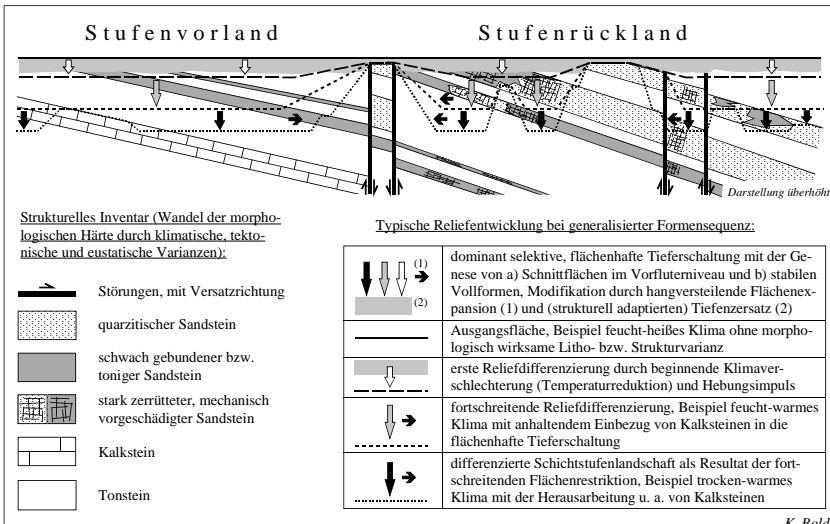


Abb. 42: Das Modell der restriktiven Flächenbildung - ein Ansatz zur Erfassung der morphologischen Landschaftsgenese im Bereich wechselnd widerständiger Sedimentgesteine (nach BOLDT 1998, verändert; verwendete Literatur s. Text)

III. Gesamtkontext - weltweite Charakteristika der Morphogenese von Schichtstufen- und Schichtkammreliefs

Die Literaturoswertung und -bewertung verdeutlicht im weltweiten Vergleich von Schichtstufen- und Schichtkammlandschaften Parallelen zur tertiären Reliefentwicklung in Mainfranken, die damit einen repräsentativen Charakter aufweist. Dies betrifft zunächst sowohl die Genese aus einem Ausgangsflachrelief, den (dominant) selektiven Charakter der Flächentieferlegung, die Vollformenstabilität als auch die hangversteilende Flächenexpansion und die fehlende bzw. kaum bedeutende Stufenrückverlegung.⁴²⁷

Die Differenzierung weiter Ausgangsflachreliefs durch flächenhafte Tiefenerlegung und modifizierende Vorgänge wie hangversteilende Flächenexpansion, die im Verlauf der Flächenbildung zeitsynchron bis alternierend stattfanden, führte in vielen Gebieten zur Entwicklung von strukturell adaptierten Landschaften wie Schichtstufenreliefs. Diese Formungssequenz ist zumindest ein entscheidender genetischer Bestandteil der hiervon betroffenen Reliefs. Global gesehen ist ihr in Sedimentgesteinen m. E. die höchste räumliche Bedeutung zuzuordnen. Insbesondere BREMER (1989, u. a. „eingeschränkte Flächenbildung“) und BÜDEL (1957, 1977) haben entsprechende Formungseffekte und deren hohe räumliche Relevanz im weltweiten Maßstab bereits beschrieben, wobei auch die Bedeutung von Reliefgenerationen hervorgehoben wurde. Ihre Wertigkeit und ihre Einordnung werden hier aber in mehreren Hinsichten abweichend interpretiert. Die wissenschaftstheoretische Betrachtung und die kritische Diskussion verschiedenster geomorphologischer Modelle und Konzepte haben in diesem Zusammenhang gezeigt, daß folgende Aspekte im Mittelpunkt eines Gesamtkonzeptes zur Formung in Sedimentgesteinen stehen, die zunächst die Relevanz und den Charakter einer (restriktiven) Flächenbildung betreffen (s. A II.3, C II. und dortige Literaturbesprechung sowie Entwicklung einer eigenen Abstraktion):

- Kontext der fortschreitenden Anlage und Akzentuierung strukturell adaptierter Reliefs mit der weltweiten „Klimaverschlechterung“ seit dem Eozän,
- interne Komplexität und differenzierte (aber regelhafte) Wirkungsgefüge struktureller und klimatischer Parameter (u. a. notwendige Betrachtung der faziellen Entwicklung im Sedimentationsraum),
- dominante Selektivität einer polyklimatischen Flächenbildung (i. S. flächenhafter, durch Flächenexpansion ergänzter Tieferschaltung bei gleichzeitig betonter Stabilität und Lagekonstanz der Hochgebiete; entsprechend gerichtete Hangentwicklung durch Versteilung bzw. Zunahme der Höhe bei Berücksichtigung von Klimaxstadien in Abhängigkeit von Gestein und Klima; zur variablen Hangneigung vgl. SCHUNKE 1968).

Der Anteil der beschriebenen, durch flächenhafte Tieferschaltung charakterisierten Morphosequenz am rezenten Relief variiert im globalen Vergleich (u. a. Relief-generationen). Zum Beispiel kann durch Überformung einer ehemals durch Flächengenesen geprägten Landschaft (Zertalung) die Strukturbetonung forciert werden und eine Neuanlage oder auch fortschreitende Akzentuierung von Schichtstufen erfolgen, so daß strukturell adaptierte Reliefs häufig einen stark polygenetischen Charakter aufweisen (vgl. hierzu BÜDEL 1977, ROHDENBURG 1971, SCHUNKE & SPÖNEMANN 1972). Vorgänge wie spätere Zertalung werden damit als wichtige, auch im globalen Maßstab relevante Bestandteile heutiger Landschaften aufgefaßt, welche eine zunehmende Reliefamplitude bzw. die zunehmende Reliefdifferenzierung im Känozoikum in bemerkenswertem Maß mitbewirkt haben (C II. 3, 4; vgl. TWIDALE 1991).⁴²⁸ Darüber hinaus sind Formungstendenzen zu berücksichtigen, die zwischen der Flächenbildung und der anschließenden Zertalung vermitteln (Beispiel süddeutsches Schichtstufenland; vgl. B III. 2.1). Weitere (prozessuale) Modifikationen wie Abrasion und glaziale Überprägung oder eine Fossilisierung von Reliefs durch Sedimentation sind m. E. eher selten bis unbedeutend; ähnliches gilt für die Bruchstufenbildung als initialer Impuls bzw. genetischer Faktor für eine Schichtstufenbildung (vgl. u. a. FISCHER 1998, ROHDENBURG 1971). Tektonische Varianz kann vielmehr dahingehend wirksam werden, daß höhere Verebnungsstockwerke verstellt wurden und ihre Identifikation dadurch erschwert wird.

IV. Känozoische Reliefentwicklung der Haßbergstufe und ihres Umlands im globalen Wandel des klimatisch-strukturellen Wirkungsgefüges - ein abschließendes Resümee

In diesem Kapitel wird in einer komprimierten Betrachtung der abschließende Bezug zur Themenstellung der vorliegenden Arbeit hergestellt.

Die känozoische Formung im nordöstlichen Mainfranken und seinen Randgebieten entspricht einem weltweiten Wandel der klimatisch-strukturellen Wirkungsgefüge, der sich in übergeordneten morphogenetischen Mustern bzw. Abläufen äußert (vgl. vorangegangene Diskussion und dortige Literaturangaben): 1. Anlage von Primärrümpfen und flächenhafte Tieferlegung sehr weitgespannter Rumpfflächen ⇒ 2. komplex-selektive, *restriktive* Flächenbildung ⇒ 3. optionale Zerschneidung der „Flächenlandschaft“.

Bei aller Komplexität ist eine ursächliche Verknüpfung dieser gerichteten Entwicklung mit der globalen Klimaverschlechterung zu erkennen, die seit dem „neogenen Optimum“ immer deutlicher zu Tage trat. Diese begünstigte zunächst eine dominant selektive Formung durch die Zunahme (morphologisch) harter Gesteine, weshalb die Reliefdifferenzierung immer mehr zunahm (Einengung der flächenhaft tiefergelegten Bereiche, Herausarbeitung von „Härtlingen“ etc.). Klimatisch geprägte Talbildung, wie zum Beispiel im Eiszeitalter Mitteleuropas zu beobachten, schloß diesen Vorgang in vielen Gebieten vorerst ab. Mit der beginnenden Reliefdifferenzierung wurden strukturelle Muster der verschiedenen tektonischen (herzynischen und rheinischen) Ausrichtungen morphologisch inwert gesetzt (Ausstrich der Gesteine, Störungszonen etc.). Die morphologische Evolution basierte damit auf einem Klimawandel, der über die Variabilität strukturell-klimatischer Wirkungsgefüge die Formung steuerte. Deren entscheidendes Charakteristikum ist die gerichtet verlaufende Entstehung einer zunehmenden Reliefamplitude (zum Terminus s. TWIDALE 1991).

Das eigene Arbeitsgebiet ist vor allem daher besonders für die Darstellung dieser Regelmäßigkeiten geeignet, weil die hervortretende Strukturvarianz das Erkennen komplexester Wirkungsgefüge mit der paläoklimatischen Entwicklung ermöglicht. Deutlich wird dies vor allem anhand der sehr differenzierten Erodierbarkeit der Gesteine im zeitlichen Verlauf,⁴²⁹ die im Zusammenspiel mit der (klimatischen) Veränderlichkeit der morphologischen Prozeßgefüge funktioniert. Ersichtlich sind diese Zusammenhänge aber auch durch Phänomene wie die Differenzierung kaltzeitlicher Deckschichten. Damit werden gleichzeitig die räumliche Auswahl und die repräsentative Stellung des Untersuchungsraums, aber auch die Themenstellung der vorliegenden Arbeit „untermauert“.

D Zusammenfassung

Landschaften in Sedimentgesteinen sind ein Resultat komplexer räumlicher und zeitlicher Wirkungsgefüge, die sich vor allem aus (paläo-)geoökologischen und strukturellen Phänomenen ergeben. Die umfassende morphologische Erforschung ist nur anhand differenzierter Detailstudien möglich, die auf Gesamtkonzepten zur Reliefentwicklung basieren und damit möglichst viele Facetten der Formung beinhalten (vgl. einleitende Fragestellungen in A I.). Abhängig von der paläoklimatischen Entwicklung kann als zentrale Thematik die Relation von flächenhafter Tieferlegung und struktureller Steuerung (lithovariante Flächenbildung etc.) hervorgehoben werden (s. Kapitel C II. 2, 4 und dortige Diskussion der Literatur). Mit diesem Ansatz, der die ganzheitliche Betrachtung des (natürlichen) Geosystems in den Mittelpunkt stellt, wird auch versucht, die wissenschaftshistorisch erklärable Polarisierung von Struktur- und Klimamorphologie zu überwinden (vgl. u. a. BLUME 1976, BRUNOTTE 1986, BRUNSDEN 1990).

Bisherige Ansätze in der Literatur (u. a. GOUDIE & VILES 1999, SUMMERFIELD & THOMAS 1987), die sich dahingehend mit grundlegenden wissenschaftstheoretischen Fragestellungen beschäftigen oder spezielle Phänomene behandeln (u. a. Variabilität der Gesteinhärte, komplexe Steuerung der Verwitterung und der Sedimentverlagerung), wurden angesprochen und - sofern zutreffend - in die eigenen Überlegungen eingebunden (vgl. u. a. A I. ⇒ Ausgangsproblematik). Diese Darstellungen beziehen sich aber, sofern sie die Komplexität landschaftlicher Steuerungsfaktoren überhaupt zum Inhalt haben, a) bezüglich variabler klimatisch-struktureller Wirkungsgefüge häufig nur peripher auf morphologische Fragestellungen und b) vor allem weniger auf die höchst differenzierte Formung in Sedimentiten und deren Abstraktion (unzureichende Ableitung entsprechender morphologischer Regeln speziell zur global relevanten Flächentieferlegung). Gründe, weshalb (regionale, aber auch allgemeine) Arbeiten zum Schichtstufenrelief die Komplexität von Struktur und Klima zu wenig integrieren (konnten), wurden vor allem im paläoklimatischen Forschungsstand und in den geologischen Betrachtungsmaßstäben gesehen. Wie schon mehrfach betont, ist jedoch das Verständnis der vielfältigen strukturell-klimatischen Influenzen (gerade für die Flächenbildung) von großer, vielmehr sogar entscheidender Bedeutung.

Diese grundlegende Vorstellung wurde anhand eines Fallbeispiels spezifiziert (B III.), dessen Formungscharakter in ein überregionales Konzept integriert wurde. Ältere regionalmorphologische Vorstellungen (u. a. BÜDEL 1957, SPÄTH 1973) sind dabei kritisch diskutiert worden (s. u. a. B I.). Der *nördliche Zentralteil des Fränkischen Keuper-Lias-Berglands und sein westliches Vorland* (nordöstliches Mainfranken, östliches Unterfranken mit Einbezug des Steigerwalds) weisen als

eigenes Arbeitsgebiet folgende Eigenschaften auf, die in diesem Zusammenhang eine detaillierte geomorphologische Interpretation ermöglicht haben:

- hoher Erhaltungsgrad der Reliefgenerationen (vor allem Verebnungsstockwerke) ⇒ detaillierte Inventarisierung der morphologischen Landschaftsentwicklung;
- Existenz absoluter Gesteinsdatierungen (s. u. a. SCHRÖDER 1993) ⇒ Absicherung der geochronologischen Erfassung;
- komplexes strukturelles Inventar, das in seiner Altersabfolge erfaßbar ist (u. a. SCHRÖDER 1976) ⇒ Beurteilung der strukturellen Steuerung der Reliefentwicklung (morphochronologische Variationen etc.);
- weite Verbreitung von Grobsedimenten, deren Ausgangsgesteine zudem fazielle Unterschiede aufweisen ⇒ differenzierte Analyse von Transport und Sedimentation (Herkunft, Leitgerölle), somit auch detaillierte Rekonstruktion der Gewässernetzentwicklung; große Datenbasis für die paläoklimatische Interpretation.

Die Schichtstufenlandschaft des Untersuchungsraums, aber auch angrenzender Gebiete entwickelte sich aus einer weitgespannten Ausgangsrumpffläche, die das mittelmiozäne bis obermiozäne Endstadium einer undifferenzierten Flächentieferschaltung darstellt. Entscheidender Prozeß für die obermiozäne und pliozäne Reliefdifferenzierung war eine anhaltende flächenhafte Tieferlegung, die sich zunehmend an der strukturellen Differenzierung des Untergrundes orientierte und durch eine hangversteilende Flächenexpansion ergänzt wurde. Dabei wies die Erosion jedoch stets einen selektiven Charakter auf, weil - in Abhängigkeit von der u. a. klimavariablen Härte - die jeweils resistenten Gesteine i. d. R. herausgearbeitet wurden. Die (regelmäßige) strukturelle Orientierung der Erosion ergab sich demzufolge aus der vor allem klimatisch (aber auch tektonisch) beeinflussten Gesteinsresistenz, wobei lithologische Varia (⇒ Differenzierung der Flächenniveaus, Erreichen harter Partien bei der Tieferlegung = dreidimensionaler Gesteinsaufbau) und kurzzeitige Veränderungen der Rahmenbedingungen eine hochkomplexe raum-zeitliche Reliefdifferenzierung bewirkten. Diese Formung leitete bei fortschreitender Einengung der tiefergelegten Bereiche und forcierter struktureller Anpassung zur seit dem Grenzbereich Tertiär/Quartär dominierenden Zertalung über. Die morphologische Relevanz einer vermittelnden Übergangsformung im jüngeren Oberpliozän wurde hierfür betont. *Die ursprüngliche Diskordanz von geologischer Struktur und Form wandelte sich demnach zunehmend in eine Konkordanz.*^{4,30} Nochmals sei in diesem Zusammenhang die klimavariablen Härte ins Bewußtsein gerufen, weshalb die jeweilige Flächenbildung dennoch eine strukturelle Steuerung aufwies. Für diese Zusammenhänge wurden in den einzelnen Kapiteln viele lokale Beispiele vorgestellt. Das Ausmaß struktureller Adaptation und die Befunde zu den korrelierten Sedimenten bestätigen einen differenzierten Klimawandel, der

- a) sich in einer übergeordneten Temperaturabnahme seit dem Übergang Unter-/Mittelmiozän und trockeneren Verhältnissen im ausgehenden Obermiozän und Pliozän äußerte sowie
- b) im quartären Eiszeitalter gipfelte (zur verwendeten Literatur s. bisherige Diskussion).

Damit wurden in dieser Arbeit insgesamt folgende Themen zur Genese der Haßbergstufe und ihres Umlands diskutiert:

- tertiäre Flächenbildung und ihre komplexe strukturelle und paläoklimatische Steuerung (strukturelle Adaptation der Formen, Prozeßgefüge, klimazonale Formenelemente etc. ⇒ *klimatisch-strukturelle Wirkungsgefüge*; vgl. B III. 1),
- Formungstendenz im spätobberpliozänen Übergangszeitraum (B III. 2.1),
- quartäre Zertalung der Landschaft (B III. 2.2),
- Morphodynamik der Schichtstufen (u. a. B III. 3.2),
- Fußflächengenese an der Haßbergstufe und ihre Relation zum Klimawandel bzw. dem geomorphologischen Formungsumbruch an der Wende Tertiär/Quartär (u. a. B III. 3.3),
- Gewässernetzentwicklung (obermiozäne/pliozäne Entwässerung, Etablierung des Maintalsystems, Terrassengliederung im obersten Mittelmaintal und im Haßbergvorland; vgl. B III. 1, 2),
- Charakteristika und paläoklimatische Aussagekraft der neogenen und pleistozänen Sedimentation (u. a. B III. 3.4),
- Sedimente und Bodenbildung des späten Quartärs (Gliederung der würmzeitlichen Deckschichten etc.; vgl. B III. 2.2.3).

Hiermit konnte SPÄTHs Arbeit (1973, 1976) in vielen Punkten ergänzt werden, zum Teil wurden bisherige Vorstellungen revidiert. Dies betrifft u. a. folgende Aspekte:

- Morphochronologie (⇒ zeitliche Datierung der Flächen, Ablehnung einer gleichzeitigen Flächenbildung auf verschiedener Höhe, abweichende Vorstellungen zum Zeitpunkt der beginnenden Stufengenese und zum Formencharakter der älteren Stufenvorläufer),
- Gliederung der Verebnungsstockwerke (⇒ u. a. Brönnhofer Phase, B III 1.3.1; Thundorfer Phase, B III. 1.3.2),
- komplexe strukturelle Adaption der Flächentieferlegung und deren Zusammenhänge mit der differenzierten Klimaentwicklung (Beispiele: s. u. a. B III. 1.2.2, Einwirkung von Bindemitteln und Mineralbestand bei Abkühlung, Flächenpforte der mittleren Haßberge als Resultat eines tektonische Kreuzungspunkts, B III. 1.3.2.2, Entwässerungslinie über Abersfeld, bedingt durch die komplexe lithofazielle Differenzierung der Erdoberfläche),
- Entwässerungsnetz (⇒ Main-Event, Revision der Heimschen Rinnen etc., u. a. B III. 1.3.2.2, 1.3.3.2),

- spätobertpliozäner Übergangszeitraum (B III. 2.1),
- detailmorphologische Studien u. a. der Fußflächengenese an der Haßbergstufe (u. a. B III. 3.3),
- Gliederung der quartären Deckschichten (B III. 2.2.3),
- Verlauf der känozoischen Klimaentwicklung (u. a. B II. 1).

Hinzu kommt, daß SPÄTH vor allem eine ausgezeichnete Geländebeschreibung vorgelegt hat, während in dieser Arbeit besonderer Wert darauf gelegt wurde, die Reliefdifferenzierung in den einzelnen morphogenetischen Phasen nachzuvollziehen.

Die Vereinbarkeit einer Bildung von Verebnungsstockwerken mit struktureller Steuerung der Reliefentwicklung wurde somit zunächst am Beispiel der Mainfränkischen Schichtstufenlandschaft dargelegt und anschließend im *weltweiten Vergleich* für Bereiche wechselnd widerständiger Sedimentgesteine bestätigt (Kapitel C; vgl. dortige Literaturangaben). Besonderheiten wie die Beteiligung nicht-sedimentärer Gesteine oder die Formung in Kettengebirgen wurden besprochen.

Die forcierte Reliefdifferenzierung in Deckgebirgsarealen, die seit dem Alttertiär global nachweisbar ist, ging mit einer zunehmenden Einengung der jeweils in Tieferschaltung befindlichen Flächen und einer Anlage sowie fortschreitenden Akzentuierung lagekonstanter und auch bezüglich ihrer Höhe stabiler Vollformen einher. Ursache hierfür war eine dominant selektive Tieferlegung, die im zeitlichen Verlauf durch eine quantitative Zunahme harter Gesteine charakterisiert wurde. Dies wiederum steht im Kontext mit der känozoischen „Klimaverschlechterung“ (klimavariablen morphologischen Härte), deren Wandel auch für die morphologische Entwicklung des nordöstlichen Mainfrankens verantwortlich gemacht wurde. Komplexe strukturelle Muster und ihre differenzierte Einflußnahme auf das Relief sind daher entscheidende Aspekte für eine morphologische Interpretation. Die geologische Struktur erweist sich damit als regelhafte und quantifizierbare Größe und entspricht keiner bedeutenden, aber undifferenzierbaren „Unbekannten“.

Die zunehmende Reliefdifferenzierung in Sedimentgesteinsarealen und die damit korrelierende Flächenrestriktion erweist sich vor allem als Funktion von Klimaänderung und dreidimensionaler Lithovarianz und basiert demzufolge auf komplexen strukturell-klimatischen Wirkungsgefügen (Variabilität der morphologischen Gesteinshärte etc.).

Spätere Zertalung, deren häufige Korrelation mit entsprechenden paläoklimatischen „Events“ möglich ist (mitteleuropäisches Eiszeitalter etc.; vgl. auch ROHDENBURG 1983), ergänzt dieses im Zuge der wissenschaftstheoretischen Diskussion favorisierte Konzept (zur Auswertung der bisherigen Literatur s. vor allem C II.). In einem größeren Maßstab wird damit gleichzeitig bestätigt, daß die weltweite Zunahme der Reliefdifferenzierung und der entsprechenden Einengung der

tiefergelegten Bereiche auch über die Flächenbildung hinaus primär als Funktion der Klimaentwicklung zu interpretieren ist (vgl. zu dieser Thematik die Termini „Reliefgenerationen“, „Reliefentwicklungsreihe“ und „morphogenetische Sequenz“, zusammenfassend diskutiert in ROHDENBURG 1983).

Abschließend wird festgestellt, daß die Entwicklung von Schichtstufen- und Schichtkammreliefs durch einen stets hohen Differenzierungsgrad strukturell-klimatischer Wirkungsgefüge gekennzeichnet wird, die gleichzeitig für weltweite Parallelen der Formung verantwortlich sind (*klimatisch geprägte Formungstendenzen und ihre Variabilität durch strukturelle Adaptation*; vgl. Fragestellung in A I.). Muster des Reliefaufbaus und das entsprechende geomorphologische System basieren damit auf strukturellen und klimatischen Parametern. Dieser auch in der älteren Literatur bekannte Zusammenhang wurde hier im Hinblick auf seine Komplexität und globale Relevanz diskutiert.

E **Ausblick auf die zukünftige Forschung**

In der vorangegangenen Diskussion wurde die Komplexität der natürlichen, insbesondere morphologischen Landschaftsentwicklung hervorgehoben, deren absolute Kenntnis sicherlich für immer eine Utopie bleiben wird. Mit zunehmender Erforschung von Details der Morphostruktur und des Paläoklimas können allerdings noch viele Fragen gelöst werden. In den entsprechenden Kapiteln wurden bereits einige Hinweise zu weiterführenden Ansätzen eingearbeitet. Wenn in der vorliegenden Arbeit einige, auch regionalmorphologische Probleme nur angerissen werden konnten, so ist dies als Anregung zu weiterer Forschung zu verstehen.

Für eine fortschreitende *morphologische Erforschung Unterfrankens und angrenzender Gebiete* erscheint die Betrachtung des östlichen Rhönvorlands und der Rhön, wo eine sehr viel bessere Aufschlußsituation als im Bereich der Haßberge und ihres Vorlandes besteht, besonders vielversprechend (s. auch SCHRÖDER 1998; vgl. MENSCHING 1957, SCHRÖDER 1993). Die dortige geomorphologische Analyse dürfte unser Bild von der tertiären Landschaft anhand folgender Methodik verfeinern:

- Absolute Datierung der morphologisch aussagekräftigen Basalte (Konservierung von Altreliefs, Deckgebirgseinschlüsse etc.) ⇒ Rekonstruktion präobermiozäner Morphostadien (vgl. B III. 1.1 und methodisches Vorgehen von BRUNOTTE 1987).
- Rekonstruktion der syn- bis postbasaltischen Reliefentwicklung in den Rhönbasalten, die aufgrund ihrer Mächtigkeit zum Hochgebietscharakter der Rhön beitragen und schon zur Zeit ihrer Eruption auf die Entwicklung eines insgesamt im Vergleich zum Umland höheren Geländes hinwirkten, andererseits aber auch reliefausgleichend gewirkt haben könnten ⇒ Möglichkeit zur Bewertung folgender Fragen (vgl. SCHRÖDER 1993):
 - a) Wie erfolgte die Formung im Vergleich zum Umland (u. a. Mainfranken), das noch über weite Zeiträume durch Flächenbildung gekennzeichnet war (anhaltende flächenhafte Tieferlegung vs. talartige bzw. lineare Ausräume etc.)?
 - b) Wie äußerten sich dabei die Charakteristika der vulkanischen Tätigkeit über die Faktoren Reliefenergie, Neigung der Gesamtabdachung, spezielle Gesteinsart, Hebungsintensität, Bedeckungsgrad durch die Basalte (geologische Fenster) und zeitlicher Verlauf der Basaltförderung (anhaltende Erosion vs. Hochgebietsentwicklung durch vulkanische Förderung etc.)?
- Bewertung paläoökologischer Zeugen (u. a. intensivste Muschelkalkverkarstung in der Rhön; vgl. B II. 1 sowie SCHRÖDER 1993) ⇒ Präzisierung der paläoklimatischen Forschungsergebnisse, Erfassung untergeordneter Klimaschwankungen etc.

- Analyse der sandigen bis tonigen Rhönvorlandsedimente (u. a. Wollbach, Lebenhan, Wülfershausen; vgl. B II. 1) im Hinblick auf ihre morphologische Zugehörigkeit und ihre paläoökologische Aussagekraft ⇒ Entwicklung der Streu und ihrer Vorläufer, Kontext mit subrosiven Prozessen, Verhältnis zur spättertiären Grobsedimentation etc. (vgl. auch Diskussion bei OEHM 1994, KELBER 1988).
- Erforschung der Verzahnung von Rutschschollen der Muschelkalkstufe mit den „pliozänen“ Sedimenten des östlichen Rhönvorlandes (SCHRÖDER 1993) ⇒ chronologische und klimatische Einordnung von Hangrutschungen (vgl. auch GRUNERT 1983).

Darüber hinaus bestehen in der süddeutschen Stufenlandschaft vielfältige sedimentologische und pedologische Zeugnisse, deren Einordnung in ein paläoökologisch-geomorphologisches Gesamtkonzept - das übrigens auch für eine fundierte angewandte Geomorphologie (tragfähige Landnutzung) absolut notwendig ist - umfassende Ergebnisse zum Paläoklima und zur tertiären Formung verspricht (vgl. u. a. BORGER 1990, JUNG 1986, KLEBER 1987, LÜTTIG 1997 und bisherige Diskussion). Ähnliches gilt für den vulkanischen Vogelsberg (vgl. SEMMEL 1996), dessen zielgerichtete Analyse vor allem Hinweise auf die gesteinsabhängige Verwitterungsvariabilität geben dürfte. Die offenen Fragestellungen für den Spessart wurden bereits in Kapitel C I. erläutert. Eine etwas „exotische“ Problematik ist in diesem Zusammenhang die fragliche Rolle des Ries-Impakts, etwa für die Erhaltung älterer Böden (Konservierung durch Impaktsedimente). Ein besonders interessantes Problem ist der noch nicht abschließend zu beurteilende Charakter der jungtertiären Trockenphasen, insbesondere bezüglich der beteiligten Prozeßkombinationen (mechanische Erosion etc.) und ihrer Vergleichbarkeit mit rezenten arideren Räumen (vgl. u. a. A I. und B II. 1 zur Bewertung von Vorzeitklimaten; weitere Aspekte zum Beispiel Abflußverhalten, Feinsedimentation, Bodenbildung).

Im Rahmen dieser Methodik sind auch Verfeinerungen bezüglich der Kenntnisse über die vielfältigen strukturellen Parameter im nordöstlichen Mainfranken (Mineralbestand, Bindemittel, Korngrößen etc.) und ihre Relevanz für die variablen strukturell-klimatischen Wirkungsgefüge zu erwarten (s. auch weitere Diskussion).

Weitere Detailanalysen der bis heute nur unzureichend rekonstruierbaren Hebungsgeschichte können die Ergebnisse zu den primär steuernden strukturell-klimatischen Wirkungsgefügen detaillierter gestalten. Vielleicht hilft hier neuere Analytik; BISCHOFF (1993) etwa hat Ergebnisse zur tektonischen Entwicklung des Steinwaldgebiets anhand von Apatit-Spaltpuranalysen erhalten.

Über die regionale Problematik hinaus ergeben sich weiterhin Fragestellungen, die *allgemeine Charakteristika und Regelmäßigkeiten der morphologischen Landschaftsentwicklung* betreffen.

In dieser Abhandlung wurde bereits herausgestellt, daß die weltweite Formung im Bereich wechselnd widerständiger Sedimentgesteine ein Resultat multifaktorieller Steuerung darstellt (vgl. Diskussion der Literatur in den entsprechenden Kapiteln). Die Komplexität klimatisch-struktureller Wirkungsgefüge ist hervorzuheben und wurde detailliert am Beispiel des Arbeitsgebietes erklärt. Somit wird eine Brücke zwischen struktur- und klimageomorphologischen Ansätzen, die entweder die (paläo-)klimatische Komponente oder aber die Regeln der selektiven Formung vernachlässigen, geschlagen (s. A I.; vgl. Ansätze von BLUME 1971, FISCHER 1998, die aber konträr zur eigenen Auffassung u. a. die Möglichkeit der Stufenrückverlegung integrieren). Dieser (modellhafte) Kontext wurde insbesondere für die Flächenbildung betont, gilt aber - mit anderer Nuancierung - auch für spätere Zertalungssequenzen einer Landschaft, deren Eigenständigkeit in Bezug auf die strukturell-klimatischen Gefüge bekannt, aber noch weiter erforscht werden muß.

Es erscheint in diesem Zusammenhang sinnvoll, die gewonnenen Vorstellungen zu verfeinern. Dies kann auf verschiedenen Ebenen erfolgen:

Zunächst sollte eine *multidisziplinäre Erforschung realer Landschaften* die Ergebnisse in mehrfacher Hinsicht erweitern. Besonders wichtig erscheint mir, die Einwirkung der geologischen Struktur auf die verschiedenen Formenelemente über die großräumliche Betrachtung (Luft- und Satellitenbildinterpretation; vgl. u. a. KRONBERG 1995) hinaus auch in klein- bzw. kleinsträumlichen Studien weiter zu präzisieren. Die morphologische Wirksamkeit der differenzierten geologischen Struktur wurde im Verlauf der Arbeit ja bereits mehrfach hervorgehoben. Neuere Untersuchungen belegen die hohe Komplexität des strukturellen Inventars, welche sich in Phänomenen wie Kleinstschollen, Harnischen, Ruschelzonen, unstemem Verlauf von Klüften etc. äußert (vgl. u. a. BÜTTNER 1989, LIEDTKE 1988). Über makroskopische Inventarisierungen von Lithovarianz, Kluftzonen und Störungen hinaus sollte etwa die tektonische Zerrüttung von Gesteinen auch mikroskopisch analysiert werden. Hier muß wiederum in fortschreitender Quantifizierung und Bilanzierung der Bezug zur paläoklimatischen Entwicklung hergestellt werden, um die verflochtenen geodynamischen Wirkungsgefüge transparent zu machen (vgl. oben, Vorschläge zur regionalen Erweiterung des Arbeitsgebietes). Dabei wären auch Themen wie die Ausprägung von Tiefenverwitterungen in Sedimentgesteinen von Bedeutung (vgl. u. a. BORGER 1992). Auch im nordöstlichen Mainfranken sind entsprechende Details noch nicht völlig erfaßt oder bewertet worden, wenngleich die bisherige Datenbasis bereits fundierte Aussagen zur komplexen Selektivität der Formung ermöglicht (s. o.). Der Ansatz der vorliegenden Arbeit zeigt die Möglichkeiten und Grenzen der regionalen Forschung auf. Eine abschließende Bilanzierung und Modellierung der klimatisch-strukturellen Wirkungsgefüge, die sowohl die klimatisch beeinflusste Formungstendenz als auch die in raum-zeitlicher Hinsicht

variable strukturelle Adaptation des Reliefs umfassen muß, ist derzeit trotz der Vielzahl der Befunde noch nicht möglich. Vielleicht kann in absehbarer Zeit eine Härteskala verschiedener Typen von Sedimentgesteinen, die auf ihrer Zusammensetzung basiert und ihre tektonische Beanspruchung ergänzend berücksichtigt, erstellt werden und im Verbund mit der Analyse variierender Umweltbedingungen interpretiert werden (vgl. zunehmende Einengung im Arbeitsgebiet auf der Basis verschiedener Gesteinscharakteristika; vgl. auch WILHELMY 1958). Das eigene Konzept versteht sich als Anregung und grundlegende Basis, diese Problematik weiter zu verfolgen (vgl. neuere Forschungen, u. a. von GOUDIE & VILES 1999; theoretische Erkenntnisse zur Verwitterungsresistenz in VILES 2000). Hier muß auch die Vielfalt klimamorphologischer Zonierung einbezogen werden (fließende Grenzen etc.; vgl. auch SCHULTZ 1988), was in der vorliegenden Arbeit u. a. aufgrund des Umfangs nicht erfolgen konnte (vereinfachte Gegenüberstellung warm-arider und kaltrarider Formung, die allerdings die klimamorphologische Variabilität des Plio-/Pleistozäns in Mainfranken recht gut charakterisiert). Viele Probleme könnten durch die Anwendung von GIS gelöst oder auch didaktisch weiter aufgearbeitet werden. Dies funktioniert etwa im Zusammenhang mit der Erstellung eines praktikablen Katalogs⁴³¹ zu den verschiedenen Gesteinsmerkmalen in einem bestimmten Raum. Als Beispiel sei hier nur auf die graphische Darstellung der strukturellen Zuordnung von Resten bestimmter Verebnungsstockwerke hingewiesen.

Ein fortschreitender, auf den bisherigen Erkenntnissen (Kapitel C) basierender *überregionaler Vergleich von Schichtstufen- und Schichtkammlandschaften* kann weiter dazu beitragen, die bestehenden Unterschiede der Reliefentwicklung als eine differenzierte Funktion von Klima, Struktur und Hebung zu verstehen. Die im Vordergrund stehende klimavariante Inwertsetzung der Struktur (Gesteinhärte etc.) und ihr Verhältnis zu den Hebungsraten erfordern noch umfassendere Untersuchungen zur detaillierten Darstellung globaler Zusammenhänge. Auch Ursachen der globalen „Klimaverschlechterung“ (C II. 2.1.2) und der seit dem Eozän entsprechend zunehmenden Reliefdifferenzierung müssen detaillierter analysiert werden, wobei Phänomene wie die Plattentektonik (Lage der Kontinente, zunehmende Landwerdung bei der „Gebirgsbildung“) und die Variabilität der Erdbahnparameter zu beachten sind. Auch die Frage nach der vermutlich geringen präkänozoischen Formungs-differenzierung wird hier berührt (zu Mitteleuropa vgl. u. a. FELIX-HENNINGSEN 1990; s. auch BÜDEL 1977). Die Relevanz des plattentektonisch verursachten Aufbaus der polaren Eisschilde wurde in diesem Zusammenhang bereits beschrieben. Dabei sei betont, daß viele Areale von Schichtstufen- und Schichtkammlandschaften immer noch „schwarze Flecken“ (i. S. von „black boxes“) auf der Landkarte sind und eine Bearbeitung erfordern (vgl. BLUME 1971). In diesem Zusammenhang sollten auch konsequentere Vergleiche der Formung in Sedimentgesteinen und der Relief-

entwicklung in (kristallinen) Grundgebirgslandschaften durchgeführt werden (vgl. C I. und Hinweise in C II. 2.1.4). Auch bei diesem geologischen Untergrund spielt die (komplexe) strukturelle Steuerung eine größere Rolle als häufig angenommen (vgl. hierzu u. a. ROHDENBURG 1971, THOMAS 1994, WIRTHMANN 1987). Wenn Gesteinsvergleiche von Inselbergen und benachbarten Flächen keine Gesteinsunterschiede belegen (u. a. BREMER 1989; vgl. BÜDEL 1977), so darf dies m. E. nicht als inselektive oder zufällige Formung gedeutet werden. Die Resistenz der abgetragenen Schichten ist gerade im Kristallin äußert schwer zu beurteilen. Hier könnten bereits geringe Änderungen des Mineralbestands morphologisch relevant sein (Diskussion mit Dr. H. SANDER, Universität zu Köln; vgl. umfangreiche Literatur zur strukturellen Adaptation von Inselbergen, u. a. MIGON 1997, OLLIER 1978). Die Problematik schwach- bzw. teilmetamorphisierter Grundgebirgsbereiche (zum Beispiel mitteleuropäisches „Rhenio-Herzynikum“; vgl. u. a. SEMMEL 1984) sei hier nur randlich angemerkt.⁴³²

Ein ganz besonderes Phänomen der Formung in Sedimentgesteinen betrifft die Verkarstung, die - sofern mächtige verkarstungsfähige Gesteine den Untergrund bilden - gar nicht im Zusammenhang mit der Entwicklung von Schichtstufen oder Schichtkämmen stehen muß. Für die auf derartige Gesteine beschränkte Formung wird der sogenannte Karstzyklus, der in Anlehnung an DAVIS formuliert wurde, in Betracht gezogen (u. a. GRUND 1914). Hingegen sollte m. E. etwa die Entwicklung des Kegelkarsts stärker in Zusammenhang mit einer selektiven Flächentieferschaltung gebracht werden, weil zum Beispiel Dolomite oder Kalksteine eine hohe Lithovarianz aufweisen können (Reinheit etc.; vgl. u. a. Diskussion bei BLUME 1971, SEMMEL 1984).

Last but not least ist der gesamte *Themenbereich der modellhaften Ableitungen* ein ergiebiges Forschungsfeld (kritische Bewertung in BREMER 1989, 213 ff.; vgl. u. a. WOLDENBERG 1985, YOUNG 1972). Zum Beispiel wäre interessant, inwiefern verschiedene Hangentwicklungsmodelle mit den hier dargelegten Vorstellungen zur Schichtstufendynamik harmonieren (vgl. C II. 2.1.5 und Forschungsstand bei BREMER 1989, 227 ff.). Gerade für die genetischen Charakteristika von Hangneigungen ergeben sich viele offene Fragestellungen, etwa in Bezug auf ihre klimatische Abhängigkeit (vgl. B III. 1.2.1 ⇔ Bucher Phase).

Damit wird bereits der Bogen zu morphologischen Landschaftsanalysen geschlagen, die sich weniger am natürlichen Objekt orientieren. AHNERT (1976) zum Beispiel hat ein computergesteuertes, quantitatives theoretisches Modell entwickelt, mit dem er im Sinne eines „Vorgangsreaktionssystems“ (vgl. „process response system“, CHORLEY & KENNEDY 1971) die Reliefentwicklung und ihre Abhängigkeit von geologischen Strukturen simuliert. Anhand der neuen Erkenntnisse wäre es denkbar, komplexere Parameter für die Berechnungen zu verwenden und somit die

bislang - gerade im Hinblick auf die differenzierte Struktur und die morphologischen Zusammenhänge mit der paläoklimatischen Dynamik - relativ einfachen Computermodelle zu verbessern (zum Kenntnisstand vgl. auch AHNERT 1987a, 1996a und Kritik in Kapitel A II. 3). Es ist eine sehr interessante Thematik, inwiefern die klassische Reliefanalytik und die daraus abgeleitete Modellbildung durch eine rechnergesteuerte Simulation nachvollziehbar sind. RÖMER (1993) zeigt in diesem Zusammenhang, daß Computermodelle auch unter Verwendung komplexer Parameter erstellt werden können. Dabei zeigt sich auch die rasante Entwicklung im EDV-Bereich, in der Programme und Programmiersprachen sozusagen „von heute auf morgen“ veraltet sind. In Zukunft könnte sich - bei noch weiter erhöhter Rechenleistung der Computer - der argumentative Kreis über einen Abgleich der Empirie (Datenerhebung, Feldforschung) und der theoretischen und computer-gesteuerten Modellbildungen schließen, so daß eine Absicherung der morphologischen Befunde über verschiedene wissenschaftliche Vorgehensweisen erfolgen kann. Vielleicht ist dies auch ein Weg, die sowohl für die Formungstendenz als auch die strukturelle Steuerung bestehenden Parallelen von Deck- und Grundgebirgslandschaften (Bindung von Stufen an härtere Gesteinspartien etc.; vgl. u. a. THOMAS 1989a) detaillierter zu erfassen. In diesem Zusammenhang sei aber auch angemerkt, wie viele wissenschaftstheoretische Fragen, gerade bei einer stärkeren Berücksichtigung physikalischer bzw. mathematischer Aspekte, noch diskutiert werden müssen (Systemforschung etc.; vgl. u. a. BREMER 1989).

Abschließend sei folgender, derzeit sicher noch utopischer Zusammenhang in Aussicht gestellt: Die multifaktorielle und fachübergreifende (modellhafte) Analyse einer Landschaft kann in Zukunft über die Synthese geologischer Zyklen,⁴³³ der globalen Klimaentwicklung und der Reliefgenese zur Entwicklung eines *geowissenschaftlichen Gesamtsystems* und zum Verständnis der vielfältigen Zusammenhänge und des Wirkungsgefüges der einzelnen Geofaktoren beitragen (s. auch MELHORN & EDGAR 1975).

F Anhang**I. Literaturverzeichnis**

- AG BODENKUNDE (1982, AG BODEN 1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. 3., 4. Auflage. Hannover.
- AHNERT, F. (1976): Darstellung des Struktureinflusses auf die Oberflächenformen im theoretischen Modell. - *Z. Geomorph.*, N. F., Suppl. Bd., **24**: 11-22.
- (1987, ed.): *Geomorphological models. Theoretical and empirical aspects.* - *Catena suppl.*, **10**.
 - (1987a): Process-response models of denudation at different spatial scales. In: AHNERT (1987, ed.): 31-50.
 - (1996): Einführung in die Geomorphologie. Stuttgart.
 - (1996a): The Point of Modelling Geomorphological Systems. In: McCANN, S. B. & FORD, D. C. (1996, ed.): *Geomorphology Sans Frontières*, 91-113. Chichester.
- ALEVA, G. J. J. (1983): On weathering and denudation of humid tropical interfluves and their triple planation surfaces. - *Geol. Mijn.*, **62**: 383-388.
- ALTERMANN, M., LIEBEROTH, I. & SCHWANECKE, W. (1988): Gliederung der Lockergesteinsdecken der Mittelgebirge. - *Z. angew. Geol.*, **34**: 302-306.
- AMELINGMEIER, E. & KELBER, K. P. (1988): Die Rhön: Gesteine, Mineralien, Fossilien - Texte zur Sonderausstellung im Mineralogischen Museum der Universität Würzburg vom 11. September bis 8. Januar 1989.
- AUST, H. (1969): Lithologie, Geochemie und Paläontologie des Grenzbereiches Muschelkalk-Keuper in Franken. - *Abh. naturw. Ver. Würzburg*, **10**: 3-155.
- BAKKER, J. P. & LEVELT, T. W. M. (1964): An inquiry into the probability of a polyclimatic development of Peneplains and Pediments (Etchplains) in Europe during the Senonian and Tertiary Period. - *Publ. Fys.-Geogr. Lab. Univ. Amsterdam*, **4**: 27-76. Luxemburg.
- BARTH, H. K. (1970): Probleme der Schichtstufenlandschaften West-Afrikas am Beispiel der Bandiagara-, Gambaga- und Mampong-Stufenländer. - *Tübinger Geogr. Stud.*, **39**.
- (1972): Strukturelle und petrographische Abhängigkeiten der Schichtstufenreliefs Tropisch West-Afrikas. - *Geogr. Z.*, **60**: 270-286.
 - (1975): Das südwestdeutsche Stufenland in der neueren geomorphologischen Forschung. - *Geogr. Rdsch.*, **27**: 379-385.
- BARTHELDT, D. (1986): Ablagerungsmodell und Faziesentwicklung der subalpinen Unteren Brackwasser-Molasse Oberbayerns. - *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, **26**: 121-136.

- BAUMHAUER, R. (1990): Lagerungsverhältnisse von Basalt und Braunkohlentertiär am Südrand der Langen Rhön und im südlichen Vogelsberg. - Z. Dt. Geol. Ges., **141**: 79-86.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (1955, Hrsg.): Bodenkundliche Übersichtskarte von Bayern 1:500000. München.
- (1981, Hrsg.): Geologische Karte von Bayern 1:500000 mit Erläuterungen. München.
- BERGER, K. (1981): Keuper. In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (1981, Hrsg.): Geologische Karte von Bayern 1:500000 mit Erläuterungen, 49-54. München.
- BERGER, W. & ZABUSCH, F. (1953): Die obermiozäne (sarmatische) Flora der Türkenschanze in Wien. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **98**: 226-276.
- BESCHOREN, B. (1955): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:100000, Blatt Nr. 510 Schweinfurt. München
- BESLER, H. (1992): Geomorphologie der ariden Gebiete. Darmstadt.
- BEYSCHLAG, F. (1895): Blatt Rieth der geologischen Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten mit Erläuterungen (Bay. Anteil von H. THÜRACH). Berlin.
- BIBUS, E. (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. - Frankfurter Geow. Arb., **D1**.
- (1983): Reliefgenerationen am oberen Paraguai in Mato Grosso (Brasilien). - Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd., **48**: 261-274.
- (1985): Zur jungen Relief- und Bodenentwicklung in der Umgebung von Tübingen. - Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd., **56**: 109-124.
- BIROT, P. (1958): Morphologie structurale. Bd. 1,2. Paris.
- BIROT, P. & DRESCH, J. (1966): Pédiments et glacis dans l'Ouest des Etats-Unis. - Ann. Géogr. no. 411, **LXXV**: 513-522. Paris.
- BIRKENHAUER, J. (1980): Rezente Bodenerosion und periglaziale Vorgänge (Ein Beitrag zum ökologischen Verständnis aufgrund geomorphologischer Zusammenhänge und zum Stand der Forschung in den deutschen Mittelgebirgen). - Geogr. Rdsch., **32**: 488-496.
- (1983): Tal- und Höhenrelief der deutschen Mittelgebirge - Ein Beitrag zum Stand der geomorphologischen Forschung. - Geogr. Rdsch., **35**: 27-34.
- (1991): The Great Escarpment of Southern Africa and its coastal foreland - a reappraisal. - Münchener Geogr. Abh., **B 11**.
- BIRZER, F. (1969): Molasse und Riesschutt im westlichen Teil der Südlichen Frankenalb. - Geol. Bl. NO-Bayern, **19**: 1-28.

- BISCHOFF, R. (1993): Morphotektonische Entwicklung des Steinwaldgebietes (NE-Bayern) - Ergebnisse von Apatit-Spaltspuranalysen. - *Geologica Bavarica*, **98**: 97-117. München.
- BLANK, M. (1960): Ein Beitrag zur morphometrischen Schotteranalyse. - *Z. Geomorph., N. F.*, **4**: 202-242.
- BLOOM, A. L. (1991): *Geomorphology. A systematic analysis of late cenozoic landforms*. New Jersey.
- BLOOS, G. (1981): Zur Stratigraphie und Ammonitenfauna des marinen Hettangiums (Unterer Lias) in Oberfranken (N-Bayern). - *Stuttgarter Beitr. Naturk.*, **B, 78**.
- BLÜMEL, W. D. (1983): Höhenschotter an Enz und Neckar - ein Beitrag zur Reliefgeneration der Breiterrassen. - *Geoökodynamik*, **4**: 209-226.
- BLÜTHGEN, J. & WEISCHET, W. (1980): *Allgemeine Klimageographie*. 3. Auflage. Berlin - New York.
- BLUME, H. (1950): Rumpfflächen im Schichtstufenland? - *Erdkunde*, **4**: 88-94.
- (1971): Probleme der Schichtstufenlandschaft. - *Erträge der Forschung*, **5**.
 - (1976): Strukturbetonte Reliefs. - Einführung in das Rahmenthema. - *Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd.*, **24**: 1-10.
 - (1994): *Das Relief der Erde. Ein Bildatlas*. Stuttgart.
- BLUME, H. & BARTH, H. K. (1973): Schichtstufenrelief und Rumpfflächen in den südlichen Appalachen-Plateaus von Tennessee. - *Die Erde*, **104**: 294-313.
- BOLDT, K. (1993): Zur Morphogenese der fränkischen Haßberge. Unveröff. Diplomarb. Univ. Köln.
- (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): Steuerung der globalen Klimavariabilität der letzten 60 Mio. Jahre und ihre methodische Erfassung. - *Peterm. Geogr. Mitt.*, **144**: 74-85.
 - (2000a): Paläoklimavariabilität und Strukturvarianz als Steuerungsfaktoren der Fußflächenentwicklung im Fränkischen Keuper-Lias-Bergland (Haßberge-Grabfeld, Süddeutschland). - *Die Erde*, **131**: 331-350.
- BOLDT, K.-W. & JUNG, J. (2000): Verwitterung und Sedimente als Indikatoren der tertiären Landschaftsgeschichte - vergleichende Studien im Spessart und im nordöstlichen Mainfranken. - *AK Geomorphologie*. 26. Jahrestagung. *Geomorphologie und Umweltgeschichte*, **8**. Trier.

- BOLTEN, R., GALL, H. & JUNG, W. (1976): Die obermiozäne (sarmatische) Fossil-Lagerstätte Wemding im Nördlinger Ries (Bayern). - Geol. Bl. NO-Bayern, **26**: 75-94.
- BORG, G. (1986): Geologische Kartierung der NW-Fortsetzung der Staffelsteiner Störungszone/N-Bayern (Bl. 5730 Heldburg/Bl. 5838 Pfarrweisach. - Geol. Bl. NO-Bayern, **36**: 135-148.
- BORGER, H. (1990): Bohnerze und Quarzsande als Indikatoren paläogeographischer Verwitterungsprozesse und der Altreliefgenese östl. von Albstadt (Schwäb. Alb). - Kölner Geogr. Arb., **52**.
- (1992): Paleotropical weathering on different rocks in Southern Germany. - Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd., **91**: 95-108.
- (1992a): Rañas und tertiäre Verwitterung des kristallinen Untergrundes der zentralspanischen Montes de Toledo. - Berliner Geogr. Arb., **79**: 14-38.
- (1993): Quarzkornanalyse mittels Rasterelektronenmikroskop und Dünnschliff unter besonderer Berücksichtigung tropischer Verwitterungsresiduen. - Z. Geomorph., N. F., **37**: 351-375.
- (2000): Mikromorphologie und Paläoenvironment. Die Mineralverwitterung als Zeugnis der cretazisch-tertiären Umwelt in Süddeutschland. - Relief, Boden, Paläoklima, **15**. Berlin-Stuttgart.
- BORGER, H., BURGER, D. & KUBINIÖK, J. (1993): Verwitterungsprozesse und deren Wandel im Zeitraum Tertiär-Quartär. - Z. Geomorph., N. F., **37**: 129-143.
- BREMER, H. (1967): Zur Morphologie von Zentralaustralien. - Heidelberger Geogr. Arb., **17**.
- (1971): Flüsse, Flächen- und Stufenbildung in den feuchten Tropen. - Würzburger Geogr. Arb., **35**.
- (1981): Reliefformen und reliefbildende Prozesse in Sri Lanka. In: BREMER et al. (1981): Zur Morphogenese in den feuchten Tropen. Verwitterung und Reliefbildung am Beispiel von Sri Lanka, 7-183. - Relief, Boden, Paläoklima, **1**.
- (1986): Geomorphologie in den Tropen - Beobachtungen, Prozesse, Modelle. - Geoökodynamik, **7**: 89-112.
- (1989): Allgemeine Geomorphologie. Berlin-Stuttgart.
- (1989a): On the geomorphology of the South German scarplands. - Catena suppl., **15**: 45-67.
- (1993): Etchplanation, Review and Comments of Büdel's Model. - Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd., **92**: 189-200.
- (1999): Die Tropen - Geographische Synthese einer fremden Welt im Umbruch. Berlin-Stuttgart.
- BREMER, H., LIEDTKE, H. & SPÄTH, H. (1989): "Geomorphology in Germany", Field trip A, From the Alps to the Sea. - Geoökoforum, **1**.

- BREMER, H. & SPÄTH, H. (1989): Topics: Harz Mountains an Lower Saxony cuestas. In: BREMER et al. (1989), 21-25.
- BREMER, H. & SPÄTH, H. (1989a): River work, loess and cuesta genesis in Hesse and Franconia. In: BREMER et al. (1989), 26-36.
- BREMER, H. & SPÄTH, H. (1989b): Relief generations in the Franconian Alb and their dating, karst, Tertiary weatherings, and N alpine foreland. In: BREMER et al. (1989), 37-47.
- BRENNER, K. (1973): Stratigraphie und Paläogeographie des oberen Mittelkeupers in SW-Deutschland. - Arb. aus dem Inst. f. Geol. und Paläont. a. d. Univ. Stuttgart.
- BROSCHKE, K.-U. (1968): Struktur- und Skulpturformen im nördlichen und nordwestlichen Harzvorland. - Göttinger Geogr. Abh., **45**.
- (1969): Zum Problem der Auffindung und Deutung von Reliefgenerationen in Schichtstufen- und Schichtkammlandschaften. - Z. Geomorph., N F., **13**: 484-505.
- BROSCHKE, K.-U. & SCHULTZ, H. D. (1972): Probleme der Schichtstufenlandschaft - Schmitthenners Theorie im Lichte neuerer Forschungen, insbesondere in Norddeutschland. - Geogr. Z., **60**: 241-269.
- BRUNNACKER, K. (1957): Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. - Geologica Bavarica, **34**. München.
- (1963): Die Böden. In: HAUNSCHILD, H. (1963): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:2500, Blatt Nr. 6628 Leutershausen, 54-58. München.
- (1970): Reliktböden und Landschaftsgeschichte zwischen Frankenhöhe und Rednitz-Tal. - Geol. Bl. NO-Bayern, **20**: 1-17.
- (1973): Gesichtspunkte zur jüngeren Landschaftsgeschichte und zur Flußentwicklung in Franken. - Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd., **17**: 72-90.
- BRUNNER, H. & KELBER, K. P. (1988): Eisenerzkonglomerationen im württembergisch-fränkischen Unterkeuper - Bemerkungen zum fossilen Environment. In: HAGEDORN, H. (1988, Hrsg.): Neue Forschungen zur Erdgeschichte von Crailsheim. - Sonderbd. d. Ges. f. Naturk. in Württ., **1**: 185-205.
- BRUNOTTE, E. (1978): Zur quartären Formung von Schichtkämmen und Fußflächen im Bereich des Markoldendorfer Beckens und seiner Umrahmung. - Göttinger Geogr. Abh., **72**.
- (1983): Zur allochthonen Formung quartärer Fußflächen in Bolsonen W-Argentinien. - Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd., **48**: 205-212.
- (1986): Zur Landschaftsgenese des Piedmont an Beispielen von Bolsonen der mendociner Kordilleren. - Göttinger Geogr. Abh., **82**.

-
- (1987): Strukturformen im Altrelief der Dransfelder Hochfläche. - Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd., **66**: 37-47.
 - BRUNOTTE, E. & GARLEFF, K. (1989): Structural landforms and planation surfaces in southern Lower Saxony. - Catena suppl., **15**: 151-164.
 - BRUNSDEN, D. (1990): Tablets of Stone: toward the Ten Commandments of Geomorphology. - Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd., **79**: 1-37.
 - BUCHARDT, B. (1978): Oxygen isotope palaeo-temperatures from the Tertiary period in the North Sea area. - Nature, **275**: 121-123.
 - BÜDEL, J. (1938): Das Verhältnis von Rumpftreppen zu Schichtstufen in ihrer Entwicklung seit dem Alttertiär. - Peterm. Geogr. Mitt., **84**, 229-238.
 - (1957): Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. - Würzburger Geogr. Arb., **4/5**: 6-46.
 - (1957a): Die "doppelten Einebnungsflächen" in den feuchten Tropen. - Z. Geomorph., N. F., **1**: 201-228.
 - (1970): Pedimente, Rumpfflächen und Rückland-Steilhänge; deren aktive und passive Rückverlegung in verschiedenen Klimaten. - Z. Geomorph., N. F., **14**: 1-57.
 - (1972): Typen der Talbildung in verschiedenen klimamorphologischen Zonen. - Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd., **14**: 1-20.
 - (1977): Klima-Geomorphologie. Berlin.
 - (1978): Das Inselberg-Rumpfflächenrelief der heutigen Tropen und das Schicksal seiner fossilen Altformen in anderen Klimazonen. - Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd., **31**: 79-110.
 - (1986): Tropische Relieftypen Süd-Indiens. - Relief, Boden, Paläoklima, **4**: 1-84 (aus dem Nachlaß bearbeitet und herausgegeben von D. BUSCHKE).
 - BÜTTNER, G. (1987): Anmerkungen zum Braunkohlentertiär und Vulkanismus der Rhön. - Naturw. Jb. Schweinfurt, **5**: 47-54.
 - (1988): Die Rhön - Vorland - Schotter; Analyse eines ehemaligen Flußsystems. - Naturw. Jb. Schweinfurt, **6**: 119-152.
 - (1989): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000, Blatt Nr. 5928 Obertheres. München.
 - (1990): Entwässerte Nordfranken im Plio-Pleistozän nach Süden? (Eine kritische Betrachtung der Flußgeschichte Frankens). - Naturw. Jb. Schweinfurt, **8**: 43-84.
 - BÜTTNER, G. & FREUDENBERGER, W. (1994): Tektonische Strukturen im Landschaftsraum Bad Kissingen - Schweinfurt - Haßfurt (Exkursion E am 7. und 8. April 1994). - Jber. Mitt. oberrhein. Geol. Ver., N. F., **76**: 147-170.
 - BÜTTNER & STÜRMER (1987): Aktuelle Aufschluß- und Profilaufnahmen im Raum Schweinfurt-Hofheim-Haßfurt. - Naturw. Jb. Schweinfurt, **5**: 55-87.

- BÜTTNER, G. & FRIED (1989): Die Böden. In: BÜTTNER, G. (1989): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000, Blatt Nr. 5928 Obertheres, 120-130. München.
- BURGER, D. & LANDMANN, M. (1988): Quantitative Mikromorphologie der Quarzverwitterung mit Beispielen aus dem tropischen Karst. - Tübinger Geogr. Studien, **100**: 169-184.
- BUSCHE, D. (1973): Die Entstehung von Pedimenten und ihre Überformung, untersucht an Beispielen aus dem Tibesti-Gebirge, République du Tchad. - Berliner Geogr. Abh., **18**.
- (1982): Die Entwicklung des westlichen Murzuk-Beckens, des Djado-Plateaus und des nördlichen Kaouar. Habilitationsschrift. Würzburg.
- (1983): Silcrete in der zentralen Sahara (Murzuk Becken, Djado-Plateau und Kaouar; Süd-Lybien und Nord-Niger). - Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd., **48**: 35-49.
- (1998): Die zentrale Sahara: Oberflächenformen im Wandel. Gotha.
- BUSCHE, D., GRUNERT, J. & HAGEDORN, H. (1979): Der westliche Schichtstufenrand des Murzuk-Beckens (Zentral Sahara) als Beispiel für das Gefügemuster des ariden Formenschatzes. - Festschr. Dt. Geogr.-Tag, 43-63, Göttingen.
- BUSCHE, D., HAGEDORN, H. & KURZ, R. (1989): "Geomorphology in Germany". Field Trip C5. The franconian Main river valley and scarpland region. - Geoökoforum, **2**: 143-179.
- BUTZER, K. W. (1976): Geomorphology from the earth. New York.
- CAILLEUX, A. (1952): Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie. - Geol. Rdsch. **40**: 11-19.
- CARLÉ, W. (1955): Bau und Entwicklung der Südwestdeutschen Großscholle. - Geol. Jb., Beih., **16**: 1-272.
- CATT, J. A. (1992): Angewandte Quartärgeologie. Stuttgart.
- CHORLEY, R. J. & KENNEDY, B. A. (1971): Physical Geography - a systems approach. London.
- CHORLEY, R. J., SCHUMM, S. A. & SUGDEN, D. E. (1984): Geomorphology. London.
- CHRISTA, E. (1925): Der Schwanberg im Steigerwald. Eine geologische Studie mit einer geologischen Karte 1:12500. München.
- CRAMER, P. (1964): Tertiäre Sedimente Nordwestbayerns. In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500000, 2. Aufl., 214-220. München.
- CROWLEY, T. J. & NORTH, G. R. (1991): Paleoclimatology. - Oxford monographs on geology and geophysics, **18**. Oxford.

- CRICKMAY, C. H. (1975): The hypothesis of unequal activity. In: MELHORN, W. N. & FLEMAL, R. C. (1975, ed.): Theories of landform development, 103-109. Birmingham/New York.
- CUNNINGHAM, F. F. & GRIBA, W. (1973): A model of slope development and its application to the Grand Canyon, Arizona, USA. - *Z. Geomorph., N. F.*, **17**: 43-77.
- DAVIS, W. M. (1899): The geographical cycle. - *Geogr. Journ.*, **14**: 481-504.
- DAVIS, W. M. & RÜHL, A. (1912): Die erklärende Beschreibung der Landformen. Leipzig-Berlin.
- DAYAN, E. (1993): Zur Morphodynamik und Morphogenese von Schichtkamm- und Schichtstufenreliefs in der Umgebung von Tunceli. - *Z. Geomorph., N. F.*, **37**: 423-445.
- DEDKOV, A. (1965): Das Problem der Oberflächenverebnungen. - *Peterm. Geogr. Mitt.*, **109**: 258-264.
- DIEZ, T. (1968): Die Böden. In: HAUNSCHILD, H. (1968): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:25000, Blatt Nr. 6529, Markt Erlbach, 80-90. München.
- DONGUS, H. (1974): Schichtflächen in Süddeutschland. - *Heidelberger Geogr. Arb.*, **40**: 249-268.
- (1980): Die geomorphologischen Grundstrukturen der Erde. Stuttgart.
- DÖRRER, I. (1970): Die tertiäre und periglaziale Formengestaltung des Steigerwaldes, insbesondere des Schwanberg-Friedrichsberg-Gebietes. - *Forsch. z. dt. Landesk.*, **185**.
- DOUGLAS, I. (1976): Lithology, landforms and climate. In: DERBYSHIRE, E. (1976): *Geomorphology and climate*, 345-361. London.
- DUPHORN, K. D. (1961): Sedimentologische Untersuchung der plio-pleistozänen Grenzsichten im östlichen Vorland der Hohen Rhön. Diss. Univ. Würzburg.
- EBERHARD, M. (1989): Klimaänderungen vom Mittel- bis Obermiozän aufgrund makroskopischer Pflanzenreste in Altwasser-Ablagerungen der Adelegg (Allgäu). - *Geologica Bavarica*, **94**: 459-484.
- EBERLE, J. (1998): Bodendegradierung mehrschichtiger Waldböden: Ergebnisse einer Fallstudie im Keuper-Lias Bergland Baden-Württembergs. - *Die Erde*, **128**: 103-120.
- EHRlichMANN, F. J. & DONGUS, H. (1981): Das Klima des Tertiärs in Süddeutschland nach paläobotanischen Befunden. - *Ber. z. dt. Landeskunde*, **55**: 67-82.
- EICHLER, H. & RÖGNER, K. (1978): Holozäne Morphodynamik und Intensitätsstufen des Kleinformenschatzes im vollariden Südosten Israels. - *Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd.*, **30**: 162-182.

- EISSMANN, L. & HÄNSEL, C. (1991): Klimate der geologischen Vorzeit. In: HUPFER, P. (1991, Hrsg.): Das Klimasystem der Erde, 297-342. Berlin.
- EITEL, B. (1989): Morphogenese im südlichen Kraichgau unter besonderer Berücksichtigung tertiärer und pleistozäner Decksedimente. Ein Beitrag zur Landschaftsgeschichte Südwestdeutschlands. - *Stuttgarter Geogr. Stud.*, **111**: 1-205.
- (1990): Die Bohnerze der Gäuflächen NW-Baden-Württembergs: Geoökologische Zeugnisse des Jungtertiärs. - *Z. Geomorph.*, N. F., **34**: 355-368.
- ELLENBERG, H. (1986): *Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen*. 4. Auflage. Stuttgart.
- EMMERT, U. (1964): Keuper. In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (1964): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500000, 91-120. München.
- (1975): Zur Landschaftsgeschichte der Bucht von Neustadt a. d. Aisch (Mittelfranken). - *Geologica Bavarica*, **74**: 131-149.
- (1981): Muschelkalk. In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (1981, Hrsg.): Geologische Karte von Bayern 1:500000 mit Erläuterungen, 46-49. München.
- (1985): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000, Blatt Nr. 6128 Ebrach. München.
- (1987): „Geköpfte“ Täler, Wanderschutt und Flugsand mit Dünen am Rand des Steigerwaldes (Franken), Zeugen der plio-pleistozänen Landschaftsentwicklung. - *Naturw. Jb. Schweinfurt*, **5**: 1-16.
- ESWARAN, H. & SYS, C. & SOUSA, E. C. (1975): Plasma infusion, a pedological process of significance in the humid tropics. - *Anales de edafologia y agrobiologia*, **34**: 665-673.
- FAHLBUSCH, V. (1981): Miozän und Pliozän - Was ist was? Zur Gliederung des Jungtertiärs in Süddeutschland. - *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, **21**: 121-127.
- FELIX-HENNINGSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke im Rheinischen Schiefergebirge. - *Relief, Boden, Paläoklima*, **6**.
- FISCHER, F. (1998): Die Schichtstufenlandschaft als strukturbedingter und klimabeeinflußter Formenkomplex. Selbstverlag. Blieskastel.
- FISCHER, K. (1974): Die Pedimente im Bereich der Montes de Toledo, Zentralspanien. - *Erdkunde*, **28**: 5-12.
- FLACHE, D. (1987): Sandsteinkeuper, Feuerletten, Oberkeuper und Lias des Main-, Lauter- und Baunachtalgebietes nordwestl. Bamberg/südliche Haßberge (Nordostteil von Blatt 6030 Eltmann, mit dem Übergang zu Blatt 6031 Bamberg-Nord). Unveröff. Diplomarb. Ruhr-Universität Bochum.
- FORD, D. & WILLIAMS, P. (1989): *Karst geomorphology and hydrology*. London.

- FRAKES, L. A., FRANCIS, J. E. & SYKTUS, J. I. (1992): *Climate Modes of the Phanerozoic*. Cambridge.
- FRENZEL, B. (1990): Die Vegetationsentwicklung im Eiszeitalter. In: LIEDTKE, H. (1990, Hrsg.): *Eiszeitforschung*, 69-90. Darmstadt.
- FREYBERG, B. v. (1966): Eine geologische Fahrt von Erlangen zur Rhön. - *Geol. Bl. NO-Bayern*, **16**: 123-139.
- (1969): Tektonische Karte der fränkischen Alb und ihrer Umgebung. *Erlanger Geol. Abh.*, **77**.
- FRIED, G. (1984): Relief, Gestein und Boden im Buntsandstein-Odenwald. - *Frankfurter Geow. Arb.*, **D4**.
- FUGMANN, L. (1988): Zur Geomorphologie der Frankenhöhe und ihres Vorlandes, mit einer geomorphologischen Karte 1:25000, Blatt 6527 Burgbernheim. Diss. Univ. Würzburg.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1970): Sedimente und Sedimentgesteine, Sediment-Petrologie Teil II. Stuttgart.
- GARLEFF, K. (1989): Physisch-geographische Untersuchungen zur Landschaftsgeschichte des Bamberger Raumes. - *Forschungs-Forum, Berichte a. d. Otto-Friedrich-Univ. Bamberg*, **1**: 7-14.
- GARLEFF, K. & KRISL, P. (1997): Beiträge zur fränkischen Reliefgeschichte. Auswertung kurzlebiger Großaufschlüsse im Rahmen von DFG-Projekten. - *Bamberger Geogr. Schr., Sonderfolge*, **5**.
- GARLEFF, K. & STINGL, H. (1987): Struktur- und Skulpturformen am argentinischen Andenrand unter randtropischen bis subantarktischen Bedingungen. - *Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd.*, **66**: 49-63.
- GELLERT, J. F. (1958): Grundzüge der physischen Geographie von Deutschland. I. Bd., *Geologische Struktur und Oberflächengestaltung*. Berlin.
- GERRARD, A. J. (1988): *Rocks and landforms*. London.
- GEYER, O. F. & GWINNER, M. P. (1986): *Geologie von Baden-Württemberg*, 3. Auflage. Stuttgart.
- GIESSNER, K. (1988): Zur Einführung in das Exkursionsgebiet "Rhön". Führer zur Exkursion C, 2-19. - *Deutsche Quartärvereinigung*. 24. Wissenschaftl. Tagung in Würzburg. Hannover.
- GILBERT, G. K. (1877): Report of the geology of the Henry Mountains. - *U.S. Geogr. and Geol. Surv. Rocky Mts. Reg.*, 99-150.
- GLASER, R. & SPONHOLZ, B. (1993): Erste Untersuchungen von Hangrutschungen an der Frankenhöhe. - *Würzburger Geogr. Arb.*, **87**: 339-354.
- GÖBEL, P. (1976): Beobachtungen zur Schichtstufenentwicklung im Fulda-Werra Bergland. - *Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd.*, **24**: 33-41.

- GOEMANN, U. (1965): Erläuterungen zur geologischen Kartierung im SE-Bereich der Gradabteilungsblätter Stadtlauringen (5828) sowie im anschließenden SW-Teil von Blatt Hofheim i. Ufr. (5829) der bayerischen topographischen Karte 1:25000. Unveröff. Diplomarb. Univ. Würzburg.
- GOSSMANN, H. (1970): Theorien zur Hangentwicklung in verschiedenen Klimazonen; mathematische Hangmodelle und ihre Beziehung zu den Abtragungsvorgängen. - Würzburger Geogr. Arb., **31**.
- GOUDIE, A. (1983): Environmental change. Oxford.
- GOUDIE, A. S. & VILES, H. A. (1999): The frequency and magnitude concept in relation to rock weathering. - Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd., **115**: 175-189.
- GRADMANN, R. (1919): Das Schichtstufenland. - Z. Ges. Erdk., 113-139. Berlin.
- (1952): Lokale Verebnungen im Schichtstufenland. - Peterm. Geogr. Mitt., **96**: 29-32.
- GRAUL, J. (1963): Konsequenzen aus J. Büdels Hypothese von der sarmatopontischen Spüflfläche in Süddeutschland. - Ber. z. dt. Landesk., **31**: 33-49.
- GREGOR, H. J. (1975): Die mittelmiozäne Mastixioideen-Flora aus dem Braunkohlen-Tagebau Oder II bei Wackersdorf (Oberpfalz). Diss. Univ. München.
- (1980): Ein neues Klima- und Vegetationsmodell für das untere Sarmat (Mittelmiozän) Mitteleuropas unter spezieller Berücksichtigung floristischer Gegebenheiten. - Verh. Geol. B.-A., 1979, **3**: 337-353.
- (1982): Die jungtertiären Floren Süddeutschlands. Stuttgart.
- GREGOR, H. J., HOTTENROTT, M., KNOBLOCH, E. & PLANDEROVA, E. (1989): Neue mega- und mikrofloristische Untersuchungen in der jungtertiären Molasse Bayerns. - Geologica Bavarica, **94**: 281-369.
- GRUND, A. (1914): Der geographische Zyklus im Karst. - Z. Ges. f. Erdk., 1914: 621-640.
- GRUNERT, J. (1983): Geomorphologie der Schichtstufen am Westrand des Murzuk Beckens (Zentrale Sahara). - Relief, Boden, Paläoklima, **2**.
- GRUNERT, J. & MEYER, B. (1990): Starkregen und Wadiabkommen auf der Nordabdachung des Hoggar-Gebirges Anfang März 1988. - Berliner Geogr. Stud., **30**: 169-192.
- GRUNERT, J. & SEIDENSCHWANN, G. (1988): Spessart und Vorspessart. Führer zur Exkursion A. - Deutsche Quartärvereinigung. 24. Wissenschaftl. Tagung in Würzburg. Hannover.
- GUDDEN, H. (1981): Der untere Keuper in Bohrungen zwischen Eltmann und Rodach. - Geol. Bl. NO-Bayern, **31**: 448-462.
- GÜRTNER, D. J. (1975): Stratigraphie, Faziesverhältnisse und Ausbildung der Rät-Lias-Grenzschichten (Rät bis z. T. unt. Sinemurien) im Raum Bamberg-Altorf. Diss. Univ. Erlangen-Nürnberg.

- HABBE, K. A. (1994): Das deutsche Alpenvorland. In: LIEDTKE, H. & MARCINEK, J. (1994): *Physische Geographie Deutschlands*, 440-475. Gotha.
- HAGEDORN, J. & BRUNOTTE, E. (1983): Flächen- und Talentwicklung im südöstlichen Kapland/Südafrika und ihre Faktoren. - *Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd.*, **48**: 235-246.
- HAGEDORN, J. & POSER, H. (1974): Räumliche Ordnung der rezenten geomorphologischen Prozesse und Prozeßkombinationen auf der Erde. - *Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl., 3. Folge*, **29**: 426 - 439.
- HAHN, H.-U. (1992): Die morphogenetische Wirksamkeit historischer Niederschläge: Die Besselbergäcker und die Grünbachau - ein Beispiel aus dem Tauber-einzugsgebiet. - *Würzburger Geogr. Arb.*, **82**.
- HALLER-PROBST, M. S. (1997): Neues Salamandridenmaterial von süddeutschen Fundorten. - *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, **37**: 53-73.
- HANTKE, R. (1993): *Flußgeschichte Mitteleuropas: Skizzen einer Erd-, Vegetations- und Klimageschichte der letzten 40 Millionen Jahre*. Stuttgart.
- HEIM, J. (1924): *Vom Werden und Vergehen der Landformen*. Meiningen.
- HEINRICH, J. (1992): Pediments in the Gongola Basin, NE-Nigeria, development and recent dynamics. - *Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd.*, **91**: 135-147.
- HEIZMANN, E. P. J. & FAHLBUSCH, V. (1983): Die mittelmiozäne Wirbeltierfauna vom Steinberg (Nördlinger Ries). Eine Übersicht. - *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, **23**: 83-93.
- HEMPEL, L. (1955): Rumpfflächenlandschaft oder Schichtstufenland? - *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl., II. a. Math.-physik.-chem. Abt.*, 223-238.
- (1957): Flächenformen und Flächenbildung in der Stufenlandschaft. - *Peterm. Geogr. Mitt.*, **101**: 178-184.
- HEUNISCH, C. (1986): Gliederung und Milieuinterpretation des fränkischen Unteren Keupers aus palynologischer Sicht. - *Geologica Bavarica*, **89**: 151-159.
- HÖHL, G. (1963): Die Coburger Landschaft seit prähistorischer Zeit. Ein Beitrag zu ihrer Agrar-, Siedlungs- und Verkehrswertigkeit auf physisch-geographischer Grundlage. - *Ber. z. dt. Landesk.*, **30**: 227-255.
- HÖVERMANN, J. (1967): Hangformen und Hangentwicklung zwischen Syrte und Tschad. In: MACAR, P. (1967, ed.): *L`évolution des versants*. 5. Rapp. Commiss. on slopes. Congr. Coll. Univ. de Liège, **40**.
- HOFFMANN, D. (1967): Rhät und Lias nordwestlich der Frankenalb auf Blatt Seßlach. - *Erlanger Geol. Abh.*, **68**: 1-34.
- (1970): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:25000, Blatt Nr. 5831 Seßlach. München.

- HOHBERGER, K. & EINSELE, G. (1979): Die Bedeutung des Lösungsabtrags verschiedener Gesteine für die Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa. - Z. Geomorph., N. F., **23**: 361-382.
- HORMANN, K. (1971): Morphometrie der Erdoberfläche. - Schr. Geogr. Inst. Univ. Kiel, **36**.
- HUCKENHOLZ, H. G. & WERNER, C. D. (1990): Die tertiären Vulkanite der Heldburger Gangschar (Bayerisch-thüringisches Grabfeld). - Ber. d. dt. Mineral. Ges. No. **2**, Exkursionsführer, 1-42.
- HUMPHRIES, D. W. (1994): Methoden der Dünnschliffherstellung. Stuttgart.
- JASMUND, K. & LAGALY, G. (1993, Hrsg.): Tonminerale und Tone. Darmstadt.
- JEJE, L. K. (1973): Inselberg evolution in a humid tropical environment: the example of south western Nigeria. - Z. Geomorph., N. F., **17**: 194-225.
- JESSEN, O. (1943): Die Randschwellen der Kontinente. - Peterm. Geogr. Mitt., Ergänz. H., **241**.
- JOHNSON, D. W. (1932): Rock planes of arid regions. - Geogr. rev., **22**: 656-665.
- (1932a): Rock fans of arid regions. - Amer. J. Sci. 5th. ser., **23**: 389-416.
- JUNG, J. (1996): Die quartäre Aufarbeitung der kretazo-tertiären Verwitterungsdecke im Buntsandstein-Spessart - dargestellt anhand einiger Hangprofile bei Kleinwallstadt am Main. Unveröff. Diplomarb. Univ. Würzburg.
- JUNG, W. (1984): Zur Frage der artlichen Selbstständigkeit von *Pinus aurimontana* Gregor. - Naturw. Z. Niederbayern, **30**: 23-30.
- JUNG, W. & MAYR, H. (1979): Neuere Befunde zur Biostratigraphie der Oberen Süßwassermolasse Süddeutschlands und ihre palökologische Deutung. Mitt. Bayer. Staatsgl. Paläont. hist. Geol., **20**: 159-173.
- KARTE, J. (1979): Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs. Paderborn.
- KEISENBERG, F. v. (1975): Die Morphogenese der Muschelkalk-Schichtstufe am Ostsäum des Schwarzwaldes, im Bereich der württembergischen Eschach und des Heimbaches. - Göppinger Akad. Beitr., **96**.
- KELBER, K.-P. (1988): Exkursionspunkt 1: Sandgrube Wollbach bei Bad Neustadt. - Die Taphoflora von Wollbach. Führer zur Exkursion C, 20-24. - Deutsche Quartärvereinigung. 24. Wissenschaftl. Tagung in Würzburg, Hannover.
- KESSLER, G. (1973): Sedimentgeologische Untersuchungen im oberfränkischen Rhätolias. - Erlanger Geol. Abh., **93**.
- KIENZLE, M.-U. (1968): Morphogenese des westlichen Luxemburger Gutlandes. - Tübinger Geogr. Studien, **27**.
- KING, L. C. (1962): The morphology of the earth. Edinburgh.

- KLEBER, A. (1987): Die jungtertiäre und altquartäre Entwicklung von Flächen und Tälern im nördlichen Vorland der Südlichen Frankenalb. - Bayreuther Geowiss. Arb., **10**.
- (1991): Die Gliederung der Schuttdecken am Beispiel einiger oberfränkischer Bodenprofile. - Bayreuther Bodenkdl. Ber., **17**: 83-105.
 - (1991a): Gliederung und Eigenschaften der Hang-Schuttdecken und ihre Bedeutung für die Bodengenese. - Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., **66**: 807-810.
 - (1999): Cover-beds as relative-dating tools - examples from the western USA. - Z. Geomorph., N. F., **43**:31-59.
 - (1999a): Zur Übertragbarkeit des deutschen Deckschichtenkonzepts. - Peterm. Geogr. Mitt., **143**: 363-372.
- KLEBER, A. & SCHELLENBERGER, A. (1999): Hydrogeologische Verhältnisse eines Quelleinzugsgebiets im Frankenwald. - Bayreuther Forum Ökologie, **71**: 17-25.
- KLITZSCH, E. (1974): Bau und Genese der Grarets und Alter des Großreliefs im Nordost-Fezzan. - Z. Geomorph., **18**: 99-116.
- KÖRBER, H. (1962): Die Entwicklung des Maintales. - Würzburger Geogr. Arb., **10**.
- KÖSTER, E. (1964): Granulometrische und morphometrische Meßmethoden an Mineralkörnern, Steinen und sonstigen Stoffen. Stuttgart.
- KRAUSE, U. (1990): Der Mairdurchbruch zwischen Steigerwald und Haßbergen. Diss. Univ. Mainz.
- KRAUSS, H. & REIS, O. M. (1926): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, Blatt Poppenlauer, 42. München.
- KREBS, N. (1919): Morphologische Probleme in Unterfranken. - Z. Ges. Erdk., **7/8**: 307-335.
- KRISL, P. (1969): Der tiefere Sandsteinkeuper in Nordfranken. - Erlanger Geol. Abh., **75**.
- KRONBERG, P. (1995): Tektonische Strukturen in Luftbildern und Satelliten-aufnahmen. Ein Bildatlas. Stuttgart.
- KROONENBERG, S. B. & MELITZ, P. J. (1983): Summit levels, bedrock control and the etchplain concept in the basement of Suriname. - Geol. Mijn., **62**: 389-399.
- KRUTZSCH, W. (1988): Kritische Bemerkungen zur Palynologie und zur klimastratigraphischen Gliederung des Pliozäns bis tieferen Altpleistozäns in Süd-, Südwest-, Nordwest- und pro parte Mitteleuropa sowie der Lage der Pliozän/Pleistozängrenze in diesem Gebiet. - Quartärpaläontologie, **7**: 7-51.
- KRUTZSCH, W., BLUMENSTENGEL, H., KIESEL, Y. & RÜFFLE, L. (1992): Paläobotanische Klimagliederung des Alttertiärs (Mittelozeän bis Oberoligozän) in Mitteldeutschland und das Problem der Verknüpfung mariner und

- kontinentaler Gliederungen (klassische Biostratigraphien - paläobotanisch-ökologische Klimastratigraphie - Evolutions-Stratigraphie der Vertebraten). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **186**: 137-253.
- KUPPELS, I. (1988): Die Karstspalten der Schwäbischen Alb als Leitformen für die Morphogenese. - Kölner Geogr. Arb., **39**.
- KURZ, R. W. (1988): Untersuchungen zur ältest- bis mittelpleistozänen Terrassen- und Sedimententwicklung im Mittelmaintal. - Würzburger Geogr. Arb., **72**.
- LAEMMLEN, M. (1987): Neu aufgefundene tektonische Strukturen im Bereich des nordhessischen Fuldaberglandes und deren genetische Darstellung (Bl. 5223 Queck und 5323 Schlitz). - Geol. Jb. Hessen, **115**: 283-303.
- LAEMMLEN, M., PRINZ, H. & ROTH, H. (1979): Folgeerscheinungen des tiefen Salinarkarstes zwischen Fulda und der Spessart-Rhön-Schwelle. - Geol. Jb. Hessen, **107**: 205-250.
- LAUER, W., RAFIQPOOR, M. D. & FRANKENBERG, P. (1996): Die Klimate der Erde. Eine Klassifikation auf ökophysiologischer Grundlage der realen Vegetation. - Erdkunde, **50**: 275-300.
- LAWSON, A. C. (1915): Epigenetic profiles in the desert regions. - Univ. of California Publ. Dept. Geology **IX**, 3.
- LESER, H. & STÄBLEIN, G. (1975, Hrsg.): Geomorphologische Kartierung. Berlin.
- LESER, H. & PANZER, W. (1981): Geomorphologie. Braunschweig.
- LEVELT, T. W. M. (1965): Die Plateaulehne Süd-Luxemburgs und ihre Bedeutung für die morphogenetische Interpretation der Landschaft. - Publ. Fys.-Geogr. Lab. Univ. Amsterdam, **6**.
- LIEDTKE, H. (1988): Untersuchungen zur Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland - Neue Ergebnisse der Geomorphologischen Kartierung. - Berliner Geogr. Abh., **47**.
- (1989): Oberflächenformen und Reliefentwicklung im Grenzraum Saarland, Lothringen und Luxemburg. - Geogr. Rdsch., **41**: 530-536.
- (1990): Stand und Aufgabe der Eiszeitforschung. In: LIEDTKE, H. (1990, Hrsg.): Eiszeitforschung, 40-54. Darmstadt.
- LIPPOLT, H.-J. (1978): K-Ar-Untersuchungen zum Alter des Rhön-Vulkanismus. - Fortschr. Miner., **56**: 85.
- (1982): K/Ar Age Determinations and the Correlation of Tertiary Volcanic Activity in Central Europe. - Geol. Jb., **D 52**: 113-135.
- LOUIS, H. (1984): Zur Reliefentwicklung der Oberpfalz. - Relief, Boden, Paläoklima, **3**: 1-66.
- LOUIS, H. & FISCHER, K. (1979): Allgemeine Geomorphologie. 4. Auflage. Berlin-New York.

- LOZÁN, J. L., GRASSL, H. & HUPFER, P. (1998, ed.): Warnsignal Klima - Wissenschaftliche Fakten. Hamburg.
- LÜTTIG, G. W. (1997): Fränkische Flußgeschichten. - Geol. Bl. NO-Bayern, **47**: 151-180.
- MACHATSCHEK, F. (1973): Geomorphologie. Bearb. v. H. GRAUL und C. RATHJENS. Stuttgart.
- MADER, D. (1990): Paleoecology of the Flora in Buntsandstein and Keuper in the Triassic of Middle Europe. Stuttgart.
- MAI, D. H. (1995): Tertiäre Vegetationsgeschichte Europas. Jena.
- MAI, D. H. & WALTHER, H. (1988): Pliozäne Floren in Thüringen. - Quartärpaläontologie, **7**: 55-297.
- MAINGUET, M. (1972): Le modèle des gres. Problèmes généraux. 2 Bde. Paris.
- MARIOLAKOS, I. (1969): Hydrogeologische Verhältnisse des Blattes Haßfurt. - Erlanger geol. Abh., **74**.
- MARTINI, E., ROTHE, P., KELBER, K.-P. & SCHILLER, W. (1994): Sedimentäres Tertiär der Rhön (Exkursion I am 9. April 1994). - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **76**: 219-244.
- MAYR, H. (1979): Gebiörmorphologische Untersuchungen an miozänen Gliriden (Mammalia, Rodentia) Süddeutschlands. Diss. Univ. München.
- Mc GEE, W. J. (1897): Sheetflood erosion. - Bull. Geol. Soc. Amer., **8**: 87-112.
- MELHORN, W. N. & EDGAR, D. E. (1975): The case for episodic, continental-scale erosion surfaces: a tentative geodynamic model. In: MELHORN, W. N. & FLEMAL, R. C. (1975, ed.): Theories of landform development, 243-276. Birmingham/New York.
- MENKE, B. (1975): Vegetationsgeschichte und Florenstratigraphie Nordwestdeutschlands im Pliozän und Frühquartär. Mit einem Beitrag zur Biostratigraphie des Weichselfrühglazials. - Geol. Jb., **A 26**: 3-151. Hannover.
- MENSCHING, H. (1957): Geomorphologie der Hohen Rhön und ihres südlichen Vorlandes. - Würzburger Geogr. Arb., **4/5**: 47-88.
- (1960): Periglazial-Morphologie und quartäre Entwicklungsgeschichte der Hohen Rhön und ihres östlichen Vorlandes. - Würzburger Geogr. Arb., **7**.
 - (1964): Die regionale und klimatisch-morphologische Differenzierung von Bergfußflächen auf der Iberischen Halbinsel. - Würzburger Geogr. Arb., **12**: 141-158.
 - (1968): Bergfußflächen und das System der Flächenbildung in den ariden Subtropen und Tropen. - Geol. Rdsch., **58**: 62-82.
 - (1973): Pediment und Glacis. - Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd., **17**: 135-155.

-
- (1976): Fluviale und äolische Formungsprozesse arider Morphodynamik an Stufenrändern des saharischen Hamada-Reliefs. - Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd., **24**: 120-127.
 - (1984): Julius Büdel und sein Konzept der Klima-Geomorphologie - Rückschau und Würdigung. - Erdkunde, **38**: 157-166.
- MEYER, R. & SCHMIDT-KALER, H. (1981): Lias (Schwarzer oder Unterer Jura). In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (1981, Hrsg.): Geologische Karte von Bayern 1:500000 mit Erläuterungen, 55-57. München.
- MICHEL, P. (1977): Geomorphologische Forschungen in Süd- und Zentral-Mauretanien. - Mitt. d. Basler Afrika Bibl., **19**: 81-108.
- MIGON, P. (1997): The geological control, origin and significance of inselbergs in the Sudetes, NE Bohemian Massif, Central Europe. - Z. Geomorph., N. F., **41**: 45-66.
- MORTENSEN, H. (1948): Das morphologische Härteverhältnis Hornfels-Granit im Harz (südliches Brockenmassiv). - Ein Beitrag zur Morphologie des Hochharzes. - Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl., 8-20.
- (1949): Rumpffläche - Stufenlandschaft - Alternierende Abtragung. - Peterm. Geogr. Mitt., **93**: 1-14.
- MÜLLER, G. (1964): Sediment Petrologie Teil I, Methoden der Sediment-Untersuchung. Stuttgart.
- MÜLLER, J. (1996): Grundzüge der Naturgeographie von Unterfranken. - Fränkische Landschaft, **1**. Gotha.
- MÜLLER, K.-H. (1973): Zur Morphologie des zentralen Hintertaunus und des Limburger Beckens. - Marburger Geogr. Schr., **58**.
- MÜLLER-HOHENSTEIN, K. (1981): Die Landschaftsgürtel der Erde. Stuttgart.
- NATURPARK HASSBERGE (1983, Hrsg.): Begleitheft zur Geologischen Exkursionsroute im Naturpark Haßberge. Haßfurt.
- OEHM, B. (1994): Das östliche Rhönvorland an der Wende Pliozän - Pleistozän. Diss. Univ. Halle/S.
- OLBERT, G. (1975): Talentwicklung und Schichtstufenmorphogenese am Südrand des Odenwaldes. Diss. Univ. Tübingen.
- OLLIER, C. D. (1969): Weathering. Edinburgh.
- (1978): Inselbergs of Namib Desert. Processes and history. - Z. Geomorph., N. F., Suppl., **31**: 161-176.
 - (1981): Tectonics and landforms. - Geomorphology Texts, **6**. New York.
- OPFERMANN, C. (1983): Zur Geologie des SE-Quadranten von Blatt 6030 Eltmann der Topographischen Karte von Bayern 1:25000. Kartierung und Erläuterungen unter besonderer Berücksichtigung der quartären Ablagerungen. Unveröff. Diplomarb. Würzburg.

- PALMQUIST, R. C. (1975): The compatibility of structure, lithology and geomorphic models. In: MELHORN, W. N. & FLEMAL, R. C. (1975, ed.): Theories of landform development, 145-167. Birmingham/New York.
- PENCK, W. (1920): Wesen und Grundlage der morphologischen Analyse. - Ber. Math.-phys. Kl. Sächs. Akad. Wiss. Leipzig, **72**: 65-102.
- (1924): Die morphologische Analyse. Stuttgart.
- PFEFFER, K. H. (1967): Beiträge zur Geomorphologie der Karstbecken im Bereiche des Monte Velino, Zentralappennin. - Frankfurter Geogr. H., **42**.
- (1975): Zur Genese von Oberflächenformen in Gebieten mit flachlagernden Carbonatgesteinen. Wiesbaden.
- (1978): Karstmorphologie. - Erträge der Forschung, **79**.
- (1982): Pegnitztal und Karstgebiet Königsstein. - Abh. Karst- und Höhlenkd., **A 17**:110-119. München.
- (1997): Zur Genese der Landschaften und des Gewässernetzes im Südwesten Deutschlands. - Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., **82**: 21-39.
- POHL, J. & SOFFEL, H. (1977): Paleomagnetic and rock magnetic investigations of Tertiary volcanics in Bavaria. - J. Geophys., **42**: 459-474.
- POSER, H. & HÖVERMANN, J. (1952): Beiträge zur morphometrischen und morphologischen Schotteranalyse. - Abh. Braunschweig Wiss. Ges., **IV**: 12-36.
- PRÖSCHOLDT, H. (1895): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, Blatt Römheld. Berlin.
- PRINZ, H. (1970): Fossile Einbruchschlote im Mittleren Buntsandstein der Vorderrhön, entstanden durch Auslaugung von Salzgesteinen im tiefen Zechsteinuntergrund. - Rock Mech., Suppl., **1**: 35-42.
- (1973): Zur Entstehung von Einbruchschloten und Korrosionskesseln über tiefem Salinarkarst. - Proc. Symp. Erdfälle und Bodensenkung, **St2-D**: 1-6.
- PUHAN, D. (1994): Anleitung zur Dünnschliffmikroskopie. Stuttgart.
- RACHL, R. (1983): Die Chiroptera (Mammalia) aus den mittelmiozänen Kalken des Nördlinger Rieses (Süddeutschland). Diss. Univ. München.
- RATHJENS, C. (1968): Schichtflächen und Schnittflächen im Trockenklima. - Regio Brasiliensis, **9**: 162-169.
- (1970): Gedanken und Beobachtungen zur Flächenbildung im tropischen Indien. - Tübinger Geogr. Stud., **34**: 155-161.
- RECK, H. (1912): Die morphologische Entwicklung der süddeutschen Schichtstufenlandschaft im Lichte der Davis'schen Cyclustheorie. - Z. dt. Geol. Ges., **64**: 81-232.
- REHFUESS, K. (1981): Waldböden. Hamburg-Berlin.
- REICHELT, G. (1961): Über Schotterformen und Rundungsgradanalyse als Feldmethode. - Peterm. Geogr. Mitt., **105**: 15-24.

- REIS, O. M. (1914): Erläuterungen zur geologischen Karte des Königreichs Bayern 1:25000, Blatt Nr. 41, Kissingen. München.
- REIS, O. M. & SCHUSTER, M. (1914): Erläuterungen zur geologischen Karte des Königreichs Bayern 1:25000, Blatt Nr. 67, Ebenhausen. München.
- RICHTER, G. (ed.) (1998): Bodenerosion. Analyse und Bilanz eines Umweltproblems. Darmstadt.
- RÖGNER, K. J. (1989): Geomorphologische Untersuchungen in Negev und Sinai. - Paderborner Geogr. Stud., **1**.
- RÖMER, W. (1993): Die Morphologie des Alkalikomplexes von Jacupiranga und seiner Umgebung. - Aachener Geogr. Arb., **26**.
- RÖSNER, U. (1988): Die mainfränkische Lößprovinz - Sedimentologische, pedologische und morphodynamische Prozesse der Lößbildung während des Pleistozäns in Mainfranken. Diss. Univ. Erlangen.
- RÖSNER, U. & SKOWRONEK, A. (1988): Mainfränkische Löss. Führer zur Exkursion B. - Deutsche Quartärvereinigung. 24. Wissenschaftliche Tagung in Würzburg.
- ROHDENBURG, H. (1965): Die Muschelkalkschichtstufe am Ostrand des Sollings und Bramwaldes. Eine morphogenetische Untersuchung unter besonderer Berücksichtigung der jungquartären Hangformung. - Göttinger Geogr. Abh., **33**.
- (1969): Hangpedimentation und Klimawechsel als wichtigste Faktoren der Flächen- und Stufenbildung in den wechselfeuchten Tropen. - Göttinger Bodenkdl. Ber., **10**: 57-152.
- (1970): Hangpedimentation und Klimawechsel als wichtigste Faktoren der Flächen- und Stufenbildung in den wechselfeuchten Tropen. - Z. Geomorph., N. F., **14**: 58-78.
- (1971): Einführung in die klimagenetische Geomorphologie. Gießen.
- (1983): Beiträge zur allgemeinen Geomorphologie der Tropen und Subtropen. - Catena, **10**: 393-438.
- (1989): Landschaftsökologie-Geomorphologie. Cremlingen.
- ROTH, C. H. (1989): Die Raubtierfauna (Carnivora, Mamm.) der untermiozänen Spaltenfüllung von Eckertshofen 2 bei Eichstätt/Bayern. - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **29**: 163-205.
- ROTH, R. (1978): Die Stufenrandzone der Schwäbischen Alb zwischen Erms und Fils. Diss. Univ. Tübingen.
- ROTHE, P. (1994): Gesteine: Entstehung, Zerstörung, Umbildung. Darmstadt.
- RUDDIMAN, W. F. & KUTZBACH, J. E. (1991): Plateaubildung und Klimaänderung. - Spektrum der Wissenschaft, Mai 1991: 114-125.

- RÜCKERT, G. (1976): Die Böden. In: SCHRÖDER (1976): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:25000, Blatt Nr. 5829 Hofheim i. UFr., 87-92. München.
- RÜFFLE, L. (1963): Die obermiozäne (sarmatische) Flora vom Randecker Maar. - Paläont. Abh., **1**: 139-295.
- RUNGE, J. (1993): Lateritic Crusts as Climate-Morphological Indicators for the Development of Planation Surfaces - Possibilities and Limits. - Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd., **92**: 201-216.
- RUSSOW, F. & HEINRICH, J. (2000): Jungholozäne Überprägungen von Deckschichten und Böden des Mittelgebirgsraumes durch biomechanische Prozesse. - Geomorphologie und Umweltgeschichte. Tagungsprogramm und Abstracts zur 26. Jahrestagung des AK Geomorphologie, 99-100. Trier.
- RUST, U. & WIENEKE, F. (1973): Die Rundungsgradanalyse nach Reichelt als Feldmethode in Trockengebieten. - Peterm. Geogr. Mitt., **117**: 118-123.
- RUTTE, E. (1957): Einführung in die Geologie von Unterfranken. Würzburg.
- (1971): Pliopleistozäne Daten zur Änderung der Hauptabdachung im Main-Gebiet, Süddeutschland. - Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd., **12**: 51-72.
- RUTTE, E. & WILCZEWSKI, N. (1995): Mainfranken und Rhön. - Samml. Geol. Führer, **74**.
- SCHEU, E. (1909): Zur Morphologie der Schwäbisch-Fränkischen Stufenlandschaft. - Forsch. z. dt. Landes- u. Volkskde., **18**.
- SCHILLING, W. & WIEFEL, H. (1962): Jungpleistozäne Periglazialbildungen und ihre regionale Differenzierung in einigen Teilen Thüringens und des Harzes. - Geologie, **11**: 428-460.
- SCHIMECZEK, W. (1958): Morphographie der Schichtstufe in den Haßbergen. Zulassungsarb. Univ. Würzburg.
- SCHIRMER, W. (1966): Stratigraphie, Tektonik und Quartärgeschichte des Gebietes um Lichtenfels/Ofr. Diss. Univ. Erlangen.
- (1974): Übersicht über die Lias-Gliederung im nördlichen Vorland der Frankenalb. - Z. Dt. Geol. Ges., **125**: 173-182.
- (1981): Holozäne Mainterrassen und ihr pleistozäner Rahmen (Exkursion G am 25. April 1980). - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **63**: 103-115.
- (1988): Junge Flußgeschichte des Mains um Bamberg. Mit Beitr. von U. SCHIRMER, G. SCHÖNFISCH & H. WILLMES. Führer zur Exkursion H. - Deutsche Quartärvereinigung. 24. Wissenschaftl. Tagung in Würzburg. Hannover.
- SCHLEICH, H. H. (1981): Jungtertiäre Schildkröten Süddeutschlands unter besonderer Berücksichtigung der Fundstelle Sandelzhausen. - Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **48**.

- (1983): Die mittelmiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 13. *Chamaeleo bavaricus* sp. nov., ein neuer Nachweis aus dem Jungtertiär Süddeutschlands. - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **23**: 77-81.
 - (1984): Neue Reptilienfunde aus dem Tertiär Deutschlands. 1. Schildkröten aus dem Jungtertiär Süddeutschlands. - Naturw. Z. Niederbayern, **30**: 63-93.
 - (1984a): Neue Reptilienfunde aus dem Tertiär Deutschlands. 2. *Chamaeleo pfeili* sp. nov. von der untermiozänen Fossilfundstelle Rauscheröd/Niederbayern (Reptilia, Sauria, Chamaeleonidae). - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **24**: 97-103.
 - (1985): Zur Verbreitung tertiärer und quartärer Reptilien und Amphibien. I. Süddeutschland. - Münchener Geow. Abh., **A 4**: 67-149.
- SCHMIDT, K.-H. (1976): Strukturbedingte tertiäre Reliefgestaltung am Beispiel von Kalkgebieten am Nordrand des rechtsrheinischen Schiefergebirges. - Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd., **24**: 68-78.
- (1980): Eine neue Methode zur Ermittlung von Stufenrückwanderungsraten, dargestellt am Beispiel der Black Mesa Schichtstufe, Colorado Plateau, USA. - Z. Geomorph., N. F., **24**: 180-191.
 - (1987): Factors influencing structural landform dynamics on the colorado plateau - about the necessity of calibrating theoretical models by empirical data. In: AHNERT (1987, ed.): 51-66.
 - (1989): Talus and pediment flatirons. Erosional and depositional features on dryland cuesta scarps. Catena suppl., **14**: 107-118.
- SCHMITTHENNER, H. (1954): Die Regeln der morphologischen Gestaltung im Schichtstufenland. - Peterm. Geogr. Mitt., **98**: 3-10.
- (1956): Probleme der Schichtstufenlandschaft. - Marburger Geogr. Schr., **3**.
- SCHNÜTGEN, A. (1981): Analysen zur Verwitterung und Bodenbildung in den Tropen an Proben von Sri Lanka. - Relief, Boden, Paläoklima, **1**: 7-183.
- SCHNÜTGEN, A. & SPÄTH, H. (1983): Mikromorphologische Sprengung von Quarzkörnern durch Eisenverbindungen in tropischen Böden. - Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd., **48**: 17-34.
- SCHRÖDER, B. (1962): Zur Morphogenese im Ostteil der Süddeutschen Scholle. - Geol. Rdsch., **58**: 10-32.
- (1965): Tektonik und Vulkanismus im oberpfälzer Bruchschollenland und fränkischen Grabfeld. - Erlanger Geol. Abh., **60**.
 - (1974): Malmeinschlüsse in einem Schlot der Heldburger Gangschar. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1974, 54-64.
 - (1976): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:25000, Blatt Nr. 5829 Hofheim i. UFr. München.

- (1993): Morphotektonik am Nordrand der Süddeutschen Scholle - Rhön/Grabfeld als Beispielsgebiet. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **189**: 289-300.
 - (1998): Känozoische Landschaftsgeschichte am Ostrand der Rhön - Vulkan- und Subrosionsschlote als Hauptindikatoren. - Bochumer Geogr. Arb., Sonderr., **13**: 80-85.
- SCHRÖDER, B. & WELZEL, E. (1966): Exkursionsführer im Keuper der Haßberge. - Geol. Bl. NO-Bayern, **16**: 139-152.
- SCHRÖDER, B., LEITZ, F., HECHT, G. & WEISS (1992): Exkursionsführer zur Exkursion am 14.6.1992 „Keuper in Franken und Thüringen“, 2. Jahreshauptversammlung, Thüringer Geologischer Verein.
- SCHULTZ, J. (1988): Die Ökozonen der Erde. Stuttgart.
- SCHUMANN, W. (1982): Steine und Mineralien. München.
- SCHUMM, S. A. & CHORLEY, R. J. (1966): Talus weathering and scarp recession in the Colorado Plateau. - Z. Geomorph., N. F., **10**: 11-36.
- SCHUNKE, E. (1968): Die Schichtstufenhänge im Leine-Weser Bergland in Abhängigkeit vom geologischen Bau und Klima. - Göttinger Geogr. Abh., **43**.
- (1988): Die Fußflächen- und Schichtkammlandschaften der Richardson Mountains (NW-Kanada). - Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, II. Math. Phys. Kl. Göttingen, **5**: 79-110.
- SCHUNKE, E. & HECKENDORFF, W.-D. (1976): Resistenzstufen und Kryoplanation - Beobachtungen aus dem periglazialen Milieu Islands. - Z. Geomorph., Suppl. Bd., **24**: 88-98.
- SCHUNKE, E. & SPÖNEMANN, J. (1972): Schichtstufen und Schichtkämme in Mitteleuropa. - Göttinger Geogr. Abh., **60**: 65-92.
- SCHUSTER, M. (1927): Abriß der Geologie von Bayern r. d. Rheins. IV. Abt. München.
- (1933): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000 Blatt Neustadt a. d. Saale, Nr. 26. München.
- SCHWANECKE, W. (1970): Die periglaziären Umlagerungszonen im Hügelland und Mittelgebirge der DDR und ihre bodenkundliche Deutung. - Tagungsber. Dt. Akad. Landwirtschaftsw. zu Berlin, **102**: 83-107.
- SCHWARZ, R. (1970): Die Schichtstufenlandschaft der Causses. - Tübinger Geogr. Stud., **39**.
- SCHWARZBACH, M. (1988): Das Klima der Vorzeit. 4. Auflage. Stuttgart.
- SCHWARZMEIER, J. (1981): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:25000, Blatt Nr.6027 Grettstadt. München.
- (1982): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:25000, Blatt Nr. 5927 Schweinfurt. München.

-
- (1983): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:25000, Blatt Nr. 6127 Volkach. München.
 - SEEFELDNER, E. (1914): Morphogenetische Studien aus dem Gebiet des fränkischen Jura. - Forsch. z. dt. Landes- und Volkskde., **21**: 227-304.
 - SELMEIER, A. (1983): *Carapoxylon ortenburgense* n. sp. (Meliaceae) aus dem untermiozänen Ortenburger Schotter von Rauscheröd (Niederbayern). - Mitt. Bayer. Staatssl. Paläont. hist. Geol., **23**: 95-117.
 - SEMMELE, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. - Frankfurter Geogr. H., **45**.
 - (1973, Hrsg.): Neue Ergebnisse der Karstforschung in den Tropen und im Mittelmeerraum. - Geogr. Z., Beih., **32**.
 - (1974): Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet. In: SEMMELE, A. (1974, Hrsg.): Das Eiszeitalter im Rhein-Main-Gebiet. - Rhein-Mainische Forschungen, **78**, 9-56.
 - (1977, 1983): Grundzüge der Bodengeographie. 1. und 2. Auflage. Stuttgart.
 - (1984): Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland. 4. Auflage. - Geogr. Z., Beih., **30**.
 - (1985): Periglazialmorphologie. - Erträge der Forschung, **231**.
 - (1990): Periglaziale Formen und Sedimente. In: LIEDTKE, H. (1990, Hrsg.): Eiszeitforschung, 250-260. Darmstadt.
 - (1991): Schuttdecken und ihre Bedeutung für den Landschaftshaushalt in hessischen Mittelgebirgen. - Geogr. Rdsch. **43**: 298-302.
 - (1994): Das Süddeutsche Stufenland mit seinen Grundgebirgsrändern. In: LIEDTKE, H. & MARCINEK, J. (1994): Physische Geographie Deutschlands, 389-437. Gotha.
 - (1996): Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland. - Geogr. Z., Beih., **30**.
 - SEUFFERT, O. (1968): Klimatische und nichtklimatische Faktoren der Fußflächenentwicklung im Bereich der Gebirgsvorländer und Grabenregionen Sardiniens. - Geol. Rdsch., **58**: 98-110.
 - (1981): Zur Theorie der Fließwassererosion. - Geoökodynamik, **2**: 141-164.
 - (1993): Die Eiszeit lebt! - Lebt die Eiszeit? - Peterm. Geogr. Mitt., **137**: 153-167.
 - SKOWRONEK, A. (1982): Paläoböden und Löss in Mainfranken vor ihrem landschaftsgeschichtlichen Hintergrund. - Würzburger Geogr. Arb., **57**: 89-107.
 - SPÄTH, H. (1969): Die Großformen im Glocknergebiet. - Wiss. Alpenvereinsh., **21**: 117-142.
 - (1973): Morphologie und morphologische Probleme in den Haßbergen und im Coburger Land. - Würzburger Geogr. Arb., **39**.

- (1976): Die Reliefgenerationen der Haßberge und des Coburger Landes. - Z. Geomorph., N. F., **20**: 448-467.
- (1977): Rezente Verwitterung und Abtragung an Schicht- und Rumpfstufen im semiariden Westaustralien. - Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd., **28**: 81-100.
- (1981): Bodenbildung und Reliefentwicklung in Sri Lanka. - In: BREMER et al. (1981): Zur Morphogenese in den feuchten Tropen. Verwitterung und Reliefbildung am Beispiel von Sri Lanka, 185-238. - Relief, Boden, Paläoklima, **1**.
- (1983): Flächenbildung in Nordwest-Australien. - Geoökodynamik, **4**: 191-208.
- (1986): Die Bedeutung der „Eisrinde“ für die periglaziale Denudation. - Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd., **61**: 3-23.
- SPITZLBERGER, G. (1984): Die Rieskatastrophe in ihrer Auswirkung auf die Florengeschichte Mitteleuropas. - Naturw. Z. Niederbayern, **30**: 173-177.
- (1986): Die miozänen Blattfloren von Maßendorf und Berg bei Mainburg (Niederbayern). - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **26**: 59-88.
- SPÖNEMANN, J. (1966): Geomorphologische Untersuchungen an Schichtkämmen des niedersächsischen Berglandes. - Göttinger Geogr. Abh., **36**.
- (1989): Homoclinal ridges in Lower Saxony. - Catena suppl., **15**: 133-149.
- SPRINGORUM, D. (1969): Zur Tektonik des Grabens von Münnerstadt und seiner weiteren Umgebung. Diss. Univ. Würzburg.
- STÄBLEIN, G. (1968): Reliefgenerationen der Vorderpfalz. - Würzburger Geogr. Arb., **23**: 1-192.
- (1970): Grobsediment-Analyse als Arbeitsmethode der genetischen Geomorphologie. - Würzburger Geogr. Arb., **27**.
- (1972): Zur Frage geomorphologischer Spuren arider Klimaphasen im Oberrheingebiet. - Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd., **15**: 66-86.
- (1973): Rezente und fossile Spuren der Morphodynamik in Gebirgsrandzonen des Kastilischen Scheidegebirges. - Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd. **17**: 177-194.
- STÄBLEIN, G. & GEHRENKEMPER, H. (1977): Ranas der Sierra de Guadalupe, Untersuchungen zu Gebirgsrandformationen. - Z. Geomorph., N. F., **21**: 411-430.
- STARKEL, L. (1999): Space and time scales in geomorphology. - Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd., **115**: 19-33.
- STINGL, H. (1979): Strukturformen und Fußflächen im westlichen Argentinien. - Erlanger Geogr. Arb., Sonderbd., **10**.
- STINGL, H. & GARLEFF, K. (1987): Neue Ergebnisse zum alten Thema "Struktur- und Skulpturformen". - Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd., **66**: 65-71.
- STINGL, H., GARLEFF, K. & BRUNOTTE, E. (1983): Pedimenttypen im westlichen Argentinien. - Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd., **48**: 213-224.

- STÖRR, M. (1983): Die Kaolinlagerstätten der Deutschen Demokratischen Republik. - Schriftenr. Geol. Wiss., **18**.
- STREIT, R. (1977): Das Bruchschollenland der Nördlichen Frankenalb und ihrer Umgebung und des Gebietes zwischen den Haßbergen und der Rhön (Ergebnisse einer Luftbilddauswertung). - Geol. Jb., **A 37**: 3-32.
- SUMMERFIELD, M. A. & THOMAS, M. F. (1987): Long-term landform development: editorial introduction. In: GARDINER, V. (1987, ed.): International Geomorphology 1986. Proc. First Intern. Conf. on Geomorph. Part I., II., 927-933. Chichester.
- THIEM, W. (1972): Geomorphologie des westlichen Harzlandes und seiner Fußregion. - Jb. Geogr. Ges. Hann., Sonderh. **6**.
- THOMAS, M. F. (1974): Tropical geomorphology. London.
- (1978): The study of inselbergs. - Z. Geomorph., N. F., Suppl., **31**: 1-41.
 - (1989): The role of etch processes in landform development. I. Etching concepts and their applications. - Z. Geomorph., N. F., **33**: 129-142.
 - (1989a): The role of etch processes in landform development. II. Etching and the formation of relief. - Z. Geomorph., N. F., **33**: 257-274.
 - (1994): Geomorphology in the tropics. Chichester.
- THOMAS, M. F. & SUMMERFIELD, M. A. (1987): Long-term landform development: key themes and research problems. In: GARDINER, V. (1987, ed.): International Geomorphology 1986. Proc. First Intern. Conf. on Geomorph. Part I., II., 935-956. Chichester.
- THÜRACH (1888/1889): Übersicht über die Gliederung des Keupers im nördlichen Franken im Vergleiche zu den benachbarten Gegenden. - Geogn. Jhb., **1**: 75-162, **2**: 1-90.
- TILLMANN, W. (1977): Zur Geschichte von Urmain und Urdonau zwischen Bamberg, Neuburg/Donau und Regensburg. - Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **30**.
- (1980): Zur plio-pleistozänen Flußgeschichte von Donau und Main in Nordostbayern. - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **62**: 199-205.
- TRICART, J (1951): Die Entstehungsbedingungen des Schichtstufenreliefs im Pariser Becken. - Peterm. Geogr. Mitt., **95**: 98-105.
- TRUSHEIM, F. (1964): Über den Untergrund Frankens. Ergebnisse von Tiefbohrungen in Franken und Nachbargebieten 1953-1960. - Geologica Bavarica, **54**.
- TWIDALE, C. R. (1971): Structural landforms. Cambridge.
- (1976): Analysis of landforms. Sydney-New York-London-Toronto.
 - (1978): On the origin of pediments in different structural settings. - Americ. J. Science, **278**: 1138-1176.

-
- (1978a): On the origin of Ayers Rock, Dentr al Australia. - Z. Geomorph., N. F., Suppl., **31**: 177-206.
- (1991): A model of landscape evolution involving increased and increasing relief amplitude. - Z. Geomorph., N. F., **35**: 85-109.
- TWIDALE, C. R. & BOURNE, J. A. (1978): Bornhardts. - Z. Geomorph., N. F., Suppl., **31**: 111-137.
- TWIDALE, C. R. & MILNES, A. R. (1983): Slope processes late in arid scarp retreat. - Z. Geomorph., N. F., **27**: 343-361.
- ULBRICH, R. (1949): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000, Blatt Stadtlauringen (Nordhälfte). Unveröff. Diplomarb. Univ. Würzburg.
- VALETON, I. (1956): Fossile Bodenbildungen an der Sohle des Maintales. - Geologica Bavarica, **25**: 44-50.
- VILES, H. A. (2000, ed.): Recent advances in field and laboratory studies of rock weathering. - Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd., **120**.
- VÖLKEL, J. (1995): Periglaziale Deckschichten und Böden im Bayerischen Wald und seinen Randgebieten, Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd., **96**: 1-301.
- WAGNER, G. (1927): Morphologische Grundfragen im süddeutschen Schichtstufenland. - Z. Dt. Geol. Ges., **79**: 355-374.
- WEBER, H. (1955): Einführung in die Geologie von Thüringen. Berlin.
- WEBER, K. (1999): Lineartektonisch gesteuerte Reliefentwicklung am Kelheimer Vorsprung der südöstlichen Frankenalb. - Geol. Bl. NO-Bayern, **49**: 1-38.
- WEINELT, W. (1952): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:25000, Blatt Stadtlauringen (Südhälfte). Unveröff. Diplomarb. Univ. Würzburg.
- WEISE, O. (1967): Reliefgenerationen am Ostrand des Schwarzwaldes. - Würzburger Geogr. Arb., **21**.
- (1970): Zur Morphodynamik der Pediplanation.- Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd., **10**: 64-87.
- WELTE, A. (1931): Morphologische Studien in Nordfranken. Ein Beitrag zur Entwicklungsgeschichte des Flußsystems der fränkischen Saale. - Mitt. d. Geogr. Ges. Würzburg, **5/6**: 1-82.
- WELZEL, E. (1964): Geologie der nördlichen Haßberge auf Blatt Oberlauringen. Unveröff. Diplomarb. Univ. Erlangen.
- WESSEL, K. (1996): Empirisches Arbeiten in der Wirtschafts- und Sozialgeographie. Paderborn.
- WICHE, K. (1963): Fußflächen und ihre Deutung. - Mitt. Österr. Geogr. Ges. **105**: 519-532.
- WIEGANK, F. (1993): Korrelation und Chronologie paläoklimatischer Ereignisse des Pliozäns und Pleistozäns. - Peterm. Geogr. Mitt., **137**: 169-182.
- WILHELMY, H. (1958): Klimamorphologie der Massengesteine. Braunschweig.

-
- (1974): Klimageomorphologie in Stichworten. Würzburg.
 - (1981): Geomorphologie in Stichworten. II. Exogene Morphodynamik. Kiel.
 - WIRTHMANN, A. (1987): Geomorphologie der Tropen. Erträge der Forschung, **248**. Darmstadt.
 - (1994): Gedanken zur Genese der Gäufläche oder die Grenzen der Klimageomorphologie. - Würzburger Geogr. Arb., **89**: 65-71.
 - WISSMANN, H. v. (1951): Über seitliche Erosion. - Colloquium Geographicum, **1**.
 - WITTMANN, O. (1982): Paläoböden in Nordbayern und im Tertiärhügelland. - Geol. Jb., **F 14**: 45-62.
 - WOLDENBERG, M. (1985, ed.): Models in Geomorphology. London.
 - WURM, A. (1935/36): Morphologische Analyse und Experiment Schichtstufenlandschaft. - Z. Geomorph., N. F., **9**: 57-87.
 - (1956): Beiträge zur Flußgeschichte des Mains und zur diluvialen Tektonik des Maingebietes. - Geologica Bavarica, **25**: 1-21.
 - WURSTER, P. (1964): Geologie des Schilfsandsteins. - Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **33**.
 - (1968): Paläogeographie der deutschen Trias und paläogeographische Orientierung der Lettenkohle in Südwestdeutschland. - Eclogae geol. Helv., **61**: 157-166.
 - YAIR, A. & GERSON, R. (1974): Mode and rate of escarpment retreat in an extremely arid environment Sharm el Sheikh, Southern Sinai Peninsula. - Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd., **21**: 202-215.
 - YOUNG, A. (1972): Slopes. Edinburgh.
 - ZECH, W., WILKE, B. & DREXLER, O. (1979): Analytische Kennzeichnung von Karstschlotten-Füllungen in der Fränkischen und Schwäbischen Alb. - Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd., **33**: 182-193.
 - ZEESE, R. (1972): Die Talentwicklung von Kocher und Jagst im Keuperbergland. Flußgeschichte als Beitrag zur Deutung der Schichtstufenmorphogenese. - Tübinger Geogr. Stud., **49**.
 - (1983): Reliefentwicklung in Nordost-Nigeria. Reliefgenerationen oder morphogenetische Sequenzen. Z. Geomorph., Suppl. Bd., **48**: 225-234.
 - (1996): Umweltveränderungen und Landschaftsentwicklung in Zentral- und Nordostnigeria. Habilitationsschrift Köln.
 - ZIEGLER, R. & FAHLBUSCH, V. (1986): Kleinsäuger-Faunen aus der basalen Oberen Süßwasser-Molasse Niederbayerns. - Zitteliana, **14**: 3-58.
 - ZIENERT, A. (1986): Grundzüge der Großformenentwicklung Süddeutschlands. Selbstverlag. Heidelberg.
 - (1992): Grundzüge der Großformenentwicklung in Franken. Selbstverlag. Heidelberg.

ZUBAKOV, V. A. & BORZENKOVA, I. I. (1990): Global Palaeoclimate of the Late Cenozoic. Amsterdam.

II. Kartenverzeichnis

Verzeichnis der topographischen Übersichtskarten (TK) 1:100000:

C 5926 Schweinfurt

C 5930 Coburg

C 6326 Kitzingen

C 6330 Bamberg

Vom Verfasser werden aus Übersichtsgründen ergänzend die orohydrographischen Ausgaben empfohlen; großmaßstäbliche Blattschnitte s. Text. Vom Bayerischen Landesvermessungsamt wurde inzwischen auch eine digitale Version der TK 50 herausgegeben.

Verzeichnis der geologischen Karten (GK, Jahreszahlen -sofern vorhanden- nach den jeweiligen Erläuterungen, s. Literaturliste) :

Aktuelle amtliche Blätter des Geologischen Landesamtes:

Geologische Karte von Bayern 1:500000 (BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1981)

Geologische Karte von Bayern 1:100000:

- Blatt Nr. 510 Schweinfurt (BESCHOREN 1955)
- Naturpark Steigerwald (1991)

Geologische Karte von Bayern 1:25000:

- 5829 Hofheim i. Ufr. (SCHRÖDER 1976)
- 5831 Seßlach (HOFFMANN 1970)
- 5927 Schweinfurt (SCHWARZMEIER 1982)
- 5928 Obertheres (BÜTTNER 1989)
- 6027 Grettstadt (SCHWARZMEIER 1981)
- 6127 Volkach (SCHWARZMEIER 1983)
- 6128 Ebrach (EMMERT 1985)

Sonstige geologische Detailkartierungen:

Geologische Karte von Bayern 1:25000:

- 26 Neustadt a. der Saale (SCHUSTER 1933)
- 42 Poppenlauer (KRAUSS & REIS 1926)

Geologische Karte des Königreiches Bayern 1:25000:

- 41 Kissingen (REIS 1914)
- 67 Ebenhausen (REIS & SCHUSTER 1914)

Geologische Spezialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten:

- Rieth (BEYSCHLAG, im bay. Teil THÜRACH 1895)
- Römheld (PRÖSCHOLDT, im bay. Teil THÜRACH 1895)

Sonstige publizierte Karten:

- Teilkartierung aus den Blättern 5730 Heldburg und 5838 Pfarrweisach (BORG 1986)
- 5929 Haßfurt (MARIOLAKOS 1969)
- Schwanberg (CHRISTA 1925)

Diplomkartierungen Geologisches Institut der Universität Würzburg:

- Stadtlauringen (Nordhälfte, ULBRICH 1949)
- Stadtlauringen (Südhälfte, WEINELT 1952)
- SE-Quadrant TK 25 Nr. 6030, Eltmann (OPFERMANN 1983)

Positionsblätter (Bestand GLA München):

- 27 d, Saal a. d. S. (PFAFF)
- 43 b, Oberlauringen (SCHUSTER 1928)
- 44 d, Essfeld (SCHUSTER 1929)
- 68 a, Maßbach
- 70 c, Hofheim (SCHWARZ)

Positionsblätter (Bestand Geologisches Institut der Universität Würzburg):

- 25, Steinach

Sonstige nicht publizierte Karten:

- Königshofen (SCHUSTER n. alter, nicht mehr vorhandener Kartierung von THÜRACH)

Verzeichnis der bodenkundlichen Karten:

- bodenkundliche Übersichtskarte 1: 500000 (BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1955)
- verschiedene forstamtliche Standortkartierungen

III. Endnoten

- 1 *Technischer Hinweis: in der vorliegenden Arbeit werden zur besseren Lesbarkeit des Textes Endnoten verwendet, in denen vor allem längere Literaturverweise und ausführlichere Exkurse zu bestimmten Thematiken dargestellt sind. Dabei werden auch zum Teil sehr komplexe Thematiken angesprochen, die für das Verständnis des Textes nicht notwendig sind.*
- 2 Forschungsstand u. a. in BLOOM (1991), CHORLEY et al. (1984), FÜCHTBAUER & MÜLLER (1970), GERRARD (1988), OLLIER (1969), ROTHE (1994), WILHELMY (1958).
- 3 Erstaunlich ist, daß klimatische und strukturelle Wirkungsgefüge häufig am Beispiel des Kristallins diskutiert werden (u. a. MORTENSEN 1948), obwohl Deckgebirge u. a. wegen der besser erkennbaren Strukturvarianz eine geeignetere Basis für die allgemeine Klärung dieser Problematik bieten (vgl. auch Diskussion u. a. bei BIRKENHAUER 1991, ROHDENBURG 1971, THOMAS 1994 und C II. 2.1.4). Analysen der morphologischen Komplexität von Sedimentgesteinsarealen werden meist auf bestimmte Aspekte beschränkt (s. o. und weitere Erläuterungen). Insgesamt betrachtet wird selbst in neueren Arbeiten der Faktor Zeit im weltweiten Maßstab zu wenig berücksichtigt, obwohl gerade der raum-zeitliche Wandel sehr variable Wirkungsgefüge aufwies (vgl. auch BRUNOTTE 1986, BUTZER 1976 und weitere Diskussion). BREMER (1989) etwa entwickelt ein Konzept, das dem hier formulierten Anspruch bei einer Integration verschiedener Krustentypen in vielen Punkten entspricht. Eine kritische Diskussion ihrer Bewertung struktureller und klimatischer Parameter erfolgt im Verlauf der Arbeit (u. a. A II.).
- 4 Zur Methodik und Analytik vgl. u. a. BLENK (1960), BOLDT (1993), BORGER (1993), BURGER & LANDMANN (1988), CAILLEUX (1952), ESWARAN et al. (1975), HUMPHRIES (1994), JASMUND & LAGALY (1993), KÖSTER (1964), MÜLLER (1964), POSER & HÖVERMANN (1952), PUHAN (1994), SCHNÜTGEN (1981), SCHNÜTGEN & SPÄTH (1983), STÄBLEIN (1972), STÄBLEIN & GEHRENKEMPER (1977).
- 5 Probenumfang von 100 Grobsedimenten bzw. Umrechnung auf eine Gesamtprobe von 100 % bei größeren Proben (vgl. zitierte Literatur).
- 6 Dies rechtfertigt auch die Interpretation von Lesesteinen.
- 7 Zu verschiedenen, auch schichtadaptierten Typen von Verebnungen vgl. u. a. HEMPEL (1957).
- 8 Gegensätzliche Erscheinungsformen sind in visueller Hinsicht beispielsweise die geringe Abdachung von Stufenflächen und die Zuschärfung von Schichtkämmen.
- 9 Als Auswahl wichtiger Arbeiten zum Thema seien angeführt: BARTH (1972), BLUME (1971, 1976), BLUME & BARTH (1973), BREMER (1971), BREMER et al. (1989), BROSCHE (1968), BROSCHE & SCHULTZ (1972), BRUNOTTE (1987), BÜDEL (1977), BUSCHE et al. (1989), DAVIS & RÜHL (1912), GRADMANN (1952), KIENZLE (1968), MORTENSEN (1949), OLLIER (1981), RATHJENS (1968), ROHDENBURG (1965), SCHMITTHENNER (1956), SCHUNKE (1968), SCHUNKE & SPÖNEMANN (1972), SPÄTH (1977), SPÖNEMANN (1966), STINGL (1979), STINGL & GARLEFF (1987), TRICART (1951), TWIDALE (1971, 1976), WURM (1935/36); weitere Literatur u. a. in BLUME (1971), FISCHER (1998). Zahlreiche Arbeiten behandeln die Thematik im süddeutschen Schichtstufenland (u. a. BARTH 1975, BREMER 1989a, BÜDEL 1957, BUSCHE et al. 1989, DONGUS 1974, DÖRRER 1970, FUGMANN

- 1988, v. KEISENBERG 1975, KLEBER 1987, OLBERT 1975, PFEFFER 1997, ROTH 1978, SPÄTH 1973, 1976, WAGNER 1927, WEISE 1967, ZIENERT 1986, 1992).
- 10 Vgl. globale Erweiterung von STINGL & GARLEFF (1987) sowie den nicht auf bestimmte geologische Strukturtypen fixierten Ansatz von ROHDENBURG (1983).
 - 11 Dies entspricht einer starken Verlegung des gesamten Hangsystems in Schichtfallrichtung (u. a. SCHMITTHENNER 1956: „klassische Schichtstufentheorie“, WAGNER 1927; vgl. auch SCHMIDT 1980).
 - 12 Vgl. Kapitel C, dort auch umfassendere Diskussion u. a. entsprechender Hinweise in der Literatur und eine gesonderte Ansprache von Kettengebirgsgürteln.
 - 13 Vgl. auch BREMERs Ausführungen zur Stufenaufzehrung von hinten und Überlegungen von BÜDEL (1986) zur Einebnung von Inselbergen. Im Kapitel C wird genauer auf die Stabilität von Hochgebieten, die weniger von ihrer Höhe abhängig ist, eingegangen. Auch der Faktor Zeit, der einer in theoretischer Hinsicht plausiblen Tendenz zur Einebnung entgegensteht, wird dabei diskutiert.
 - 14 Vereinfacht: planparallele Tieferschaltung ebener, den Untergrund kappender und weitestgehend im Hauptvorfluterniveau liegender Oberflächen (s. hierzu u. a. BÜDEL 1977 und eigene Definition in C II. 2.1; opp. u. a. SPÄTH 1973, vgl. u. a. kritische Diskussion in Kapitel B I. 2).
 - 15 Sensu MÜLLER (1996, 234): „...ist die Abhängigkeit der Flächen von der geologischen Struktur hinfällig...“.
 - 16 U. a. „eingeschränkte Flächenbildung“, „restricted planation“ (s. BREMER 1981, 1989, S. 328, 1989a; vgl. BREMER & SPÄTH 1989, 25, Fig. 2.8, BRUNOTTE & GARLEFF 1989).
 - 17 Ein anderes Problem liegt vor, wenn BREMER einerseits eine Integration von schichtadaptierten Stufenflächen in ihre Ableitungen vornimmt (1971), andererseits Stufenflächen i. S. SCHMITTHENNERs (1956) vereinfacht als Rumpfflächen anspricht (vgl. 1989). Letztere können vielmehr durchaus als (komplex aufgebaute und anzuspreekende) Härtlingsstrukturen bei der flächenhaften Tieferlegung entstehen. Allerdings ist beispielsweise auch zu berücksichtigen, daß Teile derartiger Abdachungen gerader bei sehr flacher Schichtneigung und späterer Verstellung aus Rumpfflächen hervorgehen bzw. von einer Vorzeitform beeinflußt werden können. Hingegen sind BREMERs Überlegungen (1989, 84 f.), wie sich die Gesteinsmächtigkeit auf die Erosion auswirkt, durchaus plausibel.
 - 18 Zur bisherigen Betrachtung multifaktoriell gesteuerter Formung s. u. a. BLUME (1976) sowie Überlegungen von ROHDENBURG (1983; vgl. BRUNOTTE & GARLEFF 1989, HAGEDORN & BRUNOTTE 1983 und Problemstellung in A I).
 - 19 Dies entspricht u. a. einer im Hinblick auf Selektivität bislang zu wenig betonten Stabilität von Vollformen.
 - 20 Erste, aber unzureichende Ansätze finden sich u. a. bei BROSCHE (1969), SEMMEL (1984, 1996), SPÄTH (1973), SPÖNEMANN (1966) und WIRTHMANN (1987; vgl. C I. - IV.).
 - 21 Abb. 6 zeigt eine Gliederung in morphologische Teilräume und kann als Orientierungshilfe für die regionalen Ausführungen benutzt werden.
 - 22 Vgl. auch „traditionale Weiterbildung“ bei BÜDEL (1977) und BREMER (1971) sowie BÜDEL (1977) zur Alterung von hochgelegenen Flächen bei zunächst noch anhaltender Flächenbildung.

- 23 Tiefgreifender chemischer Zersatz im Vorfluterbereich wird hier verstanden als viele Meter mächtige Verwitterungsdecke. Vereinfacht charakterisieren Grenzwerte um 2-5 m den Unterschied zu einer reduzierten, aber noch intensiven chemischen Verwitterung, die für das Obermiozän Mainfrankens unter Berücksichtigung verschiedener Ursachen angenommen wird (vgl. B II. 1, B III. 1.2 und BÜDEL zur Mächtigkeit der feuchttropischen Pedo- und Dekompositionssphären).
- 24 SPÄTH (1973, u. a. 72, 93, 191, 239) diskutiert dieses Problem mehrmals (vgl. auch BAKKER & LEVELT 1964, BREMER 1989, DÖRRER 1970, LEVELT 1965).
- 25 BÜDEL (1977, u. a. 248) stellt die monsunalen Subtropen in morphologischer Hinsicht häufig „an die Seite“ der wechselfeuchten Tropen. Das Prinzip der doppelten Einebnung und der korrelierenden Aufarbeitung aller Gesteinstypen ist dort aber allein wegen der (komplexen) Tendenz zur Reduktion der Bodenbildungsintensität nur bedingt anwendbar (vgl. u. a. SEMMEL 1983; vgl. Endnote 23). Hingegen ist großdimensionale flächenhafte Tieferlegung durchaus plausibel, sofern bestimmte Gesteine austreichen (vgl. B III. 1.2). Ohnehin soll eine Bewertung des Mechanismus der doppelten Einebnung (auch bezüglich der feuchten Tropen) an dieser Stelle nicht erfolgen (vgl. C II.). Im Rahmen dieser Thematik wird auch das Problem berührt, inwiefern vorzeitliche Klimate aktuellen „Pendants“ entsprechen (B II. 1) und ob BÜDELS räumliche Zuordnung der doppelten Einebnung zutrifft oder zu sehr auf älterer, paläoklimatisch interpretierbarer Verwitterung basiert.
- 26 Eignung der unterlagernden Gesteine zur Tiefenverwitterung etc.
- 27 Vgl. auch WELTE (1931) und vielfältige Hinweise auf strukturelle Steuerung der Formung bei SCHRÖDER (1976).
- 28 Vgl. hierzu auch die älteren Arbeiten von KREBS (1919), RECK (1913), SCHEU (1909), SEEFELDNER (1914).
- 29 Zudem tritt im Spessart Lösungsverwitterung in Kalksteinen auf, die noch detaillierter zu untersuchen ist (mdl. Mitt. D. BUSCHE).
- 30 Zudem mdl. Mitt. E. RIEBER, Universität München (vgl. weitere Diskussion).
- 31 Vgl. derzeitigen Forschungsstand u. a. anhand der Computersimulation von RUDDIMAN & KUTZBACH (1991).
- 32 Das Niederschlagsdefizit eines entsprechenden semiariden Klimas ging im Kontext mit der Dominanz der mechanischen Verwitterung deutlich über die sommerlichen Monate hinaus (vgl. weitere Diskussion und B III. zur regionalen Charakteristik).
- 33 Vgl. u. a. BARTHELT (1986), BUCHARDT (1978), EISSMANN & HÄNSEL (1991), HALLER-PROBST (1997), RACHL (1983), ROTH (1989), SCHLEICH (1981, 1985), SELMEIER (1983), WIEGANK (1993).
- 34 S. u. a. BAKKER & LEVELT (1964), EITEL (1989), KLEBER (1987), STÄBLEIN (1968) und B III. (vgl. hingegen BÜDEL 1977, Fig. 1: Aridisierung erst am Ende des Pliozäns).
- 35 Vgl. die zum Teil widersprüchliche Diskussion bei BERGER & ZABUSCH (1953), BOLTEN et al. (1976), EBERHARD (1989), EHRlichMANN & DONGUS (1981), GREGOR (1975, 1980, 1982), GREGOR et al. (1989), HEIZMANN & FAHLBUSCH (1983), JUNG (1984), JUNG & MAYR (1980), KLEBER (1987), MAYR (1979), RACHL (1983), ROTH (1989), RÜFFLE (1963), SCHLEICH (1983, 1984a), SELMEIER (1983), SPITZLBERGER (1986), ZIEGLER & FAHLBUSCH (1986).

- 36 Vgl. hierzu nochmals die BÜDELSchen klimamorphologischen Zonen, deren Zuordnung zu geomorphologischer Aktivität im Verlauf der Diskussion noch kritisch diskutiert wird.
- 37 Vgl. u. a. BIBUS (1980), BLÜMEL (1983), BÜDEL (1977), LIEDTKE (1990), MAI & WALTHER (1988), MENKE (1975), MÜLLER (1973), SPÄTH (1973, u. a. 195), STÄBLEIN (1972), THIEM (1972).
- 38 Problematik des Vergleichs mit rezenten Ökozonen; vgl. auch Diskussion bei SEMMEL (1996).
- 39 KLOSTERMANN (1999) erläutert die komplexen Zusammenhänge von Meeresspiegelschwankungen beispielsweise mit dem glazialen Eisaufbau oder tektonischen Vorgängen.
- 40 Detaillierte geologische Recherchen, auch zum Untersuchungsgebiet, stammen u. a. von AUST (1969), BORG (1986), BRENNER (1973), BÜTTNER & STÜRMER (1987), CHRISTA (1925), FLACHE (1987), v. FREYBERG (1966), GÜRTNER (1975), HOFFMANN (1967), KESSLER (1973), KRISL (1969), MADER (1990), MARIO-LAKOS (1969), OPFERMANN (1983) sowie SCHRÖDER (1976).
- 41 Problematisch kann in diesem Zusammenhang die Tatsache sein, daß Geologen die Gesteinsabfolge nach biostratigraphischen Gesichtspunkten definieren, wobei eine Veränderung der morphologischen Härte (bezüglich der Formung) nicht adäquat berücksichtigt wird.
- 42 In einer übergeordneten Betrachtung ist zu beachten, daß der Grad der Formendifferenzierung - bezogen auf verschiedene Maßstäbe - durch Hebungsintensitäten beeinflusst wird (lokale Reliefierung bis hin zu länderweiten Unterschieden; vgl. u. a. BREMER 1989).
- 43 Dabei wird schon deutlich, daß ich die Begriffe Hauptvorfluterniveau und -bereich (bisweilen vereinfacht: Vorfluterniveau) mit dem aktiven Flächenstockwerk bzw. einem bestimmten Höhenniveau i. w. S. parallelisiere. Modifikationen wie vermittelnde Fußflächen und Flächenelemente, die in Vollformenkomplexe hineingreifen, werden bezüglich der lithovarianten Abtragung und Faktoren wie Neigungsvariabilität und Nachteilen der Erosion im Verlauf der Diskussion noch genauer angesprochen. Bezüglich der Begünstigung der Tieferlegung im Hauptvorfluterniveau sei bemerkt, daß diese der durch selektive Tieferlegung verursachten Flächeneinengung leicht entgegenwirken kann. Regeln zur Inwertsetzung der Gesteinsvarianzen, die im Verlauf der Diskussion noch abgeleitet werden, werden dadurch aber allenfalls modifiziert.
- 44 In theoretischer Hinsicht sagt dies natürlich nichts über den zeitlichen Verlauf der Flächentieferlegung aus.
- 45 Faktoren wie die Wasserwegsamkeit sind mit der regelhaften Inwertsetzung bestimmter Lithovarianzen vereinbar bzw. ein Teil der hierfür verantwortlichen Steuerung.
- 46 Dortige hohe Anteile metamorpher Gesteine sind für einen Vergleich zu berücksichtigen.
- 47 SPÄTH (1973, 1976: Fig. 2) hat fehlende Rhät- bzw. Liaseinschlüsse im Haßbergvorland bei Kerbfeld und Mechenried (SCHRÖDER 1965) dahingehend interpretiert, daß bereits damals eine deutliche Geländeschwelle als Vorläufer der Haßbergstufe bestanden hat. Diese Auffassung geht von einer präbasaltischen Oberfläche aus, die heute bei 600 - 650 m Höhe liegen würde (vgl. *Abb. 7*). In den angegebenen Basaltvorkommen sind Rhät- und Liasfragmente aber gar nicht zu erwarten. Rekonstruiert man anhand der bekannten Gesteinsmächtigkeiten einen Bezugshorizont Feuerletten/Rhät, so würde dieser heute deutlich über 800 m ü. NN liegen, also auch oberhalb der von SPÄTH rekonstruierten

- Oberfläche. Eine Stufe kann dementsprechend nicht abgeleitet werden (ähnlich SCHRÖDER 1993). Zudem erfolgte die vulkanische Aktivität über einen längeren Zeitraum, so daß Deckgebirgseinschlüsse unterschiedliche Tieferlegungsphasen repräsentieren können und Rückschlüsse ohnehin spekulativ wären. Hingegen belegt die eigene Rekonstruktion, die sich auf Deckgebirgseinschlüsse in datierten Basalten stützt, keine Reliefdifferenzierung und damit eine undifferenzierte Rumpffläche. Wenn SPÄTH hingegen auch für dieses sehr alte Flächenniveau Akkordanzen postuliert (was für das Arbeitsgebiet ohnehin fraglich erscheint, s. B I. 2), so zeigt dies wiederum die zu geringe Berücksichtigung der paläoklimatischen Entwicklung, die im engen Kontext zur Möglichkeit einer weitreichend undifferenzierten Flächenbildung steht. Eine intensive Tiefenverwitterung (s. hierzu SPÄTH) scheint gerade für die ältere Flächenbildung denkbar, wobei ihre Einordnung in die einzelnen Modelle zur Flächentieferlegung (s. Zusammenstellung bei WIRTHMANN 1987: u. a. „doppelte Eibnung“ nach BÜDEL 1977, „etching & stripping“ u. a. bei THOMAS 1974) offen gelassen wird.
- 48 Bei dieser Formulierung - die im allgemeinen Gebrauch vereinfachend den Kappungscharakter von Flächen hervorhebt - ist in Rechnung zu stellen, daß der oberflächennahe Untergrund gerade bei chemischer Zersetzung aus Verwitterungsmaterialien besteht, die genaugenommen weich sind.
- 49 S. auch SPÄTH 1973: Fig. 14, 1976: Fig. 1, bei Textverweisen auf diese Figuren von SPÄTH vgl. immer *Abb. 16*.
- 50 Auf eine kleinmaßstäbliche, das ganze Arbeitsgebiet umfassende kartographische Darstellung von Flächenresten wurde bewußt verzichtet. Eine derartige Wiedergabe würde dem sehr komplexen Erhalt von Altreliefs nicht gerecht. Vielmehr wurden einzelne repräsentative Räume detaillierter bearbeitet und in Profilen oder auch Karten aufbereitet. An dieser Stelle sei weiterhin angemerkt, daß der eingebürgerte Begriff Keuperschichtstufe genaugenommen auf den nördlichsten Stufenteil nicht ganz zutrifft. Wegen der Liasdecken auf dem Großen Haßberg müßte i. e. S. von einer Keuper-/Liasstufe gesprochen werden. Da aber zusätzlich eine Rhätoliasstufe in deren Rückland ausgebildet ist, wird der Begriff Keuperstufe auch im Hinblick auf mögliche Mißverständnisse beibehalten.
- 51 Am Rande sei bemerkt, daß der Begriff „Niveau“, sofern er in Bezug auf eindeutige, abgrenzbare Flächenstockwerke bezogen wird, i. w. S. auch auf ebene Oberflächen mit schwacher Höhenschwankung übertragen wird.
- 52 S. auch die Auffassungen SPÄTHs zu den Rahmenbedingungen der Flächenbildung.
- 53 Diesbezüglich ist u. a. eine abweichende Gliederung chronologischer Stufen zu erwähnen (s. BÜDEL 1977: Fig. 1; vgl. zudem Kritik an SPÄTHs Auffassungen zur Genese und Verbreitung der Haßbergfläche).
- 54 Zu Übereinstimmungen und Abweichungen vgl. u. a. BÜDEL (1977), DÖRRER (1970), EMMERT (1975), GRUNERT & SEIDENSCHWANN (1988), MÜLLER (1996), SPÄTH (1973).
- 55 Inwiefern die Verwitterung der Haßbergphase regional etwa aufgrund unterschiedlicher Hebungsraten (Zeitfaktor!) bzw. der Gesteinsausprägung (Grobsandstein, quarzitischer Feinsandstein etc.) variierte und ob die Abtragung zersetzter Horizonte im Dachbereich der Haßberge, konträr zur Frankenhöhe, forciert erfolgte, ist eine interessante Thematik. Hier muß - bezieht man sich auf die klimatischen Rahmenbedingungen weitgespannter Rumpfflächengenese - noch intensiver darüber nachgedacht werden, auf welche Art und Weise tiefgreifende Gesteinszersetzung und Flächendimensionen neben strukturellen von den klimatischen und tektonischen Rahmenbedingungen abhängen (vgl. auch A II. 3, B I.

- 2, B II. 1, C II. 4). Weitverbreiteter, intensiver und tiefgreifender Gesteinszersatz gilt m. E. aber auch für das nordöstliche Mainfranken, dürfte jedoch in der Haßbergphase bzw. mit deren Ende (allmählich) ausgeklungen sein. Daß im Rahmen selektiver Verwitterung manche Gesteine wie stark quarzitisches Feinsandsteine weniger Verwitterungswurzeln aufwiesen, ist nachvollziehbar. Die Verwitterungsvariabilität in unterschiedlichen Gesteinen gilt auch hier und korreliert nicht zuletzt damit, daß mit dem Ende der Haßbergphase die Gesteins Härte im Wirkungsgefüge von Verwitterung und Erosion stärker in der Vordergrund trat. Letztendlich sei in diesem Zusammenhang aber darauf hingewiesen, daß die Stufenbildner der Haßberge durchaus (partiell) eine gewisse Modifikation durch Saprolitisierung erhalten haben können (Bleichung etc.). Diese ist aber nicht i. S. eines voll ausgebildeten Saproliths zu interpretieren, der sich durch Phänomene wie Massenverlust auszeichnet (s. weitere Diskussion).
- 56 Nach mdl. Mitt. von A. SEMMEL (vgl. SEMMEL 1996) befanden sich diese E Gräfeneuses oberhalb 400 m ü. NN. Bei Geländebegehungen konnten in dem inzwischen verfallenden Sandabbau leider keine entsprechenden Formen mehr gefunden werden.
- 57 Vgl. etwas abweichende Gliederung bei DÖRRER (1970) ⇒ Niveaus der „schräggestellten Steigerwaldhochfläche“.
- 58 Hier müßte in theoretischer Hinsicht diskutiert werden, inwiefern, etwa strukturell bedingt, eine zunehmende Einengung erzwungen wird, die keine Flächenelemente mehr beinhaltet.
- 59 Vgl. BREMER (1989a), BÜDEL (1957) sowie morphostratigraphische Revision in B III. 1.2.6.
- 60 Nach SPÄTH bestand, wie ausgeführt, schon zur Zeit der späten Entwicklungsphasen der älteren Haßbergfläche eine tieferliegende Fläche in deren Vorland. Getrennt wurden die beiden aktiven Niveaus durch einen Vorläufer der heutigen Haßbergstufe (s. o.; vgl. B II. 1, B III. 1.1.2 und *Abb. 7*). Die spätere Auflösung der Haßbergfläche müßte dann eine Angleichung der Höhenlagen der aktiven Flächenbildung bewirkt haben, da SPÄTH sowohl im Vorland als auch im Rückland der Stufe ein 400 m - Niveau ausweist (*Anm. d. Verf.*). Der Impuls hierfür soll anscheinend die tektonische „Einwalmung“ der Grabfeldmulde im Stufenrückland (SPÄTH 1973; vgl. *Abb. 14*) sein. Eine derartige tektonische Aktivität ist aber nicht erkennbar (Höhenkonstanz von Flächenresten etc.; vgl. B II. 2.2), was der bisherigen Kritik an den Ergebnissen von SPÄTH entspricht (vgl. auch BÜDEL 1957: *Abb. 3*).
- 61 S. B II. 2.1 zur Gesteins Härte und Lithovarianz, B III. 1.1.2, *Foto 1* in Kapitel F IV. 1, *Abb. 16*; vgl. SPÄTH (1976: u. a. *Fig. 1*).
- 62 S. B III. 1.2.2 und *Abb. 19*; vgl. Darstellung von BÜDEL (1957), die aber die strukturellen Parameter zu wenig hervorhebt, s. hierzu C II. 2.1.4; vgl. auch BÜTTNER 1989.
- 63 Der Begriff *Flächenpforte* wird zur Kennzeichnung von Einsattelungen zwischen Hochgebieten verwendet, in denen Flächen miteinander verknüpft werden. Im Gegensatz zum Terminus *Flächenpaß* (u. a. BÜDEL 1977), der nach der allgemeinen sprachlichen Verwendung einer flachen Wasserscheide entspricht, umfaßt die Bezeichnung *Flächenpforte* gleichzeitig auch Flächenverbindungen, die ohne Veränderung der Höhe erfolgen. Dies kann zum Beispiel aus Entwässerungslinien resultieren, die über eine Einsattelung verlaufen (s. hierzu EMMERT 1975 und vgl. die dort verwendete Terminologie). Diese Definition beinhaltet auch, daß sich ein *Flächenpaß* aus derartigen Flächenverbindungen entwickeln kann und dies (vorübergehend) zwangsläufig auch muß, wenn Hochgebieten inwert gesetzt werden und Flächenpforten zu hochgelegenen Einsattelungen umfunktioniert werden. *Flächenpässe* können somit die Vorstufe einer zunehmenden Reliefierung sein,

während deren Entwicklung die Einsattelungen immer mehr vom Hauptvorfluterniveau abgesetzt werden. Gründe hierfür sind etwa die Dynamik des Gewässernetzes (Stilllegung von Entwässerungslinien) oder auch das Erreichen härterer Gesteinspartien bei der Tieferlegung, was häufig ursächlich für die räumliche Variabilität des Entwässerungsnetzes verantwortlich ist (notwendige Beachtung der zeitlichen Varianz der Härte). Hochgelegene Einsattelungen in den Haßbergen und ihrem westlichen Vorland belegen über erhaltene Flußsedimente und ihre absolute Höhe, die vielfach exakt bestimmten Flächenniveaus entspricht, daß derartige Entwicklungsgänge im Arbeitsgebiet eine große Rolle gespielt haben (u. a. B III. 1.2). Letztlich sei bemerkt, daß der Begriff Flächenpaß vor allem dann für die Kennzeichnung einer Einsattelung im aktuellen Verebnungsstockwerk gebraucht werden sollte, wenn eine permanente Wasserscheide bestand.

- 64 Vgl. u. a. BÜDEL (1957: Abb. 3), MÜLLER (1996), SPÄTH (1973, u. a. Fig. 14) sowie veranschaulichtes aktuelles Relief in *Abb. 3* und *Foto 1* in FIV. 1.
- 65 DÖRRERs Überlegungen (1970) gehen zum Teil in eine ähnliche Richtung, sie integriert aber stärker eine m. E. nicht zutreffende Stufenrückverlegung und verweist entsprechend auf „geköpfte Quellgebiete“ als Interpretation für die Stufeneinsattelungen. Bezogen auf die Reliefentwicklung im Rückland der Steigerwaldstufe beschreibt DÖRRER „Pedimentpässe“ (vgl. weitere Diskussion; zu abweichenden Vorstellungen DÖRRERs etwa bezüglich der Flächenbildungsdynamik und zu terminologischen Fragen s. B III. 1.2.6 und SPÄTH 1973: fragliche Schichtstufenlandschaftspedimente).
- 66 SCHMIDT (1980; vgl. 1989) hat eine interessante Methode vorgestellt, die - anstelle von Flächenpforten - von „geköpften“ Tälern ausgeht. Anhand von Regressionsgleichungen und unter Berücksichtigung von Variablen wie der Breite von Tälern sollen hiermit Rückschlüsse auf eine erfolgte Stufenrückverlegung ermöglicht werden. Die nach den Auffassungen von SCHMIDT zulässige Übertragung der Methode auf andere Schichtstufenlandschaften kann für Mainfranken anhand der Inventarisierung der Reliefgenerationen widerlegt werden (zur globalen Relevanz der Stufenrückverlegung vgl. A II. 3, C II. 2.1.5 und Konzeptionen von KING 1962 und SCHMITTHENNER 1956). Dies wird schon daran deutlich, daß die jeweiligen Höhen in den Stufeneinsattelungen als Reste von Verebnungen zu charakterisieren sind, die noch im viel weiter entfernten Stufenrückland im selben Niveau nachweisbar sind. Abdachungen sind kaum erkennbar, zudem bestand im heutigen Keuper-Lias-Bergland zur Zeit der Bucher Fläche - konträr zur Vorstellung einer durch konsequente Täler gegliederten Stufenfläche - ein Flächennetzwerk (vgl. *Abb. 22* und weitere Diskussion und SPÄTH 1973, ergänzend SPÖNEMANN 1966). Letztlich sei betont, daß selbst in Fällen, wo lineare Depressionen in Stufenflächen an Einsattelungen anschließen, keinesfalls ein geköpftes Tal vorliegen muß. Da Flächenpforten an strukturelle Schwachbereiche angelehnt sind, ist eine (spätere) räumliche Verknüpfung mit Entwässerungslinien, die dem weiteren Verlauf einer Störungslinie folgen, durchaus vorstellbar. In seltenen Fällen mag es auch vorkommen, daß rückschreitende bzw. zunehmend tiefergreifende Erosion von Abdachungsflüssen die Stufenfront lokal erreicht und erniedrigt (vgl. auch BÜDEL 1977). Dahingehend ist eine Wellung bzw. Reliefierung von Topbereichen der Vollformen plausibler durch Faktoren wie die leichte Reliefdifferenzierung von Ausgangsflächen bzw. die komplexe strukturelle Adaptation bei der Herauspräparierung zu erklären. All dies korreliert mit der Stabilität und Lagekonstanz von Stufen (vgl. weitere Diskussion). Zudem wird last but not least darauf hingewiesen, daß die dreidimensionale Lithovarianz etwa über das „beckenwärtige“ Ausdünnen von Sandsteinen zu beachten ist. Allein dies relativiert schon Extrapolationen anhand von mathematischen

- Rechnungen, weil Schichtstufen in Richtung auf den geologischen Beckenrand an Bedeutung zunehmen und beckenwärts zum Teil niemals bestehen konnten.
- 67 S. B III. 1.2.3, *Abb. 17*; opp. SPÄTH (1973); vgl. auch Diskussion zu Streckhängen bei BREMER (1989a), MÜLLER (1996).
- 68 Vgl. auch Ergebnisse von BREMER (1971), BUSCHE et al. (1989) sowie Kapitel C II. 2.1.5 und dortige Literaturverweise zur Ausweitung von Flächen in anderen Gebieten.
- 69 Eine derartige Situation besteht zum Beispiel am Übergang vom Büchelberg zum Winhausener Plateau (vgl. B III. 3.2 zur räumlichen Dynamik von Schichtstufen, B III. 3.3 zur regionalen Fußflächengeneese sowie C II. 2.1.5.1).
- 70 S. u. a. BREMER (1971) zu den feuchten Tropen, wobei dort die Möglichkeit von kältozeitlichen Feuchtigkeitschwankungen in Betracht gezogen werden muß.
- 71 Vgl. SPÄTH (1973), BÜDEL (1957: *Abb. 3*), eigenes Kapitel B II. 2.1 sowie *Abb. 10, Abb. 11, Abb. 12, Abb. 13* ⇒ mainfränkische Trias.
- 72 S. SPÄTH (1973, 1976, Fig. 1); u. a. Bürgerwald SE Seßlach, 419 m ü. NN, Lias $\alpha+\beta$ nach HOFFMANN (1967).
- 73 SPÄTH (1973, 121, 252) hat die prinzipielle, wenn auch nicht regelhafte Bedeutung der Gesteinhärte für die Flächenbildung erwähnt (vgl. Diskussion in B I. 2; s. u. a. „Hängenbleiben der jüngeren Flächenbildung an harten Gesteinen“; vgl. Kapitel C II. 2.1.4 und dortige Literaturverweise zur Selektivität der Flächenbildung in anderen Sedimentgesteinsarealen). Er erkennt aber nicht die komplexen Beziehungen der selektiven Formung zum Wandel der Rahmenbedingungen und damit auch nicht die entsprechenden Regeln (hohe raum-zeitliche Variabilität der Gesteinhärte; s. o.; vgl. DÖRRER 1970, 61 f.). Trockenphasen werden nicht ganz widerspruchsfrei diskutiert (s. o.). Auch erscheint seine Zuordnung weicherer Gesteine zum Keuper/Lias (1976, 457) eher unglücklich, weil zu jeder Zeit der Flächendifferenzierung sowohl im Buntsandstein als auch im Keuper oder Lias (wenngleich in unterschiedlicher Quantität) Härtlinge herauspräpariert wurden. Dennoch sei der Hinweis von SPÄTH als Ansatz hervorgehoben, die selektive Adaptation von Flächen in ein morphologisches Konzept zu integrieren. Betrachtet man hingegen etwa BÜDELs (1957) Überlegungen zur tertiären Flächenbildung, so werden sogar weder die weitgehende Beschränkung der Flächenbildung auf jeweils weiche Gesteine noch die entsprechende Adaptation der Vollformen an die jeweiligen Resistenzzonen deutlich (vgl. u. a. B I. 2 sowie DÖRRER 1970, 61). Hier sei nochmals betont (s. A II. 3), daß sich BÜDEL unter Verwendung eines abweichenden Härtebegriffs nicht nur auf die damalige Kappung von später unterschiedlich resistenten Gesteinen bezieht. Vielmehr sieht er keine prinzipiellen Unterschiede von flächenhaft tiefergelegten und herauspräparierten „harten“ Gesteinen. Die strukturelle Steuerung wird hier nur marginal betrachtet (Schichtstufen als „Arabesken“). Hingegen findet die Tieferschaltung in der Realität in weichen Gesteinen statt, jeweils harte Einheiten werden akzentuiert. Flächen schneiden demzufolge weiche, wenn auch unterschiedliche Gesteine (Ausnahme: Zeitpunkt des Erreichen eines harten Gesteins bei der Tieferlegung), wobei sich die Härte erst beispielsweise mit einem Klimaumbuch grundlegend ändern kann und selektive Reliefdifferenzierung einsetzt (Inwertsetzung als Stockwerk!; s. o. und vgl. weitere Diskussion). Bei der Darstellung der erodierten Gesteine und der Gesteinsdifferenzierung der Flächenniveaus ist dies zu berücksichtigen. Ebenso fraglich ist die Darstellung von BREMER & SPÄTH (1989: Fig. 2.8), in welcher der Untergrund höhergelegener Verebnungen aus weichen und harten Gesteinen besteht (dies impliziert die Zeichnung ganz eindeutig; man sollte lieber von Flächenresten in unterschiedlichen Gesteinen sprechen). Im Rahmen einer selektiven

Abtragung ist die Erhaltung weicher Gesteine in höheren Positionen nur in besonderen Fällen möglich. Eine derartige Situation ist etwa dann gegeben, wenn einzelne Tonsteinpartien in einer insgesamt harten Gesteinsabfolge als geringe Anteile vorkommen, so daß die morphologische Wertigkeit der inresistenten Schichten sozusagen „unterdrückt“ wird (Schutzfunktion der resistenten Partien im Rahmen einer dominant selektiven Formung). Als besonderer Aspekt wäre in diesem Kontext auch beispielsweise die Bildung von (harten) Krusten zu erwähnen. Letztendlich sei hier schon angemerkt, daß die klimavariablen Härte auch im globalen Vergleich eine besondere Rolle spielt. Dieser Zusammenhang ist bekannt (s. A I.), wird aber weniger auf Sedimentgesteine, sondern mehr auf kristalline Gesteine bzw. die chemische Resistenz von Mineralen bezogen. In Kapitel C wird auf dieses Problem noch einzugehen sein.

- 74 Als allgemeines Beispiel kann hier die Formung im Schilfsandstein angeführt werden, die von WURSTER (1964) detailliert untersucht wurde. Die interne strukturelle Differenzierung des Gesteins äußert sich in der Ausbildung einer Flutfazies und einer Normalfazies. Flutfazies liegt vor, wenn die unterlagernden Tongesteine nicht in voller Mächtigkeit vorhanden sind, sondern vor der Ablagerung des späteren Schilfsandsteins erodiert wurden (u. a. SCHRÖDER 1976). So konnten einzelne sandige Stränge sedimentiert werden, bevor eine flächige Akkumulation einsetzte. Daraus resultierend äußert sich die Flutfazies in höheren Mächtigkeiten des Sandsteins. Kompliziert wird die Fazies des Schilfsandsteins weiterhin durch Phänomene wie sedimentäre Sackungen und ellipsoide Anschwellungen (MARIOLAKOS 1969) oder auch beckenwärtige Änderung der Sedimentation, so daß der Sandstein lokal zugunsten reiner Tonsteine ausdünnen kann. Bei der Reliefentwicklung, sei es Flächen- oder Talbildung, wurden diese strukturellen Varianzen detailliert inwert gesetzt. So konnten etwa Schilfsandsteinstränge als Vollformen herausgearbeitet werden.
- 75 Bislang wurden in Bezug auf die beckenwärtige Sedimentation vor allem die dortige Zunahme weicherer Gesteine betont (vgl. B II. 2.1). Differenziert werden muß diese Aussage insbesondere für die Ablagerung mächtiger Kalkgesteine, deren Erodierbarkeit in komplexem Maße vom klimatischen Rahmen abhängt (B III. 1.3).
- 76 Diese quarzitische Ausprägung betrifft vor allem Partien des Rhätolias, aber partiell auch den unteren Burgsandstein, was bei SCHRÖDER (1976) nicht so deutlich wird (⇒ quarzitische Blöcke in den Dornbuschbergen!; vgl. auch WELZEL 1964 zu den nördlichen Haßbergen). Daß auch quarzitisches Sandsteine je nach dem Grad der Zementierung unterschiedliche Härten aufweisen können, ist offensichtlich. Bezüglich der Widerständigkeit sei u. a. auf BREMER (1989) verwiesen, welche die Verwitterungsstabilität von Mineralen betont. Deren Wandel mit Klimaveränderungen ist bekannt und auch im vorliegenden Fall offensichtlich.
- 77 S. Foto 1 in F IV. 1 (vgl. auch SPÄTH 1973, der aber keinen Bezug der heutigen Einsattelung zur Flächenbildung herstellt). BREMER geht hingegen davon aus, daß die geologische Struktur für die Genese von Flächenpässen insgesamt keine wesentliche Rolle spielt (freundl. mdl. Mitt.).
- 78 Dabei wird auch deutlich, warum die Mächtigkeit einer Gesteinsschicht die Erodierbarkeit und damit auch die Härte beeinflusst (vgl. auch u. a. C II. 4).
- 79 Ähnliches dürfte auch für Bodendecken gelten, so daß hier eine Ursache für das häufige Fehlen zu erwartender Verwitterungsresiduen erkennbar ist (vgl. oben; zur Erhaltungsfähigkeit von Verwitterungsresiduen im Kristallin s. u. a. FELIX-HENNINGSSEN 1990; weitere Forschung zu möglichen Unterschieden der Konservierung in verschiedenen Gesteinen und modifizierenden Faktoren wie anhaltenden Abtrag oder auch pedo-

- genetische Beeinflussung steht aus). Andererseits sind Böden auf bereits isolierten Vollformen sehr viel stabiler (geringer Abtrag auf kaum geneigten Flächenresten). Im Kontext mit der dortigen Abnahme der Bodenbildungsintensität, die als weiterer Faktor der Stabilität von Hochgebieten fungiert (vgl. auch Divergieren von Verwitterung und Abtragung nach BREMER u. a. 1989), muß u. a. darüber nachgedacht werden, inwiefern heutige Böden bzw. Bodenbestandteile in Mitteleuropa ein höheres Alter als holozän aufweisen. Aspekte wie hochglaziale äolische Erosion sind zu bedenken (vgl. B III. 2.2.3).
- 80 Phänomene wie Kluftverwitterung oder Verkarstung sind ebenfalls nicht als intensiver Zersatz nachweisbar, wobei u. a. bezüglich der Verwitterungsintensität weitere Analysen notwendig sind.
- 81 Vgl. auch *Abb. 17*, Hinweise bei PRÖSCHOLDT (1895), WELTE (1931) und Anmerkungen von HOFFMANN (1970) zu partiell herabprojizierten Grobsedimenten.
- 82 In dieser Arbeit werden häufig Grobsedimente analysiert (vgl. Methodik unter A I. sowie folgende Kapitel). Die heutigen Lokalitäten, auf denen Ablagerungen gefunden wurden, sind - im Zuge der fortschreitenden Flächendifferenzierung und nachfolgenden Zertalung (u. a. B III. 2.2) - als (eventuell gering überformte) Reste damaliger Vorfluterniveaus erhalten (vgl. auch sonstige Ausgliederung von Altreliefs).
- 83 Vgl. BUSCHE et al. (1989) und die verschiedenen geologischen Detailstudien, u. a. die Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000, zur Sedimentation im Stufenvorland.
- 84 Ergänzende Beteiligungen anderer Gesteine des Stufenhangs (Coburger Bausandstein etc.) sind zu bedenken, aber aufgrund der dort meist tonigen Ausprägung des Sandsteinkeupers allenfalls von modifizierender Bedeutung.
- 85 Vgl. z. T. ähnliche Überlegungen von SPÄTH (1973, 112, 239) sowie u. a. STÄBLEIN (1970) und weitere Diskussion; der Begriff Fanglomerat wird ohne Bezug auf die Akkumulationsform (s. WILHLEMY 1981: engl. fan = Fächer) aufgrund der Sediment-eigenschaften gewählt.
- 86 Zum derzeitigen Kenntnisstand der tertiären Entwässerung vgl. u. a. BREMER & SPÄTH (1989b) und BÜDEL (1957).
- 87 Vgl. zu diesen Phänomenen auch BORGER (1992, 2000, Hinweis auf die Relevanz von Eisen), BURGER & LANDMANN (1988), SEMMEL (1996), SCHNÜTGEN & SPÄTH (1983).
- 88 Die angesprochene Lokalität befindet sich an der nördliche Spitze der Haßbergstufe (Klosterholz E Sulzfeld um 390 m ü. NN, R 3602,3; H 5570,38; Z 2 in *Abb. 2*; mittlerer Burgsandstein nach WELZEL 1964; vgl. *Foto 11* in F IV. 2). Den Hinweis auf den aufgelassenen Steinbruch erhielt ich von B. SCHRÖDER (RU Bochum).
- 89 Diese Verwitterung wird anhand der Merkmale Massenverlust (vor allem Bindemittel) und „Schneidbarkeit“ als (bei der angesprochenen nachlassenden Verwitterungsintensität) schwach ausgebildeter saprolitischer Zersatz interpretiert (vgl. u. a. FELIX-HENNINGSSEN 1990).
- 90 Unterschiede zu BORGERs Ergebnissen betreffen u. a. die zeitliche Einstufung der Flächenbildung, der hier ein jüngerer Alter zugewiesen wird. Nicht zuletzt deshalb entspricht m. E. etwa dem neogenen Optimum eine größere Verwitterungsintensität als Borger vermutet. Zudem sei die Relevanz chemischer Intensiv-Verwitterung bei deutlich nachlassenden Temperaturen hervorgehoben.

- 91 Die strukturell gesteuerte Geschwindigkeit des tiefergreifenden Zersatzes reicht bis hin zu lokaler Begrenzung (vgl. u. a. ALEVA 1983, aber auch BREMER 1989, 79, BÜDEL 1977).
- 92 Dies drückt übrigens auch die mögliche Beeinflussung von Stufen- und Sockelbildnern durch tiefergreifende Verwitterung aus.
- 93 Dieser Hinweis geht u. a. davon aus, daß Verwitterungsfronten unregelmäßig sind und daß auch Härtlinge gewisse, aber für die Herauspräparierung unwirksame strukturelle Varianzen aufweisen.
- 94 Modifikation: morphologische Lage, von der Verwitterung umgangene Resistenzzonen.
- 95 BRUNNACKER (u. a. 1970) hat verschiedene Formen der Paläoverwitterung für die Frankenhöhe vorgestellt. Bleichung und Zermürbung sollen hierfür anscheinend eine Rolle spielen, auch die oben bereits vorgestellte Entfernung des Bindemittels wird für bestimmte Profilbereiche erwähnt (zur Einordnung derartiger Phänomene auch im Hinblick auf die Klimahistorie s. gängige Lehrbücher). Chronologische Korrelationen erfordern weitere Detailuntersuchungen, die noch nicht durchgeführt worden sind. Die Vorstellungen BRUNNACKERS zur Reliefgenese (Einebnung von Vollformen, komplexe „Verlegung“ der Stufe) können nicht bestätigt werden.
- 96 Quarzkorrosion etc. (s. B III. 1.2.3 zur Relevanz des Dürrn-Bergs und *Fotos 4 und 12* in F IV.). An dieser Stelle sei auch darauf hingewiesen, daß in der eisenhaltigen Matrix zwar hohe Intensitäten der Mineralverwitterung erreicht werden (Katalysatorwirkung; vgl. BORGER 2000). Diese bleiben aber auf eine relativ geringe Anzahl an Quarzen beschränkt. Dies korreliert mit der Betonung der nachlassenden chemischen Verwitterungsintensität seit dem Übergang Mittel-/Obermiozän, für die auch Faktoren wie eine Mobilisierung primärer Eisenbestandteile zu diskutieren sind.
- 97 SPÄTHs (1973, 121, 239) Hinweis auf mögliche Pedimentierung wird aber ebenso wenig weiterverfolgt wie der zutreffende Bezug zur ausgehenden Bildung des 400m-Niveaus. Aussagen zu den Bildungsbedingungen der Hauptgäufäche werden vermieden (s. Kritik in B I. 2).
- 98 S. B I. 2, B II. 1 und Diskussion zu den Rahmenbedingungen der nachfolgenden Formung (vgl. zu dieser Thematik auch EITEL 1989).
- 99 Vgl. u. a. Diskussion bei WURSTER (1964), aber auch vor allem einige Hinweise in geologischen Detailstudien wie den verschiedenen Erläuterungen zur GK 25.
- 100 Vgl. BÜDEL (1957), DÖRRER (1970) und KLEBER (1987) zur Formung im Vorland der südlichen Frankenalb.
- 101 Nicht zu klären war bislang die Frage, ob hier eher ein punktuell oder ein weitverbreitetes Phänomen deutlich wird. Geologische Rückschlüsse sind in solchen Fällen immer mit Bedacht zu treffen, weil bei der Anlage von Steinbrüchen häufig bestimmte lithofazielle Ausprägungen bevorzugt werden.
- 102 Hier ist die Entstehung von Eisenkrusten zu diskutieren (vgl. BORGER 2000 zur Bildung von Laterit auf Kalkgestein und die hieran beteiligten Prozesse (Zufuhr von Eisen durch subterranean Transport, Residualanreicherungen etc.)).
- 103 S. Unterschiede zu SPÄTH, u. a. die Parallelen der Formung im Vor- und Rückland der Stufe betreffend (vgl. zum Teil abweichende Gliederungen bei DÖRRER 1970 und FUGMANN 1988).

- 104 Übrigens wird der Begriff Gäufläche häufig etwas indifferent gebraucht, ohne der komplexen Höhendifferenzierung und dem entsprechenden Stockwerkbau gerecht zu werden (vgl. u. a. WIRTHMANN 1994).
- 105 S. aber Gliederungen und Chronologien u. a. bei BÜDEL (1957) und DÖRRER (1970), die als grundlegende Idee für die eigene komplexe Klassifikation betont seien (vgl. auch entsprechende Grafiken im Text; zu Unterschieden und Übereinstimmungen s. bisherige und weitere Diskussion, u. a. B III. 1.3.2, 1.3.3).
- 106 I. w. S. Flächen oder lineare Flächen (s. auch „Flächenstreifen“ nach BREMER 1981).
- 107 Vgl. B III. 1.2.1 ⇒ Verbreitung der Bucher Fläche sowie *Abb. 25*, dort auch eingezeichnete Reste der Bucher Fläche um 400 m ü. NN.
- 108 SPÄTH (1973, u. a. 94, 228; ähnlich GARLEFF & KRISL 1997; vgl. auch BÜDEL 1957: *Abb. 3*) hingegen hält dort - ohne nähere zeitliche Einordnung - nur eine partielle, leichte Tieferlegung nach der Ausbildung des 400 m - Niveaus für möglich, so daß im Rückland der Haßbergstufe eine spürbare Formung i. d. R. erst wieder mit der pleistozänen Zertalung bzw. der Genese der Übergangsterrassen eingesetzt haben soll (vgl. B III. 1.3.3, *Abb. 7*). SPÄTH (1973, 111, 181) ordnet in diesem Kontext das „Sassendorfer Niveau“ KÖRBERs (370-380 m ü. NN im Bamberger Talkessel) der 400 m - Fläche zu, was aber einer Eintiefung in diese entsprechen würde (Übergangsbereich der Thundorfer und Brönnhofer Phasen, *Anm. d. Verf.*). Das tiefere „Eltschig-Niveau“ KÖRBERs (um 350 m ü. NN) wird eher den Mainterrassen zugeordnet. So werden hochgelegene Ablagerungen entlang der Itz (um 350 m ü. NN; vgl. HOFFMANN 1970) - entsprechend der langen Konservierung der allenfalls randlich bzw. schwach überprägten Altfläche - den (breiten) Übergangsterrassen zugeordnet (SPÄTH 1973, 118, 148, 152). Die eigene Interpretation der Flächenreste und der Verlagerungen zeigt demgegenüber, daß diese Sedimente sehr viel älter sind, vermutlich der Thundorfer Phase (sofern etwas tieferliegend auch der finalen Gäuflächenphase) entsprechen und damit einem nicht so stark definierten pliozänen Itzvorläufer zugehörig sind (in diesem Fall Annäherung an KÖRBERs Stratigraphie).
- 109 Vgl. auch B III. 1.2.1 ⇒ Landschaftscharakter der Bucher Phase, damals aber geringere Differenzierung und niedrigere Hochgebiete.
- 110 Zur Geologie s. u. a. BÜTTNER (1989), KRAUSE (1990; vgl. Problematik in B III. 1.2.2).
- 111 Zur Verbreitung tektonischer Bruchzonen s. u. a. GK 100 Naturpark Steigerwald, MARIOLAKOS (1969) und BÜTTNER (1989: *Abb. 18*) sowie eigene *Abb. 13*, *Abb. 14* ⇒ Verlauf der Ausläufer der Kissingen-Haßfurter Störungszone in den nördlichen Steigerwald.
- 112 Vgl. SPÄTH (1973), dort aber relativ wenig differenzierte Darstellung jüngerer Fußflächen (s. B III. 1.3.3).
- 113 In theoretischer Hinsicht wäre abzuleiten, daß strukturelle Parameter eine im Stufenverlauf undifferenzierte Verteilung durch Verlegung des Hangfusses modifizieren bis unterbinden können, indem harte Gesteinspartien als strukturelle Stabilitätsfaktoren die Entwicklung von Vorstufen, Zeugenbergen oder auch Ausliegern bewirken.
- 114 Vgl. Parapedimentation - Begriff nach BRUNOTTE (1986) - und klimatische Konstanz der finalen Gäuflächenphase in Kapitel B III. 1.3.3.
- 115 Zum bisherigen Kenntnisstand s. u. a. BÜDEL (1957), BÜTTNER (1988), HEIM (1924), KREBS (1919), RUTTE & WILCZEWSKI (1995), SPÄTH (1973), WEBER (1955), WELTE (1931).

- 116 Vgl. aber erste Ansätze bei BÜTTNER (1988) und regionale Überlegungen von WELTE (1931) insbesondere zum Bereich Rhönvorland/Grabfeld.
- 117 Vgl. auch vorangegangene und nachfolgende Kapitel zu einzelnen genetischen Phasen der Entwässerung.
- 118 Zu bekannten Fundorten verlagertes Sedimente s. u. a. BÜTTNER (1988), HEIM (1924), SPÄTH (1973), WELTE (1931), aber vor allem auch die älteren geologischen Erläuterungen des frühen 20. Jhd.s, u. a. REIS & SCHUSTER (1914), SCHUSTER (1933), KRAUSS & REIS (1926; vgl. Kartenverzeichnis im Anhang).
- 119 Eine Interpretation kann sich für bestimmte Fragestellungen - bei sorgfältiger Aufnahme - auch auf eine geringere analytische Vielfalt beschränken (Beispiel: Rekonstruktion der Herkunftsgebiete anhand quantitativer petrographischer Schotteranalyse).
- 120 Interessant ist die Parallelisierung der erosiven Selektivität mit der Verbreitung und auch Erhaltung der mobilisierten Gerölle. In bestimmtem Maß erlaubt die Zusammensetzung der Schotterspektren Rückschlüsse auf die jeweils weichen Gesteine, wenngleich in geringerem Ausmaß natürlich auch härtere Gesteine „randlich“ in die Erosion einbezogen werden können.
- 121 Dies wird vielleicht sogar durch tektonische Fallen, also relative bzw. absolute Senkungsgebiete, erklärbar.
- 122 Zur Geröllform und ihrer paläoklimatischen Aussagekraft vgl. B III. 1.3.2.3.
- 123 Vgl. u. a. Ähnlichkeiten zur Rekonstruktion von WELTE (1931), die aber etwa die raumzeitliche Dynamik zu wenig berücksichtigt (vgl. bisherige Kritik).
- 124 Vgl. auch B II. 2.2 ⇒ Tektovarianz im Arbeitsgebiet und B III. 1.3.3 ⇒ fortschreitende Definition des Kissingen-Haßfurter Höhenzugs.
- 125 Vgl. B II. 1, *Abb. 8* und Hinweise in SPÄTH (1973, u. a. 47) sowie dortige Diskussion der Literatur.
- 126 An dieser Stelle sei darauf hingewiesen, daß die Charaktere der seit dem ausgehenden Obermiozän trockenklimatischen Entwässerung nicht genau bestimmt werden können (zum Teil differenzierter Verlauf der Entwässerungslinien im Hauptvorfluterniveau bei Berücksichtigung von Zubringern etc.). Phänomene wie eine Wasserarmut in trockeneren Perioden oder niederschlagsbedingte Abflußspitzen können - entsprechend heutigen arideren Räumen - allerdings als sicher angenommen werden. Für die insbesondere bei Abflußspitzen erfolgende Materialverlagerung sind, wie bereits abgeleitet, schubstarke Wasserführung, zum Teil auch schlammstromartiger Transport in Betracht zu ziehen.
- 127 Als Beispiel kann die Albertibank am Hardberg angeführt werden (SW Waldsachsen, 385 m ü. NN; zur Geologie s. BÜTTNER 1989).
- 128 Vgl. auch BARTH (1972), HOHBERGER & EINSELE (1979) sowie die Diskussion bei BREMER (1967) und DÖRRER (1970). Im Detail sind hier natürlich komplexe Wirkungsgefüge von Verwitterung und Abtragung zu beachten (Überführung von Tonpartikeln in Suspension etwa bei stark reduzierter chemischer Verwitterung etc.). Bezüglich der Prozesse ist in diesem Kontext nicht im Detail zu belegen, inwiefern Flächenspülung, mechanische Schlagwirkung der „Gerölle“ und variierende Abflußintensitäten die „aride“ Erosion beeinflußt haben. Die chronologische Persistenz der Grobsedimente belegt sicherlich ihre hohe Relevanz hierfür.

- 129 SPÄTH verweist für NW-Australien in einem kurzen Hinweis auf flächenhafte Tieferlegung in Tongesteinen, die bei ariderem Klima mit zunehmender Akzentuierung von Kalksteinen korreliert.
- 130 In wissenschaftstheoretischer Hinsicht hängt die Gesteinhärte bzw. die Erodierbarkeit eines Gesteins von sehr komplexen Gefügen ab (vgl. A I. und C; s. o.). Hier sind gleitende Klimavarianten und somit auch sehr unterschiedliche Kombinationen mechanischer und chemischer Verwitterung als auch verschiedenster Abtragungsmechanismen tätig. *Regelhafte strukturelle Adaptation* bleibt aber erkennbar und ist etwa für die mögliche Linearität der Erosion verantwortlich (Störungen, linienhaftes Ausstreichen der Gesteine; vgl. u. a. STINGL 1979, aber auch SEUFFERT 1981: Korrelation variierender Linien- bzw. Flächenerosion mit Niederschlagstypen; zur Dimension von Flächen bzw. Flächenelementen vgl. u. a. BREMER 1981: Flächenstreifen, BUSCHE 1982, WILHELMY 1974). So zeigt sich im Arbeitsgebiet folgender Kontext: Die ältere Flächenentwicklung wird heute zum großen Teil durch isolierte bis punktuelle Flächenreste belegt. Dies hängt vor allem mit Phänomenen wie der komplexen internen Lithovarianz einzelner Straten, der (zumeist) direkt erfolgenden randlich-konvexen Zurundung (leichter peripherer Abtrag harten Gesteins), dem Erreichen harter Schichten bei der Tieferlegung (Beispiel: Umräumung höheren Flächenrests mit tieferen Altreliefs bei tektonischer Aufbeulung; vgl. auch B III. 1.2.2) und einer (geringen) späteren Überformung (u. a. leichte partielle Hangdynamik; vgl. auch TWIDALE 1991 und Überlegungen von SPÄTH 1973 zur quartären Prägung und deren kritische Diskussion in B III. 2.3) zusammen. Die Bedeutung der entsprechenden Vollformen ist dennoch hoch, wenn man die räumliche Ausdehnung u. a. im Kontext mit ihren Hängen betrachtet. Hier muß man sich auch verdeutlichen, daß die stufenbildenden Gesteinsschichten häufig nur Mächtigkeiten im Bereich weniger Meter aufweisen, was im Kontext mit dem geologischen Gefälle auf die Breite des oberflächigen Ausstrichs und damit die selektive Erosion einwirkt. So streicht ein 5 Meter mächtiger Quarzit bei einer geologischen Neigung von 1 Grad (bezogen auf eine „waagerechte“ Ausgangsfläche) auf einer Breite von etwa 300 Metern aus. Die spätere Flächenbildung korrelierte mit einer zunehmenden (aber nicht ausschließlichen ⇒ geschlossene tektonische Strukturen), auf tektonischen Leitlinien und Ausstrichbahnen der Gesteine basierenden Linearität (Zunahme weicher Gesteine), was wiederum zur quartären Zertalung überleitete (fortschreitender Klimaverfall; vgl. u. a. GOUDIE 1983 und C II. 2.1.2). In theoretischer Hinsicht können diese regelhaften Zusammenhänge natürlich nach Klimaentwicklung und Differenzierung des geologischen Inventars stark variieren. Regelhafte Inwertsetzung struktureller Varia ist das entscheidende Kennzeichen flächenhafter Tieferlegung, wobei Aspekte wie die morphologische Lage eine (meist nur) graduelle Verschiebung der morphologischen Gesteinswertigkeit bewirken können.
- 131 Rekonstruktion nach GÜK CC 6326/6318 bei Interpolation der bekannten Schichtmächtigkeiten (vgl. auch DÖRRER 1970, 34 ff.).
- 132 Zur Kritik an BÜDELS Gäuflächengliederung und der Diskussion der zeitlichen Einstufungen u. a. von BÜDEL und SPÄTH s. u. a. B III. 1.1.2, 1.2.6.
- 133 Buchtenartiges Vorgreifen der Hauptgäufläche nach SPÄTH (1976, 458); s. *Fotos 1, 2* in F IV. 1, *Abb. 18, Abb. 21, Abb. 31*; vgl. heutiges Relief in *Abb. 3*.
- 134 Der Begriff „Übergangsverebnung“ entspricht einer neuen Terminologie, die in B II. 1 vorgestellt worden ist. Bislang gibt es m. W. keinen Ansatz, der es ermöglicht, die Verebnungen oder Talböden, aus denen bestimmte Terrassen durch Zerschneidung entstanden, ohne vokabulare Akrobatik anzusprechen. Bezeichnungen wie „ehemaliger

Talboden der Terrasse x“ erschweren eine verständnisvolle Darstellung immens. Um dies zu umgehen, wird hier zum Beispiel die „obere Übergangsterrasse“ (KÖRBER 1962) als Relikt der „oberen Übergangsverebnung“ angesprochen. Entsprechend gilt dies für die Begriffspaare „obere Hauptterrasse“ (KÖRBER 1962)/„oberer Haupttalboden“ (neuer Begriff) und „obere Mittelterrasse“ (KÖRBER 1962)/ „oberer Mitteltalboden“ (neuer Begriff). Die Terminologie KÖRBERs wird konsequent übertragen. Mit der Differenzierung in „Verebnung“ und „Talboden“ wird eine weitere Unterscheidung deutlich, die den Charakter der damaligen Vorfluterbereiche betrifft und gleichzeitig eine treffende Charakterisierung der Übergangsformung im jüngeren Oberpliozän (s. B III. 2.1) ermöglicht. Jüngere Terrassen sind Tälern zuzuordnen, während die älteren Terrassierungen (zum Teil) noch eine flächenhafte Tieferlegung widerspiegeln. Gerade während der Übergangsformung im jüngeren Oberpliozän ist die Problematik zu beachten, daß sich der Wandel von der Flächen- zur Talbildung nicht nur in zeitlicher, sondern auch in räumlicher Hinsicht komplex vollzog. Daher stellen die Termini „obere Übergangsverebnung“ und „oberer Haupttalboden“ Formungstendenzen dar. Diese Problematik wird in den entsprechenden Kapiteln (s. B III. 2) noch detaillierter diskutiert.

- 135 Vgl. *Abb. 28, Abb. 29*, B III. 1.3.2.1 ⇒ Thundorfer Phase.
- 136 Der Nachweis kann u. a. anhand der Entstehung des Krumbachs erfolgen (vgl. weitere Diskussion).
- 137 Als Rückhänge von Fußflächen werden die Hangsegmente verstanden, die flächenaufwärts als Bestandteile des anschließenden Hochgebiets fungieren (Stufenhänge bzw. Stufenhangsegmente etc.; vgl. diverse Literatur zum Fußflächenproblem und weitere Diskussion).
- 138 Vgl. abweichende Vorstellungen von DÖRRER (1970, 146) zur Steigerwaldstufe; ähnliche Überbetonung quartärer Formung bei SPÄTH (1973).
- 139 Wirkung der reduzierten Flächenbildung: zunehmende Angliederung von Reliefsegmenten an bestehende Vollformen, Neuanlage von Hochgebieten.
- 140 Zur Anlehnung der nördlichen Haßbergstufe an die Haßbergstufe s. SPÄTH (1973, 207).
- 141 Die Beurteilung von Fußflächen als klimazonal gebundene Formenelemente bzw. Ariditätsanzeiger bereitet indes Schwierigkeiten. BUSCHE (1973) konnte belegen, daß Pedimente in einem wechselfeuchten, hochtemperierten Klima entstehen können (nach BUSCHE ausschließliche Beschränkung auf diese Gebiete, die er von (semi-)ariden Räumen mit Fußflächenüberformung abgrenzt; vgl. B III. 3.3 ⇒ Zusammenfassung der regionalen Fußflächenentwicklung). Auch die klimatische Bandbreite von Fußflächen in warm- als auch kalariden Zonen dokumentiert - sofern es sich nicht häufig um Vorzeitformen handelt - ein weitverbreitetes Formungsphänomen (vgl. u. a. MENSCHING 1973, STINGL 1979). Die Sonderstellung der kalariden Fußflächen außerhalb des eigentlichen Flächenbildungsklimas korreliert mit Faktoren wie der „Flächen“neigung (vgl. Problem der Gegenüberstellung flacher Rampenhänge und steilerer Fußflächen). Es sollte darüber nachgedacht werden, ob nicht die Lithovarianz in einem bestimmten Bezug zur klimatischen Bandbreite der Fußflächenengese steht. So ist die flächenhafte Tieferhaltung von Fußflächen in einem trockenen Klima zwanglos nachvollziehbar, sofern der Untergrund aus dominant weicheren (Ton-)Gesteinen aufgebaut wird. Daher sind auch Bezüge zur globalen Klimaverschlechterung zu überprüfen.
- 142 Vgl. SPÄTH (1973, 39 f.), dort aber keine Aufnahme in die morphologische Karte, Fig. 14.
- 143 Ähnlich DÖRRER (1970, 55) zum Steigerwald; opp. GARLEFF & KRISL (1997).

- 144 DÖRRER (1970, 43 f.) unterscheidet - den eigenen Überlegungen ähnlich - „echte“ Gäuflächen im Stufenvorland von entsprechenden „Gäuflächenniveaus“ im Stufenrückland. Diese bezeichnet sie in Anlehnung an BAKKER als - leider genetisch nicht ganz eindeutig definierte (SPÄTH 1973) - „Schichtstufenlandschaftspedimente“. Wichtig ist hierfür die Feststellung, daß es sich um genetisch zusammengehörige Flächenstockwerke handelt. In Bezug auf das Arbeitsgebiet sei nochmals hervorgehoben, daß allein die starke Differenzierung des Haßbergstufenrücklandes eine Übertragung des Begriffs *Hauptgäufläche* ungünstig erscheinen läßt. Für die eigenen Ergebnisse spielt die Unterscheidung DÖRRERs dahingehend eine untergeordnete Rolle, daß ohnehin eine abweichende Terminologie erstellt wurde (s. u. a. B III. 1.2.1).
- 145 SPÄTH vermutet ein partiell leicht überformtes 400 m - Niveau (vgl. aber u. a. Eltschig-Niveau nach KÖRBER 1962).
- 146 Inwiefern derartige Charakteristika für die fortschreitende morphologische Evolution bei flächenhafter Tieferlegung relevant sind, ist hier eine interessante Fragestellung. Faktoren wie die Einwirkung tektonischer Leitlinien sind zu berücksichtigen.
- 147 Abschließend sei nochmals der Bogen zur allgemeinen Schichtstufentheorie geschlagen. Im Kontext mit a) dem Erhalt älterer Flächenreste, b) der gleichen Höhe der Hauptvorfluterniveaus im Stufenvorland und -rückland sowie c) der komplexen Zergliederung bzw. Auflösung bestimmter stufenbildender Schichten oder stratigraphischer, in sich differenzierter Einheiten ergibt sich bereits anhand der Flächenbildung folgender Schluß: Stufenlandschaftsdynamik i. S. SCHMITTHENNERS (1956), die sich durch permanente Rückverlegung und flächenbildende Dellengeneese auszeichnet, sind nicht nachweisbar (sensu SPÄTH 1973, 247 ff.). Einheitlich abdachende, weite Stufenflächen, die für diese (fiktive, nicht verwirklichte; zur allgemeinen Ablehnung s. u. a. A II. 3, C II.) Vorstellung eine Grundlage wären, hat es in Mainfranken - gerade auch im Kontext mit der schichtspezifischen und schichtinternen Lithovarianz - nie gegeben (vgl. zu dieser Thematik u. a. SPÄTH 1977). Dieser Nachweis wird durch die Zerschneidung im Verlauf des Quartärs noch deutlicher möglich (vgl. hierzu auch BLUME 1971, 1976). Deren Hauptvorfluterebene dachen zwar stärker ab als die älteren Flächen, haben die Stufenbildner aber noch stärker aufgelöst.
- 148 Auf einer Exkursion mit J. JUNG konnten wir im Spessart bei Kleinwallstadt auf der Dörmeths-Höhe im Vorland der Buntsandsteinstufe (Rest der Hauptgäufläche, 287 m ü. NN, unterer Buntsandstein nach GK 100 Naturpark Spessart, s. auch JUNG 1996, KÖRBER 1962) kantige bis kantengerundete Buntsandsteingerölle beobachten. Ihr Vorkommen entspricht der vorgenommenen paläoklimatischen Interpretation. Damit erweist sich diese anscheinend auch im überregionalen Vergleich als zutreffend, wenngleich weitere Analysen notwendig sind. Hierfür spricht übrigens auch die vergleichbare Charakteristik des „Wanderschutts“ im Steigerwald (EMMERT 1987), der auf den verschiedenen Niveaus des Gäuflächensystems (s. o.; vgl. BÜDEL 1957) auftritt.
- 149 Vgl. B III. 1.3.2 ⇒ Thundorfer Phase.
- 150 In theoretischer Hinsicht soll hier nochmals Bezug auf Kapitel B III. 1.2.2 genommen werden. Dort wurde der Vorgang der selektiven Formung in Bezug zu auflagernden Verwitterungsdecken gesetzt. Abgesehen davon kann es natürlich beim Beginn der Vollformenakzentuierung oder (seltener) nachträglich, etwa durch Windeinwirkung (Faktoren wie fehlender Schutz durch Vegetation), zur partiellen oder vollständigen Entfernung der ursprünglichen Bodendecke auf einem Flächenrest kommen. Eine erneute Pedogenese oder die spätere Überprägung älterer Bodensegmente kann dann einen

- Paläoboden vortäuschen, der vor der Vollformenbildung entstanden ist. Zu erwähnen ist jedoch wiederum die geringe Erosion auf einmal isolierten, akzentuierten Vollformen (Stabilität). Neben der oben angeführten Konformität sind dies weitere Aspekte, welche die paläoökologische Interpretation erschweren können. Hier muß gleichzeitig die lithovariante Abtragung interpretiert werden. Finden sich beispielsweise auf einer weiten Fläche, die quarzitische Sandsteine schneidet, Zeugnisse intensivster und weitverbreiteter chemischer Zersetzung, und erfolgt die nachfolgende Flächenbildung nur noch in „weicheren“ Gesteinen, so darf man den Zersatz der älteren Flächenbildung zuordnen (vgl. B III. 1.1).
- 151 Auf die Stabilität der Vollformen und der Böden ihrer Dachbereiche, die über lange Zeiträume nur geringer Erosion ausgesetzt sein können und daher häufig polygenetischen Charakter aufweisen, sei an dieser Stelle wiederholt hingewiesen.
 - 152 Zur Aussagekraft der Grobsedimentanalyse s. u. a. RUST & WIENEKE (1973), STÄBLEIN (1970); zum Auftreten von Geröllen vgl. auch BÜTTNER (1988), WELTE 1931).
 - 153 An dieser Stelle muß nochmals auf das Thema Selektivität und die regelhafte Inwertsetzung bestimmter Lithovarianzen eingegangen werden. Die zunehmende Flächeneinengung während der finalen Gäuflächenphase, die auch eine Trennung von der vorangegangenen Phase nahegelegt hat, ergibt sich primär durch das Erreichen härterer Gesteine während der Tieferlegung. Ich neige zu der Auffassung, daß dies auch für die durchgehende Akzentuierung der Muschelkalkstufe gilt, indem während der Tieferlegung veränderte Strukturen etwa bezüglich der Kluftdichte etc. wirksam wurden. Allerdings ist eine Einflußnahme durch Klimavariabilität oder auch Hebungsraten nicht auszuschließen, die eine Zunahme „harter“ geologischer Ausprägungen im Rahmen regelhaft-selektiver Flächenbildung bewirken könnte.
 - 154 Die Gleichsetzung des Main-Events mit dem Anschluß des rezenten Obermains entspricht einer didaktischen Vereinfachung. In der Realität erfolgte die entsprechende Anzapfung (Überwindung des Keuperberglands) während eines bestimmten Zeitraums, dessen Dauer nicht genau festzulegen ist. Erst am Ende dieses Vorgangs erfolgte die eigentliche Flußanzapfung (vgl. weitere Diskussion).
 - 155 Zur Definition dieses neuen Begriffs s. B III. 2.1.
 - 156 Vgl. aber den gegenteiligen Nachweis von RUTTE (1971), s. hierzu auch nachfolgende Kapitel.
 - 157 Der flußabwärts erfolgenden Zunahme der Sedimentfracht (fortschreitende Materialzufuhr) steht durch die zunehmende Wassermenge eine verstärkte Transportleistung gegenüber. Dadurch nimmt in den Sedimenten der Anteil weittransportierter Komponenten mit der Zunahme der Transportstrecke ab.
 - 158 Die Terminologie zur Terrassierung im Arbeitsgebiet wird aus didaktischen Gründen in B III. 2.1 vorgestellt (vgl. *Abb. 31, Tab. 1*).
 - 159 Die Anlage der uÜT entspricht der einsetzenden Haupttalbodenbildung (s. B III. 2.1).
 - 160 Ein Beleg ist die präquartäre Bildung der Übergangsverebnungen (vgl. KURZ 1988, SEMMEL 1994, *Abb. 9*).
 - 161 Vgl. Diskussion zur Entstehung von Flächenstockwerken und deren Erhaltungsmöglichkeit in Kapitel B III. 1.3.2.1 sowie Erläuterungen zur Differenzierung der Fußflächen und Angaben zu räumlichen Unterschieden der oÜV in Kapitel B III. 2.1.
 - 162 Vgl. auch Stufenverlauf in *Abb. 2* und ähnliche Herleitung bei BREMER (1989a).

- 163 Zu hochgelegenen Schottern entlang der Saale s. auch WELTE (1931, 46 f.).
- 164 Diese entsprechen heutigen Niveaus oberhalb von 400 m ü. NN (zum Paläoklima vgl. B II. 1).
- 165 Nachweise u. a. in Kapitel B III. 1.3.3.2.3 (vgl. WELTE 1931).
- 166 Zur räumlichen Situation vgl. *Abb. 2, Abb. 31* (s. auch SPÄTH 1973, 194 f.).
- 167 Vgl. u. a. Funde bei SPRINGORUM (1969), aber auch B III. 1.3.3.1 ⇒ paläoklimatische Interpretation.
- 168 Vgl. auch Ausgangsproblematik und Diskussion des Forschungsstands in den Kapiteln A I. sowie B III. 4.
- 169 Vgl. C II. 4 sowie die zum Teil abweichenden regionalen Ergebnisse von SPÄTH (1973).
- 170 Gründe hierfür sind die Entwicklung von Flächenniveaus und das Erreichen harter Gesteinspartien während der Tieferlegung (⇒ stärker reliefiertes bis flachwelliges Gelände mit der Anlage von Schichtstufen oder stufenartigen Formen).
- 171 Vgl. ähnliche Ergebnisse von SPÄTH (1983) zu NW-Australien; zur morphologischen Härte von Gesteinen bzw. Mineralen und entsprechenden Verwitterungsphänomenen vgl. u. a. BORGER (1992), BREMER (1989), SCHNÜTGEN & SPÄTH (1983), WIRTHMANN (1994).
- 172 Krustenbildungen oder Silifizierungen während der Flächenbildung sind (nur) als modifizierendes Element zu berücksichtigen. Entscheidend ist die primäre Lithofazies.
- 173 Hier ergibt sich nicht zuletzt die Frage, welche Qualität das Klima aufweisen muß, um eine Aufarbeitung quarzitischer Sandsteine, die selbst in den heutigen feuchten Tropen (meist) resistent sind (freundl. mdl. Mitt. Prof. SEMMEL, Hofheim i. T.), zu ermöglichen.
- 174 Zu möglichen Modifikationen, etwa dem Erhalt von Muschelkalkpartien, vgl. u. a. B III. 1.2.6.
- 175 Kurze Trockenphasen, Hebung etc. (s. B III. 1.2.6; vgl. auch Klimaentwicklung in B II. 1).
- 176 Vgl. Ausführungen zur Erhaltung hochgelegener Altreliefs im Muschelkalk des Thüringerwaldvorlands (B III. 1.2.6).
- 177 Vor allem Burgsandstein (kmB; vgl. B II. 2.1, *Abb. 3, Abb. 13, Abb. 16*).
- 178 Sofern im überregionalen Vergleich entsprechende Altreliefreste in Kalken ausgebildet sind, ist zu bedenken, daß dies nur auf das Erreichen der entsprechenden Gesteine bei der jüngsten Flächenbildung zurückzuführen sein kann (vgl. auch anschließende, enge Zerschneidung in Teilen des Maintals). Kalksteine sind innerhalb der „Gäufäche“ weitgehend als Vollformen akzentuiert worden (s. u. a. WIRTHMANN 1994).
- 179 Eine hohe Erodierbarkeit in den verschiedenen Klimaten gilt vermutlich auch für die untergeordnet vorkommenden Salzgesteine (Beispiele: Steinsalze des Muschelkalks, Gipse des Keupers), sofern diese nicht ohnehin schon vor der neogenen Formung ausgelagert wurden.
- 180 Die Vielfalt struktureller Variabilität ergibt sich beispielsweise aus „gleitender“ Veränderung bestimmter Ausprägungen (Kombinationen bzw. Vielfalt verschiedener Bindemittel, Gehalt an bestimmten Mineralen, Mischgesteine etc.; vgl. u. a. FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970; zur komplexen Mineralresistenz s. u. a. BORGER 2000, BREMER 1989). Ein weiteres Beispiel hierfür ist das Verhältnis von Art und Intensität der (z. B. karbonatischen) Zementierung. So kann eine lokale Erosion von karbonatisch (oder auch quarzitisches) gebundenen Sandsteinen, die in unmittelbarer Nachbarschaft heraus-

modelliert werden, u. a. auf den Verfestigungsgrad zurückzuführen sein. Weitere mögliche Ursachen der Variabilität lithovarianter Abtragung wären u. a. die primäre Porosität, die über die Wasserwegsamkeit die chemische Verwitterung steuert, Feldspatgehalt, Gipsanteile, Schichtung und Korngrößen (vgl. B III. 1.2.2, 1.2.3). Bezüglich der Korngrößen scheint sich abzuzeichnen, daß feinkörnige quarzitishe Sandsteine insgesamt resistenter als ihre grobkörnigen Pendants sind; dabei ist das Mengenverhältnis von Körnern und Bindemittel zu berücksichtigen. Daß auch innerhalb einer übergeordneten Gruppe (weiteres Beispiel: Kalkgesteine inklusive Steinmergel und der in Mainfranken untergeordneten dolomitischen Ausprägungen, die in morphologischer Hinsicht mit den Kalksteinen weitgehend gleichzusetzen sind; s. u. a. B III. 1.3.2.3) morphologisch wirksame Härtevarianzen bestehen können, ist abzuleiten und kann in das eigene Konzept zwanglos integriert werden. Letztendlich wird hier auch das Problem deutlich, in welchem Maßstab man die strukturellen Variablen betrachtet. Trotz der Vielfalt sind - wie auch hier am Beispiel von Mainfranken durchgeführt - vereinfachende Darstellungen möglich, wobei wichtige strukturelle Parameter hervorgehoben werden, aber gleichzeitig die strukturelle Vielfalt in bestimmten Gesteinstypen zusammengefaßt wird (vgl. gängige Abstraktion in geologischen Karten, u.a. Tonstein bzw. Tongestein inklusive mergelige oder gipshaltige Gesteinsausprägungen etc.). Bei der hier vorgenommenen abstrahierenden Darstellung von Sand- Ton-, Kalk- und Salzgesteinen werden beispielsweise Mergelgesteine je nach den Ton- bzw. Kalkanteilen (vgl. Begriff Karbonatgesteine) den entsprechenden Hauptgruppen zugeordnet (vgl. auch SCHUMANN 1982). Treten besondere Kombinationen auf, etwa in Form von untergeordneten Gipsanteilen in Tongesteinsserien, wird ähnlich verfahren. Dies korreliert mit der Beobachtung der selektiven morphologischen Inwertsetzung übergeordneter Lithovarianzen. Abschließend sei hervorgehoben, daß innerhalb dieses Konzepts auch problemlos erklärt werden kann, daß zu einem jeweiligen Zeitpunkt verschiedene Gesteinstypen etwa resistent sein können. Last but not least sei für die Vielfalt der klastischen, chemischen und organogenen Sedimentgesteine (Sand-, Kalk-, Tonsteine, Mergel, Gips, Salz etc.), die auf vielfältige (über unterirdische Lösung auch m. o. w. indirekt wirkende) Weise die Entwicklung von Schichtstufenlandschaften mitbestimmen, auf die umfangreiche Darstellung von FÜCHTBAUER & MÜLLER (1970) verwiesen.

- 181 Vgl. u. a. BREMER (1989), MAINGUET (1972), WIRTHMANN (1987), C II. 2.1.4 und dortige Literaturangaben.
- 182 Zudem äußert sich die Struktur trotz reliefbezogener Wirksamkeit der morphologischen Lage immer noch weitgehend in der (lokalen) Reliefdifferenzierung, weil dann eben andere Strukturvarianzen partiell wirksam werden können. In theoretischer Hinsicht sind für den Charakter der Einwirkung der morphologischen Lage auch Faktoren wie die Linearität der Abtragung zu berücksichtigen, die aber im Rahmen selektiver Abtragung zu interpretieren sind (Orientierung am Ausstrich weicher Gesteine etc.; vgl. zum Teil abweichende Ausführungen zur Talbildung u. a. in B II. 2.1). Weitere Faktoren, welche die Gesteins Härte graduell variieren können, sind die Einflußnahme tieferer geologischer Schichten (Wasserstauer etc.) oder auch Entlastungsklüfte, die sich aber ohnehin an primären Schwäche zonen des Gesteins orientieren. Die regelhafte Inwertsetzung bestimmter Lithovarianzen in der Reliefdifferenzierung ist damit vereinbar und wird hierdurch nur modifiziert.
- 183 Damit besteht ein deutlicher Gegensatz zu den Auffassungen von BÜDEL oder auch BREMER, die Gesteins Härte im Hinblick auf die Einwirkung der morphologischen Lage als relative Größe beschreibt (zur Bedeutung der relativen Härte etwa für Zertalungssequenzen s. bisherige und weitere Diskussion). Relative Härte ist ein vieldeutiger Begriff.

- U. a. kann sich die Wirkung einer relativen Härte dahingehend äußern, daß eine strukturelle Adaptation der Landschaft vorliegt, wobei ein bestimmtes Gestein in einem Gebiet Stufenbildner ist, in einem anderen Raum aber (bei gleichen tektonischen und klimatischen Rahmenbedingungen) als weiches Gestein erodiert wird. Die Problematik der Anwendung des Begriffs Härte und die Möglichkeit von Mißverständnissen, die gerade bei vereinfachter Darstellung von Sachverhalten gegeben ist, wurden bereits mehrfach erwähnt (u. a. B II. 2.1). Für die Flächenbildung wäre zu diskutieren, ob in bestimmten Situationen, etwa bei der flächenhaften Tieferlegung in einem (älteren) selektiven saprolithischen Zersatz oder wenn die Tieferschaltung auch eine Kombination von Lockersedimenten und Festgesteinen umfaßt, im kleinmaßstäblichen Vergleich eine graduelle Verschiebung der Resistenz hin zu einer etwas höheren Bedeutung der relativen Härte bzw. eine graduelle Abänderung der ansonsten aufgrund der absoluten Härte zu erwartenden Erodierbarkeit möglich ist (Vergleich mit Gebieten, in denen ausschließlich Festgesteine anstehen). Diese Problematik erscheint dahingehend interessant, weil derart weiche Substrate die Erosion bzw. die Abtragungsraten im Vergleich zum Festgestein extrem begünstigen. M. E. würde dies aber allenfalls - sofern überhaupt zutreffend - modifizierend wirken und wiederum nichts an der übergeordneten morphologischen Inwertsetzung absoluter Gesteinsvaria ändern. Ähnliche Zusammenhänge wurden ja bereits für die Einwirkung der morphologischen Lage auf die Resistenz geschildert; weitere Modifikationen können beispielsweise im Kontext mit der Grundwasserdynamik, u. a. durch Verkarstung im Untergrund (Wasserhaushalt, Folgewirkungen der Subrosion etc.; vgl. klassische Differenzierung in harte, wasserundurchlässige und weiche, wasserundurchlässige Gesteine) oder räumlichen Unterschieden der Hebungintensität auftreten. Bezüglich der morphologischen Lage sind auch Faktoren wie die Veränderung der Gesamtabdachung und die Entfernung zum Meer zu beachten. Die Definition einer absoluten Härte ist auch dann gerechtfertigt, weil die regelhaft-selektive Erosion nur graduell bis punktuell modifiziert wird. Hingegen ist die relative Härte vor allem dann zu interpretieren, wenn etwa, wie bei der kalтарiden Zertalung, relative Härteunterschiede u. a. auf der Basis der einwirkenden morphologischen Lage stärker in den Vordergrund treten können.
- 184 In theoretischer Hinsicht sind auch Böden und Sedimente über den Verwitterungsgrad (bei fortschreitender Reduktion wegen der zeitlichen Varianz der Flächenexponierung unterschiedliche Stärken zu erwarten), die Zusammensetzung (Liefergebiete) und natürlich ihre Erhaltung (die bei Reduktion durch Verschneidung von Front- und Rückhängen etc. häufig nicht vorhanden sein dürfte) Indikatoren für die Art der Flächenbildung.
- 185 Der Gehalt an Feldspaten und Schichtsilikaten kann die Verwitterung über eine verstärkte SiO₂-Lösung verstärken (positive Rückkopplung durch mobiles Eisen-Ton-Plasma; vgl. Foto 10; vgl. u. a. BORGER 1993), was wiederum für die Gesteinsresistenz wichtig ist.
- 186 Vgl. allgemeine Hinweise bei RUST & WIENEKE (1973), STÄBLEIN (1970); dort auch Anmerkungen zu den verschiedenen Charakteren von Grobsedimenten und ihrer variierenden Relevanz in Klimaten unterschiedlicher Humidität.
- 187 Zu Übereinstimmungen und Unterschieden vgl. die in den Kapiteln zur regionalen Morphologie angegebene Literatur.
- 188 Vgl. *Abb. 8, Abb. 9* sowie Kapitel B II. 1 und dortige Literaturangaben.
- 189 Vgl. *Abb. 4, Abb. 18* sowie u. a. KÖRBER (1962), SPÄTH (1973); zur allgemeinen Betrachtung deutscher Mittelgebirge s. auch BIRKENHAUER (1983).
- 190 U. a. sei hier auf die Abhandlungen von BÜTTNER (1989), GOEMANN (1965), KÖRBER (1962), MARIOLAKOS (1969), SCHRÖDER (1976) und SPÄTH (1973)

- verwiesen. Die eigene Betrachtung beinhaltet eine neue Interpretation der KÖRBERschen Terrassengliederung und ihre Anwendung auf die in morphologischer Hinsicht bislang kaum untersuchte Randsenke (vgl. weitere Diskussion und erstellte Grafiken, vor allem *Abb. 31*).
- 191 Vgl. u. a. KÖRBER (1962) und die den eigenen Ergebnissen ähnliche, aber vor allem viel weniger differenzierte Darstellung bei MÜLLER (1996: u. a. *Abb. 42*).
- 192 Beispiel: tiefgreifende Zertalung und nachfolgende sedimentäre Bildung des A-Talbodens des Mains als Ausgangsform der späteren A-Terrasse (s. B III. 2.1, 2.2.2, *Abb. 9*).
- 193 Hier ist der Bezug zum (leicht reliefierten) Verebnungsniveau, zu seiner differenzierten, nach dem geologischen Festgesteinsuntergrund regelhaft-selektiv verlaufenden Tiefer-schaltung und zu der möglichen späteren vertikalen bis horizontalen Dislokation von Sedimenten herzustellen.
- 194 S. auch KÖRBER (1962), MÜLLER (1996, 193; *Abb. 42*); vgl. weitere Diskussion zur räumlichen Beschränkung der Erosion seit dem jüngeren Oberpliozän.
- 195 BÜDEL (1977, 200 ff.) legt sich bei seinen Ausführungen zu den klimatischen Rahmenbedingungen der allgemeinen Genese der Übergangsebenen (neuer Begriff; s. o.) nicht fest. Er stellt einen Wechsel von warm-feuchten und kühl-trockeneren Phasen zur Diskussion und betont dabei die (traditionale) Weiterbildung der Flächen.
- 196 Die Möglichkeit zur Ausweisung eines bestimmten Verebnungsniveaus fehlt beispielsweise für die Thundorfer Phase (s. B III. 1.3.2). Genaugenommen bestehen bei der kontinuierlichen Tieferlegung unendliche viele Höhnenniveaus, die aber aus bestimmten Gründen wie Hebungintensitäten nicht in Form von Altreliefresten konserviert werden müssen.
- 197 Dort finden sich u. a. Lydite (opp. SPÄTH 1973, 42; vgl. BÜTTNER 1989).
- 198 Zu diesem Phänomen in jüngeren Terrassenablagerungen s. KÖRBER (1962).
- 199 Entsprechende Altreliefreste in der Randsenke befinden sich insbesondere westlich von Hofheim i. Ufr.
- 200 Es ergibt sich eine Verteilung von 2% kantig, 47 % kantengerundet, 49 % gerundet, 2 % stark gerundet (nach REICHELT).
- 201 Der Zusammenhang mit der Dominanz härterer Gesteine im Rückland der Haßbergstufe ist offensichtlich (vgl. auch die Ausführungen SPÄTHs zu den verschiedenen morphologischen Teilräumen, s. *Abb. 6* und etwas veränderte Darstellung in *Abb. 2*).
- 202 S. Kapitel B 2.2.1 (vgl. hierzu auch GARLEFF & KRISL 1997; zur generellen Diskussion derartiger Phänomene s. u. a. BUSCHE 1998, HAGEDORN & BRUNOTTE 1983, STINGL & GARLEFF 1987). In diesem Zusammenhang sind auch Fragen wie die Vielfältigkeit klimamorphologischer Tendenzen zu erörtern (vgl. Konzept von BÜDEL 1977).
- 203 S. *Abb. 9*, dort Anwendung einer neuen Terminologie gemäß der oben durchgeführten Definition und Angabe der Literatur, die für die eigene zeitliche Gliederung verwendet wurde.
- 204 U. a. besteht die theoretische Möglichkeit der Aufschotterung des oHTB auf die uÜT als Rest der breiteren uÜV (vgl. bisherige Diskussion sowie Kenntnisstand in: KÖRBER 1962).

- 205 Vgl. BOLDT (1993), SPÄTH (1973, 53), weitere Diskussion sowie B III. 3.3; zur terminologischen Problematik von Fußflächen s. B III. 1.3.3.1. Der neutralere Begriff Kryofußfläche wird aus den bisherigen Erwägungen dem häufig benutzten Begriff Kryopediment vorgezogen.
- 206 Zu einzelnen Phasen vgl. *Abb. 9*, dort auch Angaben der für die eigene Gliederung verwendeten Literatur.
- 207 Vgl. B III. 2.2.2 und dortige Literaturverweise; mutmaßlich synchrone Sedimente bestehen als Untergrund der tR4 am Mittelrhein (s. hierzu BIBUS 1980, KURZ 1988).
- 208 In Kapitel B II. 1 wurde bereits BÜDELs Überlegung zur Terrassenentwicklung und kaltzeitlich variierender Erosion und Akkumulation vorgestellt. Auch hier soll nochmals auf die Komplexität hingewiesen werden, die sich u. a. aus tektonischen und glazial-eustatischen Einflüssen, aber auch durch die allgemeine Reliefenergie ergibt. Auch die Position in großdimensionierten Landschaftstypen muß beachtet werden (Beispiel Mittelgebirge und Tiefland).
- 209 Resultat ist eine Zunahme der Hangstrukturierung (s. SPÄTH 1973, u. a. 199, vgl. auch SPÄTH 1986 zur Rolle der Eisrinde, BÜDEL 1957, 1977 und HEMPEL 1957).
- 210 Vgl. u. a. auch SCHWARZMEIER (1982), SPÄTH (1973); weitere Literatur und graphische Umsetzung in *Abb. 31*, *Abb. 33*; vgl. auch *Abb. 18*; zur neuen Terminologie s. *Tab. 1* und B III. 2.1.
- 211 Terminologie: mHT = mittlere Hauptterrasse, uHT = untere Hauptterrasse.
- 212 Vgl. auch B III. 3.1 ⇒ differierende Charaktere der tertiären und quartären Formung.
- 213 Ein Beispiel ist der Grenzdolomit S Rügheim (vgl. GK 25 5829, Hofheim i. Ufr. in: SCHRÖDER 1976).
- 214 Ähnliche Zusammenhänge ergeben sich ja auch für die Flächenbildung (Beispiel grobsedimentbedeckter Altrelieffest der Thundorfer Phase E Thundorf).
- 215 Die forcierte strukturelle Akzentuierung im Quartär, während der nun auch bislang nicht bedeutende strukturelle Varia morphologisch inwert gesetzt wurden, ist mit der partiellen Zerschneidung weicher Gesteine, für die ohnehin auch tektonische Beanspruchung zu überprüfen ist (s. weitere Diskussion), m. E. vereinbar. Dahingehend geringere Selektivität bei der Talbildung erklärt beispielsweise auch die Erhaltung von Saprolithdecken in verschiedenen Regionen des Mittelgebirges (vgl. FELIX-HENNINGSSEN 1990, JUNG 1996). Deutlich wird die unterschiedliche Einflußnahme der strukturell-klimatischen Wirkungsgefüge.
- 216 Vgl. auch *Abb. 29*, SPÄTH (1973); zur modifizierenden, reliefbeeinflussenden Rolle der Sedimentation s. bisherige Diskussion.
- 217 Damit wird deutlich, daß sich die Bildung von Verebnungen tendenziell Richtung Hauptvorfluter verschob, während wasserscheidennähere Gebiete früher von (allerdings relativ leichter) Zertalung betroffen waren. Dies wird insbesondere anhand der bereits altangelegten Fußflächen der Haßbergstufe deutlich (vgl. aber kleinere Fußflächen entlang der Täler, Hofheimer Becken an der mittleren Haßbergstufe). Ein weiteres Charakteristikum ist die stärkere Zertalungstendenz von Hochgebieten in der Nähe des Mains (vgl. zu dieser Thematik auch die unterschiedlichen Vorstellungen von BRUNOTTE & GARLEFF 1989). Diese scheinbaren Widersprüche bzw. die in räumlicher Hinsicht gegensätzlichen Formungstendenzen werden verständlich, wenn man neben der Gesteinsdifferenzierung auch Faktoren wie die Reliefenergie (mainnahe Hochgebiete ⇒ Zertalung), die Zunahme

- der Abdachungsneigung in Richtung auf die Wasserscheide (⇒ Zertalungsmöglichkeit) oder auch die mainwärtige Zunahme der Abflußmenge des Wassers (⇒ mögliche flächenhafte Wirkung der Erosion in weichen Gesteinen) berücksichtigt.
- 218 Vgl. BÜDEL (1972), STÄBLEIN (1968) sowie Kapitel B III. 3.4.
- 219 Vgl. bisherigen Forschungsstand in: BÜTTNER (1989), KÖRBER (1962), MARIO-LAKOS (1969), SCHWARZMEIER (1982), SCHRÖDER (1976) und die Kritik an SPÄTHs allgemeinen Ausführungen zur Bedeutung der kaltzeitlichen Formung u. a. in Kapitel B III. 2.3.
- 220 Vgl. zu dieser Thematik auch u. a. BÜDEL (1977), LOUIS & FISCHER (1979) und Hinweise im nächsten Unterkapitel.
- 221 S. u. a. „altpleistozäne“ Talbildung bei GARLEFF (1989), MÜLLER (1996), SEMMEL (1994), „altquartäre“ Taleintiefung bei WURM (1956); zum oberen Mittelmaintal s. auch BÜTTNER (1989), SCHWARZMEIER (1982).
- 222 Zur relativen und absoluten zeitlichen Eingrenzung vgl. Diskussion bei KURZ (1988), SCHWARZMEIER (1982), SEMMEL (1994). Interessant ist, daß der bodenkundliche Nachweis der altpleistozänen Eintiefung auch im Stufenrückland gelten könnte (SPÄTH 1973 nach HÖHL).
- 223 Zur Morphostratigraphie und zeitlichen Einstufung s. SCHWARZMEIER (1982) sowie in Anlehnung an KÖRBER (1962) erstellte, neue Terminologie, *Tab. 1*; vgl. auch *Abb. 9*.
- 224 Dabei ist das Verhältnis der Fußflächendynamik zur Seitenerosion und damit auch die Entstehung der Kryofußflächen nicht eindeutig zu belegen.
- 225 Zertalung als inselektive Zergliederung von Fußflächen ist (u. a. als Zwischenstadium) vor allem da möglich, wo weitgehend homogene Tonsteinserien anstehen; Faktoren wie die Geröllauflage oder Krustenbildungen sind aber i. w. S. als strukturelle Parameter zu beachten.
- 226 Hier wird ein Gegensatz zur vorangegangenen Formung deutlich, wo die Tieferlegung von Verebnungen besonders im südlichen Teil des Stufenvorlands angehalten hatte. Im Norden hatte die Reliefdifferenzierung früher begonnen.
- 227 S. o. und *Abb. 28*; vgl. SCHUNKE (1988), SPÄTH (1973, 197) zum Baunachtal; zum Fehlen der Fußflächen s. *Abb. 33*.
- 228 Vgl. *Abb. 33* und B II. 2.2 ⇒ Tektovarianz im nordöstlichen Mainfranken.
- 229 Vgl. Kapitel B III. 2.2.3.1.1 und BIBUS (1985) zum Keuperbergland in der Umgebung von Tübingen.
- 230 U. a. ALTERMANN et al. (1988), BIBUS (1985), BIRKENHAUER (1980), BRUN-NACKER (1957, 1963), DIEZ (1968), DÖRRER (1970), EBERLE (1998), KLEBER (1991, 1991a), REHFUESS (1981), RÜCKERT (1976), SCHILLING & WIEFEL (1962), SCHWANECKE (1970), SEMMEL (1968, 1974), VÖLKELE (1995).
- 231 Tonsteine fungieren als Gleitmittel zur Verlagerung kryoklastisch aufbereiteter Sandsteine (vgl. Rutschungsneigung der Feuerletten etc. in Kapitel B III. 2.2.2).
- 232 Die oben angesprochene Dynamik der Eistrinde führt uns wieder zurück zu dem Problem der fluviatilen Dynamik des Spätglazials (Erosion oder Akkumulation; vgl. B II. 1). Zumindest die Entfernung des kryoklastisch aufbereiteten Materials ist dahingehend sicher ein möglicher Prozeß, der dann auch mit einer (schwachen?) Tieferlegung der Flußsohlen verbunden gewesen wäre. Hier muß natürlich auch zwischen den verschiedenen Ord-

- nungen der Vorfluter unterschieden werden (Zubringer inklusive ihrer internen Ordnung, Hauptvorfluter etc.; vgl. LOUIS & FISCHER 1979).
- 233 Mit entsprechender Intention habe ich in älteren Arbeiten in Anlehnung an bisherige Terminologien die Bezeichnungen Basisfolge, Mittelfolge und Deckfolge gewählt, ohne damit eine inhaltliche Parallelisierung anzustreben (BOLDT 1993, 2000). Grund für diesen „Alleingang“ war die m. E. bestehende Problematik, verschiedene Mittelgebirgsräume zu parallelisieren. Inzwischen hat sich jedoch in vielen Diskussionen gezeigt, daß die Terminologie der KA4 (4. Auflage der Bodenkundlichen Kartieranleitung, AG Boden 1994) in Basis-, Mittel- und Hauptlage auch auf die Schichtstufenlandschaften übertragbar ist und mit der Gliederung SEMMELs (Basis-, Mittel-, Deckschutt) parallelisiert werden kann (freundl. mdl. Mitt. Prof. A. SEMMEL und Prof. Dr. J. VÖLKELE). Merkmale wie Mächtigkeit der Schichten, Körnung und Einregelung der Grobkomponenten entsprechenden der typischen Differenzierung mainfränkischer Deckschichten, so daß eine insgesamt unglückliche, weil nicht übertragbare regionale Gliederung aufgegeben werden kann (s. B III. 2.2.3.1.2; vgl. weitere Anmerkungen). Allerdings sei darauf hingewiesen, daß die hier abgeleiteten Korrelationen der Deckschichtencharakteristik mit dem Ausgangsgestein je nach geologischer Differenzierung stark variieren kann. Dies gilt u. a. für die verschiedenen Feinsedimentfraktionen, deren Anteile an den Lagen gerade im Vergleich von Deck- und Grundgebirge sehr unterschiedlich sein dürften (vgl. u. a. SEMMEL 1991, VÖLKELE 1995).
- 234 Bei der durchgeführten Anwendung der KA4 ist allerdings nochmals zu betonen, daß sich die unterschiedlichen Ausgangssubstrate im Grund- und Deckgebirgsbereich im Hinblick auf die Korngrößencharakteristik der einzelnen Lagen auch in der Charakteristik des Deckschichtenaufbaus äußern (s. weitere Diskussion). Hier sind weitere Untersuchungen notwendig, um diesem Sachverhalt gerecht zu werden, wenngleich in der KA4 die wechselnden Ton-, Schluff- und Sandanteile durchaus berücksichtigt werden. Im Rahmen der strukturell-klimatischen Steuerung der Mobilisierung von Substraten ergibt sich auch die Frage, inwiefern die verschiedenen Lagen in Grund- und Deckgebirge oder auch in verschiedenen Sedimentgesteinsarealen vergleichbar sind. In lithologisch relativ homogenen kristallinen Gesteinen ist die Relevanz der hochglazialen äolischen Verlagerung vermutlich bedeutender als in Sedimentgesteinsarealen, wo autochthon aufbereitete Lockersedimente (Sande!) verstärkt in die nichtäolische Massenverlagerung einbezogen werden. Als Charakteristika zur Ansprache und Unterscheidung der Lagen im Schichtstufenland werden neben dem Vergleich mit dem Anstehenden und der hangparallelen Einregelung von Grobsedimenten die Mächtigkeiten (Hauptlage bei vollständiger Erhaltung 40-70 cm, Mittellage stark schwankend bis fehlend, Basislage bis > 1m) und Korngrößenspektren der Feinsedimente (relativer Gehalt ⇒ tonige Basislage, schluffige Mittellage, sandige Hauptlage) verwendet (s. KA4, KLEBER 1991).
- 235 Vgl. auch die Überlegungen von GARLEFF & KRISL (1997) zur Korrelation einzelner Sedimentstraten mit dem klimatischen Ablauf einer Kaltzeit.
- 236 Vgl. hierzu u. a. auch die entsprechende Betrachtung von SEMMEL (1991) zum Fulda-Werra-Bergland und die oben angesprochene forstamtliche Kartierung.
- 237 S. weitere Diskussion; zur Komplexität von Deckschichten vgl. auch SEMMEL (1968), SPÄTH (1986).
- 238 In diesem Zusammenhang sei nochmals die Stabilität von Vollformen hervorgehoben. Anders als etwa im Bereich von norddeutschen Moränen, die im Laufe der Zeit eine Tendenz zur Nivellierung aufweisen, kann ein derartiger Trend im Schichtstufenland kaum

- nachgewiesen werden. Dies hängt u. a. damit zusammen, daß der Untergrund der Vollformen im mainfränkischen Schichtstufenland, selbst wenn es sich um relativ weiche Substrate handelt, aus Festgestein (u. a. Tonstein) besteht. Auch Geröllauflagen sind meist stabiler als (weit transportiertes und tonhaltiges) Moränenmaterial.
- 239 Vgl. auch die zum Teil ähnlichen Ergebnisse von SPÄTH (1973) und deren Diskussion im weiteren Verlauf des Kapitels.
- 240 Hier wird auch deutlich, daß quartäre Deckschichten aufgrund der internen Klimavariabilität einer Kaltzeit nicht o. W. mit Hangsedimenten des rezenten Periglazials parallelisiert werden können.
- 241 Vgl. zum Teil ähnliche Überlegungen bei BRUNNACKER (1957) und Angaben bei ROHDENBURG (1965), SCHUNKE & SPÖNEMANN (1972).
- 242 Die unterschiedliche Mobilisierung der Gesteine und Sedimente könnte auch durch Auftautiefen des gefrorenen Untergrunds beeinflußt worden sein (vgl. hierzu KLEBER 1991), indem diese zur Zeit der Basislagenbildung relativ groß war und andererseits die spätere Erhaltung der Basisfolge durch geringe Mächtigkeiten erleichterte. Letzteres hätte dann auch gleichzeitig bewirkt, daß die von der Basislage bedeckten Tonsteine von der Erosion gar nicht mehr erreicht werden konnten und die Einregelung der Grobsedimente in der Basisfolge trotz Frostdynamik erhalten blieb. Auch der Faktor Zeit ist hier dahingehend zu bedenken, daß die Entstehung der Hauptlage möglicherweise einem relativ kurzen Ereignis entsprach (vgl. weitere Diskussion).
- 243 Diese zeitlich variierende Erosion von Ton- und Sandsteinen wirkte m. E. nur modifizierend auf die Hangprofile. Die früher bereits als Altformen angesprochenen Stufenwalme sind sicher nicht auf eiszeitliche Hangdynamik zurückzuführen (vgl. Diskussion u. a. bei SPÄTH 1973).
- 244 Hier ist die Übereinstimmung von Stufenfuß und tonigen Gesteinen hervorzuheben.
- 245 Dies gilt zunächst vor allem für die Gewässer, die zum Stufenvorland überleiten und bereits durch Sammelwirkung abfließender Wassermassen beeinflußt werden. Die untergeordneten Talhangbereiche des Stufenhangs sind geprägt durch den abgeleiteten Deckschichtenaufbau, der bis in die Taltiefen reicht; abweichende Sedimentcharakteristika hängen von Faktoren wie der Hangneigung ab. Deutlich wird anhand dieser Ausführungen wiederum, daß die kaltzeitliche Linearerosion an den Hängen nicht überschätzt werden darf und das grundlegende Stufenprofil wohl schon am Beginn des Eiszeitalters vorgelegen hat.
- 246 S. *Fotos 8 und 9* in F IV. 1; vgl. auch Ergebnisse von GARLEFF & KRISL (1997, u. a. 200, Abb. 68 ⇒ Entstehung von Würgeböden).
- 247 Diese Tatsachen entsprechen der Stabilität der Vollformen, die sowohl den Abtrag auf den Vollformen als auch (nach der Verteilung) die Erosion an deren Hängen betrifft (vgl. BREMER 1989, BÜDEL 1977). In diesem Zusammenhang wird auch deutlich, daß die Unterscheidung morphodynamischer Stabilität und Aktivität (ROHDENBURG 1971) dahingehend zu interpretieren ist, daß aktive Formung eine räumliche Variabilität ihrer Intensität aufweist.
- 248 Ein wichtiger Faktor ist u. a. die stärkere Temperaturabnahme in den jüngeren Kaltzeiten, die eine Veränderung der morphologischen Härte bewirkt hat und im Verbund mit einer stärker linear-erosiven Wirkung der Eisrinde aktiv geworden sein könnte.
- 249 Dies schließt Phänomene wie eine leichte lokale Erniedrigung von Wasserscheiden sicher nicht aus, die aber vor allem an Randbereiche großer Täler gebunden sind. Überhaupt erscheint die Wirksamkeit der kaltriden Talbildung gegenüber der randlichen Talbildung

- bei der Flächenbildung - die in Mainfranken häufig in Form von Mulden auftrat - höher gewesen zu sein. Die Wirkung der Eisrinde ist hier wohl ausschlaggebend. Eine spürbare Tendenz zur Reliefreduktion bestand m. E. jedoch nicht.
- 250 Vgl. auch morphostratigraphische Revision der Terrassengliederung KÖRBERs (1962), s. hierzu Kapitel B III. 1.3.3.1, 1.3.3.2.3, 2.1.
- 251 Diese Begriffsdefinition erfolgte im Hinblick auf die morphologische Wirksamkeit \rightarrow zunehmende Reliefdifferenzierung; vgl. C II. 2.1.2.
- 252 Zur diesbezüglichen Berücksichtigung struktureller Parameter bei SPÄTH vgl. auch B I. 2.
- 253 Nordwestlich von Zeuzleben (bei Werneck) ist eine jungquartäre Delle in ein mehrgliedriges, mindestens 8 Meter mächtiges „Löbprofil“ eingeschnitten, daß von den Herren DRESCHER und BESSLER (Zeuzleben) ausgehoben wurde. Das Profil wird derzeit von B. SPONHOLZ, J. JUNG und mir untersucht. Es enthält zwei fossile Bt-Horizonte, die jeweils im Löß bzw. Lößlehm entstanden sind. Darunter folgt ein mehrere Meter mächtiger, kompakter Lößlehm, der in sich gegliedert ist. Der obere Bt-Horizont wurde kryoturbar verstellt. Sehr interessant sind die von den Zeuzlebener Landwirten entdeckten Knochenanteile im jüngsten Löß, die bereits von Prof. KERTH (Zoologie Universität Würzburg) gesichtet wurden, aber noch weiteren Analysen unterzogen werden.
- 254 Spätobertpliozäne Übergangsformung, lokale Flächen im Ältestpleistozän, differenzierte Steuerung der Terrassenentwicklung (vgl. Kapitel B III. 2 und dortige Literaturverweise).
- 255 Diese Tatsache ist auch in terminologischer Hinsicht für den Begriff Hangfuß zu berücksichtigen, je nachdem ob man ihn für die Verdeutlichung bestimmter Zusammenhänge auf die obere oder untere Begrenzung der Fußfläche beziehen möchte (vgl. A II., B III. 1.3.2: Fußflächen als Stufenbestandteile etc.).
- 256 Vgl. u. a. BREMER (1971) und die Ausführungen von TWIDALE (1991) zur Hangdynamik.
- 257 Vgl. weitere Diskussion und etwas abweichende Vorstellungen bei BÜDEL 1957: Dynamik von „Unterscheidungssteilhang“ und „Denudationsflachhang“ sowie „Sammeln von Zwischenrumpfflächen“.
- 258 Vgl. auch A II. 3 und B I. 2 zur Bedeutung der Stufenrückverlegung, dort auch umfassende Literaturverweise.
- 259 Vgl. auch A II. 3, B II. 1, 2.3; abweichende Auffassungen von GARLEFF & KRISL (1997) zur Genese des Rhätoliasriedels im nordöstlichen Steigerwald, s. weitere Diskussion in diesem Kapitel.
- 260 Vgl. SPÄTH (1973), zu seinen abweichenden Vorstellungen s. u. a. Kapitel B I. 2 und weitere Diskussion.
- 261 Es handelt sich hierbei um die großen Flächenpforten der mittleren und südlichsten Haßberge und die kleinere Pforte im Haßbergsporn (Klosterholz). Weitere hochgelegene Einsattelungen entsprechen Relieflösungen, die schon zur Zeit der Ausgangsfläche oder ihrer frühen Differenzierung angelegt wurden (zur weiteren Entwicklung der Pforten, also ihrer Weiterbildung, Differenzierung oder Stilllegung vgl. vorherige Kapitel zur regionalen Morphologie).
- 262 Dort können rezent zergliederte Schichtadaptationen und ein divergierender Stufenrand beobachtet werden; weitere Unterschiede betreffen die Hangneigungen, vgl. *Abb. 2*.
- 263 Im Vergleich zu den eigenen Ergebnissen vermutet SPÄTH eine ältere, präbasaltische Existenz von Stufen, die zudem noch weit vor der Ausbildung des 400 m - Niveaus eine

- schnelle Verteilung und eine deutliche Rückverlegung erfahren haben sollen; vgl. *Abb. 4, Abb. 7, B III. 1.1, 1.2, C II. 2.1.*
- 264 Dominant i. S. von mindestens stark prägend.
- 265 Ergebnis einer gemeinsamen Exkursion mit J. JUNG, Universität Würzburg.
- 266 Vgl. BESLER (1992), BIROT & DRESCH (1966), BORGER (1992a), BÜDEL (1970, 1977), BUSCHE (1973), FISCHER (1974), GILBERT (1877), JOHNSON (1932, 1932a), KING (1962), LAWSON (1915), MCGEE (1897), MENSCHING (1973), ROHDENBURG (1970), SCHUNKE (1988), SEUFFERT (1968), STÄBLEIN (1968, 1973), STINGL (1979), STINGL et al. (1983), WEISE (1970), WICHE (1963), v. WISSMANN (1951).
- 267 Im Arbeitsgebiet entstanden die nachweisbaren Fußflächengenerationen unter warmen, trockeneren Verhältnissen. Die schließt natürlich nicht aus, daß ältere, nicht mehr erhaltene Fußflächen anderen (feuchteren) klimatischen Bedingungen entsprechen. Ebenso sind natürlich untergeordnete Feuchteschwankungen in einem arideren Klima zu bedenken.
- 268 Zur Charakteristik der „Parapedimentation“ in anderen Gebieten - etwa bezüglich des „pediment angle“ - vgl. BRUNOTTE (1986), SPÖNEMANN (1989); zur Variabilität von Hangprofilen in Trockenräumen s. zusätzlich u. a. BUSCHE (1998).
- 269 BRUNOTTE (1986) leitet dies vor allem für die jüngere Reliefgeschichte ab und meint, daß die Parapedimentation - im Gegensatz zum „backwearing“ - gerade die jüngere Reliefentwicklung dominiert. Über die Dauer und Intensität der Formung werden Parallelen zum „Intensitätsausleseprinzip“ ROHDENBURGs (u. a. 1983) gezogen (vgl. Diskussion im vorigen Kapitel, aber auch C II. 2.1.5 ⇒ Dynamik der Stufenakzentuierung). Dabei werden auch Angaben zur Anordnung von Strukturformen über (flächenhaft tiefergelegten) Fußflächen und Ebenheiten bzw. Tälern als Vorflutern gemacht, wobei auch Aspekte wie die Selektivität der Formung einschließlich ihrer Steuerung und die Rolle des Klimas diskutiert werden (BRUNOTTE 1978; vgl. auch Arbeiten von BROSCHE 1968, BRUNOTTE & GARLEFF 1989, SPÖNEMANN 1966). STINGL (1979) hingegen beispielsweise äußert sich verstärkt zu Kombinationen von back- und downwearing (wobei downwearing nicht wie in dieser Abhandlung auf die Vorfluter, sondern auf die Erniedrigung der Vollform bezogen wird) und integriert dahingehend - ähnlich wie BRUNOTTE - die Rolle der Vorfluteraktivität. Zu unterschiedlichen Auffassungen gegenüber BRUNOTTE und STINGL - etwa bezüglich der Gesteinshärte und ihrer Wirkung sowie der Einordnung der Parapedimentation in eine übergeordnetes morphologisches Konzept - vgl. u. a. C II. 4. Hier sei auch darauf hingewiesen, daß der Begriff Parapedimentation hier nicht zuletzt deshalb vermieden wird, weil a) BRUNOTTE damit eben nur eine Möglichkeit der Fußflächenentwicklung beschreiben möchte und diese älterem (aber m. E. nicht verwirklichtem) „backwearing“ gegenüberstellt und weil b) die klimatische Veränderung der Gesteinshärte m. E. nicht ausreichend berücksichtigt wird.
- 270 SPÄTH erkennt auch die Einstellung der Fußflächen auf unterschiedliche Niveaus, interpretiert dies aber nicht ganz konsequent im Hinblick auf backwearing bzw. downwearing.
- 271 Gemeint sind hier Stufenrückland und weiter entferntes Vorland (s. hierzu SPÄTH 1973, u. a. 62, 227; vgl. auch B III. 1.3.3.1).
- 272 Im überregionalen Vergleich zeigt sich, daß etwa die Formung im niedersächsischen Bergland viele Parallelen zum nordöstlichen Mainfranken aufweist. BRUNOTTE & GARLEFF (1989) beschreiben dahingehend Faktoren wie die zunehmende Einengung der

- Flächenbildung nach geologischen Strukturen und integrieren dabei eine lagekonstante Fußflächenentwicklung. Der von BRUNOTTE & GARLEFF vorgenommenen Einordnung in das Intensitätsausleseprinzip ROHDENBURGs kann dabei aber allein deshalb nicht zugestimmt werden, weil alttertiär angelegte Formen in Mitteleuropa das neogene Klimaoptimum überdauert haben und keine spürbare Tendenz zur Reliefreduktion dokumentieren (vgl. bisherige Diskussion). Dementsprechend wird die Parapedimentation bzw. der Effekt der flächenhaften Tieferschaltung von Fußflächen hier abweichend in ein anderes morphologisches System integriert, das die globale Klimaverschlechterung seit der geomorphologischen Ära (BÜDEL 1977) als wichtigsten Aspekt hervorhebt (vgl. C II. 4).
- 273 Vgl. B III. 2.1, 2.2.1; zur Dynamik einer Fußflächendifferenzierung vgl. auch BRUNOTTE (1978, 1983), STINGL et al. (1983); zur warmariden bis kalariden Tieferlegung von Fußflächen im Känozoikum Mitteleuropas vgl. BRUNOTTE & GARLEFF (1989).
- 274 S. Kapitel B III. 1.2 bis 1.3.3, dort auch Verweise auf die für dieses Kapitel verwendete bzw. diskutierte Literatur.
- 275 Der Begriff Erosion wird hier i. w. S. vereinfacht - einschließlich der hiermit verknüpften Verwitterung - verwendet.
- 276 Entsprechende Charakteristika sind strukturvariante Erosion, Dimension der tiefergelegten Bereiche und beteiligte Verwitterungs- und Abtragungsprozesse.
- 277 Vgl. auch u. a. BÜDEL (1977): Aufsitzerinselberge etc.; zur Problematik der Termini s. u. a. A II. 1.
- 278 Vgl. oben; s. auch Ausführungen von BREMER (1989a) und leicht abweichende Vorstellungen von SPÄTH (1973); zu klimatischen Variationen in der klassischen Schichtstufentheorie vgl. SCHMITTHENNER (1956).
- 279 Zu Ausnahmen vgl. weitere Diskussion.
- 280 Hierbei ist das komplexe Wirkungsgefüge aus Verwitterung und Abtragung zu beachten, zum Beispiel weil der oberflächige Abtrag bei Hebungsruhe stark nachlassen kann, während die chemische Verwitterung weiterhin tiefergreift. Andererseits beeinflussen Hebungsraten im Verbund mit dem Klima auch die zeitliche Charakteristik der Abtragungsraten. Bei Verbiegungen ist zudem in Abhängigkeit von der Hebungintensität eine graduelle Veränderung der Härte im Raum zu konstatieren, deren Inwertsetzung im Kontext mit Schwellenwerten zu interpretieren ist (vgl. selektives Aussetzen der Erosion bei der Tieferlegung; vgl. Ausführungen von BREMER 1989). Die Anlage tektonischer Becken kann die Flächenbildung begünstigen, aber auch verstärkte Sedimentation bewirken.
- 281 Hebung ermöglicht die Reliefdifferenzierung durch die Höhenveränderung von Reliefs und kann beispielsweise eine selektive Formung durch ihre Intensität in unterschiedlichem Ausmaß forcieren bzw. beeinflussen (Qualität und Quantität der Verwitterung etc.). Auslöser der zunehmenden Inwertsetzung struktureller Varianzen ist aber - auch unter Berücksichtigung diesbezüglicher raum-zeitlicher Unterschiede - in erster Linie die Klimavariabilität. Vergleicht man die räumliche Wirksamkeit der Faktoren, kann Hebung aber - anders als das allerdings in sich differenzierte Makroklima - die (absolute) Gesteinhärte kleinräumlicher verändern. Dies zeigt wiederum die vereinfachende Definition einer absoluten Härte, die vor allem bei weiträumig identischen tektonischen und klimatischen Rahmenbedingungen didaktisch verdeutlicht werden kann. Dann wird die regelhafte Inwertsetzung bestimmter Lithovarianzen auch im kleinmaßstäblichen Vergleich allenfalls geringfügig modifiziert.

- 282 Beispielsweise kann sehr differenzierte Schollentektonik das Muster der Flächentieferlegung und damit die morphologische Differenzierung beeinflussen (Begünstigung in relativ gesenkten Bereichen etc.). Die geotektonische Position ist hierbei von Bedeutung, so daß etwa regional verstärkte Hebungsintensität auch die Wirkung des känozoischen Klimawandels begünstigen konnte (Lage zu jungen Faltengebirgen etc.). Insgesamt sind für das Wirkungsgefüge von Klima und Hebung komplexe morphologische Reaktionen zu erwarten, die Faktoren wie die Verwitterungs- bzw. Abtragungsraten und Flächenneigungen etc. betreffen. Weitere Detailanalysen hierzu stehen aus (vgl. auch Ergebnisse u. a. von BREMER 1989).
- 283 Vgl. auch BRUNSDEN (1990), ROHDENBURG (1983) sowie SUMMERFIELD & THOMAS (1987), u. a. zur generellen Relevanz morphologischer Gefüge.
- 284 Vgl. terminologische Definition in C II. 2.1.2, weitere Diskussion und Literaturangaben.
- 285 *Ann. d. Verf.*; s. auch SCHUSTER (1927), WURSTER (1964).
- 286 Entsprechende Ausführungen finden sich u. a. bei BREMER & SPÄTH (1989a), BÜDEL (1977), BUSCHE et al. (1989), DÖRRER (1970), EMMERT (1975), FUGMANN (1988), GARLEFF (1989), SPÄTH (1973); opp. WIRTHMANN (1994).
- 287 Vgl. Hinweise bei BROSCHE (1968), SCHUNKE & SPÖNEMANN (1972, 83) und die detailliertere Diskussion in Kapitel C II. 2.1.5.
- 288 Daß die ältere Literatur hierbei anhand des Vergleichs und eines Abgleichs mit den eigenen Ergebnissen interpretiert werden muß, liegt auf der Hand (s. auch weitere Ausführungen).
- 289 S. nächstes Kapitel und dortige Literaturverweise; zu der Formung in Kettengebirgsgürteln vgl. auch gesonderte Ansprache.
- 290 Berücksichtigung von Deck-, Grundgebirge etc.
- 291 Stufenflächen können den Untergrund „schneiden“, wobei sehr verschiedene Schnittwinkel im Verlauf der Abdachung auftreten können. Zerschneidung kann an der Formung beteiligt sein. Keinesfalls handelt es sich hier um Rumpfflächen. Sehr flache Akkordanzformen vermitteln zwischen akzentuierter Vollform und extrem ebener Fläche, können aber bezüglich ihrer Höhe terminologisch eindeutig zugeordnet werden. Zeichnen sich strukturelle Varianzen sehr schwach, aber regelhaft auf der Fläche ab, deutet dies wohl meist auf eine beginnende strukturelle Inwertsetzung hin (s. u.).
- 292 Vgl. BREMER (1986), Modifikation durch lineare bzw. talartige Zubringer etc.; vgl. u. a. BUSCHE (1998); zur Einbeziehung der Fußflächen in die allgemeine flächenhafte Tieferlegung s. u. a. BRUNOTTE (1986), BÜDEL (1977); zum allgemeinen, partiell auch abweichenden Verständnis der flächenhaften Tieferlegung vgl. zitierte Literatur; vgl. auch bisherige und weitere Ausführungen zum Verhältnis von Hauptvorfluterniveau und Fußflächen sowie deren Dimensionen.
- 293 Neigungen der Reliefelemente von intakten Flächen liegen meist deutlich unter 1 Grad (vgl. BÜDEL 1977). Besonders bei alten Flächen sind Neigungen und Gesamtabdachung besonders gering, was auch wieder die Frage aufwirft, inwiefern die stärkere Reliefierung heutiger Flächen nicht eher ein Hinweis auf (beginnende) Flächenzerstörung ist. SPÄTH vermutet, daß die leichte Wellung des Großen Haßbergs einer alten Flächenreliefierung entspricht.
- 294 Neben nachträglicher leichter Überformung kann dies auch eine Ursache für die mögliche leichte Wellung von Altreliefresten sein.

- 295 Hier werden bereits Unterschiede etwa zu den Arbeiten von ROHDENBURG (u. a. 1971) und STINGL (1979) deutlich, die aber - dies sei u. a. als Parallele hervorgehoben - auch kleinere Strukturformen in ihre Überlegungen einbeziehen.
- 296 Hier sind auch unterschiedliche Abflussmengen zu beachten, die mit Überschwemmungen korrelieren können und die Breite von Abfluß und Erosion beeinflussen (Linearität vs. flächenhafte Wirkung etc.; vgl. zu dieser Thematik auch SEUFFERT 1981).
- 297 Diese schwachen Formen müßten durch nachträgliche Überformung weitestgehend unkenntlich geworden sein (Zurundung von morphologischen Kanten etc.).
- 298 Häufig dürfte es sich bei der Mikropedimentation um (zum Teil sogar anthropogen bedingte) Erosion in älteren Verwitterungsdecken eines feuchteren Vorzeitklimas handeln.
- 299 Dahingehend ist dann auch vielfach die Relevanz der Seitenerosion als Teil flächenhafter Tiefschaltung zu interpretieren (räumliche Dynamik von Rinnen etc.), wengleich die eigentliche flächenhafte Tiefschaltung „von oben her“ als prägendes Element überwiegt (u. a. weitflächige Flächenspülung). Hier ist natürlich nochmals die Dimension und der Maßstab der Betrachtung zu betonen (übergeordnete Flächentiefschaltung etc.).
- 300 Ähnliches gilt u. a. für die allgemeine kalaride Bildung von fußflächenartigen Unterhängen in Talgründen, die vereinfacht im Rahmen der Fußflächendynamik diskutiert wurden (B III. 2.2; Detailanalysen zur Fußflächendynamik im plio-/pleistozänen Übergangszeitraum sind auszubauen).
- 301 Ähnliches gilt vermutlich auch für die Dynamik der Fußflächen.
- 302 Tongesteine werden hier als Beispiel gegeben, darüber hinaus dürften Sedimente zum Teil ähnlich reagieren. Fraglich erscheint, ob die Relieferung in derart weichen Gesteinen bei einem Klima, das weite Flächentieferlegung ermöglicht, überhaupt ein höheres Ausmaß annehmen kann oder ob nicht die Tendenz zur Nivellierung überwiegt (vgl. aber auch Entstehung von Vollformen bei der kalariden Flächenbildung).
- 303 Längere Zeiträume werden vorausgesetzt. Nachvollziehbar wird dies u. a. anhand der Erhaltungsfähigkeit von Terrassen, die in Lockersedimenten erhalten sind (vgl. A-Terrasse im Untersuchungsraum).
- 304 Die Neigung bzw. Gesamtabdachung von aktiven (Rumpf-)Flächen im Hauptvorfluterniveau liegt i. d. R. sehr deutlich unter 1 Grad (vgl. BREMER 1989, BÜDEL 1977; vgl. auch Ausführungen zur internen Relieferung der Flächen), so daß Höhendifferenzen nur über sehr lange Strecken größere Werte annehmen. In diesem Kontext wird auch verständlich, weshalb Vollformen mit Neigungen bis um 1 Grad als stabile Gebilde erhalten bleiben bzw. zu höherer Hangneigung versteilt werden. Für diese Zusammenhänge sind Schwellenwerte zu beachten (s. BREMER 1989), die sicher auch Neigungen und Höhe der Vollform betreffen, aber primär auf der (jeweiligen) Gesteins Härte basieren, welche die fehlende Erosion erst ermöglichen. Geringere Stabilität betrifft natürlich Verebnungen, die etwa als Schichtadaptationen im Hangbereich entstanden sind, hier ist die Einflußnahme abfließender Gewässer etc. zu bedenken (vgl. auch die Möglichkeiten zur Anlage hochgelegener Verebnungen in verschiedenen morphologischen Situationen, etwa bei der glazialen Formung).
- 305 Dabei werden keine sehr flachen Abdachungen umfaßt, die innerhalb einer Talsohle zum jeweiligen Gerinne ausgerichtet sind.
- 306 Im Detail kann hier nicht weiter auf Terminologie (vgl. auch Begriffe „Rampengang“ und „Pediment“ bei LOUIS & FISCHER 1979) und Charakteristika eingegangen werden. Aspekte wie der Gegensatz von Akkumulations- und Erosionsform, Durchgangs-

- aufschüttungen, autochthone bzw. allochthone Steuerung der Formungsprozesse oder auch die Abgrenzung von Schutthalden etc. seien hier nur erwähnt (vgl. gängige Lehrbücher).
- 307 Hier wird auch deutlich, wie problematisch es ist, sehr weite Flächen etwa als Riesenfußflächen etc. zu beschreiben. Vielmehr muß sehr akribisch zwischen Fußflächen und Rumpfflächen unterschieden werden.
- 308 Zur Lösung dieses Problems muß die gesamte präkreidezeitliche Erdgeschichte berücksichtigt werden, die aber nur in Ansätzen rekonstruierbar ist.
- 309 Kommt es durch die Aufschüttung zur Inwertsetzung einer Fläche und erfolgt im Anschluß daran flächenhafte Tieferlegung, gelten dieselben Regeln zur selektiven Formung, wie sie bislang abgeleitet wurden.
- 310 S. u. a. ZUBAKOV & BORZENKOVA (1990, 325 ff.): „a general cooling of seawater worldwide started 48 Ma ago“ (vgl. FRAKES et al. 1992, WIEGANK 1993).
- 311 Interessant ist in diesem Zusammenhang auch die Beobachtung, daß selbst sehr tiefgreifender Zersatz mit selektiver Formung verknüpft sein kann (vgl. Zusammenstellung bei SEMMEL 1996).
- 312 Vgl. B II. 1; s. auch kritische Diskussion bei BREMER (1989) und ROHDENBURG (u. a. 1989) zur Rolle des klimatischen Wandels für die Flächenbildung; vgl. BREMER (1981, 1986), THOMAS (1994).
- 313 Aspekte sind der forcierte Aufbau der antarktischen Eiskappe mit einer direkten oder auch indirekten (klimatisch bedingten) Wirkung (Lage der absoluten Erosionsbasis Meer, Einleitung einer generellen Temperaturabnahme) und die morphologische Inwertsetzung von Landmassen durch Hebungseinfluß (vgl. u. a. B II. 1).
- 314 BREMER (1981) diskutiert im globalen Maßstab Tektonik, Meeresspiegelschwankungen und Klimavarianz (einheitlicheres Klima im Alttertiär) bezüglich der Flächendifferenzierung und Flächenabdachung (vgl. Diskussion u. a. bei ROHDENBURG 1983). Die Klimaverschlechterung wird aber nicht als entscheidender Faktor einer selektiv bedingten Reliefierung bewertet. Eine offene Frage ist weiterhin, inwiefern Veränderungen der Vegetation in der Kreide und im Alttertiär Verwitterung und Abtragung beeinflußt haben (vgl. hierzu BÜDEL 1977).
- 315 In der Literatur wird der Begriff „climatic decline“ vor allem mit der Temperaturabnahme verknüpft. Die Verwendung des Begriffs „Klimaverschlechterung“ im Hinblick auf die Änderung des Formungsstils ist in der Klimageomorphologie zumindest im Sprachgebrauch anzutreffen.
- 316 Für die abgeleitete quantitative Zunahme harter Gesteine müssen Faktoren überprüft werden, welche die grundlegende Tendenz insgesamt aber nur modifizieren. Können Temperaturabnahme oder Aridisierung die Erosivität eines Gesteins unter bestimmten Voraussetzungen steigern (vgl. u. a. PFEFFER 1978 zur Lösung von Karbonatgesteinen)? Wie verhalten sich in diesem Kontext Flächen- und Hangformung? Darüber hinaus muß bedacht werden, daß der (wenn auch insgesamt gerichtete) Klimawandel mit negativen und positiven Peaks verlief und damit phasenhafte „Klimaverbesserungen“ auftreten konnten. In diesem Kontext differenziert natürlich auch ein möglicher Wechsel von Erosion und Tiefenverwitterung (vgl. bisherige und nachfolgende Diskussion). Die generelle Stabilität der Vollformen belegt zunächst, daß die zunehmende Flächenrestriktion davon unberührt bleibt. Auch zeigt sich anhand der mainfränkischen Flächenbildung, daß eine quantitative Zunahme harter Gesteine eindeutig mit dem Klimawandel korreliert. Regressionen der gerichtet verlaufenden Formungsselektivität differenzieren diesen Trend allenfalls

- marginal, womit die ausschließlich modifizierende Wirkung der oben angesprochenen Faktoren deutlich wird. Die wesentlichen strukturellen Parameter sind etwa in Mainfranken - bezogen auf die Klimaverschlechterung - in ihrer regelhaften Formungsrelevanz erkennbar (vgl. B III.1.4). Die mögliche Relevanz der Hebungintensität für die allgemeine Formung wurde in diesem Zusammenhang mehrfach diskutiert.
- 317 Damit wird - wie schon beim temperaturbezogenen neogenen Klimaoptimum in Mainfranken - deutlich, daß hohe Temperaturen Voraussetzung weitgespannter Flächentieferlegung sind. Daß beispielsweise extreme Niederschlagsmengen auch von hoher Bedeutung sein können, braucht nicht explizit erwähnt zu werden. Weitere Untersuchungen müssen spezifizieren, inwiefern Aridisierung - wie in Mainfranken - die quantitative Zunahme harter Gesteine und damit eine zunehmende Reliefdifferenzierung begünstigt.
- 318 Zur klimatischen und tektonischen Steuerung derartiger Vorgänge vgl. u. a. die verschiedenen Arbeiten von ROHDENBURG und die zusammenfassende Darstellung bei WIRTHMANN (1987), etwa zu Modifikationen des Konzepts.
- 319 S. u. a. BROSCHE (1968) zum niedersächsischen Bergland und MICHEL (1977) zu den mauretanischen Stufen (vgl. auch KLITZSCH 1974 und B III. 1.1.1).
- 320 Mit der übergeordneten Steuerung durch den Klimawandel sind einflußnehmende und modifizierende Effekte wie eine zunehmende tektonische Aktivität in der alpidischen Ära durchaus vereinbar.
- 321 Eine weitere Komplizierung resultiert aus der Beteiligung diagenetischer bis metamorpher Prozesse (⇒ Übergang zu kristallinen Gesteinen), die nicht zuletzt im allgemeinen Kontext mit der lithologischen Variabilität der Erdkrustentypen zu interpretieren ist (Metamorphosegrad in Grundgebirgen etc.).
- 322 Der Stockwerkbau, der sich auch in komplexen Eintiefungsabfolgen äußern kann, resultiert im Zuge der Einwirkung strukturell-klimatischer Wirkungsgefüge aus Klimawechsel (Vollformenakzentuierung durch Zunahme harter Gesteine), der dreidimensionalen Härtevarianz (Erreichen harter Gesteinspartien bei der Tieferlegung ohne Wandel der Rahmenbedingungen) und der modifizierenden Einwirkung der Hebungsgeschichte. Zu berücksichtigen sind für die Interpretation Schwellenwerte, bei denen Gesteine ihre Resistenz ändern, und deren Verhältnis zu plötzlichen oder "schleichenden" Änderungen der Rahmenbedingungen.
- 323 Es fand keine Flächenbildung in unterschiedlichen Niveaus statt. Modifikationen entstanden durch vermittelnde Fußflächen und lineare bzw. buchtartige Zubringer von Hochgebieten (vgl. aber auch differenzierte Auffassungen von BREMER 1986, BÜDEL u. a. 1977: u. a. „traditionale Weiterbildung“; abweichend: „Flächenfacettenmosaik“ nach STINGL & GARLEFF 1987 mit lokalen Verebnungen in sehr unterschiedlicher Höhe, die zudem als Zwischenstadien einer völligen Reliefenebnung verstanden werden). Auch Einebnung wird im Hinblick auf die strukturelle Steuerung abgelehnt. STINGL & GARLEFF interpretieren unterschiedliche Stufenrückverlegungen zwar etwa als Resultat von Vorfluteraktivität und Gesteinsresistenz, dennoch wird die Vollformeneinebnung in den Mittelpunkt der Betrachtung gestellt.
- 324 Die Komplexität wird daran deutlich, daß etwa ein ehemaliger selektiver Tiefenersatz durch flächenhafte Tieferlegung ausgeräumt wird und dabei ein engräumiges Mosaik von Vollformen und Flächenbestandteilen entsteht.
- 325 Die Übergänge dieser linearen Verebnungen zu talartigen Formen, die größere Dimensionen auch bei schmalen Talsohlen durch die Entfernung zwischen den Taloberhängen

- erreichen können, ist fließend. Besondere Merkmale wie die Einbindung in die Tieferlegung des aktiven Verebnungsstockwerks oder auch die plötzliche, selektiv bedingte Weitung derartiger bandförmiger Flächenelemente zu weiten Becken rechtfertigen ihre eigenständige Ansprache (vgl. Ausführungen zur regionalen Morphologie). Absolute Größenangaben zur Abgrenzung von Talsohlen und linearen Verebnungen (bzw. ihrer Formengemeinschaften inklusive der begleitenden Hänge) sind kaum möglich.
- 326 Zur Terminologie s. u. a. A II. 1, 3; vgl. allgemeine Literatur zur Flächenbildung.
- 327 Die insgesamt schwache Gesamtabdachung der mitteleuropäischen Mittelgebirge, die etwa anhand der Gefälle von Autobahnen prägnant vor Augen geführt wird, ist das Ergebnis der Anlage weiter Verebnungsflächen, die später linear zertalt wurden.
- 328 Vgl. u. a. AHNERT (1976, 1996), BIBUS (1983), BREMER (1989), BROSCHE (1968), BRUNOTTE (1978), BRUNOTTE & GARLEFF (1989), BUSCHE (1982), ROHDENBURG (1971), SEMMEL (1984), SPÄTH (1973), WIRTHMANN (1987) sowie: BARTH (1970), dort aber Begrenzung der strukturell gesteuerten Flächentieferlegung auf kristalline Stufenvorländer, SCHWARZ (1970), dort jedoch zu geringe Differenzierung der strukturangepaßten Erosion vor allem im Hinblick auf Flächen- und Talbildung.
- 329 Auf die strukturelle Adaptation der Fußflächenbildung und ihre Aussagekraft für eine Stabilität von Hochgebieten wurde ja bereits u. a. anhand der Ergebnisse von BRUNOTTE (u. a. 1986) eingegangen (vgl. u. a. B III. 3.3). Die Parapedimentation kann zwanglos in die hier vertretene Vorstellung zur Flächentieferlegung integriert werden. Auch für Fußflächen gilt m. E., daß „zyklische“ Formung nicht zutrifft (Erhalt von Fußflächenstockwerken durch Akzentuierung härterer Gesteine).
- 330 Vgl. u. a. Diskussion bei BROSCHE (1968), GRADMANN (1952): lokale Verebnungen durch Firstabflachung, FISCHER (1998), HAGEDORN & BRUNOTTE (1983), ROHDENBURG (1971, 1983, 1989): Einordnung in ein Konzept u. a. zur Panplanation und Pediplanation, dabei Berührungspunkte mit der Ableitung von STINGL (1979), SCHMITTHENNER (1956): Ausnahmeerscheinung der „Verkleibung“ und ihre Folgen (vgl. bereits geschilderte Möglichkeit von mächtigeren Aufschüttungen im Schichtstufenland und die dadurch veränderte Morphodynamik), SCHUNKE & SPÖNEMANN (1972), STARKEL (1999), THOMAS (1989a), WIRTHMANN (1987, 1994); s. aber u. a. auch differenzierte Auffassungen von TWIDALE (1991): Beschränkung einer spürbaren Hangdynamik auf bestimmte Situationen, s. hierzu C II. 4.
- 331 Auf die Vorstellungen von BÜDEL (u. a. 1957, 1977) und BREMER (u. a. 1989, 1989a) wird hier besonders eingegangen, da diese Autoren die Klimamorphologie wesentlich geprägt und gerade für das süddeutsche Stufenland wichtige Arbeiten vorgelegt haben. Gerade die Problematik der quantitativen Einwirkung von Struktur und Klima kann anhand dieser Diskussion - unter Berücksichtigung der internationalen Literatur - exemplarisch erläutert werden.
- 332 U. a. werden Inselberge als lokale Akzentuierung einer homogenen, harten Schicht beschrieben (s. v. a. BÜDEL 1977, Fig. 42 sowie 1978, Fig. 3). Was erklärt die unterschiedliche Höhe verschiedener Inselberge (*Anm. d. Verf.*)?
- 333 Eher sind beispielsweise treppenartige Abdachungen in Stufenflächen abzuleiten (vgl. BÜDEL 1957), die aber (sofern nicht zu stark abstrahiert) in differenzierten Gesteinsabfolgen eine selektive Formung anzeigen. Ansonsten kommen häufig kleinere isolierte Vollformen vor. Deren treppenartige Gliederung basiert auf einem „Wachstum“ bei der flächenhaften Tieferlegung, das wiederum auf die Variabilität der strukturell-klimatischen Gefüge zurückzuführen ist (Angliederung von Reliefs durch Zunahme harter

- Gesteine im zeitlichen Verlauf, Modifikation der Dimension der Hochgebiete durch hangversteilende Flächenexpansion). Ein Beispiel hierfür sind der Büchelberg (quarzitischer Rhätsandstein) und sein im NE anschließendes tieferliegendes Plateau (dolomitischer Burgsandstein; vgl. hierzu B III. 1.2.1, 1.4). Einheitlich abdachende Stufenflächen oder Schichtkammrückhänge in „homogenem“ Gestein (⇒ Stufen-, Kamm-bildner) sind Strukturformen; wenn im Übergang zum Hauptvorfluterniveau weiche Gesteine anstehen, ähnelt dies dem morphologischen Verhalten von Fronthängen. Prägend ist die Adaptation an hartes Gestein (im Topbereich). Überhaupt sei noch einmal betont, daß die Darstellung von Stufenflächen im SCHMITTHENNERSchen Sinn einer zu starken Vereinfachung entsprechen kann, die Verebnungsstockwerke und ihre strukturell gesteuerte Anlage im zeitlichen Verlauf vernachlässigt. Weitgespannte Altreiefs als Indikator einer ehemaligen Fläche sind nur dann möglich, wenn das harte Gestein auf der Ausgangsfläche sehr weitflächig anstand. Begünstigt wird dies durch flaches Einfallen der Gesteine. Dann sind auch eher treppenartige Abdachungen möglich. Zu berücksichtigen sind dann aber auch Zertalungstendenzen innerhalb weiter Hochebenen. Abschließend sei zu dieser Thematik bemerkt, daß natürlich Faktoren wie komplexe tektonische Verbiegungen und Hartkrusten zu berücksichtigen sind.
- 334 BÜDEL schildert die Einflußnahme der Härte vor allem in Bezug auf die Schichtstufe an sich als Arabeske. Hier ergibt sich die Frage, ob Rumpfstufen im Kristallin ähnlich zu interpretieren sind oder ob auch hier - wie in Sedimentiten - die anschließenden hochliegenden Flächen(-reste) selektive Adaptation widerspiegeln (können).
- 335 Anhand dieses Beispiels zeigt sich, daß in der Literatur Hinweise auf - u. a. klimatisch bzw. tektonisch gesteuerte - (zeitweise) regelhafte strukturelle Formung bestehen, aber kaum bzw. insgesamt zu wenig bezüglich der Komplexität strukturell-klimatischer Wirkungsgefüge interpretiert werden (vgl. u. a. auch zusammenfassende Darstellung von SEMMEL 1984, 1996 zu den möglichen Parallelen von Deck- und Grundgebirgslandschaften). Auch das Verhältnis selektiver Flächentieferlegung zu Aspekten wie der morphologischen Lage wird im Rahmen eines umfassenden morphologischen Ansatz i. d. R. zu wenig diskutiert (vgl. aber diesbezüglich ausführliche Darstellungen von BREMER, die jedoch zu anderen als den hier vorgestellten Ergebnissen gelangt).
- 336 Vgl. u. a. A II. 3, C I., II. 2.1.2, einzelne, zum Teil nicht auf flächenhafte Tiefenerlegung bezogene Anmerkungen u. a. in BIRKENHAUER (1991), BUSCHE (1998), FISCHER (1998), HAGEDORN & BRUNOTTE (1983), ROHDENBURG (1983), WIRTHMANN (1994) zum klimagesteuerten Abtrag von Kalkgesteinen für die Gäuflächengese sowie die, wenngleich nicht ausreichend differenzierten, Ergebnisse von SPÄTH zur jüngeren Flächenbildung in Mainfranken.
- 337 Die Stabilität kann allenfalls modifiziert werden, etwa durch starken Meeresspiegelanstieg und dementsprechende Veränderung der morphologischen Positionierung. Vollformen können auch von späterer tektonischer Beanspruchung betroffen sein, was u. a. über relative Senkung etc. oder die Bruchbildung wirksam werden kann.
- 338 Nach der Fertigstellung der vorliegenden Dissertation ist die Habilitationsschrift von BORGER erschienen, die auch die hier diskutierte Thematik betrifft und anhand einiger Aspekte diskutiert werden soll. BORGER (2000) hat die chemische Tiefenverwitterung in Bezug zur Verwitterungsstabilität der Minerale gesetzt und diesbezüglich eine strukturelle Einflußnahme hervorgehoben. Für die nachlassende Intensität chemischer Verwitterung wird eine Abhängigkeit von der Klimaverschlechterung betont. Andererseits aber wird in der Abb. 40 eine Flächenbildung i. S. BREMERs und BÜDELs dargestellt, in der die

Stufenentwicklung keine ausgeprägte Selektivität erkennen läßt (initiale Stufenanlage in weichem Gestein etc!). Auch die Verwitterungsdecke zeigt in dieser Abstraktion keine selektiven Züge (vgl. BREMER & SPÄTH 1989, Fig. 2.8). Damit wird auch das für die Reliefentwicklung verantwortliche strukturell-klimatische Wirkungsgefüge und seine zeitliche Variabilität zu wenig integriert. Dies gilt auch deshalb, weil BORGERs Beprobungen vor allem die ältere Flächenbildung betreffen (was auch die fehlende Berücksichtigung der spätobermiozänen bis pliozänen Aridisierung erklären könnte).

- 339 Tektonische Aspekte können etwa dann deutlich werden, wenn härteste Gesteine erst aus tiefen Verebnungsniveaus herausgearbeitet werden. Spielt hierfür die dreidimensionale Lithovarianz keine Rolle, sind Phänomene wie die regionalen Hebungsunterschiede relevant. So kann ein Gebiet über viele Mio. Jahre nicht oder kaum gehoben werden, so daß wegen der fehlenden Erosion ein altes Flächenniveau in Vorfluterlage konserviert wird. Kommt es dann zur Hebung, wird die geologische Oberflächendifferenzierung, welche die Kappung härtester Gesteine der alten Flächenbildung aufweist, morphologisch akzentuiert.
- 340 Hier muß nochmal auf die Tatsache hingewiesen werden, daß Saprolithe als weiche Gesteine während der selektiven Flächentieferlegung erodiert werden konnten. Eine Erhaltung ist in bestimmten Fällen möglich, etwa in Schutz- oder Wasserscheidenpositionen; variierende Hebung ist im raumzeitlichen Maßstab zu beachten, etwa für eine Stabilitätszeit (Komplexität von Hebung und Stabilitäts-/Aktivitätszeiten in ihrer morphologischen Wirkung). Allerdings ist hervorzuheben, daß ein Einbezug weicher Saprolithe in die Vollformenanlage immer ein modifizierendes Element der Akzentuierung harter Gesteine darstellt. Ein Problem tritt dann auf, wenn Stufenbildner aufgrund ihrer Bleichung den Eindruck einer Saprolitisierung erwecken. Sofern dies nicht ohnehin ein lithofazielles Phänomen ist, muß überprüft werden, wie stark die Saprolitisierung ist (Gesamtintensität, Beschränkung auf obere Schichtteile etc.) und ob das Gestein nicht weiterhin - trotz chemischer Beanspruchung - eine hohe Resistenz behalten hat. Hier ist auch variierende Mobilisierung von Stoffen etc. und damit die Möglichkeit sekundärer Verhärtung zu beachten (Inkrustierung). In diesem Zusammenhang ist natürlich wiederum die Frage zu diskutieren, bei welchen Charakteristika die Ansprache als Saprolith überhaupt gerechtfertigt ist. Der zeitliche Verlauf der Diagenese und ihr Verhältnis zur anhaltenden Verwitterung sind zu bedenken. Die Inwertsetzung von Schichtstufen, deren Stufenbildner saprolitisiert sind, ist m. E. letztendlich allenfalls ein modifizierendes Phänomen. Inwiefern hier eine anhaltende Verwitterung auf den Vollformen in feucht-heißem Klima zu berücksichtigen ist, müssen weitere Analysen zeigen. Das Prinzip des Divergierens von Verwitterung und Abtragung nach BREMER schränkt diese Möglichkeit m. E. jedenfalls weitestgehend ein. Allenfalls wäre etwa vorstellbar, daß eine Überprägung durch chemische Verwitterung tiefe (und noch harte) Bereiche eines älteren Verwitterungsprofils überprägt und damit intensive Zermürbung vortäuscht. Den jeweiligen Sachverhalt können nur tiefgehende Bohrungen klären. Überhaupt muß betont werden, daß eine sehr intensive und vollständige Saprolitisierung des Stufenbildners, gerade bezogen auf eine Verwitterung vor der Vollformenakzentuierung, das (bewährte) Konzept von hartem Stufenbildner und weichem Stufensockel ad absurdum führen würde. Abschließend sei erwähnt, daß es zur morphologischen Herauspräparierung weicher Saprolithe am ehesten bei einer Vollformenanlage durch Zertalung kommen kann.
- 341 Vgl. u. a. JEJE (1973), THOMAS (1994), TWIDALE & BOURNE (1978), WIRTHMANN (1987), ZEESE (1983); s. auch A I., II. 3, SEMMEL (1996) sowie Diskussion der Literatur bei BREMER (1989).

- 342 Vgl. Diskussion bei THOMAS (1978), TWIDALE (1978a), dort auch Ausführungen zur Hangfußverteilung; zur Problematik des Begriffs Inselberg für Deckgebirgslandschaften vgl. A II. 1.
- 343 Auf die komplexen Zusammenhänge, die u. a. das räumliche Verhältnis von Saprolith, Festgestein und Landoberfläche oder auch die klimatischen und tektonischen Faktoren für die Teilprozesse dieses Konzepts betreffen, kann hier nicht im Detail eingegangen werden.
- 344 Sehr häufig wird strukturelle Adaptation hervorgehoben, aber nicht explizit auf die übergeordnete, regelhafte Inwertsetzung bestimmter Lithovarianzen bezogen (absolute vs. relative Härteunterschiede). Zudem sei angemerkt, daß die Anwendung von Ergebnissen für die Formung im Kristallin auf Deckgebirge eine ausführliche Diskussion benötigt, was bislang zu wenig berücksichtigt wurde.
- 345 Vgl. Diskussion u. a. bei BREMER (1989), KIENZLE (1968), SCHMITTHENNER (1954) mit einer sehr differenzierten Ableitung regelhafter struktureller Adaptation, SPÖNEMANN (1989), WEBER (1999), WURSTER (1964).
- 346 Zu beachten ist hierbei u. a. auch die Beanspruchung durch die Mächtigkeit der Gesteinsauflast etc.
- 347 Flächenhafte Tieferlegung in geologischen Partien, die sonst morphologisch als Vollform akzentuiert werden; darüber hinaus auch Anlage von Vollformen(-bestandteilen) in Strukturen, die ansonsten flächenhaft tiefergelegt werden.
- 348 Daß Flächen im Hauptvorfluterniveau und die vermittelnden Fußflächen diesbezüglich (weitestgehend) parallelisiert werden können, wird im weiteren Verlauf der Diskussion noch detaillierter besprochen.
- 349 Vgl. auch Diskussion zu Schwellenwerten bei BREMER (1989).
- 350 In Kapitel B III. 1.4 wurde die Vielfalt struktureller Parameter ausführlich diskutiert (vgl. u. a. FISCHER 1998). Dort wurde anhand von Mainfranken auch das komplexe Wirkungsgefüge struktureller und paläoklimatischer Parameter erläutert.
- 351 So sind m. E. auch vorgelagerte Schuttrampen eher als Reste von flachen Rampen denn als Indikatoren ehemaliger Stufenrandlagen (BLUME 1994, Abb. 17; vgl. SCHMIDT 1989) zu interpretieren.
- 352 Polygenetische Stufengeneese; s. u. a. BREMER (1971, 1989, 1999) u. a. zum Verhältnis von Flächenexpansion und Hangverteilung; vgl. Abb. 23 sowie Kapitel B III. 3.2.
- 353 Der Erhalt von Walmen ist ein wichtiger Beleg für die fehlende Rückverlegung von Stufen und damit indirekt auch ein Indiz für flächenhafte Tieferlegung.
- 354 Vgl. auch B II. 2.1 ⇒ regelhafte Inwertsetzung bestimmter Lithovarianzen im dahingehend homogenen Hauptvorfluterniveau und B III. ⇒ Abhängigkeit der Fußflächenentwicklung von der Lage zum Vorfluter.
- 355 Vielleicht genauer: Elemente von Flächenniveaus bzw. Verebnungsstockwerken.
- 356 S. weitere Diskussion und C II. 4; ähnliche Darstellung in den verschiedenen Arbeiten von BREMER, in der die Versteilung als mögliche Ergänzung der eingeschränkten Flächenbildung verstanden wird.
- 357 An dieser Stelle müssen auch noch einige *Erläuterungen zur absoluten und relativen Härte* erfolgen, die auch im Zusammenhang mit den morphologischen Prozessen und ihrer Differenzierung nach der morphologische Lage stehen: Faktoren wie die hangabwärtige Sammelwirkung des Wassers belegen den Zusammenhang zwischen stabilen oberen

Hangsegmenten und mobileren unteren Hangbereichen. Die hangversteilende Flächenexpansion erfolgt nur bis zu Versteilung, weil dann die Resistenz des Stufenbildners eine weitere Erosion weitgehend unterdrückt. Hier wird auch wiederum das Problem deutlich, worauf man die Angaben der Gesteins härten in der Beschreibung einer selektiven Erosion beziehen soll (s. B II. 2.1). Zeitliche Dimensionen, räumliche Varianz nach Struktur und morphologischer Lage sowie die klimatische Veränderung erschweren die Bezugnahmen ganz erheblich (Vergleiche von Hang- und Flächenformung, Angaben übergeordneter Charakteristika etc.). Mißverständnisse sind daher vermutlich nicht ganz zu vermeiden. Diese Problematik gilt übrigens auch für den Terminus Hang, dessen (flexible) Anwendung sich nicht allein auf Neigungswerte beziehen sollte (Beispiel: sehr flacher Rampenhang vs. steilere Fußfläche etc.). Es sei daher nochmals festgehalten, daß sich die Erosion gerade während der Flächentieferlegung an bestimmten Lithovarianzen orientierte. Die entsprechende absolute Härte ist dahingehend auf einzelne Zeiteinheiten in einem (größeren) Raum zu beziehen (vgl. B II. 2.1). Dies gilt zunächst für die Flächen im Hauptvorfluterniveau, die aber dahingehend mit den Fußflächen parallelisiert werden können. Jeweils weiche Gesteine werden (bei dominant klimatischer Steuerung der Härte) erodiert. Für die selektive Talbildung, die wiederum nach klimamorphologischen Aspekten zu differenzieren ist, sind dabei für den übergeordneten räumlichen Vergleich verstärkt auch relative Gesteinsvaria zu berücksichtigen; in diesem Zusammenhang muß auch bezüglich der Parallelisierung von Fußflächen und Rumpfflächen etc. ergänzt werden, daß die periglaziale Entstehung, Weiterbildung oder auch Zerstörung von Fußflächen stärker mit Faktoren wie der Vorfluteraktivität korreliert und damit wiederum relative Härteunterschiede wirksam werden können (downwearing in weichen Tonsteinen, selektive Zertalung etc.; vgl. Kapitel zur regionalen Fußflächenentwicklung). Bezüglich der Zunahme harter Gesteine im Verlauf des mitteleuropäischen Känozoikums spielt auch die Klimamorphodynamik durch die lineare kaltaride Erosion eine Rolle, weil Linearität die Gesteinsakzentuierung begünstigen kann. Der Aspekt relativer Härteunterschiede muß u. a. wegen der starken Neigungsunterschiede auch für die Formung an Hängen überdacht werden, deren Verhältnis zu den Flächen (einschließlich Fußflächen) ohnehin noch weitere Untersuchungen erfordert (Härtevergleiche etc.; Ähnliches gilt für die Zertalung von Vollformen während der Flächenbildung \Leftrightarrow zeitlicher Verlauf, Beginn der Zergliederung in Bezug zur Akzentuierung von Vollformen auch u. a. im Verhältnis zur periglazialen Zertalung, Abhängigkeit von Klüften etc.). Deutlich wird dieses Problem allein daran, daß Vollformen eine generelle Lagekonstanz aufweisen, die nicht nur von bestimmten Lithovarianzen, sondern der morphologischen Position des Stufen- oder Kambildners abhängt. Dahingehend sei aber noch konstatiert, daß sich (unter Berücksichtigung der angesprochenen Varia wie Neigung etc.) auch an den Hängen absolute Gesteinsdifferenzierungen, die etwa aus der beckenwärtigen Faziesdifferenzierung resultieren, regelhaft durch Akzentuierung bemerkbar machen (s. B III.). Klimavariablen Härte ist auch hier ein bedeutender, wenn nicht sogar der wesentliche Aspekt, wobei die Stabilität (einmal) versteilter Hänge - unter Berücksichtigung möglicher Zertalung - nochmals betont wird. Dabei können auch Gesteinsunterschiede, die bei der in weicheren Gesteinen stattfindenden Hangversteilung bedeutungslos waren, erst nach dem Übergang in die Hangstabilität akzentuiert werden. Dies zeigt auch, daß in verschiedenen Gesteinen durchaus undifferenzierte Hänge entstehen können. Daneben spielt, wie bei der Tieferlegung, die dreidimensionale Härtevariabilität eine Rolle, indem harte Gesteine etwa bei der hangversteilenden Flächenexpansion erst erreicht werden. Die Anlage von strukturell adaptierten Hangleisten etc. erweist sich damit als modifizierende Modellierung. Abschließend wird zusammengefaßt, daß sich die absolute Härte auf eine Zeiteinheit bezieht und vor allem die Flächenbildung betrifft.

- Relative Härteunterschiede werden indes u. a. bei der periglazialen Zertalung wirksamer und sind i. w. S. auch im Hinblick auf die zeitliche Variabilität der Härte zu diskutieren (s. o.; vgl. B II. 2.1). Aspekte wie die Akzentuierung verschieden harter, lokal auch sehr weicher Gesteine wurden bereits diskutiert. Abschließend sei dahingehend noch die mögliche Relevanz von Schutt- bzw. Grobsedimentablagerungen angeführt, welche die nach dem unterlagernden Gestein selektiv verlaufende Erosion aber allenfalls modifizieren.
- 358 Die ursprüngliche Konzeption, daß die Versteilung der Rampenhänge mit dem klimatischen Umbruch zum Quartär korreliert, ist im Kontext mit der tertiären Hangdynamik zu modifizieren (vgl. zu dieser Thematik BRUNOTTE 1987, BRUNOTTE & GARLEFF 1989).
- 359 Vgl. C II. 4; abweichend: u. a. BREMER (1989); vgl. auch BÜDEL (1977), dort aber, wenn auch nicht so hervorgehobene, Einbeziehung dieser Phänomene in die allgemeine Betrachtung der Flächenbildung.
- 360 S. C II. 2.1.5.2; vgl. auch Ausführungen BREMERs (1989) zur Dynamik von Hängen und abweichende Vorstellungen von WIRTHMANN (1987); an dieser Stelle sei auch betont, daß die Hangversteilung nicht nur Fronthänge von Stufen und Kämmen betrifft, sondern auch etwa Achterstufen.
- 361 An dieser Stelle muß nochmals auf das Verhältnis von Fläche und Struktur eingegangen werden. Neben dem möglichen Einbezug harter Gesteine in die flächenhafte Tieferlegung ist den Ausführungen BÜDELs (1977, 1978) zu entnehmen, daß auch Hangversteilung ähnliche Phänomene bewirkt. Da Inselberge meist an harte Komplexe angelehnt sind (BÜDEL), kann die laterale Flächenausweitung bewirkt, daß ein hartes Gestein sozusagen über den Inselberg hinausgeht. In Sedimentgesteinsarealen ist dies kaum möglich, am ehesten erinnern (in visueller Hinsicht) monolithische Stufen (vgl. LOUIS & FISCHER 1979) an derartige Phänomene. Dieser Stufentyp entwickelt sich charakteristisch bei sehr geringer Gesteinsneigung und mächtigen harten Schichten. Stellt man sich im Rahmen selektiver Flächenbildung vor, daß die Erosion sich am Ausstrich weicher Partien orientiert (Beispiel vertikaler Übergang der Gesteinhärte), so erweist sich die Hangversteilung - vereinfacht betrachtet - ebenso als Vorgang in weicheren Gesteinen. Modifikationen durch die Durchfeuchtung am Hangfuß etc. sind natürlich möglich, ohne BÜDELs Vorstellungen zu entsprechen. BÜDELs Vorstellungen gehen über die Stufendynamik der eigenen Ableitung (randlicher Abtrag des Stufenbildners u. a. bei hangversteilender Flächenexpansion etc.; vgl. C II. 2.1.5) deutlich hinaus.
- 362 Daß die Ergebnisse BÜDELs (Hangversteilung etc.) als Basis der eigenen (wenn auch in wichtigen Punkten abweichenden) Ergebnisse verwendet wurden, ist bereits mehrfach erwähnt worden. Begriffe wie „zentrifugaler Hangfußeffekt“ erscheinen dahingehend nicht so glücklich und werden daher auch nicht gebraucht.
- 363 Hier müßten u. a. BÜDELs Überlegungen (1970) zu Pediment-Scheitel-Flächen in die Überlegungen einbezogen werden (zu Veränderungen von BÜDELs Ansichten über Stufendynamik und die klimamorphologischen Zonen vgl. seine verschiedenen Arbeiten und MENSCHING 1984). Dazu sei u. a. angemerkt, daß für eine derartige Reliefkonstellation überprüft werden muß, ob nicht vielmehr eine (beginnende) Zertalung von Flächen vorliegt. Ähnliche Zusammenhänge können auch für die Beziehungen von Abdachungen und Tiefenlinien in einem stärker reliefierten Gelände gelten (vgl. Ausführungen zur Problematik der Abgrenzung von Fußflächen in C II. 2.1). Hier muß das Verhältnis von flächenhafter Tieferlegung und Zertalung überprüft werden.

- 364 S. o.; vgl. u. a. BROSCHE (1968), theoretische Ableitungen von ROHDENBURG (1971) und Ausführungen zur regionalen Morphologie, u. a. bezüglich der Fußflächendynamik.
- 365 Die mehrfach angesprochene Problematik der Unterscheidung von linearen oder bandförmigen Verebnungen und (breiten Sohlen-)Tälern kann daher nicht einfach auf der Basis der Differenzierung von Prozessen basieren, wie BREMER (1981) anhand der „Flächenstreifen“ vorschlägt. Vielmehr muß hierfür u. a. der übergeordnete Formungseffekt herangezogen werden, der die Landschaftsentwicklung charakterisiert.
- 366 S. auch BREMER (1989), BÜDEL (1977); vgl. hingegen Betonung der Stufendynamik u. a. bei CUNNINGHAM & GRIBA (1973), KING (1962), SCHMIDT (1980, 1987), SCHUMM & CHORLEY (1966), YAIR & GERSON (1974) und differenziertere Überlegungen bei THOMAS (1989a), TWIDALE (1978, 1991), dort auch weitere Literaturangaben; vgl. A II. 3.
- 367 Vgl. Ergebnisse zum Arbeitsgebiet, u. a. B III. 3.2 und Diskussion bei BLUME (1971), die widersprüchlichen Angaben verschiedener Autoren zur ariden Hangdynamik betreffend.
- 368 BRUNOTTE (1986) hat den Begriff Parapedimentation für die (vor allem) jüngere Tieferlegung von Fußflächen in weicheren Gesteinen eingeführt, die er letztendlich i. S. des „Intensitätsausleseprinzips“ ROHDENBURGs (u. a. 1983) von älteren Phasen mit möglicher stärkerer Tendenz zur Reliefreduktion (backwearing) unterscheidet (s. o.). Dahingehend ergeben sich (allerdings zum Teil nur graduelle) Unterschiede zu den eigenen Ableitungen, die im Rahmen der klimatisch gesteuerten Gesteinhärte die Erosion jeweils weicher Gesteine bei genereller Stabilität der Vollformen und ergänzender hangversteilender Flächenexpansion hervorheben. Daher wird der Begriff Parapedimentation nur ergänzend verwendet (s. u. a. B III. 1.3.3.1). Die Ableitung BRUNOTTES wird als wichtige Grundlage der eigenen Ergebnisse hervorgehoben; Parallelen werden bezüglich der flächenhaften Tieferschaltung in weicheren Gesteinen betont und im eigenen Modell (C II. 4) integriert.
- 369 Schlägt man nochmals den Bogen zur regionalen Formung, wurde für die Anlage der Schilfsandsteinvorstufe eine Akzentuierung in Adaptation an die Flutfazies des Schilfsandsteins angenommen (B III: 1.3.3.1). Die entsprechenden Einsattelungen der Vorstufe in Bereichen der Normalfazies basieren nicht zuletzt darauf, daß der Ausstrich der Normalfazies im Stufenverlauf zurückspringt und damit einen Ansatzpunkt für die Erosion bildet. Hier zeigt sich auch, daß die morphologische Lage und selektive Formung zum Teil eng miteinander gekoppelt sind.
- 370 Eher kann die lineare Erosion sogar die Konservierung der Stufenposition begünstigen, weil der Abfluß ja konzentriert erfolgt und damit für die Abtragung „auf breiter Front“ fehlt.
- 371 Dieses Phänomen steht in theoretischer Hinsicht u. a. im Kontext mit der Ausdünnung geneigter Gesteine an der Erdoberfläche (abnehmende Mächtigkeit), betrifft aber auch waagerechte Lagerung. Daß diese Zurundung auf Randbereiche beschränkt sein kann oder auch einen Flächenrest als punktuelle Erscheinung definieren kann (was die Abgrenzung erschwert), wurde bereits mehrfach erwähnt.
- 372 Trotz der zweifelsfrei gegebenen Relevanz der Seitenerosion ist beispielsweise die Tatsache, daß sich die Täler in Mitteleuropa mit zunehmender Dauer des Quartärs tendenziell zunehmend verengt haben, ein Beleg für diese Auffassung.
- 373 Auch wenn man die morphologische Position als modifizierendes Element und Faktoren wie allochthone Steuerung (Fremdlingsflüsse etc.) berücksichtigt, erweisen sich die

- Vollformen sowohl während Tal- und Flächenbildung insgesamt als äußerst stabile Gebilde.
- 374 S. auch Diskussion in B II. 1, vgl. allgemeine Vorstellungen zur „pediplanation“ und „panplananation“, u. a. bei ROHDENBURG (1983), THOMAS (1994).
- 375 Einzig in den Kettengebirgsgürteln, die hier als Sonderfall behandelt werden (s. A II. 3, C II. 2.1.7), kann gerade entlang der größeren Täler eine stärkere Hangmobilität auftreten, die allerdings auch dort einer Stabilität von Vollformen nicht widerspricht.
- 376 Hier wird auf Sedimentgesteinsareale eingegangen; zur anhaltenden Diskussion über die Hangentwicklung in verschiedenen Gesteinen vgl. u. a. BREMER (1989), BÜDEL (1977), ROHDENBURG (1971), WIRTHMANN (1987).
- 377 Dieser insgesamt nicht verwirklichte, sich auf das statistische Mittel beziehende Maximalwert ergibt sich u. a. aus der Berücksichtigung der räumlichen Entfernung von heutiger „Haßbergstufenkante“ (vereinfacht: Übergang von Stufendach zu Stufenhang; zu Begriffen wie First etc. vgl. BLUME 1971) und Haßbergstörung als (teilweiser) Leitlinie der frühestens um ca. 11 Ma b. p. beginnenden Stufenentstehung (s. o.; vgl. *Abb. 8*). Für die (Flächenbildung an der) Keuperstufe wurde dahingehend aber schon abgeleitet, daß die randliche Erosion des Stufenbildners vor allem ein besonderes Phänomen der frühen Stufenentstehung einschließlich der hangversteilenden Flächenexpansion ist. Dahingehend relativieren sich spätere Erosionsraten an den (dann weitgehend versteilten und stabilen) Hängen. Daß der oben angegebene Maximalwert bei sehr seltenen, singulären Extremereignissen übertroffen werden konnte, ist sicher nicht auszuschließen. Dies ändert aber nichts am insgesamt geringen Hangabtrag.
- 378 Eher ist vorstellbar, daß bei periglazialer Zertalung (aber weniger während der Flächenbildungszeiten) und dem entsprechenden Ausraum älterer Verwitterungsdecken eine Überformung der reliefierten Verwitterungsbasis erfolgt, wobei auch sehr kleindimensionierte punktuelle „Vollformen“ abgetragen werden. Auch ist zu berücksichtigen, daß Phänomene wie Transgressionen über Abrasion eine besondere Rolle spielen können.
- 379 Betrachtet man die u. a. aufgrund der Klimavariabilität und der dreidimensionalen Strukturvarianz erfolgende zunehmende Flächeneinengung, muß man sich andererseits fragen, inwiefern die Flächentieferlegung unter bestimmten Bedingungen und gerade bei fortschreitenden Entwicklungsstadien und zunehmender Reliefamplitude nicht eher Phänomene wie eine strukturell bedingte talartige Verengung aufweisen kann (vgl. Ausführungen in B III. 1.3.3 und Überlegungen zur Talbildung, zur Wirkung absoluter bzw. relativer Härte und zum Stockwerkbau). Hier zeigt sich, daß die Unterschiede zu anderen Konzepten nicht zuletzt auch den zeitlichen Aspekt, also die Frage nach der „Schnelligkeit“ bestimmter Formungscharaktere betreffen. So werden beispielsweise in den eigenen Auffassungen wie auch bei ROHDENBURG Faktoren wie die Hebungsintensität integriert, aber eben etwa bezüglich der Stabilität sehr differenzierter, mit hoher Reliefenergie ausgestatteter Reliefs abweichend interpretiert.
- 380 Daraus ergibt sich in den eigenen Auffassungen eine stärkere Betonung der Reliefdifferenzierung und der fortschreitenden Vorflutereinengung im zeitlichen Verlauf des globalen Känozoikums (vgl. C II. 4).
- 381 Reduzierung der Einzugsgebiete während der Zertalung etc.
- 382 Hier erfolgt eine unterschiedliche Bewertung der verschiedenen Formungsvorgänge und ihrer Quantität (downwearing vs. backwearing etc.).

- 383 Man muß sich dabei auch vergegenwärtigen, daß die *Ära der Reliefdifferenzierung* im Vergleich zur gesamten Erdgeschichte noch relativ jung ist und im Verlauf des Känozoikums erst mit dem - in räumlicher Hinsicht variierenden - Nachlassen klimatischer Intensivstbedingungen und der entsprechenden Flächenrestriktion eine immer größere Bedeutung erlangte. Detaillierter geklärt werden müßte auch in diesem Zusammenhang die Relief- und Klimadynamik älterer geologischer Zeiteinheiten, die aber eben nicht die geomorphologische Ära seit der (jüngeren) Kreide (wie sie hier im Mittelpunkt der Betrachtung steht; s. hierzu BÜDEL 1977) repräsentieren. Bekannt ist dahingehend u. a. die Existenz prämesozoischer Flächen u. a. im Kristallin Mitteleuropas, die als „liegende“ Form der nachfolgenden permischen bis triassischen Sedimentation fungierten und u. a. anhand von Verwitterungsformen identifiziert werden können (Ergebnis einer Exkursion mit J. JUNG, Würzburg; vgl. auch FELIX-HENNINGSEN 1990). Derart alte Formen können exhumiert und in die weitere Formung einbezogen werden (mdl. Mitt. I. STENGEL, Universität Würzburg mit Bezugnahme auf die afrikanischen Reliefgenerationen). Letztendlich legt diese Betrachtung auch die Vermutung nahe, daß die ältere erdgeschichtliche Formung durch die Anlage von Primärrümpfen und die Tieferlegung undifferenzierter Flachreliefs geprägt wurde (vgl. u. a. BÜDEL 1977). Inwiefern und in welchem Ausmaß im Verlauf der älteren Erdgeschichte Vollformen durch Erosion entstehen konnten, kann jedoch abschließend noch nicht bilanziert werden; u. a. sind vulkanische Vorgänge zu berücksichtigen. Insgesamt ergeben sich durch mögliche Wechsel von Flächenbildung und (definitiver) Sedimentation, zeitliche Charakteristik der (anhaltenden bis weitgehend abgeschlossenen, durch Beteiligung von Verwitterungsvorgängen eventuell komplizierten) Diagenese und den verschiedenen (u. a. geologischen) Vorgängen wie Plattentektonik, Epirogenese, Eustasie und Isostasie sehr komplexe geowissenschaftliche Zusammenhänge, die nicht zuletzt die (zunehmende) Flächendifferenzierung betreffen können.
- 384 Dabei wird deutlich, daß hier mit dem Begriff Vollform nicht die kleineren Wellen im Hauptvorfluterniveau gemeint sind. Aspekte wie die Reliefenergie (Neigung, Gesamthöhe) wurden in diesem Zusammenhang bereits besprochen.
- 385 Der (lokale) Einbezug härterer Gesteine gerade in Dachfußflächen (vgl. zu diesem Phänomen die Literatur zur Fußflächenbildung, u. a. BRUNOTTE 1986) müßte in weiteren Untersuchungen überprüft werden. Hangversteilende Flächenexpansion und die Rolle von Störungen (abrupte Gesteinsveränderung an der Dislokation) sind dabei in die Überlegungen einzubeziehen. Welche Rolle spielen Klimaxstadien für die Hangversteilung und kann selektive Erosion dadurch beeinflußt werden? Wenngleich der selektive Charakter der Tieferschaltung von Fußflächen mit den Vorlandflächen weitestgehend harmoniert, ist gerade für die initiale Entstehung von Fußflächen eine Einwirkung der morphologischen Lage nicht auszuschließen. Für den Vergleich von Hängen und Vorlandflächen wurde ja schon darauf hingewiesen, daß der Charakter der lithovarianten Abtragung variieren kann und abgeglichen werden muß (morphologische Lage, Neigungsgrade etc.). Dies erscheint schon anhand der Stabilität der Stufenbildner logisch. Hier sei auch nochmals daran erinnert, daß die Gesteins Härte mit dem Klima variiert. Bei einer morphologischen Rekonstruktion und der zeitlichen Parallelisierung verschieden hoch gelegener, aber zusammengehöriger Formen ist dies stets zu beachten. Die Einbeziehung harter Gesteine in die Hangversteilung bzw. in die Anlage von Dachfußflächen erweist sich dahingehend wohl eher als Vorgang, der auf initiale Stadien beschränkt bleibt (harte Gesteine im absoluten Vergleich) bzw. Gesteine umfaßt, die zu damaligen Bedingungen als weich zu klassifizieren sind (vielleicht ist so auch zu erklären, daß derartige Phänomene fälschlicherweise als ältere Tendenz zur Reliefreduktion gewertet wurden, die dann in Konzepten

- wie das Intensitätsausleseprinzip integriert worden sind; vgl. u. a. BRUNOTTE 1986, ROHDENBURG 1983). Ähnliche Merkmale gelten ja für die allgemeine Tieferlegung von (Rumpf-)Flächen und Fußflächen. Dabei ist zu bedenken, daß beispielsweise eine Tieferlegung von Fußflächen in feucht-heißem Klima (vgl. hierzu BUSCHE u. a. 1973) einen umfangreicheren Einbezug verschiedener Gesteinstypen ermöglichen kann, als dies bei sonst gleichen Voraussetzungen in einem trockenen Klima möglich ist. Wenn bislang die Bindung von Fußflächen (oder auch der hangversteilenden Flächenexpansion) an weichere Gesteine wie Tonsteine hervorgehoben wurde, so korreliert dies (etwa in Bezug auf Mainfranken) mit der globalen Klimaverschlechterung (Temperaturabnahme, Aridisierungstendenzen; vgl. C II. 2.2) und der typischen lithologischen Ausprägung von Stufensockeln. Auch ist wiederum die dreidimensionale Härtevarianz relevant, so daß ein Einbezug eines harten Gesteins vorgetäuscht wird, indem weiche Partien bis zum Erreichen stabiler Strukturen erodiert werden. Harte Gesteine werden bei der flächenhaften Tieferlegung herauspräpariert; inwieweit sie am Hang später überformt werden, ist von den strukturell-klimatischen Wirkungsgefügen, ihrer räumlichen Position und dem Faktor Zeit abhängig.
- 386 Diese gilt bezüglich Mitteleuropa insbesondere für ältere Hangsegmente, die in sehr breiten Tälern bzw. linearen Ausraumzonen angelegt wurden. Mit zunehmender Einengung wird eine stärkere Wirkung der Seitenerosion erkennbar, die auch für die lokale Zerstörung von talbegleitenden Fußflächen etc. von Bedeutung war. Die Beschränkung auf tiefere Hangbereiche zeigt aber wiederum die Hangstabilität, die nur durch Versteilung oder Zerschneidung modifiziert wird (s. o.).
- 387 Dies darf aber nicht dahingehend interpretiert werden, daß eine Tendenz zur Reliefreduktion effizienter als Flächentieferlegung ist (s. hierzu AHNERT 1996).
- 388 S. oben angeführte Literatur; vgl. auch breiten klimatischen Rahmen der Flächenbildung bei STINGL & GARLEFF (1987), dort aber zyklische Formung inklusive Wiedereinbnung.
- 389 Dies ist auch dahingehend zu beachten, daß hier vor allem die Flächenbildung im höhenkonstanten Hauptvorfluterniveau betont wird. Inwiefern sich die aktuelle Morphodynamik dahingehend von vorzeitlichen Bedingungen unterscheidet, erfordert weitere Detailanalysen. Hier muß allerdings auch der Maßstab berücksichtigt werden, weil eine kleinmaßstäbliche Flächenabdachung natürlich immer vorhanden ist. Daher erscheinen derartige Phänomene eher als Modifikation und widersprechen nicht der Tatsache, daß sich die flächenhafte Tieferlegung (regional) in einem Höhenniveau vollzieht. Inwieweit sind stärkere Flächenneigungen bedingt durch tektonische Verkipfung. Befinden sich derartige Flächen zum Teil bereits im (beginnenden) Stadium ihrer Zerstörung durch Talbildung etc.? Können kristalline Bereiche und Sedimentgesteinsareale in diesem Zusammenhang überhaupt verglichen werden?
- 390 Vielleicht könnte man hier in Anlehnung an BÜDEL Bezeichnungen wie tropoides Jahreszeitenklima formulieren (vgl. B II. 1). BREMER hat in diesem Kontext übrigens mehrfach ausgeführt, daß intensivstes Sommerklima entscheidend für die Formung sein kann.
- 391 Die von BÜDEL durchgeführte Parallelisierung der monsunalen Subtropen mit den wechselfeuchten Tropen berücksichtigt bzw. differenziert trotz der Zuordnung zu einer Zone gemischter Reliefbildung zu wenig die reduzierte Verwitterungsintensität, die in der grundlegenden Tendenz polwärts zunimmt (vgl. u. a. B II. 1).

- 392 BÜDELS (1970) ältere Ableitung der Flächenneubildung durch Entstehung eines Pediment-Scheitel-Reliefs i. S. einer starken Tendenz zur Vollformenreduktion sei hier nur randlich erwähnt.
- 393 Diese Beschränkung ist ein Grund, weshalb BÜDEL die durch Klimawandel gesteuerte Selektivität der Flächenbildung und die zunehmende strukturelle Adaptation der Verebnungsstockwerke im Schichtstufenland nicht ausreichend bzw. nicht in allen Facetten berücksichtigt.
- 394 BREMERs Ableitungen beinhalten auch eine zunehmende interne Relieferung von Flächen, etwa als Resultat von nachlassender Niederschlagsmenge. Probleme wie die Definition von Verebnungsniveaus, die Gegenüberstellung jüngerer und älterer Flächenbildung und tektonisch bedingte Flächenzerstörung (Zertalung) sind in diesem Kontext zu diskutieren (vgl. diverse Literatur zur Flächenbildung).
- 395 Beispiele: Poljenbildung im etesischen Bereich, aride Pedimente nach BÜDEL (1977); vgl. BREMER (1989): Pedimente der Subtropen.
- 396 Vgl. hierzu auch BÜDELS Überlegungen zum klimamorphologischen Umbruch an der Wende Tertiär/Quartär mit der Anlage von Breiterrassen etc.
- 397 Dies korreliert auch mit der Definition der „tropoiden Alterde“, für die hygrische Schwankungen zwar erwähnt werden, die aber nach BÜDEL insgesamt einer feucht-tropischen bis subtropisch-monsunalen Flächenbildung entsprechen oder zumindest vergleichbar sein soll (Unterschiede wären aufgrund von Veränderungen in der atmosphärischen Zirkulation naheliegend, *Anm. d. Verf.*).
- 398 Eine regelhaft selektiv modellierte Verwitterungsbasis ist in diesem Konzept allein schon deshalb fraglich, da BREMER diesbezüglich von (möglicher) zufälliger Feuchte-differenzierung bei der Anlage des Verwitterungsprofils spricht. Hingegen ist die Selektivität einer Tieferlegung bekannt (u. a. ALEVA 1983) und verläuft m. E. auch regelhaft nach bestimmten Lithovarianzen, so daß die trockene Flächentieferlegung, sei es bei der Entfernung weichen Tiefenersatzes oder der Erosion z. B. weicher Tongesteine, durch Selektivität gekennzeichnet ist. Wengleich in den verschiedenen Arbeiten von BREMER und BÜDEL durchaus die zunehmende Relevanz von Gesteinsunterschieden bei reduzierter bis ausklingender „Flächenbildungsintensität“ diskutiert wird, so fehlt doch im Gesamtkonzept die Integration regelhafter struktureller Inwertsetzung für eine Flächenbildung in sehr verschiedenen Klimaten. Dies äußert sich dann auch in der abweichenden Beurteilung der strukturell-klimatischen Wirkungsgefüge, die sich m. E. in einer vor allem paläoklimatisch verursachten und an den entsprechenden Wandel der morphologischen Härte angepaßten (zunehmenden) Flächenrestriktion äußert.
- 399 S. auch SPÄTH (1983), WIRTHMANN (1987); vgl. B I., C II. 2.1.2 sowie u. a. BRUNOTTE (1986), HAGEDORN & POSER (1974), MENSCHING (1984), SPÄTH (1977), WILHELMY (1974).
- 400 Vgl. zeitliche Einordnung der feuchten Bucher Phase einerseits und der trockeneren Brönnhofer, Thundorfer und finalen Gäuflächenphasen auf der anderen Seite; vgl. auch Angaben zu Erosionsleistungen bei GARLEFF (1989), SCHRÖDER (1976); Berücksichtigung von Formungsrufe etc. ist notwendig.
- 401 Dahingehend liegt in der Literatur wohl auch eine falsche Ansprache vor, wenn in trockenerem Klima entstandene Flächen generell als Pedimente bezeichnet werden (vgl. hierzu u. a. BLUME 1994, BORGER 2000). Vielmehr wurde ja bereits abgeleitet, daß Fußflächen und Flächenelemente im Hauptvorfluterniveau nebeneinander entstehen

- können und in einer entsprechenden Morphosequenz miteinander verknüpft sind. Auf die problematische Ansprache von Fußflächen, Pedimenten bzw. Glacis und ihre Abgrenzung von Rumpfflächen etc. wurde in diesem Kontext ebenfalls eingegangen (s. B III. 3.3, Beginn Kapitel C II. 2.1).
- 402 S. C II. 2.1.5.1 und dortige Literaturverweise; vgl. zu dieser Thematik i. w. S. auch EICHLER & RÖGNER (1978).
- 403 Die Bedeutung von (auch kurzfristiger, aber kräftiger) Hebung für die Zertalung ergibt sich in ähnlicher Weise für die Formung der Mittelgebirge.
- 404 Vgl. Diskussion in Kapitel A II. 3 zu den Themen: Stabilität, Lagekonstanz, Stufenrückverlegung, allgemeine Möglichkeit zur Wiedereinebnung bestehender Hochgebiete.
- 405 Nicht ganz deutlich wird bei den Modellen zur Flächenneubildung übrigens häufig die Rolle der flächenhaften Tieferelegung.
- 406 S. C II. 2.1.6 und dortige Literaturverweise; vgl. TWIDALE (1991), dort aber Betonung des durch die morphologische Position gesteuerten chemischen Gesteinszersatzes; vgl. auch Diskussion des Forschungsstandes in den Kapiteln A II. 3 sowie C II. 4.
- 407 Auffällig ist die Tatsache, daß sich modellhafte Vorstellungen zur Flächentieferelegung vor allem auf die feuchten Tropen beziehen. Entsprechend den klimatischen Rahmenbedingungen der Flächenbildung (C II. 2.1.6) können die in den jeweiligen Arbeiten berücksichtigten strukturellen Parameter vor allem dann nicht ausreichend sein, wenn man ein Gesamtkonzept erstellen möchte.
- 408 Es sei darauf verwiesen, daß die eigene Ableitung in C II. 4 durchaus Überschneidungen mit anderen Modellen zur Flächenbildung bzw. deren Bestandteilen aufweisen kann. Ihre Bedeutung sei daher hervorgehoben, wenngleich die entsprechenden Terminologien aufgrund des abweichenden Gesamtkonzepts nicht verwendet werden.
- 409 S. u. a. B III. 2.2 ⇒ quartäre Landschaftsentwicklung im Arbeitsgebiet, C I. ⇒ Reliefentwicklung im mitteleuropäischen Deckgebirge; vgl. auch B III 2.1 ⇒ morphologische Eigenständigkeit des jüngeren Oberpliozäns.
- 410 Vgl. vor allem die Arbeiten am Göttinger Geographischen Institut, u. a. BROSCHE (1968), SPÖNEMANN (1966).
- 411 Allerdings können durch eine selektiv geprägte Zergliederung der Hochgebietskomplexe durchaus stufen- oder kammartige Formen entstehen (vgl. u. a. auch TWIDALE 1991).
- 412 Vgl. auch ähnlich gelagerte Thematik von tektonisch bedingter Zertalung vs. Flächenbildung in C II. 2.1.7.
- 413 Zur Differenzierung der tropoiden Alterde, etwa bezüglich der Feuchtigkeitsschwankungen in raum-zeitlicher Hinsicht, vgl. die verschiedenen Arbeiten von BÜDEL.
- 414 BREMER hat sich gerade in ihren jüngeren Arbeiten (u. a. 1981, 1999) stark von vereinfachenden Darstellungen gelöst. Sie beschreibt in Abhängigkeit von klimatischen, tektonischen und eustatischen Varianzen sehr komplexe Reliefdifferenzierungen, die gerade die jüngere Flächenbildung in den Tropen betreffen. Ein Vergleich dieser Vorstellungen mit den eigenen Überlegungen ist schon dahingehend problematisch, daß hier ein breiterer Rahmen der zudem selektiven Flächenbildung abgeleitet wird. M. E. sollte in BREMERs Darstellungen der Gegensatz von Flächenbildung und (etwa tektonisch bedingter) Zertalung etwas stärker betont werden.
- 415 BREMER (vgl. u. a. ihre Arbeiten von 1981, 1986, 1989) setzt weite ausdruckslose und gering geneigte Flächen mit (klimatischen) Vorzeitbedingungen und intensivster

chemischer Verwitterung in Verbindung, während die „eingeschränkte Flächenbildung“ aufgrund tektonischer und klimatischer Variabilität (vor allem) dann auftritt, wenn die Verwitterungsdecke ausdünn (was ein möglicher Verlauf der Reliefdifferenzierung ist, *Anm. d. Verf.*). Strukturelle Adaptation ist dann auch im Detail möglich, entspricht ihrer Ansicht nach wegen der allgemeinen Steuerung durch die morphologische Lage und die variierende Durchfeuchtung aber keiner (übergeordneten) regelhaften Inwertsetzung bestimmter Lithovarianzen (strukturunabhängige Wasserscheiden etc.; vgl. A II. 3). Unterschiede zu den Auffassungen BREMERs (und BÜDELs) ergeben sich hier vor allem bezüglich der eigenen (generellen) Betonung der selektiven Formung und der im Kontext mit der globalen Klimaverschlechterung erfolgenden Integration arider Flächentieferlegung, die u. a. aufgrund des häufig breiten Ausstrichs von Tonsteinserien plausibel erscheint (s. weitere und bisherige Diskussion). Gerade dies zeigt im Kontext mit der globalen Klimaverschlechterung, daß komplexe strukturell-klimatische Wirkungsgefüge die selektive und zunehmende Reliefdifferenzierung im Schichtstufenland verursacht haben. Die morphologische Lage tritt als differenzierendes Element gegenüber der regelhaften strukturellen Adaptation deutlich zurück (unterschiedliche Bewertung der quantitativen Relevanz der Struktur). Etwas plakativ könnte man formulieren, daß morphologisch hervortretende Wasserscheiden (Hochgebiete) durch die Struktur verursacht werden und nicht etwa als sekundärer Effekt der Wasserscheidenakzentuierung strukturelle Adaptation aufweisen können. Hingegen sind leichte Wellen bzw. Relieferungen im aktiven Verebnungsstockwerk - sofern in Tieferlegung begriffen - tatsächlich „inselektiv“ angelegt bzw. der Struktur übergeordnet (weiche Gesteine). Aus der unterschiedlichen Interpretation des strukturellen Einflusses ergibt sich nicht zuletzt auch folgender Hinweis: Während selektive Flächenbildung o. W. mit weiten und unendifferenzierten Vorländern korrelieren kann, müßte die eingeschränkte Flächenbildung i. S. BREMERs aufgrund der generellen Influenz der morphologischen Lage mit einer stärkeren Tendenz zur allgemeinen Relieferung (auch im Stufenvorland) einhergehen (terminologischer und substantieller Unterschied zur „restriktiven Flächenbildung“).

- 416 Wenngleich ältere Relieferungen und die Anlage stabiler Vollformen nicht ausgeschlossen werden können, dürfte die grundlegende Tendenz zur Erhöhung der Reliefamplitude primär mit dem Klimawandel seit dem Eozän korrelieren.
- 417 ROHDENBURG berücksichtigt Tektonik und Klima(wandel) - neben der Ableitung von Aktivitäts- und Stabilitätszeiten - vor allem als Steuerungsfaktoren des „Flächenbildungspotentials“, dessen Stärke letztendlich (bei ergänzender Bedeutung der flächenhaften Tieferlegung) insbesondere das Ausmaß der Vollformeneinebnung definiert. Je nach der zeitlichen Charakteristik der Rahmenbedingungen und (ergänzend) der Gesteinsresistenz variiere damit auch der Erhalt älterer Verebnungsreste und die regional-morphologische Eigenständigkeit (Intensitätsausleseprinzip; vgl. auch zyklische Reliefentwicklung nach STINGL 1979 und Parapedimentation nach BRUNOTTE 1986). Strukturelle Adaptation wird dabei durchaus, auch im Hinblick auf die Geschwindigkeit der Einebnung, einbezogen (ROHDENBURG 1970, 1971). Im Gegensatz dazu kennzeichnet die Flächenbildungsintensität m. E. aber - neben Tieferlegungsrate - ganz besonders die Fähigkeit zur (regelhaften) Aufarbeitung der geologischen Strukturen, also die Flächenbildungsdimension, hier verstanden als die Dimension der flächenhaften Tieferlegung. Dabei steht die Stabilität der Vollformen auch bei Klimawandel im Vordergrund (vgl. BREMER 1989, BÜDEL 1977). Aspekte wie die Stockwerkgliederung und die Flächeneinengung ergeben sich primär aus der Variabilität der klimatisch-strukturellen Wirkungsgefüge (bei flächenhafter Tieferschaltung) und nicht aus der

- (variiierenden) Intensität der Einebnung von Vollformen. Zwar spielen Hebungsraten und der Zeitfaktor eine wichtige Rolle, sind aber stets mit einer regelhaft selektiven Inwertsetzung bestimmter Lithovarianzen (im Hauptvorfluterniveau) verknüpft und verursachen keine bestimmten Quantitäten der Reliefreduktion bzw. des Erhalts älterer Altreiefs (vgl. hingegen u. a. GARLEFF & STINGL 1987 zu „quasistationären Bedingungen“). Dementsprechend markiert selektive Reliefdifferenzierung - wie in Mainfranken - die Ablösung der während langer Zeiträume anhaltenden undifferenzierten Flächen-tieferschaltung und ist kein Zwischenstadium zur Entwicklung einer (neuen) Fläche.
- 418 Das Modell enthält exemplarisch eine Auswahl wichtiger Gesteinstypen und abstrahiert generelle Tendenzen der weltweiten Klimaentwicklung (zur bisherigen Anwendung dieses Aspekts für die morphologische Interpretation s. bisherige Literaturverweise). Hebung und ihre Variabilität werden als Grundlage und modifizierende Elemente berücksichtigt. Seine Anwendung auf regionale Verhältnisse erfordert selbstverständlich einen Abgleich mit dortigen Charakteristika.
- 419 Zur Übereinstimmung des Modells mit der Literatur bezüglich bestimmter (regionaler) landschaftsgenetischer Charakteristika vgl. bisherige Diskussion; zu partiellen Ähnlichkeiten mit anderen Konzepten vgl. angegebene Literatur.
- 420 Definiert man die morphologische Härte als feste, regelhafte Größe, die nach bestimmten (vor allem klimatischen Bedingungen) variiert, können auf der Basis der globalen Klimaverschlechterung und deren übergeordneten Parallelen (C II. 2.1.2) auch weltweite Regeln zur Landschaftsgenese aufgestellt werden.
- 421 Die entsprechende Hervorhebung strukturell-klimatischer Wirkungsgefüge unterscheidet sich in quantitativer und qualitativer Hinsicht von bisherigen Ableitungen (vgl. bisherige Diskussion der Literatur, u. a. zum „Intensitätsausleseprinzip“ ROHDENBURGs).
- 422 Die Wertigkeit einzelner Gesteinstypen wird bezüglich des zeitlichen Verlaufs der Formung stark abstrahiert.
- 423 Entwicklung zunehmend differenzierter Flächenstockwerke (Komplexisierung der Netzwerke durch Flächeneinengung und verstärkte Anzahl „getrennter“ Verebnungen etc.)
- 424 Die Einengung resultiert aus der Neuanlage und dem Wachstum von Hochgebieten. Hangversteilende Flächenexpansion kompliziert als gegenläufiger Vorgang die Flächenrestriktion bezüglich der Faktoren a) absoluter Anteil der Vorfluterflächen (dabei noch Modifikation durch die vermittelnden Fußflächen), b) Menge an Hochgebieten, welche die Vorfluterbereiche voneinander trennen. Zunehmende Flächenrestriktion ist zurückzuführen auf den Klimawandel (Zunahme harter Gesteine im zeitlichen Verlauf), der durch tektonische Hebungsimpulse und eustatische Meeresspiegelschwankungen in seiner Wirkung unterstützt wurde.
- 425 Für die Tieferlegung von vermittelnden, modifizierenden und allenfalls sehr schwach reliefierten Fußflächen, die nicht notwendigerweise am Relief beteiligt sein müssen, sind leichte räumliche Veränderungen der Anordnung möglich (geringfügige Verlängerung der Abdachung, Rückhangverteilung etc.; vgl. u. a. BRUNOTTE 1986, BUSCHE 1998). Unter dieser Prämisse gelten die Ausführungen zur Fußflächenentwicklung für (entgegen dem Schichtfallen ausgebildete) konträre und (im Schichtfallen abdachende) konforme Fußflächen (vgl. Brunotte 1978).
- 426 Daß hierbei die morphologische Härte einem sehr komplexen zeitlichen Wandel unterliegt (kontinuierliche oder abrupte Klimaänderung etc.), liegt auf der Hand, widerspricht einer vereinfachten Abstraktion aber nicht.

-
- 427 Vgl. u. a. BUSCHE (1982), GRUNERT (1983), SPÄTH (1977), SPÖNEMANN (1989) sowie Kapitel C II. einschließlich dortiger Literaturverweise und Kapitel D ⇒ Zusammenfassung und Kapitel E ⇒ Ausblick auf die zukünftige Forschung; zu den Besonderheiten geologischer Strukturtypen s. C II. 2.1.7.
- 428 Daran wird deutlich, daß die zunehmende Reliefdifferenzierung primär auf dem Zusammenwirken bzw. der Kopplung von klimamorphologischer resp. klimamorphodynamischer Tendenz und strukturell-klimatischem Wirkungsgefüge, die ohnehin nicht ganz voneinander zu trennen sind, basiert.
- 429 Späte Akzentuierung der Kalkgesteine im Stufenvorland während der Flächenbildung, Herauspräparierung untergeordneter Gesteinsmuster im Verlauf der Zertalung ⇒ Inwertsetzung dünner Steinmergelbänke, Anlehnung von Flußmäandern an das tektonische Muster.
- 430 Die regelhafte Adaptation an den geologischen Untergrund wies eine zunehmende Quantität im zeitlichen Verlauf auf. Dementsprechend können die Begriffe absolute bzw. relative Selektivität verwendet werden, wobei jedoch die (strenge) Adaptation der Formung an jeweils harte (Vollformen) bzw. weiche Gesteine (Tieferlegung bzw. Inwertsetzung als Stufensockel) betont wird.
- 431 Ein derartiger Katalog muß auf einer sinnvollen Anzahl struktureller Parameter basieren, die im Gelände auch nachvollziehbar sind (Aufschlußsituation etc.).
- 432 Die Begriffe Deckgebirge und Grundgebirge resp. Kristallin stehen daher nur vereinfacht für die Gegenüberstellung von Sedimentgesteinen und Metamorphiten bzw. Plutoniten.
- 433 Räumlich variierende Sedimentationsfolgen und entsprechend differenzierte selektive Erosion, Abgleich mariner und terrestrischer Geodynamik etc. (vgl. u. a. FISCHER 1998).

IV. Fotos

1 Landschaft

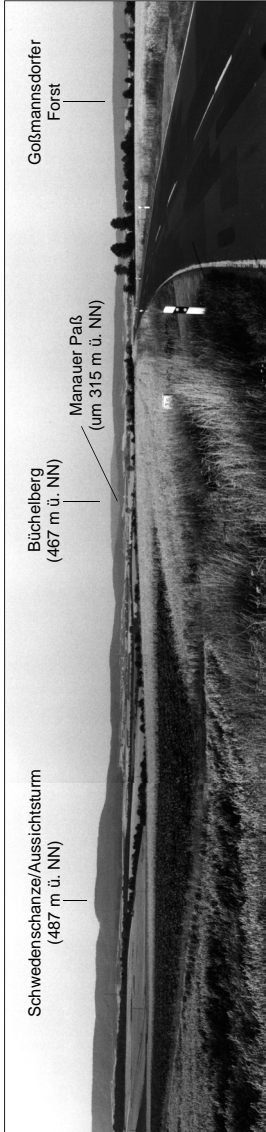


Foto 1:

Ostwärts gerichteter Blick von Kerfeld in der Randsenke auf die bewaldete Haßbergstufe. Der Große Haßberg (nördliche Haßberge, links im Bild) fällt deutlich zur Stufeneinsattelung der mittleren Haßberge ab (tiefster Punkt: Manauer Paß), die wiederum in flachem Anstieg zu den südlichen Haßbergen (Golmannsdorfer Forst) überleitet. Nördliche und südliche Haßberge tragen Reste der Haßbergfläche (um 500 m ü. NN). Im Hintergrund erkennbar ist ein weiterer Rest dieser Fläche im Stufenrückland (Top des Büchelbergs). Die Depression im Stufenverlauf geht auf die Anlage einer Flächenpforte zurück. Diese wurde in Anlehnung an einen markanten tektonischen Kreuzungspunkt herzynischer und rheinischer Elemente mit der beginnenden selektiven Differenzierung der Ausgangsfläche im Obermiozän angelegt. Sie fungierte zunächst als Verbindung zwischen der weiten Bucher Fläche im Stufenvorland und einem Flächennetzwerk im Stufenrückland (Flächenniveau um 400 m ü. NN). Die spätere, strukturell gesteuerte Reliefdifferenzierung schließlich bewirkte noch im Pliozän eine horizontal durchgehende Akzentuierung der Haßbergstufe, die mit der fortschreitenden Anlage bzw. Eintiefung der Stufenrandsenke korrelierte (vgl. B III. zur Reliefentwicklung, dort auch Literaturverweise).



Foto 2:

Blick von einem herauspräparierten Basalthügel bei Ostheim (317 m ü. NN, SCHRÖDER 1976) in den nördlichen Teil der heute zertalten Stufenrandsenke (ackerbaulich genutzter Bereich). Diese setzt sich als Depression deutlich gegen die Haßbergstufe (rechts im Bild) und den vielfach bewaldeten Kissingen-Haßfurter Höhenzug (links im Bild) ab. Im Hintergrund ist der Dürrn-Berg gerade noch erkennbar, der aufgrund seiner Grobsedimentbedeckung herausragende Bedeutung für die morphologische Landschaftsinterpretation aufweist (s. Foto 4). Während die Haßberge noch Reste der Ausgangsfläche aufweisen, finden sich im Kissingen-Haßfurter Höhenzug einige Relikte der Bucher Fläche (um 400 m ü. NN; vgl. Foto 1). Am weitesten schritt die tertiäre Flächenbildung in den weichen, vorwiegend tonigen Gesteinen der Stufenrandsenke fort (Hauptgäufige nach BÜDEL um 300 m ü. NN), um schließlich von der quartären Zertaltung abgelöst zu werden (vgl. SPATH 1973 und Kapitel B III).

Die heutige Landnutzung erfolgt forstwirtschaftlich in den steileren Lagen und auf ärmeren Sandböden des Stufendachbereichs, während in den tieferen Lagen aufgrund der geringeren Reliefenergie und der weitverbreiteten Lößbedeckung (SCHRÖDER 1976) Landwirtschaft betrieben wird.



Foto 3:

Rhätsteinbruch am Wildberg nahe der Feriensiedlung Sulzfeld (s. Geologische Exkursionsroute in: Naturpark Haßberge 1983). Deutlich erkennbar ist die starke tektonische Zerstückelung des anstehenden Sandsteins. Modifizierende Entlastungsklüfte sind zu berücksichtigen. Das Foto wurde ausgewählt, um die mögliche Komplexität des strukturellen Inventars vor Augen zu führen, die bei der alleinigen Kartierung der Lithofazies an der Erdoberfläche gar nicht deutlich werden kann. Demzufolge ist bei der morphologischen Interpretation immer die dreidimensionale Härtevarianz zu bedenken (vgl. u. a. B II. 2). Wichtig ist die Feststellung, daß ein im Hinblick auf seine Lithofazies widerständiges Gestein durch eine mechanische Schädigung (Tektonik) seine Resistenz verlieren kann.

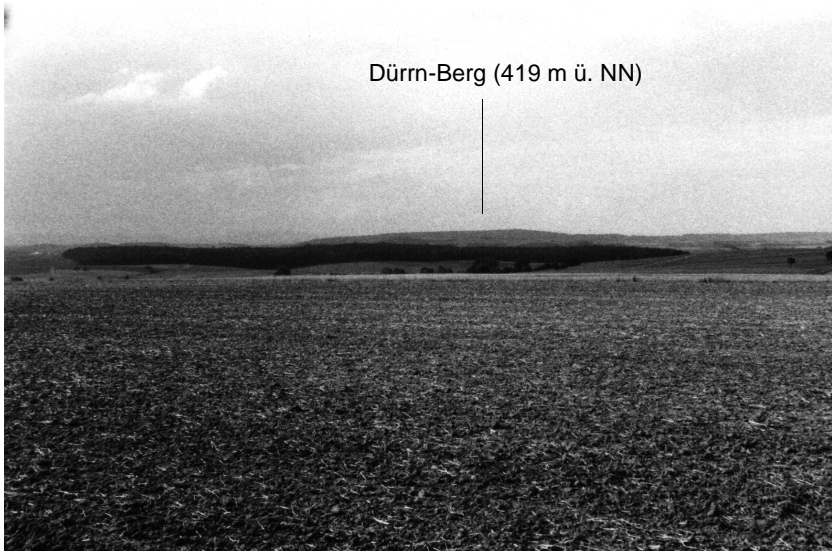


Foto 4:

Der Dürrn-Berg (419 m ü. NN, Schilfsandstein, Blick aus südöstlicher Richtung) befindet sich 4-5 km westlich der nördlichen Haßbergstufe. Auffällig ist seine flache, 2-3 Grad geneigte Abdachung in südwestlicher Richtung. Der höchste Punkt repräsentiert einen Rest der Bucher Fläche (B III. 1.2; vgl. SPÄTH 1973).

Eine besondere Bedeutung erlangt der Dürrn-Berg durch seine Bedeckung mit den Resten eines Fanglomerats (vgl. Geologisches Positionsblatt Oberlauringen von SCHUSTER 1928), das mit dem Ende der Bucher Phase (spätes Obermiozän) über eine flache Rampe als Vorläufer der heutigen Haßbergstufe transportiert wurde (vgl. auch BREMER 1989a). Die Ablagerung belegt einen klimatischen Umbruch zu trockeneren klimatischen Verhältnissen (B III. 1.2.3, 1.2.5; vgl. Fotos 5, 12, Abb. 2 und SPÄTH 1973).



Foto 5:

Rhätoliasblock als Teil des in den Fotos 4 und 12 beschriebenen Fanglomerats. Deutlich erkennbar ist eine silikatkarstartige Hohlform (s. Pfeil), die das Fanglomerat (im Kontext mit weiteren Indikatoren) als Übergangssediment eines klimatischen Umbruchs ausweist (B III. 1.2.5). Der Dünnschliff in Foto 12 wurde von der Eisenimprägnierung dieses Blocks hergestellt.

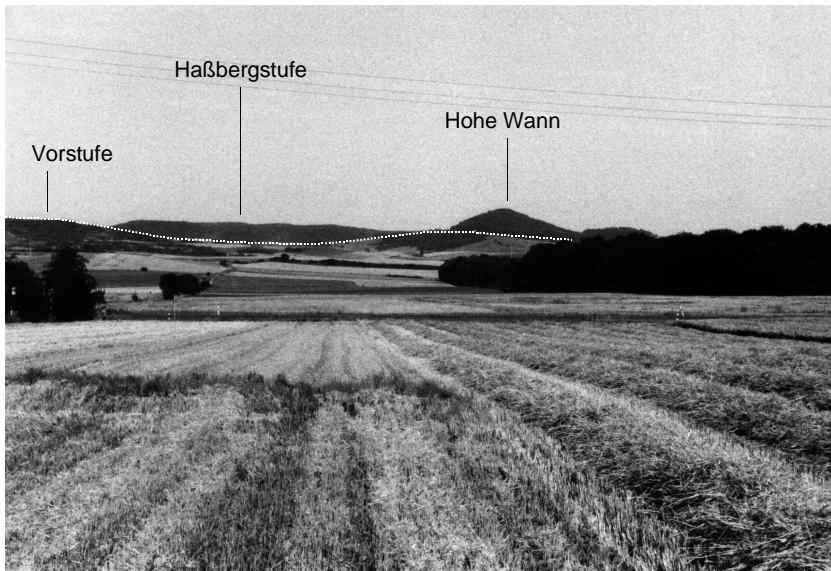


Foto 6:

Blick von Sylbach (Stufenrandsenke) nach Osten auf die südlichen Haßberge mit der Hauptstufe (= Haßbergstufe) und der Schilfsandsteinvorstufe (First gepunktet). Auf der Vorstufe befinden sich die krönende Hohe Wann (387 m ü. NN, Blasensandstein n. MARIOLAKOS 1969) und Reste einer Dachfußfläche (vgl. *Abb. 29*). Die Einsattelung im Stufenverlauf entspricht vermutlich einer älteren, von der Haßbergstufe ins Vorland gerichteten Entwässerungslinie, als die Schilfsandsteinstufe partiell noch nicht akzentuiert war (s. B III. 1.3.3.1). In der Bildmitte (tiefster Punkt) entwässert ein Teil des Angersgrabensystems zur Nassach.

Der Übergang von der Schilfsandsteinstufe zum Stufenvorland erweist sich hier als sehr komplex geformtes Relief. Unter anderem ausgehend von undifferenzierteren pliozänen bis ältestpleistozänen Fußflächen an der Vorstufe (s. *Abb. 29*) fand im Verlauf des Quartärs eine sehr deutliche selektive Erosion statt. Nassach- bzw. Mainzubringer bewirkten dabei eine weitgehende Zerstörung der Fußflächen. Nur in selteneren Fällen entwickelten sich lokal kleinere fußflächenartige Abdachungen, die auf entsprechende Entwässerungslinien eingestellt waren (vgl. insbesondere Kapitel B III. 2, 3.3 und dortige Literaturverweise).



Foto 7:

Blick von Westen aus der Stufenrandsenke auf den bewaldeten Großen Haßberg, der Reste der Haßbergfläche trägt (um 500 m ü. NN; s. SPÄTH 1973). Im Vordergrund wird der heutige Zertalungscharakter der durch einzelne Niveaus differenzierten Randsenke deutlich (s. B III. 1.1.2, 1.3.3, 2).

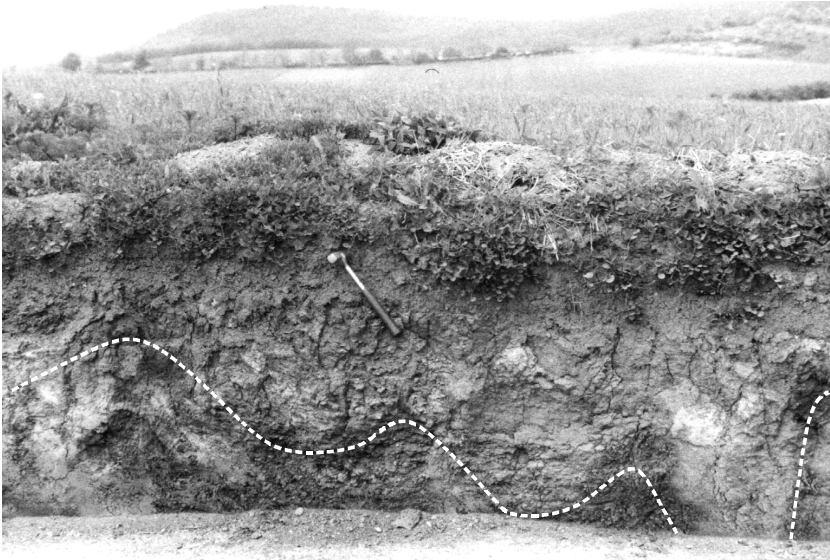


Foto 8:

Frostdynamische Verstellung in den (zum Teil pedogenetisch überprägten) tonigen Myophorienschichten (kmM) des mittleren Keupers (Verlauf nachgezeichnet), hier beobachtet beim Neubau der südwestlichen Ausfallstraße von Nassach (Sommer 1995).

Die starke kaltzeitliche Frostdynamik war im Vorland der Haßbergstufe ein weitverbreitetes und markantes Phänomen. Gründe hierfür sind die Aufnahmefähigkeit der dortigen Tone für Wasser und das entsprechende Eisvolumen beim Gefrieren, wobei die Durchfeuchtung von den „wasserundurchlässigen“ Tongesteinen abhängig war (freundl. Hinweis Prof. Dr. J. GRUNERT, Universität Mainz). Gleichzeitig mit der „plastischen Verformbarkeit“ des tonigen Untergrunds haben die genannten Faktoren diese erstaunlichen Vorgänge verursacht (vgl. B III. 2.2.3.2). Mehrphasigkeit ist häufig nachvollziehbar.

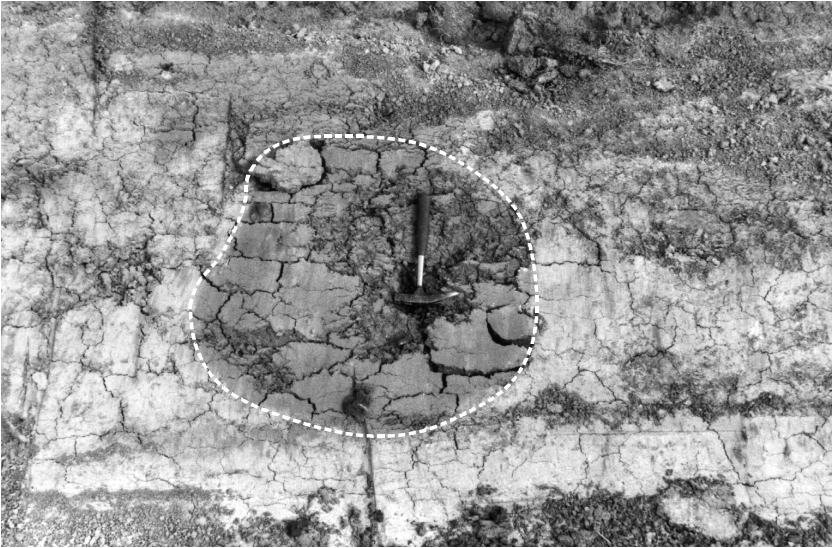


Foto 9:

Schräg-horizontal angeschnittener, im Foto nachgezeichneter Tropfenboden, ebenfalls beobachtet beim Neubau der südwestlichen Ausfallsstraße von Nassach (Sommer 1995). Auch dieses frostdynamische Phänomen hängt ursächlich mit dem tonigen Ausgangssubstrat zusammen. Dementsprechend wird hier - wie bei der Formung - eine selektiv wirkende Prozeßdynamik deutlich (B III. 2.2.3.2).

2 Dünnschliffe

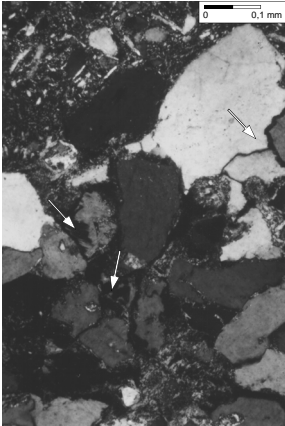


Foto 10:

Quarzkorrosion (s. linke Pfeile) tritt bei einer Bodenbildung auf, die sich unter feuchten Bedingungen und hohen Temperaturen vollzieht. Derartige Phänomene können als sichere paläoklimatische Indikatoren verwendet werden. Eisenreiches Plasma, u. a. resultierend aus der Verwitterung von Feldspat und Schichtsilikaten, greift den resistenten Quarz durch eine ätzende Wirkung an und dringt vor allem entlang tektonisch oder kristallbedingter Schwächezonen in das Mineral vor (u. a. BORGER 1993, SCHNÜTGEN & SPÄTH 1983). Eisen wirkt hier als verstärkender Katalysator. Lösungsformen können - wie im Foto ersichtlich - buchtartig sein oder sich als Röhren äußern (BURGER & LANDMANN 1988, s. dortige Intensitätsskala: Stufen 1-5). Im Foto erkennbare Korrosion der Stufen 4 bis 5 wird ergänzt durch Quarzkornsprengung, die vor allem auf Quellungsdruck und Kristallwachstum des in Spalten etc. vordringenden Plasmas basiert und der Korrosion vorarbeitet (BORGER 1993, SCHNÜTGEN & SPÄTH 1983). Häufig muß berücksichtigt werden, daß von derartigen Vorgängen, neben homogenen Quarzen, auch „verwachsene“ Körner bzw. Korncluster betroffen sind (vgl. hierzu den oberen rechten Pfeil). Foto 10 zeigt einen Ausschnitt eines Sw-Horizonts (Braunerde-Pseudogley), der auf dem Plateau der Dornbuschberge bei Punkt R 440005, H 5552075 beprobt wurde (Rest der Haßbergfläche; s. SPÄTH 1973 und Q, S 1 in *Abb. 2*). Die intensive Verwitterung, die in eng begrenzten Teilen des Verwitterungsprofils auftritt (⇒ Reste eines Paläobodens), ist der mittelmiozänen bis allenfalls frühbermiozänen Haßbergphase zuzuordnen. Sie erfolgte also noch unter dem Einfluß des sich abschwächenden neogenen Klimaoptimums (s. B III. 1.1 und dortige Literaturangaben).



Foto 11:

Feldspatsandstein mit hoher Porosität (helle gepunktete Bereiche im Foto entsprechen materialfreiem Raum, s. Pfeile; vgl. BORGER 1992).

Der Dünnschliff zeigt die typische lokale Charakteristik der dolomitischen Arkose (mittlerer Burgsandstein, kmBm) in einem offengelassenen Steinbruch des Klosterholzes (Haßbergsporn; s. B III. 1.2.5 und dortige Literaturangaben; vgl. B III. 1.1.2 und Z 2 in *Abb. 2*).

Der gebleichte Sandstein ist dort durch die oben ersichtliche (teilweise) Entfernung des Bindemittels völlig zermürbt. Ursache hierfür ist - unterstützt durch primäre Porosität - eine intensive chemische Verwitterung in den feucht-warmen Zeiten des Obermiozäns (vgl. B II. 1). Begünstigt wurde die Verwitterung durch die damalige Position in einer Flächenpforte, vor allem aber auch durch das tektonische Inventar (Störungen etc. ⇨ verbesserte Grundwasserzirkulation; vgl. WELZEL 1964).

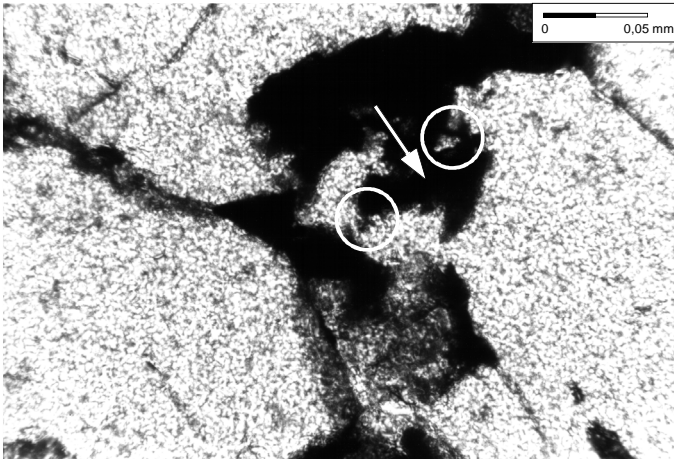


Foto 12:

Im Foto 12 ist eine Quarzkorrosion der Stufe 4 erkennbar (s. Pfeil; vgl. Foto 10). Eisen-Ton-Plasma (schwarze Bereiche im Foto) greift buchtartig in das Quarzkorn („weißer“ Bereich) vor. Für die Interpretation ist immer zu überprüfen, inwiefern die Hohlformen durch das Kristallgitter beeinflusst oder auf die (eventuell bereits vor der Diagenese des Sedimentits erfolgte) Entfernung eines weicheren, mit dem Quarz verwachsenen Minerals zurückzuführen sind (vgl. BORGER 2000, Korrosion im mineralogischen Sinn; vgl. auch rechteckig begrenzte Hohlform in der unteren Bildmitte). Am markierten Quarzkorn dokumentieren die unregelmäßigen randlichen Ätzungen „echte“ Korrosion (s. Umkreisung).

Die intensive Verwitterung tritt in diesem Fall vereinzelt an Sandsteinfragmenten auf, die in einer bestimmten Phase verlagert wurden. Dabei ist sie an randlich vorgreifende, eisenhaltige Imprägnierungen gebunden. Die entsprechende, im Arbeitsgebiet weitverbreitete Ablagerung erfolgte zur Zeit des späten Obermiozäns im Umland der sich entwickelnden Haßbergstufe, als ein klimatischer Umbruch von feucht-warmen zu trockeneren Bedingungen stattfand (s. B III. 1.2.3, 1.2.5, dort auch umfassende Literaturverweise). Diese paläoklimatische Interpretation erklärt sowohl die Charakteristik des Sediments, das als Fanglomerat klassifiziert wird, als auch die partielle Beteiligung (nachlassender bzw. ausklingender) chemischer Verwitterung.

Das Foto zeigt den Ausschnitt einer roten Imprägnierung an einem transportierten Rhätoliasblock, der auf dem Top des Dürrn-Bergs (419 m ü. NN) im westlichen Stufenvorland gefunden wurde (vgl. Fotos 4, 5 und F in *Abb. 2*). Das verlagerte Material entstammt der über 4 km entfernten Haßbergstufe und wurde über eine sehr flache Rampe transportiert.

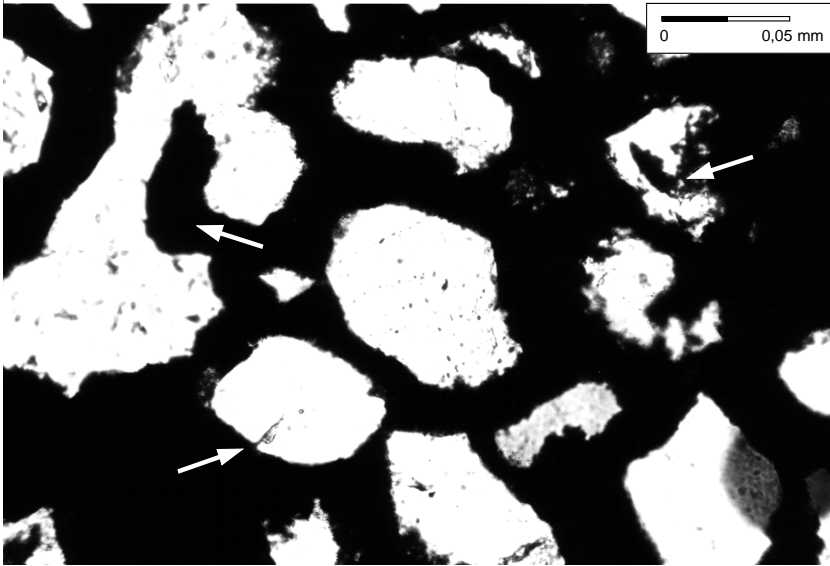


Foto 13:

Auch auf dem nordöstlich der Haßbergstufe gelegenen Höh-Berg (um 420 m ü. NN) treten mächtige Reste des in Foto 12 beschriebenen Fanglomerats auf (vgl. u. a. WELTE 1931 und B III. 1.2.3, 1.2.5). Wie am Dürrn-Berg sind an den dortigen Quarzkörnern einzelner Grobsedimente ebenfalls Phänomene der Korrosion erkennbar, die wiederum an eisenzementierte Sandsteinpartien gebunden sind. Intensitäten der Stufen 4 und 5 (obere Pfeile; s. Skala nach BURGER & LANDMANN 1988) werden begleitet von einer beginnenden Quarzkornsprennung (unterer Pfeil; vgl. SCHNÜTGEN & SPÄTH 1983).

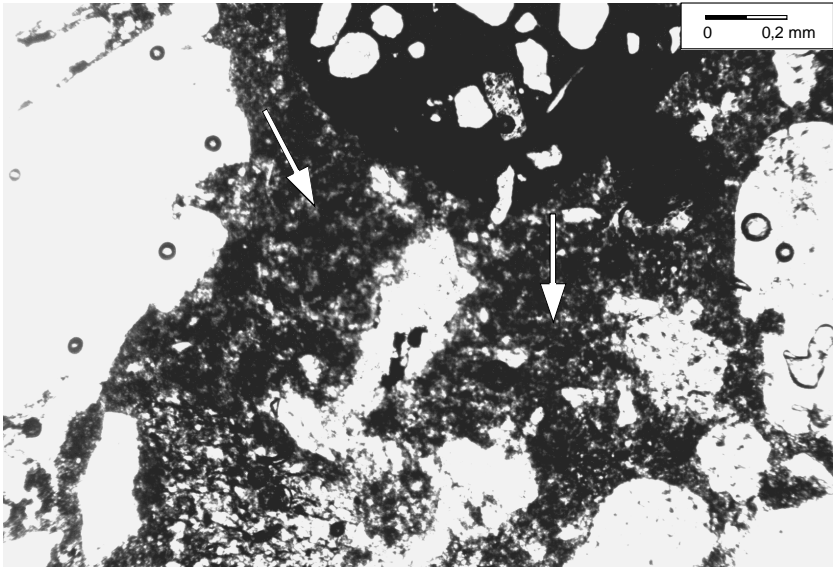


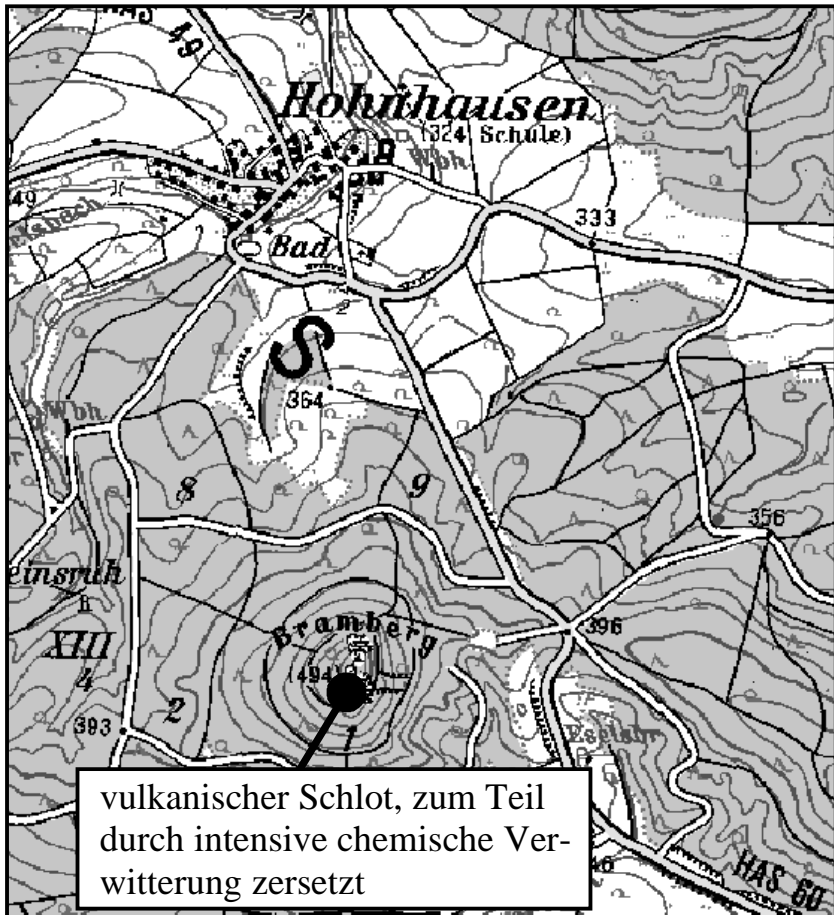
Foto 14:

Brekziöse Kalkkruste (Calcrete), bestehend aus einer stark kalkhaltigen Matrix (schwarz-weiß „gemasertes“ Bereich, s. Pfeile) und darin eingebetteten Gesteinsfragmenten (Quarze, Sandsteinpartikel etc.).

Kalkkrusten entstehen in arideren Gebieten, wenn gelöster Kalk im Zuge der Verdunstung „horizontartig“ wieder ausfällt.

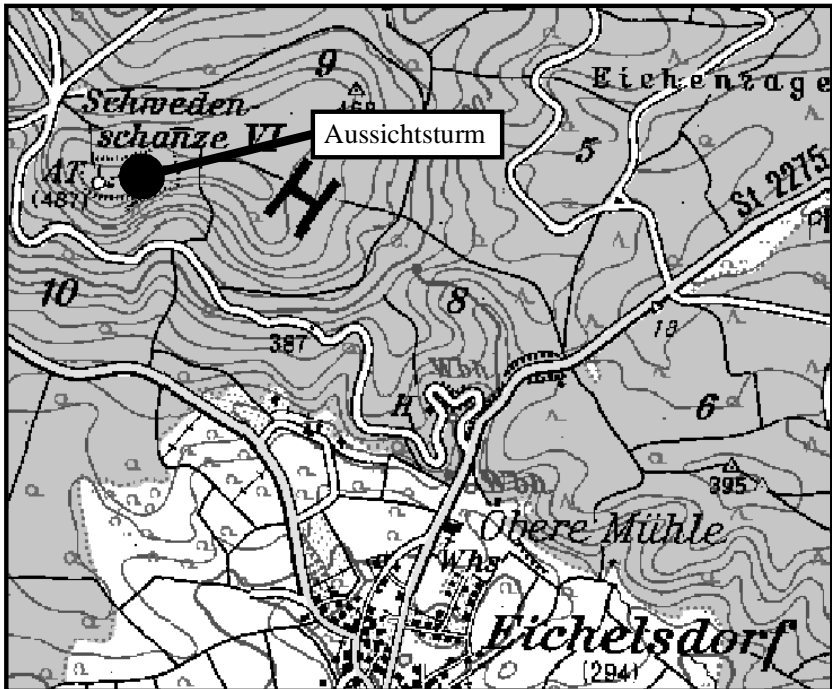
Der Fotoausschnitt entstammt einem autochthonen Kalkkrustenbruchstück, das auf einem Rest der Hauptgäufäche bei Obertheres im Vorland der Haßbergstufe gefunden wurde (s. C 2 in *Abb. 2*). Trockenere Bedingungen des Pliozäns werden hierdurch, aber auch durch weitere Phänomene wie die Rundungsgrade korrelater Grobsedimente belegt (s. u. a. B III. 1.3.3.1). Die Verfügbarkeit des Kalks ergibt sich zwanglos aus den Karbonatgehalten der in der Umgebung anstehenden Primärgesteine (Muschelkalk, unterer Keuper).

V. Karten

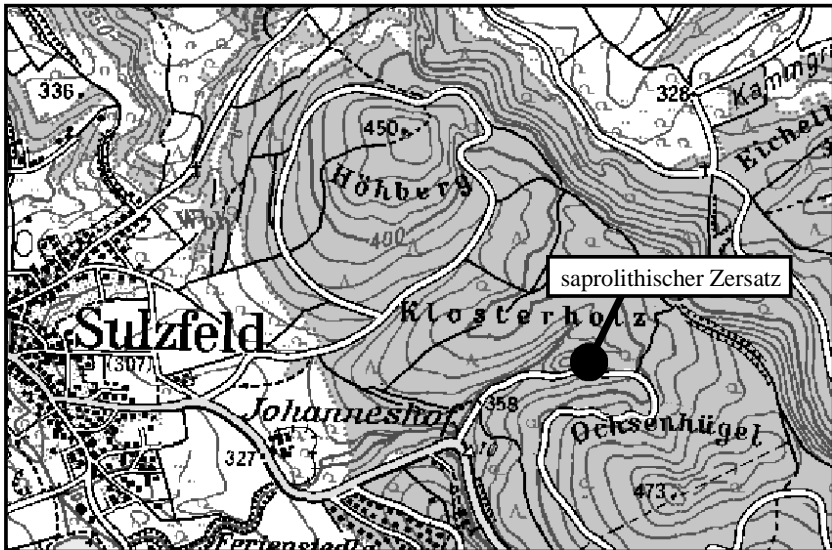


Karte 1: Schlot des Brambergs

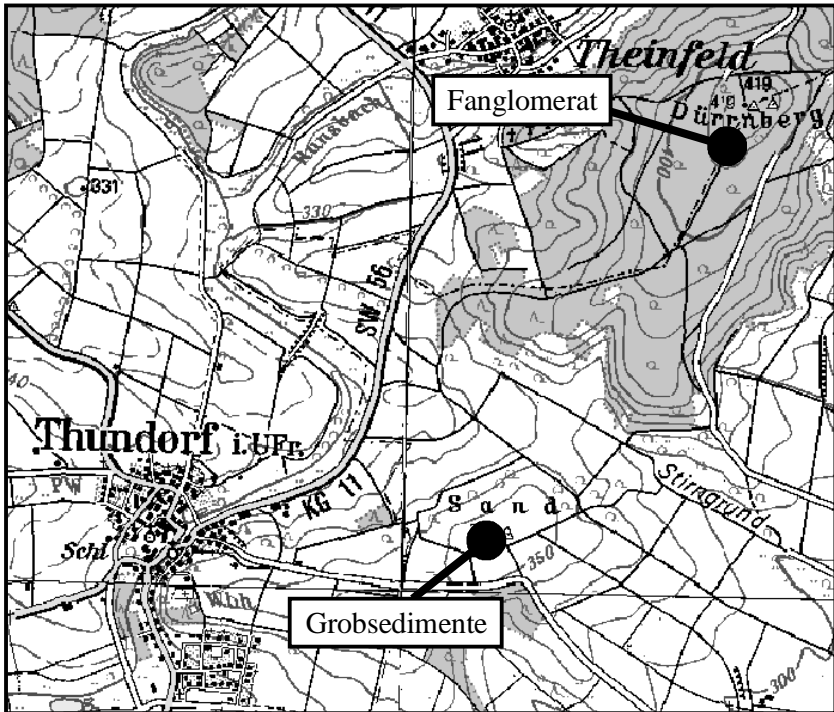
Grundlage der Karten 1-8: Topographische Karte 1:50000; Wiedergabe mit Genehmigung des Bayerischen Landesvermessungsamtes München, Nr. 715/2000



Karte 2: Aussichtsturm "Schwedenschanze" auf dem Top der nördlichen Haßbergstufe



Karte 3: Intensiver chemischer Sandsteinzersatz im Klosterholz des Haßbergsporns



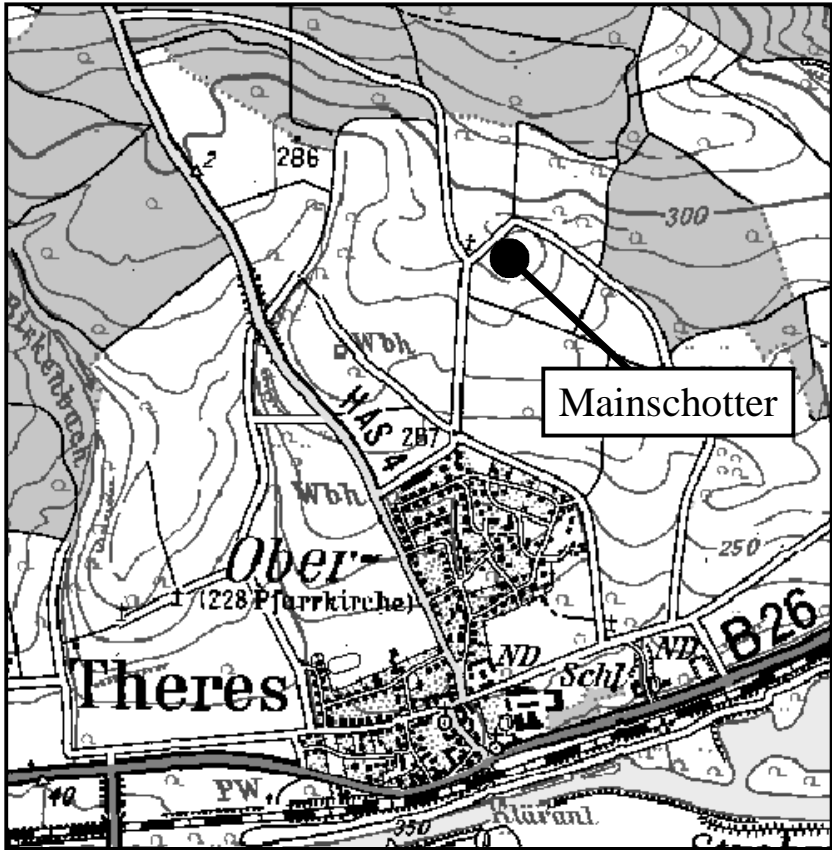
Karte 4: Grobsedimente im Vorland der nördlichen Haßbergstufe



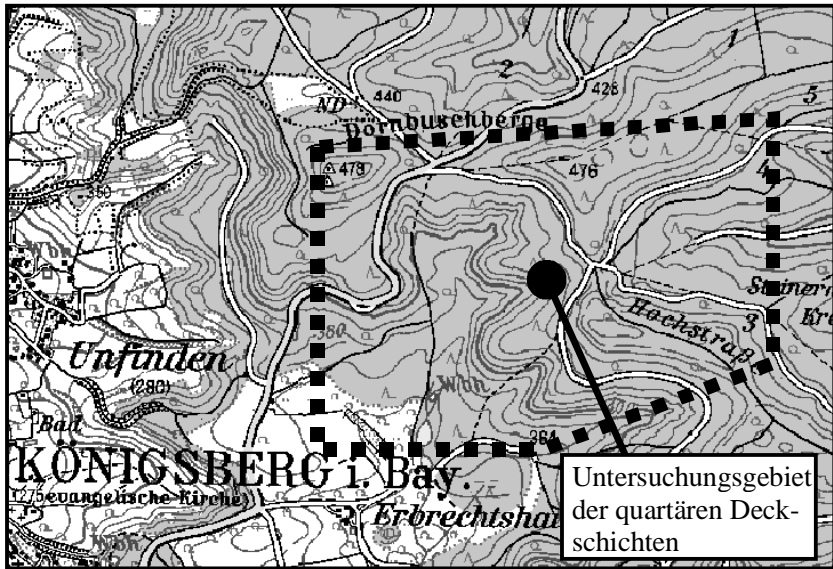
Karte 5: Grobsedimente der "Rannunger Rinne"



Karte 6: Aussicht auf die Fußflächen bei Reckertshausen an der südlichen Haßbergstufe



Karte 7: Lage der Mainschotter bei Obertheres



Karte 8: Dornbuschberge bei Königsberg i. B. – Untersuchungsgebiet der quartären Deckschichten

Würzburger Geographische Arbeiten (WGA) - Gesamtkatalog:

- Heft 1: Mensching, Horst G. (1953): Morphologische Studien im Hohen Atlas von Marokko. 104 S. (vergriffen)
- Heft 2: Gerling, Walter (1954): Die Plantagenwirtschaft des Rohrzuckers auf den Großen Antillen. 52 S. (vergriffen)
- Heft 3: Körber, Hubert (1956): Morphologie von Waldeck und Sauerland. Der Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges. 155 S. (vergriffen)
- Heft 4/5: Büdel, J. et al. (1957): Beiträge zur Geographie Frankens. 384 S. (vergriffen)
- Heft 6: Jäger, Helmut (1958): Entwicklungsperioden agrarer Siedlungsgebiete im mittleren Westdeutschland seit dem frühen 13. Jahrhundert. 136 S. (vergriffen)
- Heft 7: Mensching, Horst G. (1960): Periglazialmorphologie und quartäre Entwicklungsgeschichte der Hohen Rhön und ihres östlichen Vorlandes. 39 S. (vergriffen)
- Heft 8: Büdel, Julius (1960): Die Gliederung der Würmkaltzeit. 45 S. (vergriffen)
- Heft 9: Wirthmann, Alfred (1961): Zur Geomorphologie der nördlichen Oberpfälzer Senke. 41 S. (vergriffen)
- Heft 10: Körber, Hubert (1962): Die Entwicklung des Maintals. 172 S. (vergriffen)
- Heft 11: Glaser, Ulrich (1964): Die miozäne Strandzone am Südsaum der Schwäbischen Alb. 100 S. (vergriffen)
- Heft 12: Flohn H. et al. (1964): Neue Fragen der allgemeinen Geographie. 192 S. (vergriffen)
- Heft 13: Holzner, Lutz (1964): Schweinfurt am Main. 104 S. (vergriffen)
- Heft 14: Helbig, Klaus (1965): Asymmetrische Eiszeittäler in Süddeutschland und Ostösterreich. 103 S. (vergriffen)
- Heft 15: Herold, Alfred (1965): Der zelgengebundene Anbau im Randgebiet des Fränkischen Gäulandes und seine besondere Stellung innerhalb der südwestdeutschen Agrarlandschaften. 256 S. (vergriffen)
- Heft 16: Wiegand, Gottfried (1965): Fossile Pingos in Mitteleuropa. 152 S. (vergriffen)

-
- Heft 17: Lamping, Heinrich (1966): Dorf und Bauernhof im südlichen Grabfeld. 102 S. (vergriffen)
- Heft 18: Pfeifer, Gottfried (1966): Atlantische Welt. 48 S. (vergriffen)
- Heft 19: Wirthmann, Alfred (1966): Die Landschaften der Hawaii-Inseln. 54 S. (vergriffen)
- Heft 20: Ridjanovic, Josip (1967): Neue Beobachtungen über die Eiszeitwirkungen im Orjen-Gebirge, Jugoslawien. 29 S. (vergriffen)
- Heft 21: Weise, Otfried (1967) Reliefgenerationen am Ostrand des Schwarzwaldes. 159 S. (vergriffen)
- Heft 22: Büdel, J. et al. (1968): Neue Beiträge zur klimagenetischen Geomorphologie. ca.100 S. (vergriffen)
- Heft 23: Stäblein, Gerhard (1968): Reliefgenerationen der Vorderpfalz. 180 S. (vergriffen)
- Heft 24: Seuffert, Otmar (1970): Die Reliefentwicklung der Grabenregion Sardiniens; ein Beitrag zur Frage der Entstehung von Fußflächen und Fußflächenformen. 129 S. (vergriffen)
- Heft 25: Büdel, Julius (1969): Der Eisrinden-Effekt als Motor der Tiefenerosion in der exzessiven Talbildungszone. 41 S. (vergriffen)
- Heft 26: Semmel, Arno (1969): Verwitterungs- und Abtragungerscheinungen in rezenten Periglazialgebieten (Lapland und Spitzbergen). 82 S. (vergriffen)
- Heft 27: Stäblein, Gerhard (1970): Grobsedimentanalyse als Arbeitsmethode der genetischen Geomorphologie. 203 S. (vergriffen)
- Heft 28: Böhn, Dieter (1969): Kitzingen am Main. Stadtgeographie und zentralörtliche Beziehungen. 207 S. (vergriffen)
- Heft 29: Braun, Gerhard (1969): Iphofen; Entwicklung und wirtschaftsgeographische Struktur mit besonderer Berücksichtigung der Stadt-Umland-Beziehungen und Fragen der Gemeindetypisierung. 231 S. (vergriffen)
- Heft 30: Wiegand, Gottfried (1970): Zur Entstehung der Oberflächenformen in der westlichen und zentralen Türkei, zugleich ein Beitrag zur Hangentwicklung und Pediplanation. 97 S. (vergriffen)
- Heft 31: Gossmann, Hermann (1970): Theorien zur Hangentwicklung in verschiedenen Klimazonen; mathematische Hangmodelle und ihre Beziehung zu den Abtragungsvorgängen. 146 S. (vergriffen)

-
- Heft 32: Lamping, Heinrich (1970): Zur Relevanz administrativer Zentren und Einheiten für die Entwicklung zentraler Orte und ihrer Bereiche; eine Untersuchung am Beispiel der unteren staatlichen Verwaltungsbehörden in Unterfranken (1800-1970). 111 S. (vergriffen)
- Heft 33: Fiedler, Gisela (1970): Kulturgeographische Untersuchungen in der Sierra de Gredos, Spanien. 297 S. (vergriffen)
- Heft 34: Büdel, Julius (1971): Das natürliche System der Geomorphologie mit kritischen Gängen zum Formenschatz der Tropen. 152 S. (vergriffen)
- Heft 35: Bremer, Hanna (1971): Flüsse, Flächen- und Stufenbildung in den feuchten Tropen. 78 S. (vergriffen)
- Heft 36: Reinwarth, Oskar (1972): Die Kryosphäre. 71 S. (vergriffen)
- Heft 37: Braun, Gerhard (1972): Räumliche und zeitliche Bewegungen. 560 S. (vergriffen)
- Heft 38: Voßmerbäumer, Herbert (1972): Malta; ein Beitrag zur Geologie und Geomorphologie des zentralmediterranen Raumes. 213 S. (vergriffen)
- Heft 39: Späth, Heinz (1973): Morphologie und morphologische Probleme in den Haßbergen und im Coburger Land. 325 S. (vergriffen)
- Heft 40: Bühn, Klaus (1974): Kleinzentren in Mainfranken. 235 S. (vergriffen)
- Heft 41: Stratil-Sauer, Gustav (1974): Zur Geomorphologie der Südlichen Lut und zur Klimageschichte Irans. 32 S. (vergriffen)
- Heft 42: Weise, Otfried (1974): Zur Hangentwicklung und Flächenbildung im Trockengebiet des iranischen Hochlandes. 328 S. (vergriffen)
- Heft 43: J. Büdel & H. Hagedorn (Hrsg.)(1975): Dynamische Geomorphologie. 203 S. (vergriffen)
- Heft 44: Schäfer, Hans-Peter (1976): Die Entwicklung des Straßennetzes im Raum Schweinfurt bis zur Mitte des 19. Jahrhunderts. 501 S. (vergriffen)
- Heft 45: J. Büdel (Hrsg.)(1977): Beiträge zur Reliefgenese in verschiedenen Klimazonen. 256 S. (vergriffen)
- Heft 46: Gareis, Josef (1978): Die Toteisfluren des bayerischen Alpenvorlandes als Zeugnis für die Art des spätwürmzeitlichen Eisschwundes. 95 S. (vergriffen)

-
- Heft 47: Skowronek, Armin (1978): Untersuchungen zur Terra rossa in E- und S-Spanien - ein regionalpedologischer Vergleich. 272 S. (vergriffen)
- Heft 48: Schäfer, Hans-Peter (1979): Die Entstehung des mainfränkischen Eisenbahn-Netzes. 487 S. (vergriffen)
- Heft 49: H. Hagedorn & H.-G. Wagner (Hrsg.)(1979): Natur- und wirtschaftsgeographische Forschungen in Afrika. 328 S. (Preis 21,-DM)
- Heft 50: Lade, Udo (1980): Quartärmorphologische und -geologische Untersuchungen in der Bremervörder-Wesermünder Geest. 175 S. (Preis 18,-DM)
- Heft 51: Schulz, Erhard (1980): Zur Vegetation der östlichen zentralen Sahara und zu ihrer Entwicklung im Holozän. 194 S. (Preis 22,-DM)
- Heft 52: Müssig, Hans P. (1981): Determinanten und sozialökonomische Auswirkungen der Weinbergflurbereinigung in Franken. 175 S. (vergriffen)
- Heft 53: K. Gießner & H.-G. Wagner (Hrsg.)(1981): Geographische Probleme in Trockenräumen der Erde. 352 S. (Preis 28,-DM)
- Heft 54: Kirstein, Werner (1981): Häufigkeiten und Korrelationen zwischen Sonnenaktivität und Klimaelementen. 154 S. (Preis 15,-DM)
- Heft 55: Hofmann, Alfred (1981): Industrie in peripheren Grenzräumen, unter besonderer Berücksichtigung der industriellen Zweigbetriebe, dargestellt am Beispiel der Räume Coburg/Kronach und Cham. 280 S. (Preis 25,-DM)
- Heft 56: H. Hagedorn & D. Busche (Hrsg.)(1982): Festschrift für Jürgen Hövermann. 187 S. (Preis 30,-DM)
- Heft 57: D. Böhn (Hrsg.)(1982): Regionalgeographische Untersuchungen in Mainfranken. 200 S. (vergriffen)
- Heft 58: Müller, Karl (1983): Untersuchung über den Einfluß der Zusatzberegnung im Weinbau auf Muschelkalkböden in Franken. 184 S. (Preis 15,-DM)
- Heft 59: Schumacher, Reinhold (1983): Zur Gesteins- und Mineralverwitterung am Nordostrand des Jaz-Murian-Beckens, SE-Iran - Eine Untersuchung zur exogenen Dynamik in Trockengebieten vornehmlich auf der Basis von Dünnschliffanalysen. 87 S. (Preis 25,-DM)
- Heft 60: Pinkwart, W. (Hrsg.)(1983): Genetische Ansätze in der Kulturlandschaftsforschung. Festschrift für Helmut Jäger. 434 S. (Preis 65,-DM)

-
- Heft 61: Oettinger, Peter (1984): Die Verflechtung von Fremdenverkehr und Weinbau in Mainfranken. 220 S. (Preis 35,-DM)
- Heft 62: Wagner, Horst-Günter (1984): Wirtschaftsäumliche Folgen von Straßenbaugroßprojekten in westafrikanischen Ländern. 80 S. (vergriffen)
- Heft 63: Jacobeit, Jucundus (1985): Die Analyse großräumiger Strömungsverhältnisse als Grundlage von Niederschlagsdifferenzierungen im Mittelmeerraum. 296 S. (Preis 30,-DM)
- Heft 64: Sarvati, Mohammad R. (1986): Geomorphologische Untersuchungen in der Region Kashmar NE/Iran. 232 S. (Preis 30,-DM)
- Heft 65: Baumhauer, Roland (1986): Zur jungquartären Seenentwicklung im Bereich der Stufe von Bilma (NE-Niger). 244 S. (Preis 30,-DM)
- Heft 66: Jeske, Joachim (1986): Industrialisierungsprobleme in landumschlossenen Kleinstaaten des südlichen Afrika. 457 S. (vergriffen)
- Heft 67: Müller, Alois (1987): Agrarlandschaftstypen Westspaniens - Struktur und Dynamik. 403 S. (vergriffen)
- Heft 68: H.-G. Wagner & W. Pinkwart (Hrsg.)(1987): Würzburg – Stadtgeographische Forschungen. 273 S. (Preis 30,-DM)
- Heft 69: H. Hagedorn & R. Baumhauer (Hrsg.)(1988): Geowissenschaftliche Untersuchungen in Afrika - I -. 391 S. (Preis 30,-DM)
- Heft 70: U. Ante & H.-G. Wagner (Hrsg.)(1988): Probleme städtischer Verdichtungsräume in den Mittelmeerländern. ca. 220 S. (Preis 32,-DM)
- Heft 71: Schenk, Winfried (1988): Mainfränkische Kulturlandschaft unter klösterlicher Herrschaft. Die Zisterzienserabtei Ebrach als raumwirksame Institution vom 16. Jahrhundert bis 1803. 398 S. (vergriffen)
- Heft 72: Kurz, Rainer W. (1988): Untersuchungen zur ältest- bis mittelpleistozänen Terrassen- und Sedimententwicklung im Mittelmaintal. 230 S. (Preis 32,-DM)
- Heft 73: D. Böhn & E. Cheauré (Hrsg.)(1989): Sowjetunion - ein Land im Umbau. 218 S. (Preis 32,-DM)
- Heft 74: Saurer, Helmut (1989): Rasterorientierte Informationssysteme in der Geographie. Konzepte und Erfahrungen bei der Realisierung eines GIS für die Waldschadensforschung. 114 S. (Preis 16,-DM)
- Heft 75: Sponholz, Barbara (1989): Karsterscheinungen in nichtkarbonatischen Gesteinen der östlichen Republik Niger. 265 S. (Preis 32,-DM)

-
- Heft 76: Schmitt, Bernd M. (1990): Das kommunale Informations-System - ein geographisches Informationssystem auf der Basis von Personal-Computern. 262 S. (Preis 32,-DM)
- Heft 77: Müller, Johannes (1990): Funktionen von Hecken und deren Flächenbedarf vor dem Hintergrund der landschaftsökologischen und -ästhetischen Defizite auf den Mainfränkischen Gäuflächen. 320 S. (Preis 32,-DM)
- Heft 78: Heß, Thomas (1990): Räumliche Probleme der Abfallwirtschaft aus geotechnischer Sicht. 340 S. (Preis 32,-DM)
- Heft 79: Dech, Stefan W. (1990): Monitoring des Meereises in der Ostgrönlandsee im Mai 1988 mit Methoden der Fernerkundung unter besonderer Berücksichtigung der rechnergestützten Extraktion der Meereisbewegung aus NOAA-AVHRR-Satellitendaten. 280 S. (Preis 32,-DM)
- Heft 80: Glaser, R. & Walsh, R. (1991): Historical climatology in different climatic zones - Historische Klimatologie in verschiedenen Klimazonen. 256 S. (Preis 32,-DM)
- Heft 81: Kirstein, Werner (1992): Geographische Verteilungsmuster der rezenten Klimavariabilität - Aspekte zur Klimageographie der Nordhemisphäre mit multivariater Methodik. 368 S. (Preis 40,-DM)
- Heft 82: Hahn, Hans-Ulrich (1992): Die morphogenetische Wirksamkeit historischer Niederschläge. Die Besselbergäcker und die Grünbachau - ein Beispiel aus dem Taubereinzugsgebiet. 244 S. (Preis 32,-DM)
- Heft 83: Stengel, Ingrid (1992): Zur äolischen Morphodynamik von Dünen und Sandoberflächen. 370 S. (Preis 45,-DM)
- Heft 84: H. Hagedorn & R. Baumhauer (Hrsg.)(1992): Geowissenschaftliche Untersuchungen in Afrika - II -. 432 S. (Preis 48,-DM)
- Heft 85: K. Schliephake (Hrsg.)(1992): Kleinräumliche Planung im Europa der Regionen. 360 S. (Preis 44,-DM)
- Heft 86: Friedmann, Herbert (1993): Untersuchungen zur Entwicklung der zentralen Wasserversorgung in Unterfranken. 252 S. (vergriffen)
- Heft 87: R. Glaser & B. Sponholz (Hrsg.)(1993): Wissenschaftliche Beiträge zu Forschung, Lehre und Praxis - Festschrift für Horst Hagedorn. XVI + 594 S. (Preis 65,-DM)
- Heft 88: K. Schliephake (Hrsg.)(1994): Beiträge zur Landeskunde Südthüringens. 279 S. (Preis 44,-DM)

-
- Heft 89: W. Schenk & K. Schliephake (Hrsg.)(1994): Mensch und Umwelt in Franken. Festschrift für Alfred Herold. 377 S. (Preis 48,-DM)
- Heft 90: Blättler, Regine (1995): Rezente fluviatile Morphodynamik im Stubaital, Tirol. 300 S. (Preis 40,-DM)
- Heft 91: Licht, Thomas (1996): Böden, Flora und Fauna von Schafkoppeln. 169 S. (Preis 28,-DM)
- Heft 92: B. Sponholz, R. Baumhauer & H. Hagedorn (Hrsg.)(1997): Geowissenschaftliche Untersuchungen in Afrika - III -. 374 S. (Preis 50,-DM)
- Heft 93: M. Niedermeyer (Hrsg.) (2000): Kleinstadt-Entwicklung. – 394 S. (Preis: 35,-DM)
- Heft 94: M. Niedermeyer, R. Glaser & B. Sponholz (Hrsg.)(2000): Geographie in Perspektive – Beiträge zum Fachkolloquium “100 Jahre Geographie in Würzburg” am 22./23. Januar 1999. – 139 S. (Preis 20,-DM)
- Heft 95: Beck, Christoph (2000): Zirkulationsdynamische Variabilität im Bereich Nordatlantik-Europa seit 1780. - 350 S. (Preis 35,- DM)
- Heft 96: Boldt, Kai-W. (2001): Känozoische Geomorphogenese im nordöstlichen Mainfranken. Formung im globalen Wandel des klimatisch-strukturellen Wirkungsgefüges. - 417 S. (Preis 35,-DM)

Bezug über den Buchhandel oder direkt bei:

Geographisches Institut der Universität Würzburg

- *Würzburger Geographische Arbeiten* –

Am Hubland

D-97074 Würzburg

e-mail: geographie@mail.uni-wuerzburg.de

URL: <http://www.uni-wuerzburg.de/geographie/publikat/wga.htm>

