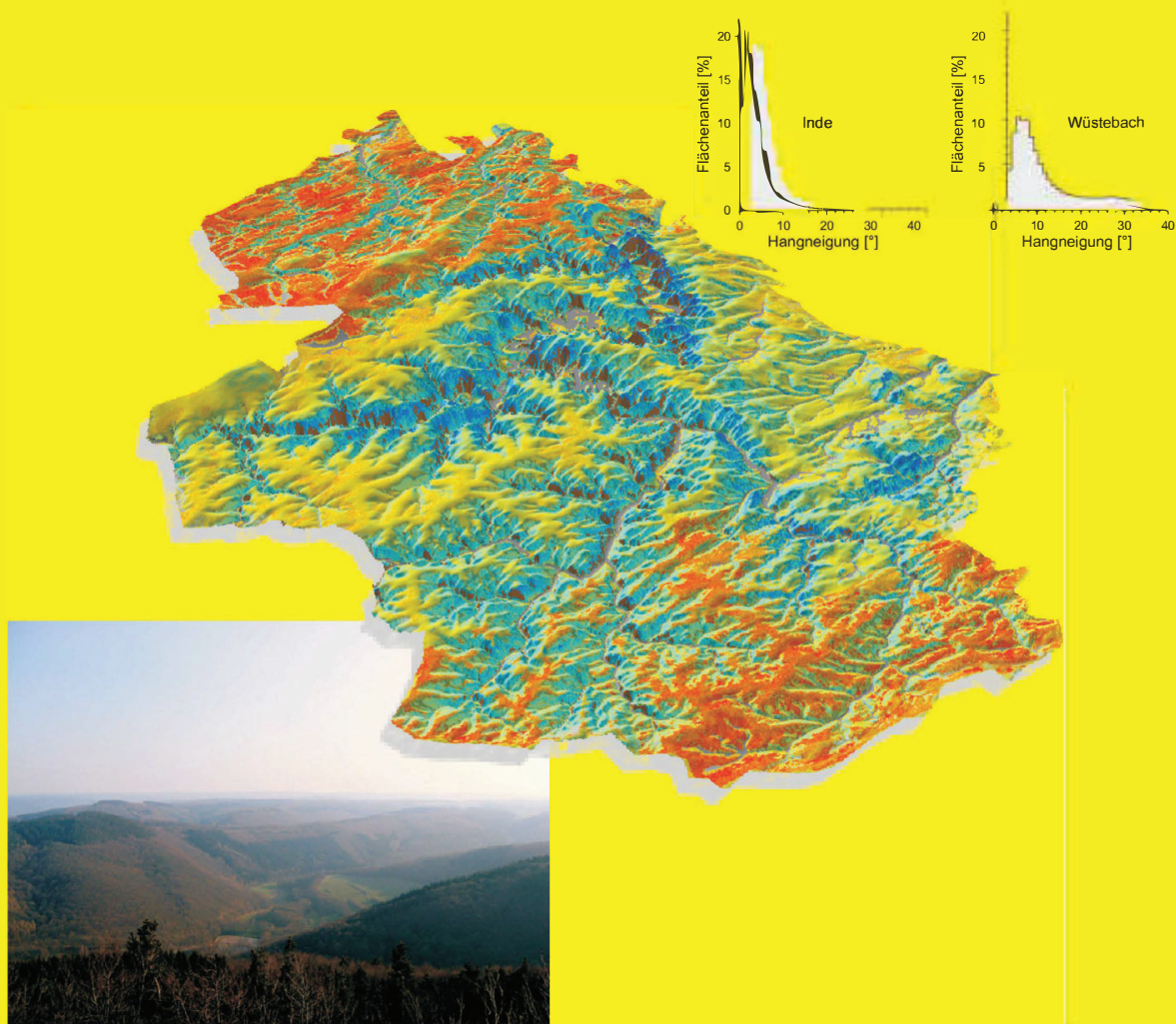


AACHENER GEOGRAPHISCHE ARBEITEN
Heft 44

Verbreitung und Mächtigkeit mesozoisch- tertiärer und pleistozäner Decksedimente in der Nordeifel: GIS-gestützte geomorphologische Analysen und Modellierung.

von CHARLOTTE FEHN



Herausgegeben von
C. ERDMANN - M. FROMHOLD-EISEBITH -
P. GRÄF - F. LEHMKUHL -
C. SCHNEIDER - A. WIEGER

AACHENER GEOGRAPHISCHE ARBEITEN

**Verbreitung und Mächtigkeit mesozoisch-tertiärer und
pleistozäner Decksedimente in der Nordeifel:
GIS-gestützte geomorphometrische Analysen und Modellierung.**

VON

CHARLOTTE FEHN

Mit 50 Abbildungen und 5 Tabellen.

**GEOGRAPHISCHES INSTITUT DER RWTH AACHEN
IM SELBSTVERLAG**

2006

Titelseite

Gestaltung: Hans-Joachim Ehrig

Abbildungen auf der Titelseite:

Rechts oben: Charakteristische Beispiele klinographischer Histogramme

Mitte: Karte der potenziellen Mächtigkeit und Verbreitung periglaziärer Deckschichten

Links unten: Blick vom Burgberg nach Süden ins Kalltal (Foto: C. Fehn, 03/2004)

ISBN 978-3-9810903-4-5

ISSN 0587-4068

DISS RWTH AACHEN

©

Alle Rechte vorbehalten.

Ohne ausdrückliche Genehmigung des Verlages ist es nicht gestattet, das Werk oder einzelne Teile daraus nachzudrucken oder auf photomechanischem oder elektronischem Wege (Photokopie, Mikrokopie usw.) zu vervielfältigen.

2006

Geographisches Institut der RWTH Aachen im Selbstverlag

Druck: Digitaldruck AixPress GmbH

Printed in Germany

**Verbreitung und Mächtigkeit mesozoisch-tertiärer und pleistozäner
Decksedimente in der Nordeifel:
GIS-gestützte geomorphometrische Analysen und Modellierung.**

Von der Fakultät für Georessourcen und Materialtechnik der
Rheinisch-Westfälischen Technischen Hochschule Aachen

zur Erlangung des akademischen Grades eines

Doktors der Naturwissenschaften

genehmigte Dissertation

vorgelegt von

Charlotte Fehn M.A.

aus Aachen

Berichter: Univ.-Prof. Dr. rer. nat. Frank Lehmkuhl
Priv.-Doz. Dr. phil. Wolfgang Römer

Tag der mündlichen Prüfung: 07. Juli 2006

Kurzfassung

Mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecken und pleistozäne Deckschichten bilden in den deutschen Mittelgebirgen wichtige Faktoren im Landschaftshaushalt und für die Ausbildung der rezenten Böden. Die Verbreitung und Mächtigkeit dieser Decksedimente ist abhängig vom Relief, der Petrographie des geologischen Untergrunds und der Reliefentwicklung. Auf der Grundlage dieser Abhängigkeiten wurde für das mesoskalige Gebiet der Nordeifel ein Ansatz entwickelt um mit digitalen geomorphometrischen Analysen und geologischen Daten die potenzielle Verbreitung und Mächtigkeit der Decksedimente zu modellieren. Als Datengrundlage lagen ein hochauflösendes digitales Geländemodell sowie flächenhafte und punkthafte geologische Daten vor.

Durch die Reliefanalyse lässt sich das Untersuchungsgebiet in sechs Bereiche unterschiedlicher Reliefentwicklung mit mehreren Flächenniveaus untergliedern. Die Flächenniveaus geben in Verbindung mit der Petrographie Aufschluss über die Verbreitung von Saprolitresten, die dort wo sie anstehen das Ausgangssubstrat für die pleistozänen Deckschichten bilden. In Verbindung mit Reliefparametern und petrographischen Parametern können dann periglaziäre Deckschichten modelliert werden. Das Ergebnis der Modellierung zeigt eine potenziell größere Mächtigkeit und Verbreitung der Deckschichten in Gebieten mit geringer Hebung und einer größeren Entfernung zum Vorfluter. Dieser Modell-Ansatz bietet die Möglichkeit allein auf Grundlage von Höhendaten und geologischen Daten Aussagen über Decksedimente treffen zu können.

Abstract

Mesozoic-Tertiary weathering mantles and pleistocene periglacial cover-beds are important factors for geoecological questions and the pedogenesis in the German low mountain ranges. The distribution and thickness of these cover-beds depend on different relief parameters, the petrography of the underground and the development of the landscape. These dependences are the basis to model the potential distribution and thickness of the cover-beds for the mesoscalic area of the northern Eifel (Rhenish Massif). Digital geomorphometric analyses were the methodical focus. A high resolution digital terrain model as well as geological area and point data build up the data basis.

By the results of the relief analysis the area of interest can be subdivided into six parts of different relief development with several planation surfaces. The planation surfaces give information about the distribution of Saprolit. Remnants of this Saprolit were the parent material of the solum. In connection with relief parameters and petrography parameters the periglacial surface layers could be modelled. The results of the model show a potentially larger thickness and distribution in areas with less uplift and a larger distance to the receiving stream. This approach presents possibilities for modelling sediments solely on the basis of terrain and geological data.

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand als Fortführung meiner Magisterarbeit, in der bereits die Reliefanalyse in Kombination mit geologischen Daten im Mittelpunkt stand. Das nun die Saprolite und die periglaziären Deckschichten in den Focus meiner Arbeit rückten verdanke ich meinem Betreuer Prof. Dr. Frank Lehmkuhl. Ihm gebührt besonderer Dank für seine stete Bereitschaft zur fachlichen Diskussion, seine unzähligen Anregungen und nicht zuletzt auch seine moralische Unterstützung. Zu großen Dank bin ich ebenfalls Prof. Dieter Havlik i. R. verpflichtet, der mich zu dieser Arbeit ermunterte und mich auch nach seiner Pensionierung mit viel Elan unterstützte. Für die Übernahme der Zweitkorrektur und für fachliche Diskussionen möchte ich mich herzlich bei Privatdozent Dr. Wolfgang Römer bedanken.

Die Nutzung der digitalen Höhendaten und des geologischen Informationssystems wurde mir durch das Interregprojekt III „Wege des Wassers“ am Geographischen Institut der RWTH Aachen ermöglicht. Für die Nutzung von Bohrprofil- und Bodenprofildaten des Geologischen Dienstes NRW möchte ich mich besonders beim Leiter des GD NRW, Prof. Dr. Klostermann, sowie bei den Mitarbeitern S. Bach und W. Steffens bedanken (© Geowissenschaftliche Daten: Geologischer Dienst NRW, Krefeld, 54/2005, 06/2004). Für die Hilfe bei der Beschaffung der Bohrprofildaten sowie für die fachliche Diskussion bedanke ich mich bei Dr. Guido Wimmer, LIH RWTH Aachen.

Finanziell wurde mir die Arbeit ermöglicht durch ein Stipendium nach den „Richtlinien zur Förderung des wissenschaftlichen Nachwuchses“ der RWTH Aachen, dafür möchte ich mich an dieser Stelle ebenfalls herzlich bedanken.

Den Herausgebern danke ich für die Aufnahme meiner Dissertation in die institutseigene Reihe der „Aachener Geographischen Arbeiten“.

Bedanken möchte ich mich auch bei meinen Kollegen am Geographischen Institut, besonders bei Dr. Georg Stauch, Dr. Gunnar Ketzler, Dr. Enno Nilson, René Löhner M.A. und Dr. Thomas Reinecke für die vielen fachlichen Diskussionen und inhaltlichen Anregungen, sowie bei unserer Sekretärin Frau Hannelore Krüger für ihre Unterstützung und unermüdliche Hilfe.

Meiner Familie und ganz besonders meinen Eltern, möchte ich für ihren unerschütterlichen Glauben an mich und ihre finanzielle Unterstützung danken.

Meine Freundin Elke Witzmann M.A. stand stets an meiner Seite und hat damit wesentlich zum Gelingen der Arbeit beigetragen.

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis	I
Abbildungsverzeichnis	III
Tabellenverzeichnis	VI
Abkürzungsverzeichnis	VI
1 Einleitung	1
2 Vorstellung des Untersuchungsgebiets.....	3
2.1 Lage des Untersuchungsgebiets.....	3
2.2 Geologie	4
2.3 Naturräumliche Gliederung und Klima	7
2.4 Klima	9
3 Stand der Forschung	10
3.1 Forschungsstand Reliefentwicklung Nordeifel	10
3.2 Forschungsstand mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke.....	17
3.3 Forschungsstand periglaziäre Deckschichten.....	19
4 Methoden und Datengrundlage	23
4.1 Qualitätsanalyse und Möglichkeiten der Fehlerreduktion digitaler Höhenmodelle durch Filtertechniken	23
4.2 Digitale Höhendaten des Untersuchungsgebiets	30
4.3 Definition und historischer Abriss der Geomorphometrie	32
4.4 Reliefparameter	33
4.4.1 Primäre Parameter	34
4.4.2 Komplexe Parameter	37
4.4.3 Zusammengesetzte (sekundäre) Parameter	38
4.5 Digitale Reliefklassifikationsansätze.....	38
4.6 Häufigkeitsverteilungen	40
4.6.1 Histogramme und hypsometrische Kurven	40
4.6.2 Klinographische Histogramme	41
4.7 Geologische Daten.....	41
4.7.1 Klassifizierung petrographischer Einheiten.....	44
4.7.2 Ableitung petrographischer Parameter	46
4.7.3 Bohrprofilaten.....	47
4.8 Software.....	47
5 Ergebnisse Reliefanalyse.....	49
5.1 Morphometrie des Untersuchungsgebiets	49

5.1.1	Höhenverteilung	49
5.1.2	Hangneigung.....	53
5.1.3	Flächenreste und Saprolitverbreitung.....	54
5.1.4	Exposition.....	62
5.1.5	Höhe über Tiefenlinie.....	63
5.2	Analyse der Tiefenlinien	66
5.2.1	Gewässernetzordnung.....	66
5.2.2	Analyse von Fließgewässeranfängen im Untersuchungsgebiet.....	68
5.2.3	Dichte des Gewässernetz	70
5.2.4	Tallängsprofile.....	71
5.2.5	Talquerprofile	74
5.3	Modellierung der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke.....	77
5.4	Morphogenese	79
5.5	Reliefklassifikation: Geomorphometrische Karte Nordeifel.....	81
6	Modell der potenziellen Verteilung und Mächtigkeit der periglaziären Deckschichten.....	85
6.1	Zur Problematik der Übertragbarkeit des Modells der Verbreitung periglaziärer Deckschichten nach SCHOLTEN.....	85
6.2	Potenzielle Mächtigkeit und Verbreitung periglaziärer Deckschichten in der Nordeifel.....	86
7	Zusammenfassung	93
8	Literaturverzeichnis.....	95
9	Anhang	105

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1-1: Schematische Struktur der Arbeit.	2
Abbildung 2-1: Lage des Untersuchungsgebiets.	3
Abbildung 2-2: Generalisierte Stratigraphie und naturräumliche Gliederung im Untersuchungsgebiet.	5
Abbildung 2-3: Naturräumliche Gliederung des Untersuchungsgebiets und petrographische Gesteinseinheiten.	7
Abbildung 3-1: Reliefgenese der Nordeifel seit der Oberkreide.	12
Abbildung 3-2: Die spätertär-quartäre Hebung des Paläozoikums in der Nordeifel. .	15
Abbildung 3-3: Schematische Darstellung der Talentwicklung seit dem Pliozän; MTV: mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke.	16
Abbildung 3-5: Verbreitung fossiler Verwitterungsdecken in der Nordeifel mit Blattschnitt 1:25.000.	18
Abbildung 3-6: Idealisierte Gliederung periglaziärer Deckschichten in Mittelgebirgen.	21
Abbildung 4-1: Ursprüngliches DGM des Untersuchungsgebiets (10m-Raster).	25
Abbildung 4-2: Teilbereich des DHM, Höhenwerte per Laserscanning erhoben.	26
Abbildung 4-3: 3x3-Maske.	27
Abbildung 4-4: Maske verschiedener Low-Pass-Filter.	28
Abbildung 4-5: Maske des Laplacefilter.	28
Abbildung 4-6: Glättung von Bereichen mit Terrasseneffekte im DHM.	29
Abbildung 4-7: Beispiele unterschiedlicher geomorphometrischer Parameter und ihr Raumbezug.	34
Abbildung 4-8: vertikale und horizontale Wölbung nach KUGLER (1964), Wv: vertikale Wölbung, Wh: horizontale Wölbung.	36
Abbildung 4-9: Hypsometrische Kurve und Erosionsstadien.	41
Abbildung 4-10: Ausschnitt aus dem Informationssystem Geologische Karte 1:100.000 mit Attributstabelle (Screenshot ArcGIS).	42
Abbildung 4-11: Schematischer Ablauf der Bildung petrographischer Einheiten aus dem IS Geologische Karte.	44
Abbildung 4-12: Ausschnitt aus dem Untersuchungsgebiet im Bereich Hohes Venn und nördliches Vennvorland mit Bodenausgangsgestein-Klassifikation.	45
Abbildung 4-13: Aus den petrographischen Einheiten abgeleitete Verwitterungsprodukte am Beispiel des Hohen Venns und des nördlichen Vennvorlands.	46
Abbildung 4-14: Lage aller Bohrpunkte der DABO-Daten für das Untersuchungsgebiet und Gesamtmächtigkeit der Fließerdehorizonte im nördlichen Teil des Untersuchungsgebiets.	48

Abbildung 5-1: Histogramm und hypsometrische Summenkurve der Höhenverteilung im Untersuchungsgebiet.	49
Abbildung 5-2: Relative hypsometrische Summenkurve des Untersuchungsgebiets.	50
Abbildung 5-3: 3 unterschiedliche Typen von hypsometrischen Zuwachsratenkurven im Untersuchungsgebiet.	51
Abbildung 5-4: Höhenstufen und Einzugsgebiete 4. Ordnung sowie deren relative hypsometrische Summenkurven im Untersuchungsgebiet.	52
Abbildung 5-5: Klinographisches Histogramm des Untersuchungsgebiets.	53
Abbildung 5-6: Charakteristische Beispiele klinographischer Histogramme der Einzugsgebiete 4. Ordnung.	53
Abbildung 5-7: Reliefbereiche im Untersuchungsgebiet.	56
Abbildung 5-8: Histogramme der Flächen, schwach geneigten Hänge und mittel geneigten Hänge.	57
Abbildung 5-9: Verbreitung fossiler Verwitterungsdecken in Teilbereichen des Untersuchungsgebiets nach MÜCKENHAUSEN (1953), Petrographie, Verbreitung der Flächenreste sowie Hebungsraten seit dem Spättertiär nach MÜLLER (1983).	59
Abbildung 5-10: Lage der Bohrprofile in denen Verwitterungston erbohrt wurde; Lage der Bodenprofile, Verbreitung der fossilen Verwitterungsdecke (MÜCKENHAUSEN 1953) und Verwitterungsprodukte des BAG.	61
Abbildung 5-11: Poldiagramm der Exposition im Untersuchungsgebiet.	62
Abbildung 5-12: Abflussrichtung der aus dem DHM10 abgeleiteten Tiefenlinien.	63
Abbildung 5-13: Histogramm des Reliefparameters Höhe über Tiefenlinie im Untersuchungsgebiet.	63
Abbildung 5-14: Reliefparameter Höhe über Tiefenlinie sowie die Hebungsraten seit dem Spättertiär nach MÜLLER (1983).	65
Abbildung 5-15: Gewässernetzordnung nach STRAHLER und Gabelungsverhältnis zwischen 1. und 2. Ordnung der Einzugsgebiete 4. Ordnung.	67
Abbildung 5-16: Dichte der Fließgewässereinfänge und Petrographie.	68
Abbildung 5-17: Histogramm und kumulative Summenkurve der Höhe ü. NN der Fließgewässereinfänge.	69
Abbildung 5-18: Dichteberechnung des Gewässernetzes auf Grundlage der berechneten Tiefenlinien für das gesamte Untersuchungsgebiet sowie die Werte der Gerinnenetzdichte der Einzugsgebiete 4. Ordnung.	70
Abbildung 5-19: Tallängsprofile und ihre Lage im Untersuchungsgebiet.	73
Abbildung 5-20: 5 Typen von Talquerprofilen und die dazu gehörigen Einzugsgebiete.	75
Abbildung 5-21: Modellierung der potenziellen Verbreitung der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke im Untersuchungsgebiet.	79

Abbildung 5-22: Geomorphometrische Karte Nordeifel.....	83
Abbildung 6-1: Ausschnitt aus der vereinfachten Geomorphometrischen Karte (GMK) Nordeifel mit der Lage der Bodenprofile der BK5-Verfahren.....	86
Abbildung 6-2: Modellierung der potenzielle Mächtigkeit und Verbreitung periglaziärer Deckschichten.....	89
Abbildung 6-3: Potenzielle Mächtigkeit und Verbreitung periglaziärer Deckschichten: Ausschnitt vom mittleren Wehebachtal südlich der Wehebachtalsperre.	90
Abbildung 6-4: Ausschnitt aus der modellierten Verbreitung und Mächtigkeit periglaziärer Deckschichten am Mittellauf der Vicht im Bereich der nördlichen Vennabdachung und der Vennfußfläche.	91
Abbildung 9-1: BAG-Klassifikation für das gesamte Untersuchungsgebiet.	108
Abbildung 9-2: Zuwachsratenkurven für die Einzugsgebiete 4. Ordnung Inde, Wehebach, Hasselbach, Veybach, Vichtbach und Bruchbach.	111
Abbildung 9-3: Zuwachsratenkurven für die Einzugsgebiete 4. Ordnung Rur, Kall, Olef, Wüstebach, Urft und Reifferscheider Bach.	112
Abbildung 9-4: Klinographische Histogramme für die Einzugsgebiete 4. Ordnung Inde, Wehebach, Hasselbach, Veybach, Vichtbach und Bruchbach.	113
Abbildung 9-5: Klinographische Histogramme für die Einzugsgebiete 4. Ordnung Rur, Kall, Olef, Wüstebach, Urft und Reifferscheider Bach.	113
Abbildung 9-6: Talquerprofile entlang des Hasselbachs.....	116
Abbildung 9-7: Talquerprofile entlang der Inde.	116
Abbildung 9-8: Talquerprofile entlang des Bruchbachs.....	117
Abbildung 9-9: Talquerprofile entlang der Urft.	117
Abbildung 9-10: Talquerprofile entlang des Veybachs.....	118
Abbildung 9-11: Talquerprofile entlang des Wehebachs.....	118
Abbildung 9-12: Talquerprofile entlang des Vichtbachs.	119
Abbildung 9-13: Talquerprofile entlang der Olef.	119
Abbildung 9-14: Talquerprofile entlang des Reifferscheider Bachs.	120
Abbildung 9-15: Talquerprofile entlang der Rur.....	120
Abbildung 9-16: Talquerprofile entlang der Wüstebach.....	121
Abbildung 9-17: Talquerprofile entlang der Kall.....	121

Tabellenverzeichnis

Tabelle 2-1: Klima der naturräumlichen Einheiten im Untersuchungsgebiet.	9
Tabelle 4-1: Hangneigungsklassifikation.	35
Tabelle 4-2: Wölbungsstärke.	36
Tabelle 4-3: Liste der verwendeten geologischen Karten 1:25.000.	43
Tabelle 5-1: Bohrprofile der Bohrungsdatenbank DABO in denen der Terminus „Verwitterungston“ vorkommt.	60
Tabelle 9-1: Abkürzungen der Bodenausgangsgesteine in Anlehnung an AG BODEN (1994).	105
Tabelle 9-2: BAG-Klassifikation der im Untersuchungsgebiet anstehenden Schichten, sortiert nach geologischem Alter der Schichten.	105
Tabelle 9-3: petrographische Einheiten im Untersuchungsgebiet, Ableitung der Bodenausgangsgesteine 1.-5. Ordnung und der Verwitterungsprodukte.	109
Tabelle 9-4: Auszug aus den Schichtenverzeichnissen der DABO des GD NRW (komplette Beschreibung der Bohrung Nr. 240181).	110
Tabelle 9-5: Anzahl der Tiefenlinien 1. bis 4. Ordnung, Gabelungsverhältnisse zwischen 1. und 2., 2. und 3. sowie 3. und 4. Ordnung und das mittlere Gabelungsverhältnis für die Einzugsgebiete 4. Ordnung.	114
Tabelle 9-6: Mittlere Reliefmächtigkeit, Gerinnennetzdichte, Höhendistanz und Größe der Einzugsgebiete 4. Ordnung.	115

Abkürzungsverzeichnis

DHM	Digitales Höhenmodell
LVA NRW	Landesvermessungsamt Nordrhein-Westfalen
GD NRW	Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen
MTV	Mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke
DABO	Datenbank der Bohrprofile des Geologischen Dienstes NRW

1 Einleitung

Ziel dieser Arbeit ist eine Modellierung der potenziellen Verbreitung und Mächtigkeit der mesozoisch-tertiären und pleistozänen Decksedimente in der Nordeifel auf Grundlage digitaler Höhendaten und geologischer Daten.

Die mitteleuropäischen Mittelgebirge unterlagen während des Pleistozäns hauptsächlich periglazialen Prozessen, die zur Bildung flächendeckender Schuttdecken führten. Da sich die rezenten Böden in diesem Substrat und nicht im festen Anstehenden entwickelt haben, sind die Eigenschaften dieser Deckschichten entscheidend für die Art und die Intensität der bodenbildenden Prozesse (SEMMELE 1991; VÖLKELE *et al.* 2002). Die Ausprägung der Deckschichten ist darüber hinaus von großer Bedeutung für den Landschaftshaushalt. Dies zeigt auch eine Richtlinie des Europäischen Parlaments aus dem Jahre 2000 zur Wasserpoltik: in ihr verpflichten sich die Mitgliedsstaaten u. a. zu einer Beschreibung von Grundwasserkörpern bei denen ein Risiko ermittelt wurde u. a. hinsichtlich einer weiteren Verschlechterung des Zustands der Feuchtgebiete im Hinblick auf den Wasserhaushalt, einer nachhaltigen Wassernutzung und einer weiteren Verschmutzung des Grundwassers. Dazu sind u. a. folgende Informationen nötig: Merkmale der Deckschichten und Böden des Einzugsgebiets, aus dem der Grundwasserkörper neu gebildet wird, einschließlich Mächtigkeit, Hohlraumanteile, hydrologische Leitfähigkeit und Absorptionseigenschaften der Deckschichten und Böden (EUROPÄISCHE GEMEINSCHAFT 2000). Schon an dieser Richtlinie wird deutlich, dass die Deckschichten für den Landschaftshaushalt eine wichtige Rolle spielen und ihre Untersuchung eine deutlich angewandte Fragestellung der Geomorphologie darstellt.

Für die Nordeifel liegen nur wenige Untersuchungen über Deckschichten vor, diese behandeln die Deckschichten auch nur randlich (MÜCKENHAUSEN 1953, MÜLLER 1954, RIBBERT 1993, 1994). Dagegen sind flächendeckend hochauflösende digitale Höhenmodelle und digitale geologische Karten vorhanden, ergänzend stehen digital erfasste Bohrprofilaten für einige Teilbereiche zur Verfügung. Da Deckschichten in ihrer Ausbildung und Verbreitung abhängig sind von der Reliefposition und dem anstehenden Gestein, wurde ein Konzept entwickelt welches für dieses Gebiet aus bestehenden Reliefdaten und geologischen Daten ein Modell der potenziellen Deckschichtenverbreitung und –mächtigkeit entwirft. Das Konzept dieser Arbeit beruht auf der Auswertung vorhandener Daten mit einer geomorphometrischen Analyse der digitalen Höhenmodelle, der Ableitung petrographischer Eigenschaften und der Verwitterungsprodukte des Ausgangsgesteins sowie ergänzender Informationen aus Bohrprofilen und aus früheren Untersuchungen in Teilgebieten.

Die Flächenreste früherer Rumpfflächen im Untersuchungsgebiet sind für die Verbreitung oder die mögliche Verbreitung von mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecken wichtig, da ihre Verbreitung an ein Vorkommen von Flächenresten gekoppelt ist. Daher sollen auch über die mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecken im Untersuchungsgebiet Aussagen getroffen werden. Hierbei werden auch die Petrographie und ihr Einfluss auf

die heutige Verbreitung mit in Betracht gezogen. Nicht betrachtet wird die Verbreitung von pleistozänen äolischen Decksedimenten.

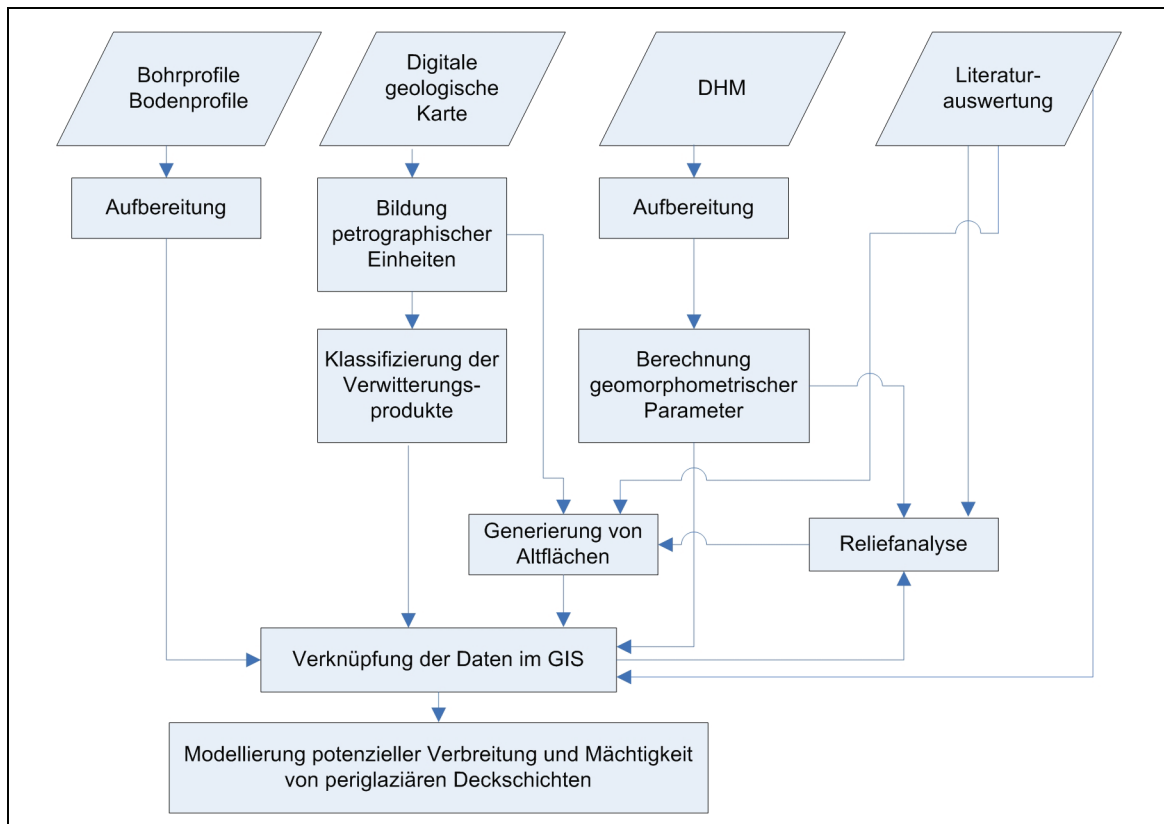


Abbildung 1-1: Schematische Struktur der Arbeit.

Den ersten Schritt der Arbeit bildet die Auswertung der Literatur in Hinblick auf die Reliefentwicklung im Untersuchungsgebiet. Der zweite Schritt besteht in der sorgfältigen Aufbereitung der digitalen Höhenmodelle, da diesen als Grundlage der Reliefanalyse besondere Beachtung gilt. Zusätzlich werden alle verfügbaren geologischen Daten aufbereitet um als Punkt- und Flächendaten in die Modellierung mit einzufließen. Die Reliefanalyse folgt als dritter Schritt, hier erfolgt auch eine erste Verknüpfung mit den geologischen Daten. Letzter Schritt ist die Verknüpfung aller verfügbarer Daten und den Ergebnissen der Reliefanalyse zur Modellierung der potenziellen Deckschichtenverteilung und –mächtigkeit. Schematisch ist dieser Arbeitsablauf in Abbildung 1-1 dargestellt.

Mit diesem neuen Ansatz soll die Frage geklärt werden ob es möglich ist in einem mesoskaligen Untersuchungsgebiet mit Hilfe digitaler Höhendaten und geologischer Daten die potenzielle Verbreitung von Decksedimenten zu modellieren.

2 Vorstellung des Untersuchungsgebiets

2.1 Lage des Untersuchungsgebiets

Das Untersuchungsgebiet umfasst den nördlichen Teil der Eifel, welche den nördlichen Teil des linksrheinischen Schiefergebirges darstellt.

Da für diese Arbeit der Mittelgebirgsraum und seiner Saumbereiche im Focus stehen, wurden zum Tiefland hin geologische Grenzen gewählt: im Norden das Abtauchen der karbonischen Schichten unter die Oberkreide, im Nordosten das der triassischen Schichten unter den auflagernden Löss. Die westliche Begrenzung bildet die administrative Staatsgrenze zwischen Deutschland und Belgien. Im Süden wird das Untersuchungsgebiet durch die südlichen Wasserscheidegrenzen von Prether Bach, Reifferscheider Bach und Urft begrenzt.

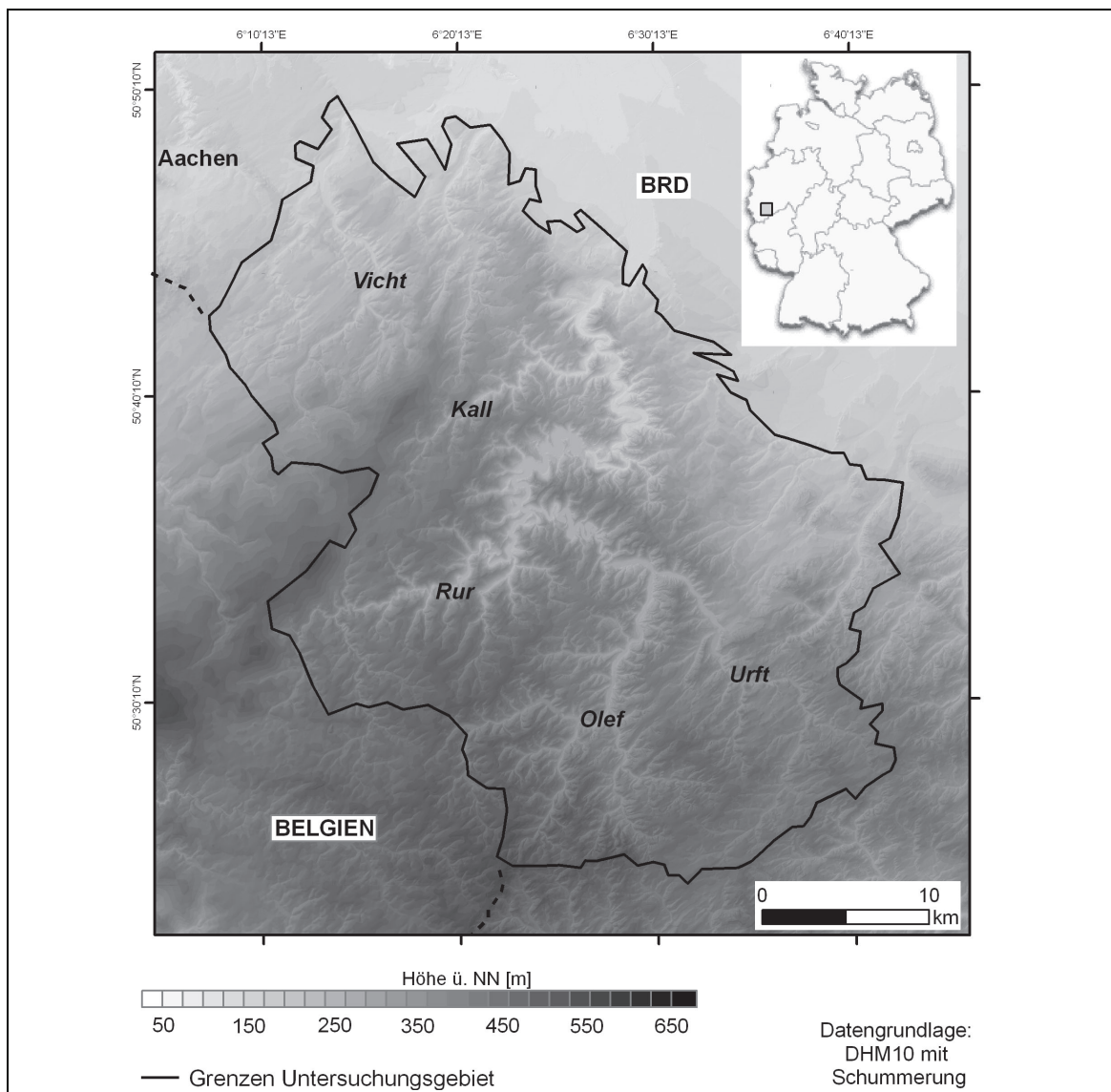


Abbildung 2-1: Lage des Untersuchungsgebiets (eigener Entwurf).

2.2 Geologie

Das Untersuchungsgebiet ist durch vielfältige geologische Strukturen und eine differenzierte Lithologie gekennzeichnet. Den größeren Teil des Untersuchungsgebiets nehmen kambrische bis oberkarbonische Schichten des Grundgebirges ein. Ein kleinerer Teil wird durch Gesteine des Perm, der Trias und der Oberkreide sowie des Tertiär und des Quartär aufgebaut und zählt somit zum Deckgebirge.

Das Grundgebirge bildet einen ausgedehnten Gebirgsrumpf, dessen höchste Erhebung mit fast 700m ü. NN im Bereich des Großsattels von Stavelot liegt (RICHTER 1985). In diesem Bereich sind die bereits kaledonisch überprägten Gesteine des Kambriums und Ordoviziums aufgeschlossen (Stavelot-Venn-Massiv), die während der variszischen Orogenese erneut unterschiedlich stark umgeformt wurden. Im Südosten, Süden und Westen wird das Stavelot-Venn-Massiv durch stark gefaltete, tonig-schluffig-sandige unterdevonische Schichten von großer Mächtigkeit umschlossen (KNAPP 1980). Im Nordwesten des Stavelot-Venn-Sattels schließt sich die Inde-Großmulde an, die eine teils kontinentale, teils marine Schichtenfolge enthält. Die Schichten des Stavelot-Venn-Sattels und seiner südlichen Umrahmung sowie die Inde-Großmulde wurden im höheren Westfal von der Tektogenese erfasst. Dabei wurde der Stavelot-Venn-Sattel teilweise auf die Gesteine der Inde-Großmulde überschoben, letztere stark verschuppt und ihrerseits entlang der Aachener Überschiebung auf das nordwestliche Vorland aufgeschoben (RICHTER 1985).

Das Deckgebirge ist im Bereich des Untersuchungsgebiets in der Mechnicher Triasbucht erhalten geblieben. Dieses Gebiet ist Teil einer Achsendepression, die die Eifel von Nord nach Süden durchzieht (Eifeler Nord-Süd-Zone) (MEYER 1994). Dieses Gebiet setzt sich nach Süden in Form der Kalkeifel fort, in der nun wieder Grundgebirge zutage tritt. Die Kalkeifel zeichnet sich durch eine Reihe von geologischen Mulden im Kalk des Mitteldevons aus, deren nördlichste, die Sötenicher Mulde, im Bereich des Untersuchungsgebiets liegt (MEYER 1994).

Strukturgeologisch lassen sich also fünf Haupteinheiten im Untersuchungsgebiet herausstellen, die weitestgehend übereinstimmen mit den Grenzen der naturräumlichen Gliederung (Abbildung 2-2 , Kapitel 2.3):

1. nordwestlich des Stavelot-Venn-Massivs unterdevonische bis oberkarbonische Schichten, die variszisch gefaltet und gestört wurden: Inde-Decke und Aachener Sattel (Vennfußfläche)
2. nach Südosten anschließend das Stavelot-Venn-Massiv als Teil der Eifel bzw. Ardennen mit kambrischen und ordovizischen Gesteinen, die kaledonisch und variszisch geprägt sind (Hohes Venn)
3. im Kern des Untersuchungsgebiets das variszisch gefaltete Grundgebirge der Rur-eifel
4. das mesozoische Deckgebirge der Mechnicher Triasbucht als nördlichster Teil der Eifler Nord-Süd-Zone
5. das Grundgebirge der Sötenicher Kalkmulde (Kalkeifel).

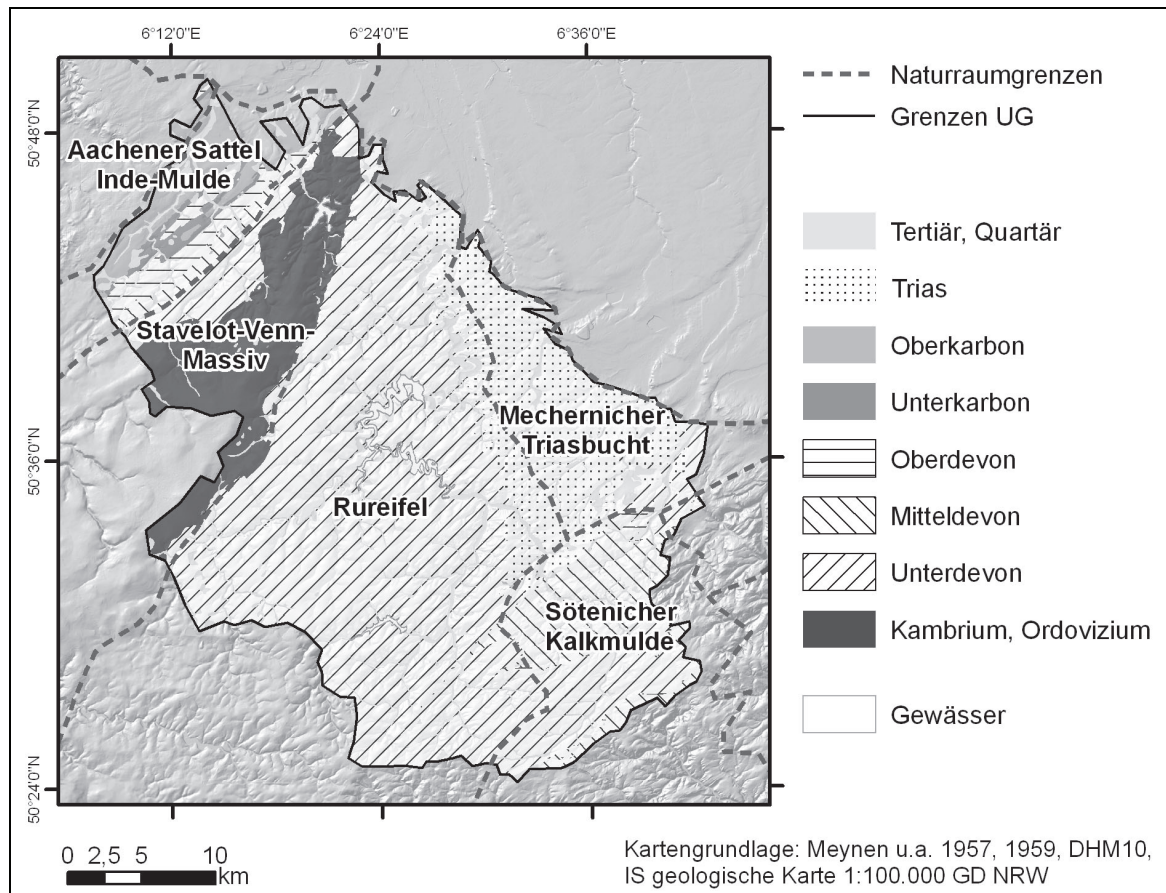


Abbildung 2-2: Generalisierte Stratigraphie und naturräumliche Gliederung im Untersuchungsgebiet (eigener Entwurf).

Zu 1.: Die Vennfußfläche ist gekennzeichnet durch die variszische Streichrichtung der Schichten und ihr häufig steiles (z. T. beinahe senkrechtes) Fallen. Die Schichten umfassen das gesamte Devon und Karbon. Durch Schuppenbau kommt es zu mehreren tektonischen Wiederholungen der Schichten. Die zutage tretenden Schichten sind in ihrer petrographischen Ausbildung sehr vielfältig. Im Unterdevon sind es hauptsächlich Tonsteine und Schluffsteine, z. T. stark geschiefert, oft im Wechsel mit Sandsteinen. Im oberen Mitteldevon vollzieht sich langsam der Wechsel zu kalkhaltigen und mergeligen Gesteinen, die an der Grenze zum Oberdevon und unteren Oberdevon von dickbankigen Riffkalksteinen abgelöst werden (KNAPP 1980, RICHTER 1985).

Zu 2.: Das Stavelot-Venn-Massiv wird im deutschen Teil durch kambrische Schichten des Revin 4 und 5 aufgebaut. Der Quarzit des Revin 4 bildet den Härtingszug des Hohen Venns, der die angrenzenden Landschaften überragt. Nördlich und südlich streichen weiche Phyllite des Revin 5 aus, die durch ihr wenig widerstandsfähiges Material im Gelände Senken bilden und meist tiefgründig verwittert sind. Nach allen Richtungen des abtauchenden Sattels treten nun die jüngeren Schichten des Ordoviziums zutage: meist schluffige und chloritreiche Phyllite in Wechsellage mit harten Sandsteinen des Unter- und Obersalm. Im Bereich dieser kambrischen und ordovizischen Schichten des Venn-Sattels stehen, lokal begrenzt, magmatische Gesteine an (Tonalit, Tonalitporphy-

rit und Diabas) (KNAPP 1980). Die nördliche und südliche Vennabdachung setzt sich aus unterschiedlichen Gesteinen des Unterdevons zusammen. Vor allem z. T. stark geschieferte Tonsteine und Schluffsteine in Wechsellage mit Sandsteinen prägen hier den Untergrund (RICHTER 1985).

Zu 3.: Die Gesteine der Rureifel sind aus Sedimenten des Unterdevons hervorgegangen, vor allem den Rurberger, Klerfer und Heimbacher Schichten. Sie alle setzen sich aus Wechselfolgen von Tonsteinen, Schluffsteinen und Sandsteinen zusammen, wobei die Tonsteine z. T. stark geschiefert sind (Untere Rurberger Schichten) (KNAPP 1980).

Zu 4.: Die Mechernicher Triasbucht ist Teil der der Eifeler Nord-Süd-Zone, eine Quersenkung die sich bis zur Trierer Bucht fortsetzt. In diese wurden im Buntsandstein Geröllmassen akkumuliert, die heute in der Mechernicher Triasbucht aufgeschlossen und bei Nideggen zu imposanten Felsen herausgewittert sind. Diesen Sandsteinen aus dem mittleren Buntsandstein folgen nach Osten die Schichten des Oberen Buntsandsteins gefolgt von Muschelkalk- und Keuper-Schichten am Übergang zur Niederrheinischen Bucht (MEYER 1994).

Zu 5.: In der Sötenicher Kalkmulde, die sich nach Süden hin an die Mechernicher Triasbucht anschließt, sind im Kernbereich Kalke und Mergel des Mitteldevon aufgeschlossen, die zu einem großen Teil dolomitisiert vorliegen (RIBBERT 1983).

Einen Überblick über die petrographischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet gibt Abbildung 2-3.

Eine ausführliche Beschreibung der geologischen Verhältnisse, des erdgeschichtlichen Werdegangs und der Tektonik der nördlichen Eifel findet sich bei MEYER (1994) und RICHTER (1985).

2.3 Naturräumliche Gliederung und Klima

Das Untersuchungsgebiet lässt sich in mehrere Naturräume gliedern, die die geologischen Gegebenheiten widerspiegeln. Der größte Teil fällt in den Mittelgebirgsraum der Eifel, kleinere Areale an den Rändern des Untersuchungsgebiets leiten als Übergangsräume zum Tiefland der Niederrheinischen Bucht bzw. zum Aachen-Limburgischen Kreidehügelland über.

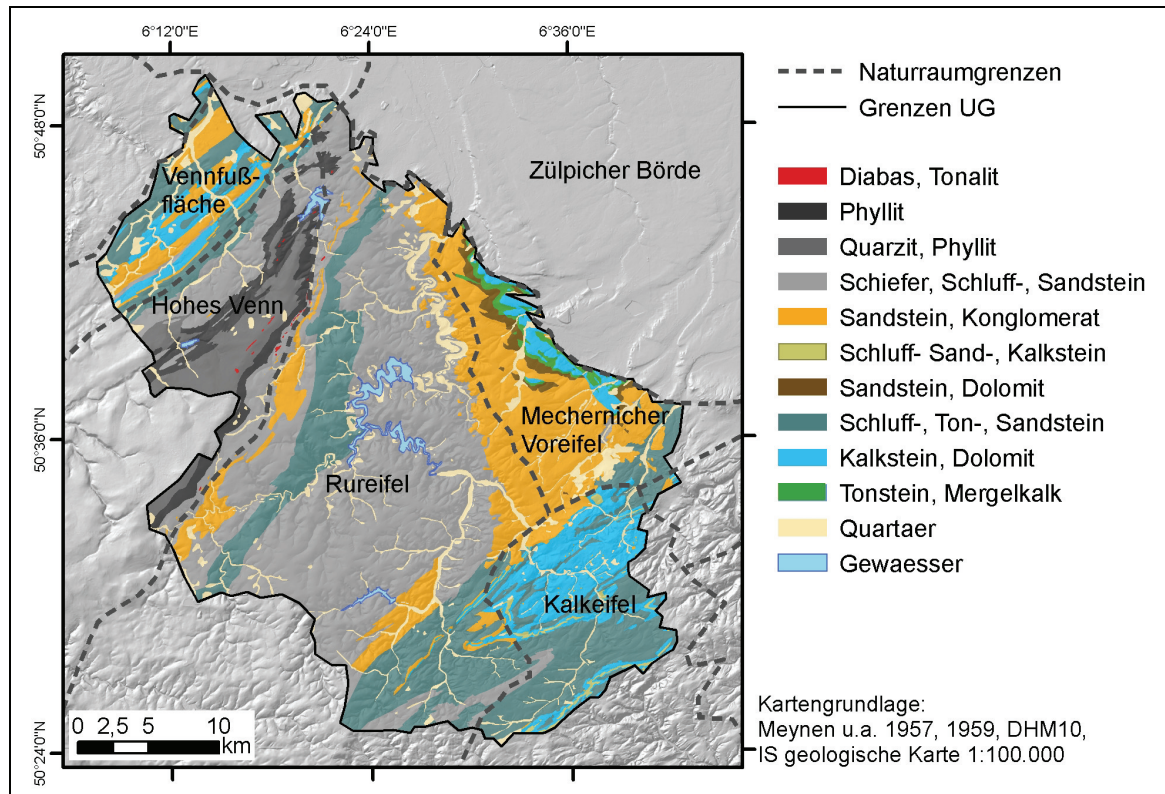


Abbildung 2-3: Naturräumliche Gliederung des Untersuchungsgebiets und petrographische Gesteinseinheiten (eigener Entwurf).

Wie aus Abbildung 2-3 hervorgeht, gliedert sich das Untersuchungsgebiet in folgende fünf Naturräume: die Vennfußfläche, das Hohe Venn, die Rureifel, die Mechernicher Voreifel und die Kalkeifel.

Die Vennfußfläche bildet einen Übergangsraum vom Tiefland zum Mittelgebirge im Norden des Untersuchungsgebiets. Dieser 5-8km breite Streifen stellt eine nach Norden abdachende Verebnungsfläche dar. Das Relief fällt von 300 auf 150m ü. NN ab und ist eben bis flachwellig, ausgenommen der z. T. steil eingetieften Flüsse (PAFFEN 1959). Morphologisch handelt es sich um eine Abfolge von Flachmulden und Flachrücken, die dem variszischen Streichen von SW nach NO folgen. Grund dafür sind die in ihrer Widerständigkeit sehr unterschiedlichen mitteldevonischen und oberkarbonischen Schichten, die hier im raschen Wechsel an der Oberfläche austreichen. In diese auch als „Wellblechdach“ bezeichnete Landoberfläche (KREISEL 1976) haben sich die Flüsse bevorzugt in Streichrichtung eingetieft, bzw. im rechten Winkel dazu beim Durchbre-

chen der härteren Schichten. In den weicheren Schichten haben sich muldenförmige Täler mit mittlerer Neigung bis 10° Hangneigung ausgebildet, die in den härteren Gesteinsschichten angelegten Kerbtäler dagegen weisen steile Hänge z. T. bis über 30° Hangneigung auf (FEHN 2002).

Entlang einer deutlichen Vegetationsgrenze schließt sich nach Süden die Vennabdachung an, die naturräumlich bereits zum Hohen Venn gerechnet wird. Die offene Wiesen- und Weidenlandschaft der Vennfußfläche wird abgelöst durch eine geschlossene Waldlandschaft, das Gelände steigt nach SO zum Hohen Venn hin an und gewinnt dabei 300m Höhe auf einer Horizontalentfernung von 6km (PAFFEN 1957).

Das Hohe Venn stellt den östlichen Ausläufer des Stavelot-Venn-Sattels dar, der auf belgischem Gebiet nah der Grenze zu Deutschland eine Höhe von fast 700m ü. NN (692m ü. NN bei Botrange) erreicht. Morphologisch tritt der Vennsattel durch harte Quarzite deutlich als variszisch streichender Höhenrücken hervor und überragt die angrenzenden Gebiete. Auf der flachen, schildförmig gewölbten Hochfläche haben sich die für das Hohe Venn typischen Hochmoore auf kambrischen Gesteinen entwickelt. Zahlreiche Bäche entspringen der Hochfläche und werden vor allem nach Norden hin über die Inde zur Rur entwässert. Nach NO taucht der Sattel unter die tertiären Schichten der Niederrheinischen Bucht ab. Zur Rureifel hin fällt das Vennplateau in einem mäßig geneigten Abfall um knappe 100m ab.

Die Rureifel umfasst das Flussgebiet der oberen Rur und der unteren Urft mit der Olef. Die ausgedehnten, durch Dellen wellig geformten Hochflächen sind durch Flüsse mit 100-200m tiefen, steilhängigen Tälern zerschnitten. Der SW-NO Verlauf der Täler orientiert sich am Streichen der Faltensättel und -mulden. Am Südrand liegt die höhere Rumpffläche auf einem Niveau von 580 bis 630m, nördlich liegt die Rumpffläche tiefer bei 490 bis 540m. Die Haupttäler der Olef, der Rur, der Kall und der Urft trennen große zusammenhängende Hochflächenkomplexe. Am Ostrand tritt eine Buntsandsteinzone zutage, der Rest der Fläche wird ausschließlich aus devonischem Schiefer, Grauwacken und Grauwackensandsteinen zusammengesetzt. Die meist steilen Hänge sind überwiegend bewaldet. Die Hochflächen hingegen weisen große Areale mit Wiesen und Weiden für die Grünlandwirtschaft auf (PAFFEN 1959).

Im Osten ragt mit der Mechernicher Voreifel ein zweiter Übergangsraum in das Untersuchungsgebiet hinein. Zuweilen findet man in der Literatur für diese Landschaftseinheit auch die Begriffe „Mechernicher Trias Senke“ (RICHTER 1985) oder „Mechernicher Trias Dreieck“ (MEYER 1986). Diese Begriffe deuten auf zwei wesentliche Eigenschaften dieser Region hin, zum einen ihren überwiegenden Aufbau aus Gesteinen der Trias, zum anderen ihre dreieckige Form. Wie ein Keil ragt die Mechernicher Voreifel in das Mittelgebirge hinein und steigt vom Tiefland bei etwa 200m ü. NN bis auf über 400m ü. NN an. Sie ist ebenso wie die Vennfußfläche eine gestufte Fußfläche, wobei die deutlichste Fläche um 300m ü. NN ausgebildet ist und in einer ca. 100m hohen Stufe zum Vorland abfällt. Untergliedert wird das Relief durch breite muldenförmige, z. T. auch kastenförmige Täler (MÜLLER-MINY 1957). Durch den in Schollen zerlegten Untergrund kommt es nicht zu einer durchgehenden Schichtstufe im Mu-

schelkalk, jedoch ragen die harten Dolomite deutlich als Kuppen und Rücken über der Landschaft heraus. Der größte Bereich dieser Einheit ist waldarm und wird aufgrund der guten Böden hauptsächlich als Ackerland genutzt.

Die Landschaft der Kalkeifel zeigt wie die Rureifel einen Rumpfflächencharakter, nur im Bereich der anstehenden Dolomite und Kalke wird das Relief lebhafter, wenn auch die Verkarstungserscheinungen durch das Überwiegen der Dolomite nicht so ausgeprägt ist wie in reinen Kalkgebieten (MÜLLER-MINY 1957). Typisch für die Dolomit- und Kalkregionen sind Trockentäler und eine geringe Taldichte, aus angrenzenden Regionen eintretende Fließgewässer verlieren an Wasser (PFEFFER 1997).

Abbildung 2-3 zeigt den Zusammenhang zwischen den naturräumlichen Einheiten und der Petrographie des anstehenden Gesteins, welche wesentlich zur Differenzierung von Relief, Boden und Vegetation führt.

2.4 Klima

Das Klima des Untersuchungsgebiets wird bestimmt durch die aus westlichen Richtungen anströmenden Luftmassen. Am nördlichen Rand der Eifel werden die wasserdampfgesättigten Luftmassen zum Aufstieg gezwungen. Daraus resultiert eine deutliche Zunahme der mittleren Jahresniederschläge zwischen der Vennfußfläche und den Hochflächen des Hohen Venns von 800 auf 1300mm (Tabelle 2-1). Durch die relative Nähe zum Atlantik trägt das Klima des Hohen Venns ozeanische Züge mit geringen Jahreschwankungen der Temperatur, großer Feuchtigkeit und starker Luftbewegung. Die Hochflächen der Eifel dagegen tragen in der Leelage des ozeanischen Bereichs mit stabileren Witterungsverhältnissen, relativ abgeschwächten Luftbewegungen und größeren Temperaturschwankungen sowie sommerlicher Erwärmung und Trockenheit klimatisch kontinentalere Züge (PFEFFER 1997, HAVLIK 2000).

Tabelle 2-1: Klima der naturräumlichen Einheiten im Untersuchungsgebiet (ausgewählt aus: MÜLLER-MINY 1957, PAFFEN 1957, 1959).

Naturraum	Lufttemperatur in °C (Mittelwerte)			Niederschlag (mm)
	Jahr	Januar	Juli	
Vennfußfläche (Hänge)	8,5	1,5	16,5	800 (Nordrand)
Hohes Venn (Höhen)	7,0	-0,5	15,0	1300 (höchste Lagen westlich von Monschau)
Rureifel (Hochflächen)	7,0	-0,5	15,0	800-1200
Mechernicher Voreifel (Höhen)	7,5	0,0	15,5	600 - 700
Kalkeifel (Höhen)	7,0	-0,5	15,0	700-850

3 Stand der Forschung

3.1 Forschungsstand Reliefentwicklung Nordeifel

Die Eifel einschließlich ihres nördlichsten Teils, dem Hohen Venn, bildet den nord-westlichen Bereich des Rheinischen Schiefergebirges. Das Landschaftsbild der Eifel ist geprägt durch Hochflächen und tief eingeschnittene Täler. Das Hohe Venn bildet als SW-NO-streichender, quarzitischer Härtingszug die Grenze nach Norden zum Tiefland hin. Diese Landschaft, deren älteste Gesteine über 500 Mio. Jahre alt sind, ist zum einen geprägt durch tektonischen Prozesse, erst während der variszischen Orogenese, später durch die Lage zwischen der alpinen Kollisionsfront im Süden und den Grabenstrukturen des Roermond Graben im Westen, zum andern durch die geomorphologischen Prozesse seit dem oberen Mesozoikum.

Seit über hundert Jahren sind eine Vielzahl wissenschaftlicher Arbeiten über die Eifel und das Rheinische Schiefergebirge entstanden, auf deren Grundlage unterschiedliche Theorien zur Landschaftsgenese aufgestellt wurden (u. a. PHILIPPSON 1903, 1927, STICKEL 1927, BREDDIN 1937, BREMER 1978, FUCHS *et al.* 1983, LÖHNERTZ 1983, 2003, BIBUS 1984, 1990, SEMMEL 1991, DEMOULIN 1995, 2004, PFEFFER 1997). Einen Überblick über die Forschungsarbeiten bis Anfang der 70er Jahre gibt die Arbeit von HÜSER (1973), neuere Ergebnisse des interdisziplinären DFG-Schwerpunktprogramms „Vertikalbewegungen und ihre Ursache am Beispiel des Rheinischen Schildes“ sind u. a. nachzulesen in FUCHS *et al.* (1983).

Im Folgenden wird die Reliefentwicklung der Eifel seit der Oberkreide nach dem momentanen Forschungsstand dargestellt (Abbildung 3-1, S. 13 u. 14).

Die während der variszischen Orogenese gefalteten und gehobenen altpaläozoischen Schichten der Eifel unterlagen vom Perm bis in das obere Mesozoikum hauptsächlich der Abtragung und Einrumpfung.

Bereits in der älteren Oberkreide (Cenoman) fielen Randbereiche des Rheinischen Schildes unter den Meeresspiegel. Für das Untermaastricht wird ein über 300m höher als heute liegender Meeresspiegel angenommen, die nördliche Eifel lag in Teilen weit unter dem Meeresspiegel. Das belegen Kalke und Feuersteine auf den Flächenresten der Eifel und Ardennen und in den fluvialen Ablagerungen von Mosel und ihren Tributären (LÖHNERTZ 2003). Zur gleichen Zeit wird auch für das Aachen-Südlimburger Gebiet die größte Beckenabsenkung angenommen (ALBERS *et al.* 1979). Für den östlichen Teil der Eifel wird ein nur wenige Meter über dem Meeresspiegel liegendes Flachrelief angenommen (MEYER 1994).

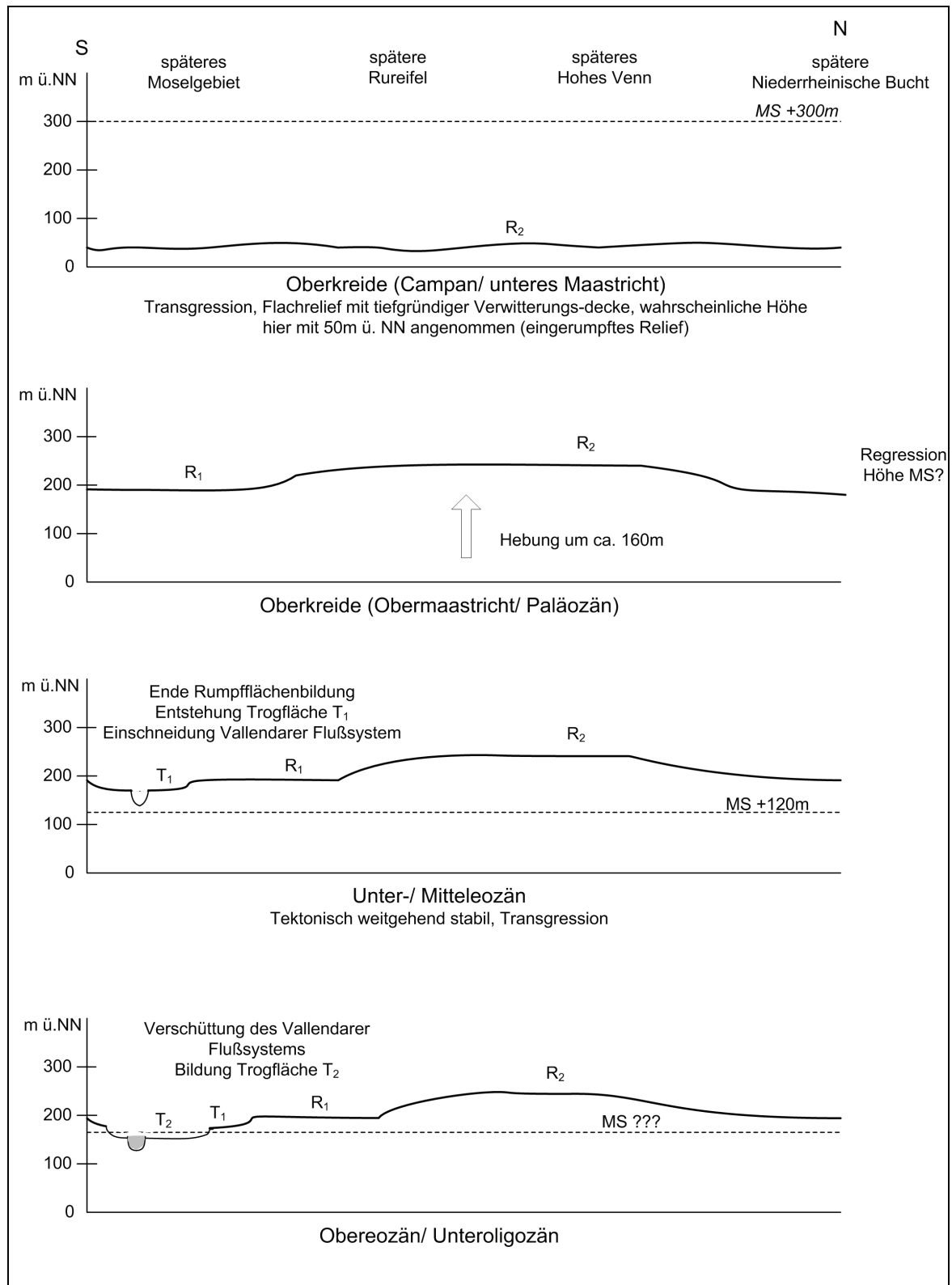


Abbildung 3-1a: Reliefgenese der Nordeifel seit der Oberkreide. Erklärung siehe Abbildung 3-1b, folgende Seite.

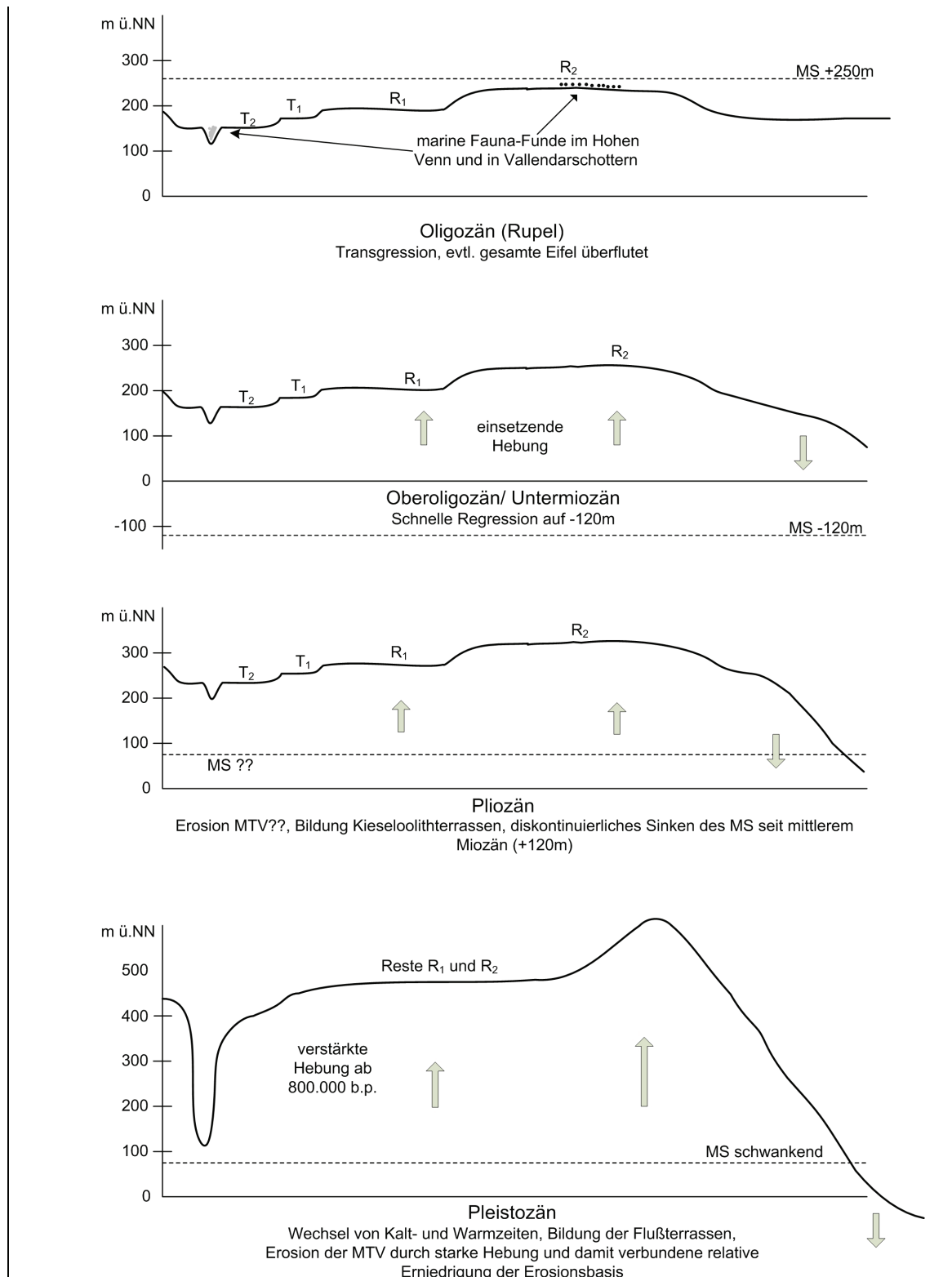


Abbildung 3-1b: Reliefgenese der Nordeifel seit der Oberkreide, Erklärung im Text (R1 und R2: Rumpfflächen, T1 und T2: Troglflächen, MS: Meeresspiegel, MTV: mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke; eigener Entwurf, nach STICKEL 1927, QUITZOW 1978, FUCHS *et al.* 1983, GLATTHAAR 1983, PFEFFER 1984, SEMMEL 1984, SCHMIDT 1990, DEMOULIN 1995, RIPPERT 1997, MEYER 1994; LÖHNERTZ 2003).

Im Zuge der alpidischen Orogenese, die ab der mittleren Oberkreide Mitteleuropa erfasste, heben sich im Obermaastricht (ausgehende Oberkreide) die nordwestlichen Bereiche des Rheinischen Schildes um 160m (MEYER *et al.* 1983, SCHMIDT 1990). Das Meer zieht sich zurück und hinterlässt ein Flachrelief mit einzelnen flachen Quarzit-rücken auf das die heutigen Rumpfflächensysteme zurückgehen (QUITZOW 1982, PFEFFER 1984, MEYER *et al.* 1983). Die ältere Rumpffläche R2 (STICKEL 1927) gilt als oberkreidezeitlich, DEMOULIN (1995) stellt sie in die untere Oberkreide. Ihre Reste liegen heute in einer durchschnittlichen Höhenlage von 600m ü. NN und bestehen aus Flächenresten am Nordwest-Abfall des Hohen Venns sowie im Bereich Prüm-Hillesheim-Schleiden-Monschau. Sie wird nur überragt von einigen Härtlingsrücken wie etwa dem Weißen Stein (STICKEL 1927, MEYER 1994, DEMOULIN 1995).

Unter den oberkreidezeitlichen warm-humiden Klimabedingungen setzt sich die Einebnung der Landoberfläche und ihre tiefgründige chemische Verwitterung fort. Die dadurch gebildete mächtige Verwitterungsdecke überzog wahrscheinlich das Relief flächendeckend und steht in Resten rezent auf den Hochflächen an (Kapitel 3.2). Die intensive Verwitterung setzte sich jedoch nur bis ins Untereozän (Alttertiär) fort. Während dieser Zeit bildet sich eine jüngere Rumpffläche R1 (STICKEL 1927, DEMOULIN 1995, LÖHNERTZ 2003) in einem tieferen Niveau, welche die ältere Rumpffläche von den Rändern her aufzehrt. Diese Fläche liegt im Niveau um die 500-520m ü. NN und nimmt den größten Teil des Eifelgebiets ein (MEYER 1994). Während des Eozäns wandelt sich das Klima: für die Zeit vom Obereozän bis ins Mitteloligozän gibt GLATTHAAR (1983) arid-semiarides, zeitweise kühles Klima an. Mit diesem Klimawandel enden im unteren Eozän die Bildungsbedingungen für Rumpfflächen (FELIX-HENNINGSEN 1990).

Im unteren Eozän steigt der Meeresspiegel auf 120m über den heutigen Stand, durch die im Obermaastricht erfolgte Hebung liegt der nordwestliche Teil des Rheinischen Schiefergebirges jedoch 200-300m über dem Meeresspiegel (MEYER *et al.* 1983).

Im Mitteleozän (evtl. noch älter) bildet sich entlang der späteren Rhein- und Moseltäler die obere Trogfläche (LÖHNERTZ 2003). Der Begriff der Trogfläche wurde 1899 von PHILIPPSON eingeführt. Er beschrieb damit ein morphologisches Stockwerk unterhalb der Rumpfflächen, welches trogartig ausgebildet ist und längs den Haupttälern folgt. Diese Flächen erreichen z. T. das Ausmaß weiter Hochflächen und ziehen wie die Rumpfflächen über geologische Grenzen und Verwerfungen hinweg und stehen somit den Rumpfflächen als Abtragungsflächen genetisch nahe (BIBUS 1990). Die Anlage der oberen Trogfläche, die im Bereich um 420m ü. NN liegt, bestätigt ebenfalls die Bildung der bestehenden Rumpfflächen vor dem Mitteleozän, da sich diese Trogflächen in die bestehenden Rumpfflächen eintiefen.

Im Obereozän ändern sich die klimatischen Verhältnisse und verursachen eine Phase linearer Erosion, die zur Einschneidung des Vallendarer Fluss-Systems in die Rumpfflächen der südwestlichen Eifel führt (MEYER *et al.* 1983), mit einer Eintiefung bis zu 80m. An der Grenze Obereozän/ Unteroligozän wird dieses Fluss-System verschüttet, wahrscheinlich im Zuge einer erneuten Transgression. In dieser Zeit wird auch die untere Trogfläche angelegt (RIPPERT 1997, LÖHNERTZ 2003), die heute in einer Höhe von

ca. 380-400m ü. NN liegt. Im mittleren Oligozän (Rupel) steigt der Meeresspiegel auf 250m über dem heutigen Stand. Funde mariner Fossilien auf den Hochflächen der Eifel in bis zu 600m Höhe führen zur Annahme, dass die Rupeltransgression über die gesamte Eifel hinweg griff. Nichts deutet auf tektonische Hebung in dieser Zeit hin, jedoch beginnt ab dieser Zeit die Senkung der Niederrheinischen Bucht (MEYER *et al.* 1983, SEMMEL 1984). An der Grenze zum Untermiozän setzt eine schnelle Regression auf -120m unter den heutigen Meeresspiegel ein, doch schon im Mittelmiozän steigt der Meeresspiegel erneut auf 120m über den heutigen Stand, sinkt danach jedoch diskontinuierlich auf die rezente Höhe.

Die postoligozänen tektonischen Bewegungen heben im Jungtertiär und im Quartär das Gebiet des Hohen Venns um ca. 460m, die restliche Eifel um ca. 300m. Diese Hebungen geschehen z. T. entlang großer Verwerfungen. Solche Schwächezonen sind bekannt bei Kyllburg und entlang der Linie Prüm-Jünkerath mit einem Versatz von 80-100m zwischen den Blöcken (MEYER *et al.* 1983, MÜLLER 1983). Ähnliche Hebungsraten sind auch von DEMOULIN (2004) für die angrenzenden Ost-Ardennen erhoben worden. Hier wird eine Hebung 400-500m seit dem Oligozän, mit einer deutlichen Verstärkung seit dem Pliozän, angenommen. Größte durchschnittliche Hebungsraten von 0,1 mm/a werden für die Zeit des Unter- und Mittel-Pleistozäns angenommen. Lokal werden in den NO Ardennen zwischen 800 und 400ka sogar Hebungsraten von bis zu 0,5mm/a erreicht. Im Zuge dieser Hebung und der damit wachsenden Reliefenergie verstärkt sich die Erosion der mächtigen mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke. Diese wird in der Nordeifel z. T. komplett abgetragen, größere zusammenhängende Flächen bleiben nur im Raum Aachen und im Raum Blankenheim bestehen (MÜCKENHAUSEN 1953, MEYER 1986).

Die Nordeifel wird auch im jüngeren Quartär nicht gleichmäßig von den vertikalen Bewegungen erfasst. So wird das Gebiet im Bereich der obere Rur und der oberen Kall stärker gehoben als das Gebiet im Bereich von Vicht, Inde und Wehebach (MÜLLER 1983). Rezent ist die anhaltende Hebung am stärksten im Bereich bei Gemünd am Kilometer mit 1,6-1,8mm pro Jahr, wie Abbildung 3-2 zeigt (MÜLLER 1983).

Eine größere Rolle für die Landschaftsgenese als in der älteren Literatur vor 1987 angenommen scheinen die Meeresspiegelstände im Spättertiär und Altpleistozän zu spielen. Die pliozänen Kieseloolith- Terrassen sowie die altpleistozänen Flussterrassen sind gekennzeichnet durch eine bemerkenswerte Horizontalkonstanz (BIRKENHAUER 1987), deren Ursache bis heute nicht befriedigend gelöst ist (LÖHNERTZ 2003). Ein möglicher Erklärungsgrund ist das Vorhandensein einer konstanten Erosionsbasis der Flüsse in Meeresspiegelnähe, da die Möglichkeit zur Ausbildung horizontaler Terrassen nur auf Meeresspiegelniveau in küstennahen Gebieten und entlang der Unterläufe von Flüssen mit geringer bis nicht vorhandener Neigung gegeben ist. Bei einer wiederholten Senkung des Meeresspiegels können sich dann mehrere Terrassen ausbilden, die zueinander parallel liegen wie entlang von Rhein, Lahn oder Mosel (LÖHNERTZ 2003).

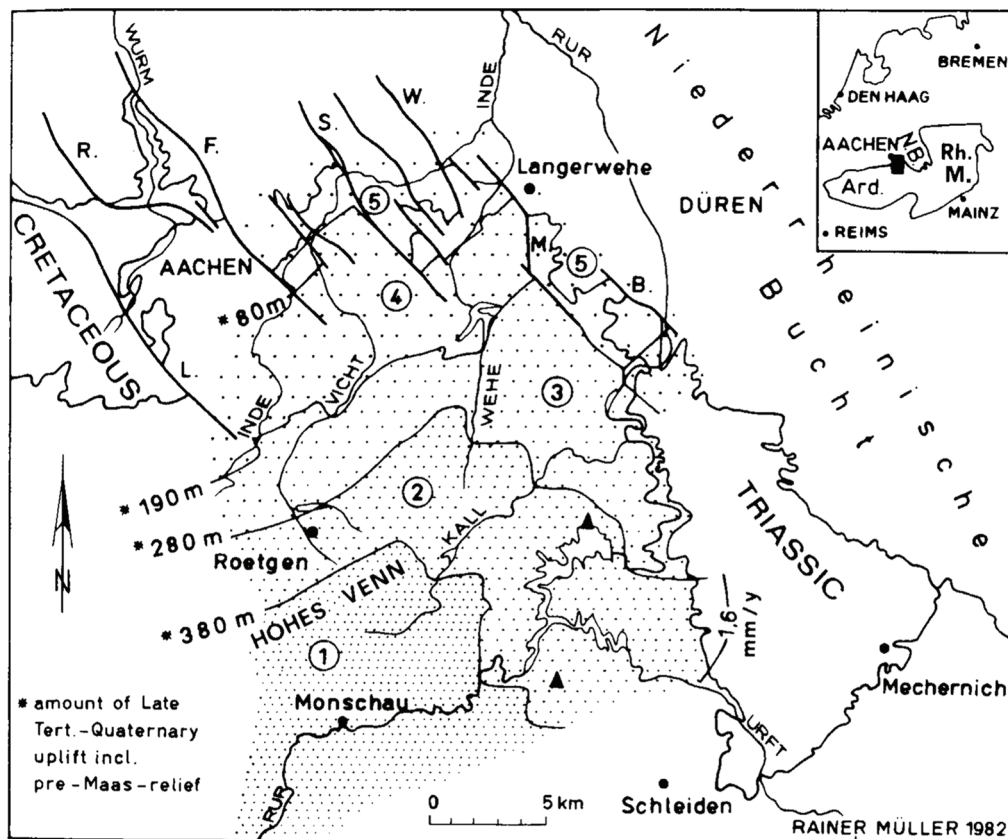


Abbildung 3-2: Die spätertär-quartäre Hebung des Paläozoikums in der Nordeifel. Die relative Hebung ist in Zonen mit jeweiligen Beträgen begrenzt unter Berücksichtigung der Morphologie des „Prä-Maas Gebirgszuges“. ▲ Karbonatquelle, $-1,6 \text{ mm/y}$ – maximale aktuelle Hebungsrate. 1 Venn-Monschauer Zone; 2 Raffelsbrand-Rurberg Zone; 3 Rott-Zweifall-Abenden Zone; 4 Kornelimünster-Schevenhütte Zone; 5 Eschweiler-Strass Zone. L Laurensberger Verwerfung; R Richtericher Verwerfung; F Feldbiss; S Sandgewand; W Weisweiler Verwerfung; M Meroder Verwerfung; B Birgeler Verwerfung (MÜLLER 1983).

Das bisherige Bild eines bereits gehobenen Rheinischen Blocks während des späten Tertiärs in den sich die Flüsse mit großer Aktivität einschneiden, sollte nach LÖHNERTZ (2003) überdacht werden. Es ist wohl eher von einem relativ flachen Relief auszugehen, welches sehr langsam gehoben wurde, so dass sich die Flüsse mit der gleichen Geschwindigkeit einschneiden und daher wie fixiert in ihrer Höhe scheinen. Ein gutes Modell dafür sind die rezenten Bedingungen entlang von Lena oder Ob in Sibirien (LÖHNERTZ 2003).

Die verstärkte Hebung und das weitere Absinken der Niederrheinischen Bucht führen nach 800ka zu einer entscheidenden Verstärkung der fluvialen Erosion durch anhaltende Erniedrigung der Erosionsbasis. Dadurch bedingt zeigen die Längsprofile der rezenten Flüsse einen stark geneigten Flussverlauf. Auch die Querprofile der Flusstäler zeugen mit ihren steilen Hängen von der schnellen Hebung der Eifel, beispielsweise die Täler der Rur und der Kall. Viele Täler zeigen zudem ein v-förmiges Querprofil. Die durch die Hebung bedingte rückschreitende Erosion der Flussläufe zehrt auch rezent die Alt-

flächen auf. Von den ehemaligen Rumpfflächen sind nur noch Reste erhalten, sie bilden die talfernen Regionen der Wasserscheiden auf denen die Reste der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke zu vermuten sind. Diese Flächenreste sind nicht völlig eben sondern zeigen einen Höhenspielraum von 30-50m und mehr (BREMER 1978). Dies kann zum einen zurückgeführt werden auf die Erosion der tiefgründigen Verwitterungsdecke und die damit verbundene Entblößung der unteren, stärker reliefierten Einbnungsfläche (BÜDEL 1957). Zum anderen kann dies auf ein früheres Aussetzen der Flächenbildungsprozesse während der Bildung eines tieferen Niveaus hinweisen (BREMER 1978).

Wesentlicher Motor für die Reliefgenese im Quartär ist neben der anhaltenden tektonischen Hebung der Wechsel zwischen Kalt- und Warmzeiten und die damit verbundenen geomorphologischen Prozesse.

Das Talquerprofil vieler rezenter Täler in der Eifel ist das Ergebnis der Reliefentwicklung seit dem Pliozän. Schematisch ist dies in Abbildung 3-3 dargestellt. Die flachen Hochflächen gehen an den Hangschultern zunächst nur in eine geringe Neigung zum Tal hin über, hier hat sich der Fluss im Pleistozän und Alttertiär wie oben beschrieben zunächst nur mit geringer Tiefenerosion eingeschnitten. Mit verstärkter Hebung im jüngeren Quartär wird die Tiefenerosion stärker und damit versteilen sich die Hänge und ein tieferes Tal wird angelegt. Im Holozän erfolgt dann das jüngste Einschnitten des Flusses in die pleistozän aufgeschotterte Talsohle.

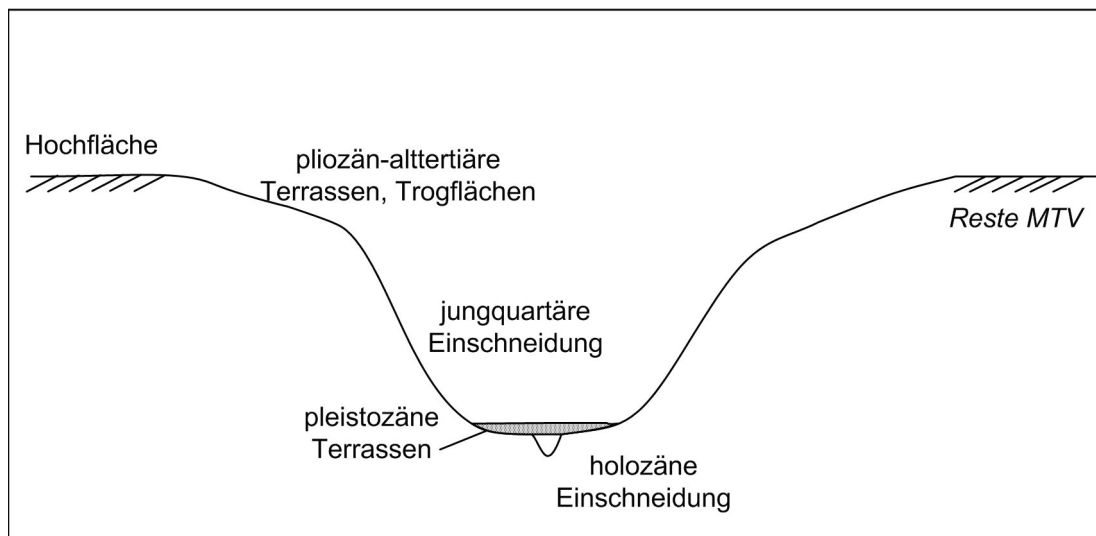


Abbildung 3-3: Schematische Darstellung der Talentwicklung seit dem Pliozän; MTV: mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (eigener Entwurf).

Durch verstärkte physikalische Verwitterung werden in den Kaltzeiten mächtige Schuttmengen zu Verfügung gestellt, die sich als Schuttdecken soliflukktiv hangabwärts bewegen und das Ausgangsmaterial der heutigen Deckschichten bilden (Kapitel 3.3). Damit zeigt sich die Hangentwicklung als Resultat zwischen der linearen Tiefenerosion, bedingt durch die Hebung, und der Hangdenudation, die verstärkt während der Kaltzeiten des Pleistozäns gewirkt hat.

3.2 Forschungsstand mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke

Wie im vorangegangenen Kapitel bereits erwähnt bildete sich unter den festländischen Bedingungen des Mesozoikums und des Tertiärs eine mächtige Verwitterungsdecke auf der Landoberfläche der heutigen Eifel. Auf die Entwicklung und die heutige Verbreitung dieser mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke (FELIX-HENNINGSSEN 1990, im Folgenden mit MTV abgekürzt) wird kurz eingegangen.

Drei Voraussetzungen mussten für die Bildung einer Verwitterungsdecke gegeben sein: Festland, eine große Zeitspanne und klimatische Verhältnisse die die Prozesse der Tiefenverwitterung in Gang setzen. Festländische Bedingungen sind für den Eifelraum seit dem mittleren Jura gegeben, nur unterbrochen in der Oberkreide und durch die Rupeltransgression im Oligozän (MEYER 1994), und warm-aride bis subtropisch-tropische Klimabedingungen kennzeichnen weite Perioden des Mesozoikums und des Alttertiärs (BRINKMANN 1991, SCHMIDT 1990). Durch diese Rahmenbedingungen konnten Prozesse der chemischen Verwitterung tief in das Gestein eindringen. Besonders der Prozess der Kaolinisierung führte zur Bildung des mächtigen Saprolithorizonts, der sich durch den Erhalt der ursprünglichen Gesteinsstruktur und den Verlust der Gesteins Härte auszeichnet, so dass das verwitterte Material mit den Händen zerdrückt werden kann (FELIX-HENNINGSSEN 1990).

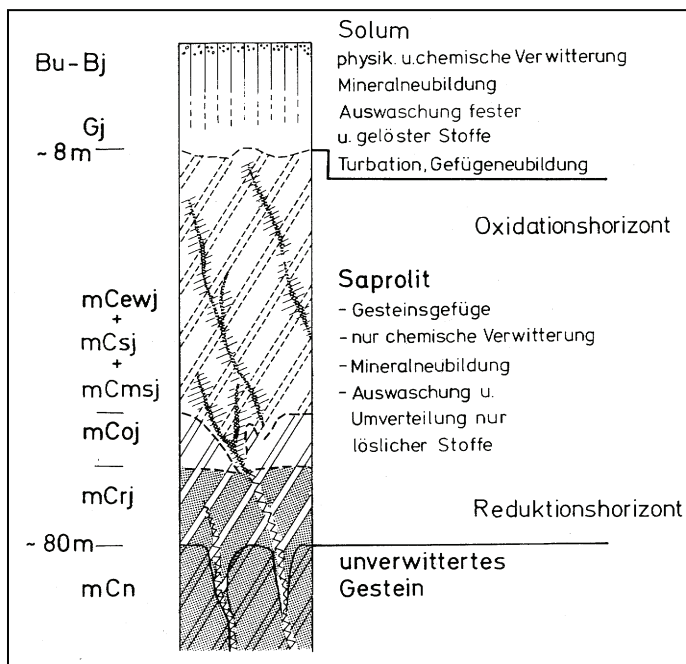


Abbildung 3-4: Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke der Rumpffläche: Genetische Einheiten und morphologische Gliederung (FELIX-HENNINGSSEN 1990).

Im Profil lässt sich der Saprolit untergliedern in den Oxidations- und den Reduktionshorizont (Abbildung 3-4).

In der obersten Zone des Oxidationshorizonts wird von „Weißverwitterung“ gesprochen, da der Saprolit hier besonders gebleicht ist. Die oberste Schicht des Saprolits wurde während des Pleistozäns in den Kaltzeiten durch Kryoturbation und Frostsprengung umgelagert und ging in ein strukturloses, lehmiges Substrat über, welches fluvial oder solifluidal verfrachtet wurde. Reste dieses Substrats werden auch als Graulehm bezeichnet und bilden die Basisfolge in der Eifel (FELIX-HENNINGSSEN 1990). Aus

dem Saprolit bildet sich an der Oberfläche durch Pedogenese ein Solum. Dieses weist Bodenhorizonte auf und ist etwa identisch mit dem Hauptwurzelraum.

In der Eifel ist der Saprolit nicht flächendeckend erhalten geblieben, was auf die starke Hebung im Quartär und die damit erhöhte Erosionsleistung zurückzuführen ist. In Teilbereichen sind jedoch Reste erhalten geblieben. WUNSDORF (1943) berichtet von einer zusammenhängenden Schicht von Verwitterungsbildungen, die die kambrischen und ordovizischen Schichten des Hohen Venns bis auf wenige Talränder überdecken und die er ins Tertiär und Quartär stellt. Sie ist 1-2,5m mächtig und setzt sich aus einem unteren tonigen und meist gebleichten, grauen Lehm (tertiärzeitlich) und einem oberen gelben, sandigen Lehm (pleistozänzeitlich) zusammen. Die Tone und Tonsande am Nordrand der Eifel, die von BREDDIN (1937) als „Basiston“ der Oberkreide angesprochen wurden, werden von SCHMIDT & WOLTERS (1952) als Produkte einer intensiven Verwitterung erkannt und zeitlich ins Senon bis ins Alttertiär eingeordnet. Sie sind bis in den Raum Aachen verbreitet, jedoch nicht flächenhaft, wie von BREDDIN (1937) postuliert, sondern in einzelnen Linsen.

MÜCKENHAUSEN (1951, 1953, 1958) erfasst für eine Reihe von Kartenblättern im Maßstab 1:25.000 die Verbreitung der Verwitterungsdecken (Abbildung 3-5). Auch er stellt sie zeitlich ins Mesozoikum und Tertiär und nimmt eine Mächtigkeit von bis zu 15m und mehr an. Er weist außerdem auf die enge Bindung zwischen der Mächtigkeit der Verwitterungsdecken und der unterschiedlichen Hebung der tektonischen Schollen hin und bemerkt, dass dadurch die Verbreitung der Verwitterungsdecken z. T. durch Störungslinien begrenzt wird.

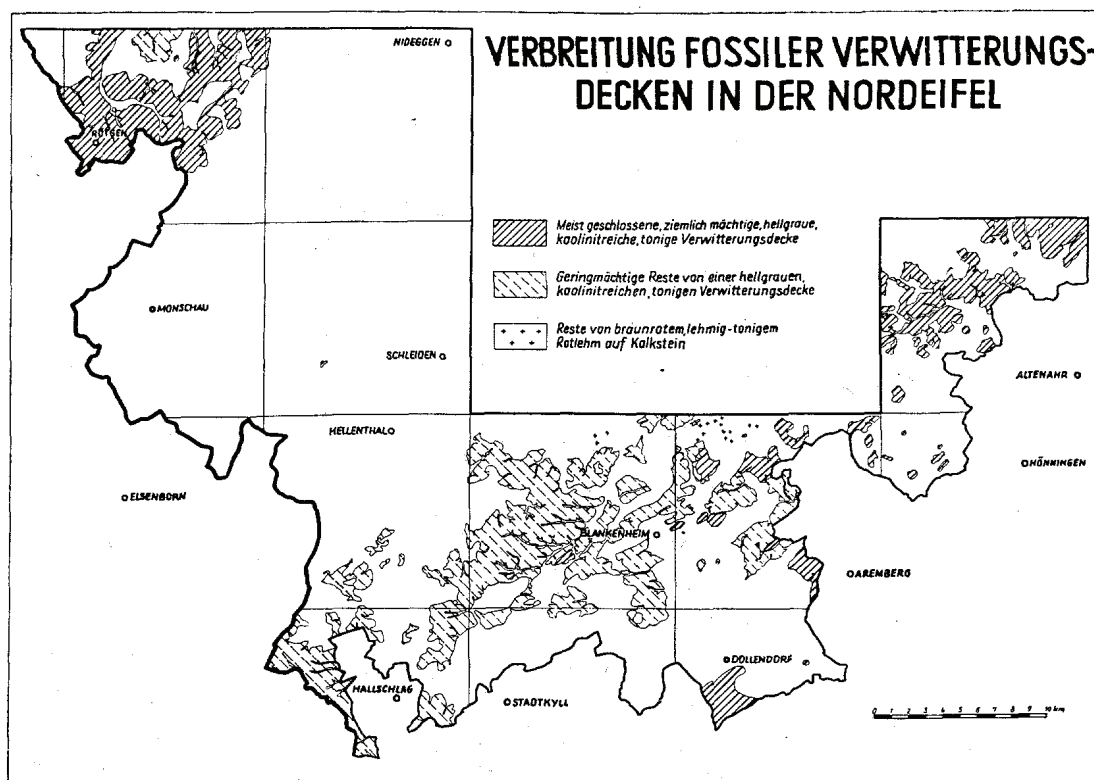


Abbildung 3-5: Verbreitung fossiler Verwitterungsdecken in der Nordeifel mit Blattschnitt 1:25.000 (MÜCKENHAUSEN 1953).

Recht mächtige Reste der Verwitterungsdecken sind rund um Roetgen erhalten, weniger mächtige im Süden bei Blankenheim, keine oder nur gering verbreitete Reste sind auf den Hochflächen im Bereich der Kartenblätter 1:25.000 Hellenthal, Monschau, Nideggen und Schleiden zu finden (MÜCKENHAUSEN 1953). Im Zusammenhang mit der geringen Verbreitung der tertiären Verwitterungsdecke im Bereich von Schleiden und Hellenthal sehen MÜLLER (1954) und RIBBERT (1993, 1994) auch die geringe Verbreitung periglaziäre Deckschichten auf den Höhen. Reste dieser Deckschichten sind nur an schmalen Streifen im Übergangsgebiet vom Unterhang zum Talboden und im Bereich der Talanfangsmulden erhalten. Die tonig-schluffige Komponente des Hanglehms besteht dabei teils aus umlagerten tertiärzeitlichen Graulehmresten, teils aus äolisch transportiertem Lössmaterial.

RIBBERT (1983, 1985) merkt an, dass im Bereich der Kartenblätter Blankenheim und Mechernich (letzteres von MÜCKENHAUSEN 1953 nicht bearbeitet) Reste der Verwitterungsdecke nur noch als Dolinenfüllungen zu finden sind. Umgelagerte Reste (Graulehme) sind allerdings auf den flachen Hanglagen in den Unterdevonischen Schichten geringmächtig aber weit verbreitet und konnten sich wegen der erosionsfernen Lage erhalten. Zu diesem Ergebnis kommen auch JUNGE UND TILLMANN (1982) und beschreiben im Bereich der Blankenheimer und der Sötenicher Mulde gekappte Reste mächtiger Verwitterungsdecken auf Flächen und Streckhängen. ZENSES (1980) berichtet aus dem Gebiet der Ahr von Mächtigkeiten der Verwitterungsdecke von 1-8m, jedoch selten über 4m. Dabei sind die Profile mit tief verwittertem Gestein in einer niedrigen Höhenlage anzutreffen (165 bzw. 130m ü. NN). Keinen Hinweis auf eventuell vorhandene Reste der MTV geben die Erläuterungen zu den Kartenblättern Zülpich (SCHRÖDER 1938) sowie Aachen, Stolberg und Kreuzau (HOLZAPFEL 1911). Vor allem bei letzteren drei Kartenblättern bleiben die Ergebnisse der bald abgeschlossenen Neuaufnahme durch den Geologischen Dienst NRW abzuwarten.

3.3 Forschungsstand periglaziäre Deckschichten

In den zentraleuropäischen Mittelgebirgen treten verbreitet quartäre Decksedimente auf, die besonders unter den kaltzeitlichen Bedingungen des Pleistozäns entstanden sind. Sie lassen sich in drei Prozessgruppen untergliedern: glazigene Sedimente (Moränen in den Hochlagen, nicht in allen Mittelgebirgen vertreten), periglaziäre Deckschichten (mehrgliedrige Schichtkomplexe mit dominanter kryoturbat-solifluidaler Genese) und äolische Sedimente (Löss, Lösslehm, Flugsand) (VÖLKE *et al.* 2002). Ihnen allen gemein ist die Zugehörigkeit zur Gruppe der Lockersedimente. Im Rahmen dieser Arbeit werden nur die periglaziären Deckschichten betrachtet.

Einen ausführlichen Überblick der Forschungsarbeiten über periglaziale Deckschichten in Deutschland seit den 60er Jahren gibt SAUER (2002). Hier wird auch umfassend auf die unterschiedlichen Nomenklaturen und Gliederungen der Deckschichten verschiedener Autoren eingegangen. Diese Arbeit folgt der Gliederung der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG BODEN 1994).

Periglaziäre Deckschichten (periglaziäre Lagen, Fließerde, Hangschutt) überziehen beinahe flächendeckend die deutschen Mittelgebirge mit einer Mächtigkeit von 0,5-2m, in den Tälern werden diese Werte auch überschritten (ALTERMANN *et al.* 1988). Sie sind nicht bis kaum diagenetisch verfestigt und bestehen aus hangabwärts verlagerten Sedimenten, die reich an Grobskelett sind. Sie überlagern das Festgestein diskordant und können ganze Schichtkomplexe bilden (SEMMELE 1985, KLEBER 1991).

Ausschlaggebend für die Bildung der periglaziären Deckschichten sind die Klimaverhältnisse des Pleistozäns und die damit einhergehenden periglazialen Bedingungen in den Mittelgebirgen. Die erhöhte Wirkung der Frostverwitterung führte während der Kaltzeiten zur Bildung großer Schuttmassen, die durch kryogen-solifluidale Prozesse hangabwärts verlagert wurden. Belegt wird die Bildung während pleistozäner Bedingungen durch die Vergesellschaftung der Deckschichten mit Eiskeilen, dem Transport groben Schutts sowie der solifluidalen Einreglung des Skeletts. Während der Warmzeiten setzte verstärkt chemische Verwitterung ein.

Der Aufbau der Schichtkomplexe besteht im schematischen Idealprofil aus vier Schichten (Lagen) die sich in Genese, Alter und Zusammensetzung unterscheiden: Basis-, Mittel-, Haupt- und Oberlage. Die Mächtigkeit der einzelnen Schichten wird durch die Reliefposition und das anstehende Gestein geprägt, letzteres hat auch einen deutlichen Einfluss auf die Eigenschaften der einzelnen Deckschichten, sekundär auch auf ihre Verbreitung (SCHOLTEN & BEHRENS 2002). Zudem unterscheiden sich die einzelnen Lagen im Vertikalprofil durch Lagerung, Dichte, Skelettgehalt und dessen Einreglung, Korngrößenverteilung und Mineralzusammensetzung des Feinbodens (VÖLKELE *et al.* 2002). Wichtiges Unterscheidungsmerkmal ist der Lössgehalt.

Die Basislage (LB) stellt die älteste Lage dar, sie ist während feucht-periglazialen Klimas vor dem Hochglazial in der jüngsten Kaltzeit entstanden. Auffälligste Merkmale sind das Fehlen von Löss sowie eine oftmals hohe Lagerungsdichte. Der Skelettanteil, sofern vorhanden, ist solifluidal eingeregelt (VÖLKELE *et al.* 2002, KLEBER 1999). In der Regel erreicht die Basislage Mächtigkeiten von 2-10dm, in Hangdellen werden diese Werte z. T. weit übertroffen (AG BODEN 1994). In den mittleren und hohen Lagen der Mittelgebirge ist die Basislage z. T. mehrgliedrig entwickelt, auch hier werden weit größere Mächtigkeiten erreicht (bis zu einigen Metern), dabei geht das Anstehende in Hakenschlagen in die Basislage über (SEMMELE 1985). In konkaven Hangbereichen, kleineren Tälern und am Hangfuß ist die Basislage in größerer Mächtigkeit akkumuliert. Dadurch wirkt die Basislage glättend auf das Relief, die Hänge sind vielfach gestreckt und mit gleichmäßigem Gefälle ausgebildet, im Bereich der Unterhänge treten Hangverflachungen auf (Abbildung 3-6) (VÖLKELE *et al.* 2002).

Über der Basislage folgt die jüngere Mittellage (LM), die ebenfalls auch mehrgliedrig ausgebildet sein kann. Im Unterschied zur Basislage ist der Lössanteil deutlich höher, der Skelettgehalt dagegen meist geringer und die Grobkomponenten sind unterschiedlich gut eingeregelt (KLEBER 1991). Im Allgemeinen ist sie nur in erosionsgeschützten Positionen erhalten und ihre Mächtigkeit überschreitet selten 5dm (AG BODEN 1994). Häufig ist sie dichter gepackt als die aufliegende Hauptlage.

Die Hauptlage (LH) zeichnet sich durch eine relativ gleich bleibende Mächtigkeit von 4 bis 7dm aus, die weniger von der Reliefposition abhängig ist, als vielmehr von der Korngröße die das anstehende Gestein liefert. Sie ist wie die Mittellage lösshaltig, jedoch locker gelagert und besteht normalerweise aus einer einzigen homogenen Schicht (KLEBER 1991, 1999, SEMMEL 1985). Die Grobkomponenten sind meist hangparallel eingeregelt, gelegentlich zeigt sich eine Anreicherung des Skeletts im basalen Teil und der Skelettanteil ist allgemein höher als in der Mittellage (KLEBER 1991, AG BODEN 1994). Bei fehlender Mittellage zeigt sich ein deutlicher Substratunterschied zur Basislage (AG BODEN 1994).

Die relativ gleich bleibende Mächtigkeit der Hauptlage wird erklärt durch den konstanten Tiefgang solifluidaler Prozesse, deren Bewegung sich auf die obersten 50cm im Auftaubereich des Permafrostes beschränken (sog. active layer). Für die Bildungsprozesse werden neben der Solifluktion auch Kryoturbation angenommen (FRENCH 1996, KLEBER 1991, VÖLKEL & LEOPOLD 2001). Die konstante Mächtigkeit ist jedoch in anthropogen intensiv genutzten Gebieten durch Erosion gestört. Vor allem in den Gebieten mit Ackerbau wurde der obere Teil der Deckschichten abgetragen, in Extremfällen sind Haupt- und Mittellage abgetragen und die rezenten Böden in der Basislage entwickelt (FRÜHAUF 1991).

Zusätzlich kommt in einigen Mittelgebirgen eine Oberlage (LO) vor, die sich im Umfeld klippenbildender Gesteine im Hangenden der Hauptlage bildet. Die Mächtigkeit dieser an Feinerde armen Lage schwankt erheblich, überschreitet aber selten 10dm (AG BODEN 1994).

Ein vereinfachtes Schema der Gliederung der Schichten und ihrer Abhängigkeit von der jeweiligen Reliefposition zeigt Abbildung 3-6. In Kuppenlagen und an steilen Hängen sind die Deckschichten geringmächtiger ausgebildet, besonders die Mittellage fehlt in solchen Reliefpositionen ganz. In Hangverflachungen und Dellen sowie am Hangfuß nimmt dagegen vor allem die Mächtigkeit der Basislage zu. Erstaunlich konstant ist die Mächtigkeit der Hauptlage (s. u.) (KLEBER 1991, 1999, AG BODEN 1994).

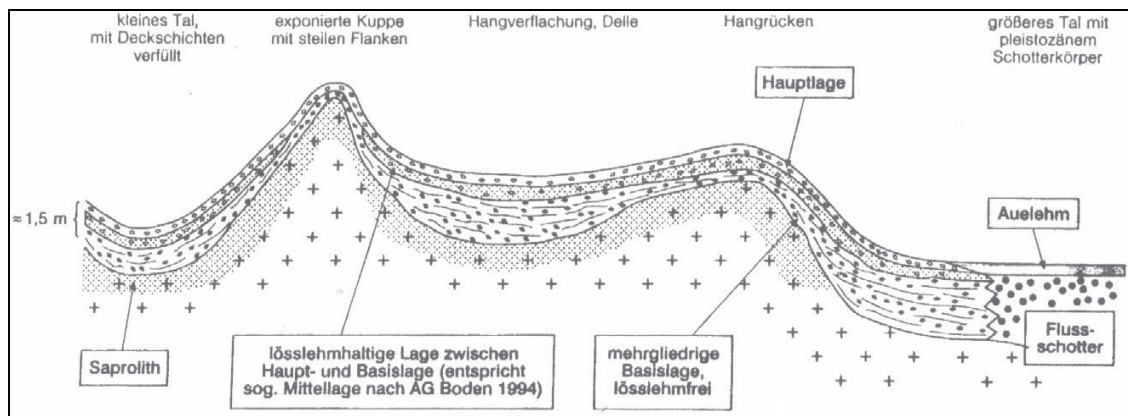


Abbildung 3-6: Idealisierte Gliederung periglaziärer Deckschichten in Mittelgebirgen (VÖLKEL *et al.* 2002).

Die periglazialen Deckschichten bilden das Ausgangssubstrat der rezenten Böden und haben daher eine grundlegende Bedeutung für die Bodengenese und die Bodenökologie. Die Zusammensetzung und Mächtigkeit der Deckschichten ist wiederum abhängig vom anstehenden Gestein. Jedoch unterliegt nicht in allen Bereichen der Mittelgebirge das schlagfeste Anstehende. Auf den erosionsgeschützten Hochflächen konnten sich Reste der weit älteren mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke erhalten (FELIX-HENNINGSSEN 1990) (Kapitel 3.2). Dieser als Saprolith bezeichnete Verwitterungshorizont bildet dort wo er ansteht das Ausgangsmaterial für die Deckschichten. Darüber hinaus ist er eine wichtige Komponente im Landschaftswasserhaushalt, da er als Wasserstauer fungiert.

Die periglaziären Deckschichten stellen in hydrologischer Hinsicht einen wesentlichen Bestandteil des Landschaftswasserhaushaltes dar. Die Zusammensetzung und die Mächtigkeit bestimmen maßgeblich die Wasserspeicherkapazität, die Sickerwasserbildung, die Staunässebildung und das Abflussgeschehen sowie die Gründigkeit eines Standorts (SCHOLTEN *et al.* 1999). So vernässen die Böden auf Deckschichten aufgrund der guten Infiltrationseigenschaften kaum. Die Basislage ist weitestgehend der Hauptwasserleiter für den Hangabfluss in den mittleren und hohen Mittelgebirgslagen (VÖLKEL *et al.* 2002). Unterliegt jedoch der stauend wirkende Saprolith wird das Sickerwasser zum oberflächen-parallelen Ablauf (Interflow) gezwungen, was zu einem geringeren Filterungsvermögen der Böden durch den schnellen Abtransport des Wasser und damit zu einem erhöhten Hochwasserrisiko führt (FELIX-HENNINGSSEN 1990, VÖLKEL *et al.* 2002). Für den Schutz des Grundwassers ist besonders die Verweildauer des Sickerwassers in der Grundwasserüberdeckung (Boden und Gesteinskörper über dem obersten Grundwasserstockwerk) wichtig. Von ihr hängt maßgeblich die Filterwirkung des Bodens in Bezug auf Schadstoffe ab. Wichtige Parameter sind hier u.a. die Mächtigkeit der Grundwasserüberdeckung sowie die Lagerungsdichte, Kornzusammensetzung und Porosität (HÖLTING 1995).

Auf die Diskussion um zeitliche Einordnung der Genese der einzelnen Lagen wird hier nicht eingegangen, da eine Alterseinteilung für diese Arbeit irrelevant ist. Es sei auf die Arbeiten von SEMMEL (1985), KLEBER (1991), FRÜHAUF (1996) und die jüngere Diskussion bei VÖLKEL & MAAR (2001), VÖLKEL & LEOPOLD (2001) sowie VÖLKEL *et al.* (2002) verwiesen.

4 Methoden und Datengrundlage

Das folgende Kapitel gibt einen Überblick über die verwendeten Daten und die angewandten Methoden. Der erste Teil des Kapitels beschäftigt sich mit digitalen Höhenmodellen (im Folgenden mit DHM abgekürzt) (Kapitel 4.1 bis 4.6), der zweite Teil mit geologischen Daten (Kapitel 4.7), zum Schluss folgt eine kurze Beschreibung der verwendeten Software (Kapitel 4.8).

Zentrale Methode dieser Arbeit ist die digitale Reliefanalyse, dementsprechend bilden DHM die wichtigste Datengrundlage. Von der Qualität und der Auflösung eines DHM hängt die Güte der Ergebnisse direkt ab, daher bildet die Qualitätsanalyse und Fehlerreduktion von DHM den Beginn des Kapitels. Darauf folgend wird die Anwendung auf die DHM des Untersuchungsgebiets dargestellt. Mit dieser überarbeiteten Datengrundlage kann nun die Reliefanalyse durchgeführt werden. Um den Hintergrund und die Herkunft der Reliefanalyse aufzuzeigen, folgt eine Einführung in die Geomorphometrie (Kapitel 4.3). Eine der wichtigsten Methoden der Reliefanalyse besteht in der Ableitung von Reliefparametern, auf die in Kapitel 4.4 eingegangen wird. Unter anderem ist es mit Hilfe dieser Parameter möglich das Relief zu gliedern und so zu einer Reliefklassifikation zu kommen, auf verschiedene Ansätze wird in Kapitel 4.5 eingegangen. Neben diesen Methoden wurden auch Häufigkeitsverteilungen betrachtet, die Grundlagen werden in Kapitel 4.6 beschrieben.

Für viele Fragestellung der Morphologie und der Morphogenese ist eine zusätzliche Betrachtung der Geologie unerlässlich. Daher wurden zu der Reliefanalyse auch die geologischen Gegebenheiten untersucht, bzw. Relief und Geologie verknüpft. Die Datengrundlage bildeten geologische Karten in analoger und digitaler Form sowie Daten aus dem Bohrprofilarchiv des GD NRW (Kapitel 4.7).

4.1 Qualitätsanalyse und Möglichkeiten der Fehlerreduktion digitaler Höhenmodelle durch Filtertechniken

Digitale Höhenmodelle sind wie alle Modelle nur ein Abbild der Wirklichkeit und damit per se mit einem bestimmten Fehlerquotient ausgestattet. Jede Berechnung die auf Grundlage eines DHM durchgeführt wird, ist damit ebenfalls zu einem gewissen Grad fehlerhaft. Daher ist es wichtig, die Qualität des DHM genau zu überprüfen und die Fehler nach Möglichkeit zu reduzieren. Bereits 1995 forderten WEIBEL & BRÄNDLI (1995) in der Geomorphometrie mehr Aufmerksamkeit auf die Qualität von DHM zu legen und wiesen darauf hin, dass GIS-Anwender zu lange die Fehler-Komponente in ihren Analysen vernachlässigt hätten. Bis heute hat sich an dieser Tatsache nicht viel verändert. Obwohl in den letzten Jahren eine Reihe von Artikeln erschienen sind die sich speziell mit dem Thema der Fehleranalyse und –reduktion in DHM beschäftigen (u. a. HANNAH 1981; WOOD 1996; LUCA *et al.* 1997; VEREGIN 1997; FLORINSKY 1998; HOLMES *et al.* 2000; THOMPSON *et al.* 2001; JACOBSEN, LOHMANN 2003; HENGL *et al.* 2004; ZHOU, LIU 2004; LI *et al.* 2005), wird in den meisten Veröffentlichungen über die Anwendung von DHM keine Fehlerdiskussion der Datengrundlage geführt. Dabei kön-

nen viele Fehler in DHM durch die Anwendung von Filtern gemildert oder beseitigt werden um genauere Ergebnisse zu erzielen.

DHM werden auf unterschiedliche Art und Weise erstellt, wobei jede Methode der Datenerhebung typische Fehler aufweist. Bei der Digitalisierung von Höhenlinien aus topographischen Karten weisen die Höhendaten im späteren DHM oft eine terrassenartige Geländeoberfläche auf. Dieser Fehler entsteht bei der Generierung des Rasters durch das Interpolationsverfahren. Hierbei werden die bei der Digitalisierung auf der Isohypse gesetzten Punkte stärker gewichtet als die umliegenden zu interpolierenden Punkte im Raster. Das Ergebnis ist ein DHM durch welches die ehemaligen Isohypsens „durchgepaust“ scheinen. Bei DHM die aus Orthophotos generiert werden, kommt es dagegen herstellungsbedingt zu regelmäßigen Nord-Süd-verlaufenden „Streifen“ in den Höhendaten (so genannte „Schleppfehler“). Andere Verfahren wie das Laserscanning erheben die tatsächlichen Höhendaten einer Landschaft, dabei werden auch die Höhendaten der Vegetation und der Bebauung gemessen. Die tatsächliche Geländeoberfläche wird bei diesem Verfahren nur abgebildet wenn sie vegetations- und bebauungsfrei ist. Da für geomorphologische Fragestellungen jedoch meist ein DHM mit der Geländeoberfläche benötigt wird, müssen die Höhenwerte der Bebauung und der Vegetation herausgefiltert werden.

Hinzu kommen Fehler durch den Bearbeiter, Fehler im Datensatz (z.B. einzelne Rasterzellen ohne Höhenwert) oder Fehler beim Zusammensetzen mehrerer Datensätze (sprunghafte Änderungen der Höhenwerte an der Grenze zweier DHM).

Letztendlich birgt auch die Rasterstruktur, in der die meisten DHM heutzutage vorliegen (z.B. alle DHM der deutschen Landesvermessungsämter, gängige weltweite DHM wie GTOPO30) eine Fehlerkomponente in sich. Auch die räumliche Auflösung (Rastergröße) ist ein wichtiger Punkt. Generell nimmt mit steigender Rastergröße die Genauigkeit der Daten ab und die Geländeoberfläche wird scheinbar glatter, da viele Extremwerte nicht mehr erfasst werden (WILSON & GALLANT 2000, THOMSON, BELL & BUTLER 2001, MACMILLAN *et al.* 2003, ZHOU & LIU 2004).

Mit Hilfe verschiedener Reliefparameter und Filter lassen sich Fehler in DHM analysieren und visualisieren. Vor allem die Parameter „horizontale Wölbung“ und „vertikale Wölbung“ (S. 36) zeigt hervorragende Ergebnisse bei der Fehlersuche, da sie sehr sensibel auf Änderungen in den Höhendaten reagiert. Ebenfalls sehr nützlich sind die so genannten High-Pass-Filter, auf die weiter unten eingegangen wird. Abbildung 4-1 zeigt das ursprüngliche DHM des Untersuchungsgebiets mit einem Raster von 10x10m nach der Filterung mit einem High-Pass-Filter.

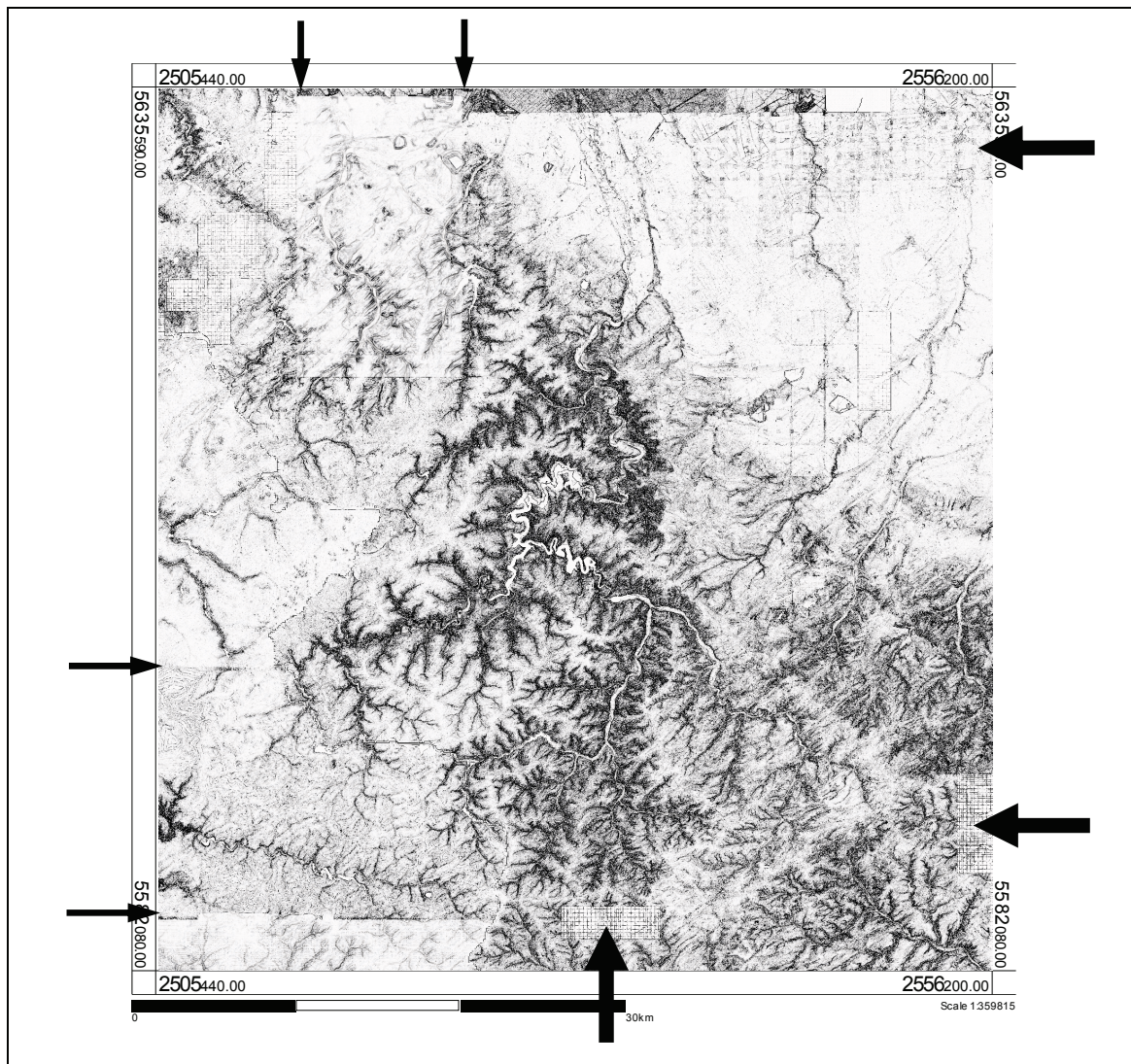


Abbildung 4-1: Ursprüngliches DGM des Untersuchungsgebiets (10m-Raster), zur Fehleranalyse mit einem einfachen Kantenfilter gefiltert, welcher sprunghafte Änderungen der Höhenwerte zwischen benachbarten Rasterzellen verstärkt. Schwarze dünne Pfeile markieren Grenzen entlang unterschiedlicher Datengrundlagen, schwarze dicke Pfeile zeigen auf Bereiche mit Fehlern im DHM, nähere Erläuterung siehe Text (eigener Entwurf).

Deutlich lassen sich verschiedene Fehler erkennen:

1. scharfe horizontale und vertikale Grenzen an denen sich das Gesamtbild des Höhenmodells ändert, hervorgerufen durch unterschiedliche Datengrundlagen des DHM. Im Nordwesten des DHM ist dies besonders deutlich (Abbildung 4-1, schwarze dünne Pfeile), hier liegen einem rechteckigem Teilbereich Höhendaten aus einem Laserscanning zugrunde deren extrem unruhige Oberfläche, hervorgerufen durch die Aufnahme von Bebauung und Vegetation, zu starken Wertschwankungen durch die Filterung führt. Aber auch im südwestlichen Bereich sind deutlich zwei horizontale Linien zu sehen entlang derer sich das Bild der Oberfläche ändert.

2. regelhafte „Streifen“, die deutlich am südöstlichen Rand auftreten (Abbildung 4-1, weiße dicke Pfeile), ebenso in einem kleinen Bereich im Süden und etwas abgeschwächt im Nordosten. Solche Fehler können oft bereits durch einen einfachen Glättungsfilter beseitigt werden (s. u.).
3. LaserscannDaten: Höhendaten der Vegetation und Bebauung führen zu einer extrem unruhigen Oberfläche. Abbildung 4-2 zeigt einen Teilbereich des DHM des Untersuchungsgebiets im Bereich des Vichttals welches aus Laserscanner-Daten gewonnen wurde. Im östlichen Bereich sind in der geschummerten Darstellung (linke Abbildung, Pfeile) entlang des Tals große Hohlformen zu erkennen, die anthropogenen Ursprungs sind. Ebenfalls sind das Straßennetz und die Bebauung zu erkennen. Die rechte Abbildung zeigt den gleichen Ausschnitt nach einer Filterung mit einem einfachen Kantenfilter zur Fehleranalyse. Hierdurch werden abrupte Änderungen der Höhenwerte zwischen benachbarten Rasterzellen hervorgehoben, wie etwa entlang der Straßenlinien und der anthropogenen Hohlformen. Dadurch werden die Bereiche deutlich für die eine geomorphologische Reliefanalyse problematisch wird, da sie nicht die tatsächliche Geländeoberfläche repräsentieren. Deutlich ist ebenfalls die Grenze entlang unterschiedlicher Ausgangsdaten zu erkennen (rechte Abbildung am westlichen Rand, vertikal durch das DHM verlaufend, Pfeile).

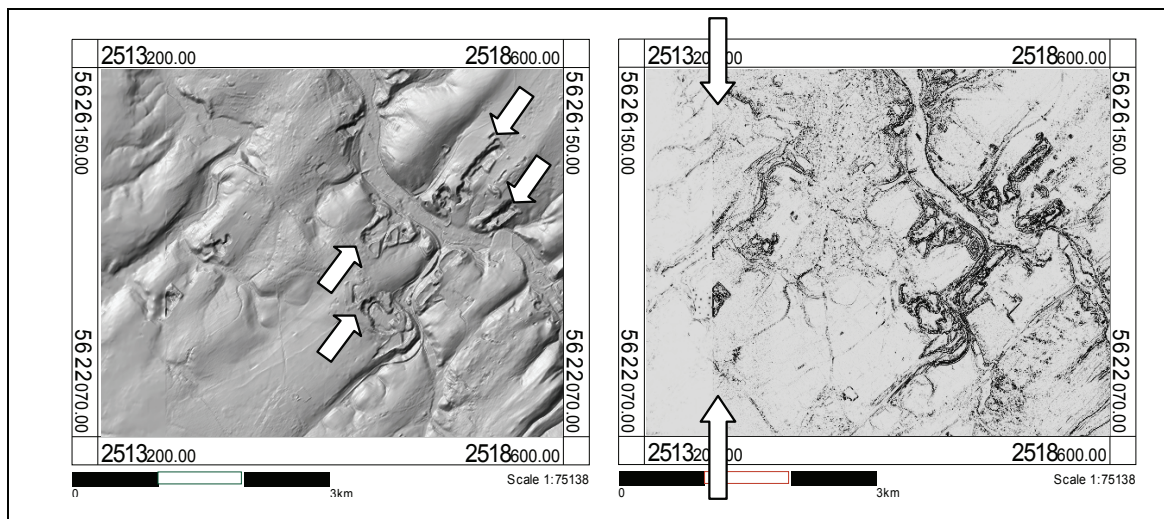


Abbildung 4-2: Teilbereich des DHM, Höhenwerte per Laserscanning erhoben. Links eine geschummerte Darstellung der ungefilterten Höhenwerte (Pfeile markieren anthropogene Hohlformen), rechts mit einem einfachen Kantenfilter gefiltert (Pfeile zeigen Grenze der unterschiedlichen Ausgangsdaten) (Datengrundlage: DHM10 des LVA NRW, eigener Entwurf).

Jeder Fehler in den Daten eines DHM hat Auswirkungen auf die Ergebnisse einer Reliefanalyse. Besonders hohe Schwankungen zwischen den Höhenwerten zweier Rasterzellen führen zu extrem hohen Werten bei einfachen Parametern wie der Hangneigung oder der Wölbung. Diese Fehler werden dann mit in die Berechnung von kombinierten Parametern wie dem LS-Faktor (Hanglänge kombiniert mit Hangneigung, Teil der All-

gemeine Bodenabtragsgleichung ABAG) verschleppt. Dadurch ergeben sich z.B. stark erhöhte Erosionswerte die zu einer Fehleinschätzung in Bezug auf Bodenerosion führen können. Eine Fehleranalyse und evtl. Qualitätsverbesserung digitaler Höhenmodelle ist daher besonders im Hinblick angewandter Fragestellungen notwendig.

Filtertechniken werden seit Jahren angewandt um Fehler in digitalen Höhenmodellen zu beseitigen. Ursprünglich stammen diese Filter aus der Nachrichtentechnik, dort werden sie verwendet um bestimmte Frequenzbereiche einer durch periodische Schwingungen gekennzeichneten Erscheinung zu filtern. In einem DHM lässt sich die Änderung des Höhenwertes von einer Rasterzelle zu nächsten ebenfalls als Frequenz ausdrücken: ändert sich der Höhenwert stark so liegt quasi eine hohe Frequenz vor, ändert er sich nur wenig ist es vergleichbar mit einer niedrigen Frequenz. Jedoch ist die „Frequenz“ der Höhenwerte im Raster des DHM eine Funktion des Ortes, in der Nachrichtentechnik dagegen eine Funktion der Zeit (BARTELME 2000).

Das Prinzip der Filterung digitaler Höhenmodelle beruht darauf, dass in einer exakt festgelegten Weise der Wert einer Rasterzelle in Abhängigkeit von den benachbarten Rasterzellen verändert wird. Das Prinzip der Filterung ist eine Maske die sich über eine Matrix (das Raster) schiebt. Abbildung 4-3 zeigt das Grundprinzip einer solchen Maske, in diesem Fall mit der Größe von 3x3 Rasterzellen. Der Wert in der Mitte der Maske wird neu berechnet.

$$= \begin{bmatrix} x_{11} & x_{12} & x_{13} \\ x_{21} & x_{22} & x_{23} \\ x_{31} & x_{32} & x_{33} \end{bmatrix}$$

Abbildung 4-3: 3x3-Maske.

Die Faktoren, mit denen die Bildpunkte multipliziert werden müssen, werden also in Form einer Maske angegeben. Diese Maske wird als Faltungsmatrix bezeichnet, da die bei der digitalen Filterung durchgeführte mathematische Verknüpfung zweier Matrizen als Faltung oder Konvolution bezeichnet wird. In der oberen linken Ecke beginnend wird die Maske über die Matrix der Bildpunkte/Rasterzellen geschoben. Die jeweils von der Maske überdeckten Bildpunkte mit den zugehörigen Faktoren (auch als Koeffizienten bezeichnet) werden multipliziert, die Multiplikationsprodukte addiert und die Summe dann durch einen Normierungswert geteilt. Der Normierungswert ist die Summe der Koeffizienten. Die Eingangswerte werden durch den Mittelwert ersetzt und die Maske um zwei Bildpunkte weiter geschoben (im Falle einer 3x3-Maske).

Es gibt zwei Hauptkategorien von Filtern: lineare Filter und nichtlineare Filter. Lineare Filter (engl.: linear convolution filter) berechnen gewichtete arithmetische Mittelwerte, sie unterscheiden sich in der Größe und der Form des berechneten Ausschnitts aus dem Raster und der spezifischen Gewichtung. Zu den linearen Filtern gehören die Low-Pass- und High-Pass-Filter. Nichtlineare Filter sind „nicht-simple“ Funktionen der benachbarten Werte, dazu gehören z.B. Rangordnungsfiler. Auf nichtlineare Filter wird hier nicht

weiter eingegangen, da sie sowohl zur Fehleranalyse als auch zur Fehlerreduktion digitaler Höhenmodelle keine sinnvollen Ergebnisse liefern.

Low-Pass-Filter (auch Glättungsfilter) werden eingesetzt um ein DHM zu glätten. Ein Low-Pass-Filter beseitigt die hohen Frequenzen (das so genannte „Rauschen“) in den Daten (LI *et al.* 2005). Die hochfrequenten Änderungen werden unterdrückt und damit die niedrigen Frequenzen stärker betont. Das hat zur Folge, dass die Ränder unscharf werden, der gezahnte Treppeneffekt gemildert wird und kleine Lücken und Ausreißer verschwinden.

Dies wird erreicht indem ein gewichteter Mittelwert von benachbarten Bildpunkten gebildet wird (Abbildung 4-4 links). Sehr effizient ist die gleiche Gewichtung aller Bildpunkte, die jedoch mit sehr starkem Detailverlust verbunden ist (Abbildung 4-4 rechts).

$$\begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 \\ 1 & 4 & 1 \\ 1 & 1 & 1 \end{bmatrix} \qquad \begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 \\ 1 & 1 & 1 \\ 1 & 1 & 1 \end{bmatrix}$$

Abbildung 4-4: Maske verschiedener Low-Pass-Filter.

Eine zweite wichtige Gruppe der linearen Filter bilden die High-Pass-Filter (auch: Hochpassfilter, sharpening filter). Vor allem für den Bereich der Fehleranalyse digitaler Höhenmodelle sind diese Filter unverzichtbar. Hochpassfilter lassen hohe Frequenzen unverändert und glätten niedrige Frequenzen, also Bereiche die wenig Details enthalten. Dies führt zu einer Erhöhung des Kontrasts bzw. zur Hervorhebung bestimmter Reliefmerkmale (BARTELME 2000). So können regelhafte Fehler in den Daten analysiert werden.

Die mathematischen Grundlagen für die Kantenschärfung sind Ableitungen. Die Stärke der Änderung eines Funktionswertes lässt sich durch Bildung der ersten Ableitung des Funktionsgraphen ermitteln, da dieser die Steigung des Graphen angibt. Die zweite Ableitung gibt dann wieder die Änderung der Steigung des Graphen der ersten Ableitung an. Ändert sich der Wert von einer Rasterzelle zur nächsten stärker als bei den übrigen umliegenden Rasterzellen, so ist die Ableitung hier höher. Durch den Einsatz von Ableitungen werden also gezielt Bereiche mit Veränderungen erkannt, konstante Bereiche dagegen ignoriert.

Die Maske wird bei der Kantenschärfung nach jeder Operation nur um einen Bildpunkt weiter verschoben, zur Berechnung werden immer nur die unveränderten Eingangswerte verwendet, die errechneten Ausgangswerte werden in eine neue Matrix eingetragen.

Der Laplace-Filter ist ein bekannter Vertreter dieser Filterart (Abbildung 4-5).

$$= \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & -4 & 1 \\ 0 & 1 & 0 \end{bmatrix}$$

Abbildung 4-5: Maske des Laplacefilter.

Bei der Fehleranalyse des DHM des Untersuchungsgebiets wurden verschiedene Wölbungsparameter und High-Pass-Filter (v. a. Kantenfilter) eingesetzt (Abbildung 4-1, Abbildung 4-6). Zur Fehlerreduktion wurden die Bereiche mit starker Terrassierung mit einem Glättungsfilter (Low-Pass-Filter) bearbeitet (Abbildung 4-6).

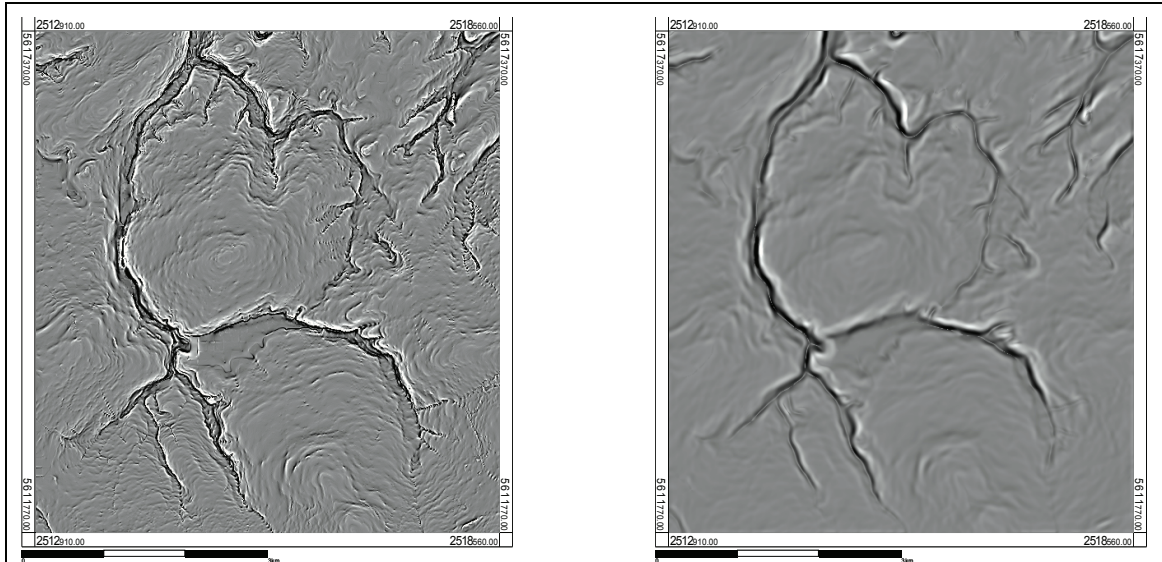


Abbildung 4-6: Glättung von Bereichen mit Terrasseneffekte im DHM, hier an einem Beispiel im Bereich von Roetgen, dargestellt durch den abgeleiteten Parameter Profilkrümmung. Links die Berechnung mit dem originalen DHM, rechts nach Filterung mit einem Low-Pass-Filter. Grau: gering bis nicht gewölbt, weiß: stark konvex gewölbt, schwarz: stark konkav gewölbt (eigener Entwurf).

Die Möglichkeiten zur Filterung digitaler Höhenmodelle sind je nach Software sehr unterschiedlich. Die größte Auswahl - auch an nicht-linearen Filtern - bietet die Software Surfer 8. Die Filterung in ArcGIS 9.1 ist nur über den Umweg in ArcInfo möglich, und auch dann nur unkomfortabel und ohne große Auswahl. Für den Einsatz der älteren aber noch weit verbreiteten Software ArcView 3.1 ist ein Zusatzprogramm von T. Behrens programmiert worden (ConFit), welches umfangreiche Funktionen bietet sowohl in der Wahl der Filter, der Erstellung eigener Filter als auch in der Möglichkeit unkompliziert Teilbereiche eines DHM zu filtern. Die Filtermöglichkeiten in SAGA 1.2 sind dagegen beschränkt auf die einfachsten Filter, es besteht nicht die Möglichkeit individuelle Filter zu erstellen. Im Rahmen dieser Arbeit wurde mit Surfer 8 und ConFit für ArcView 3.1 gefiltert, Reliefparameter zur Fehleranalyse wurden mit SAGA 1.2 berechnet.

Bei einer Bearbeitung der Originaldaten bleibt die Frage ob und in welchem Maße diese durch eine Filterung verändert werden sollten. Der Einwand, die Daten lieber in der Originalqualität zu verwenden als sie noch weiter zu verändern, wird häufiger laut. Dabei sollte bedacht werden, dass DHM schon allein durch die Rasterstruktur, in der die

meisten DHM heutzutage vorliegen, mit einer Fehlerkomponente behaftet sind. Durch die Vorteile bei der Verarbeitung der Rasterdaten (schnellere Rechenzeiten, leichtere Handhabung) haben sie sich trotzdem als Höhenmodell gegen die TIN- und Vektor-Höhenmodelle durchgesetzt. Zusätzlich zu diesen Struktur-bedingten Fehlern kommen Fehler durch die räumliche Auflösung (Rastergröße) hinzu. Wie bereits erwähnt (s. o.) nimmt mit steigender Rastergröße die Genauigkeit der Daten ab und die Geländeoberfläche wird scheinbar glatter, da viele Extremwerte nicht mehr erfasst werden. Fehler können auch schon bei der Erstellung der DHM entstehen, z.B. bei der Datenaufnahme, dem Sampling, der Interpolation etc. Das verdeutlicht, dass bereits DHM-Rohdaten mit einer ganzen Reihe von Fehlern behaftet sind. Bei der Reduzierung der Fehler durch Filtertechniken werden zwar die Höhendaten der einzelnen Rasterzellen verändert, jedoch sind die DHM von vornherein schon mit einem Höhenfehler belegt (oft auch als +/- Angabe bei den Originaldatensätzen angegeben). Die Änderung der Höhendaten durch Filterung liegt dann oftmals unterhalb der schon als Fehlertoleranz angegebenen Wertespanne. Daher erscheint es, wenn nötig, besser eine Filterung durchzuführen (auch wenn man dadurch die Originalwerte verändert) und so zu einer größeren geomorphologische Plausibilität der Daten der Daten zu gelangen.

4.2 Digitale Höhendaten des Untersuchungsgebiets

Für den Bereich des Untersuchungsgebiets lagen zwei digitale Höhenmodelle vor: das grenzüberschreitende DGM50 mit einer Rasterweite von 50m und einer Höhen-genauigkeit von 5dm sowie das DGM5 des Landesvermessungsamtes (LVA) NRW mit einer Rasterweite von 10m und einer Höhengenaugkeit von 5dm. Das DGM50 setzt sich zusammen aus unterschiedlichen Datensätzen: für den deutschen Bereich das DGM5 (soweit vorhanden) und das DGM50 des LVA NRW (50m Rasterweite), für den niederländischen Bereich das DHM5 des Ministerie van Verkeer en Waterstaat (Rasterweite 5m) sowie für den belgischen Bereich das DGM50 (Rasterweite 50m) welches generiert wurde aus TK50-Blättern (KÖTHE 2001). Bezugspunkt der Höhenangaben ist bei beiden Datensätzen der Pegel Amsterdam. Die Daten wurden freundlicherweise vom Interreg III Projekt „Wege des Wassers“ am Geographischen Institut der RWTH Aachen zur Verfügung gestellt. Da zu Beginn der Arbeiten nur das DGM50 zur Verfügung stand, wurde die Geomorphometrische Karte (Kapitel 5.5) auf dieser Grundlage erstellt. Sämtliche folgenden Berechnungen wurden auf Grund der höheren Genauigkeit mit dem DGM5 durchgeführt. Beiden Datensätzen gemein ist die Generierung auf Grundlage unterschiedlicher Erhebungsmethoden. Große Bereiche sind wahrscheinlich auf Basis von photogrammetrischen Luftbilddauswertungen gewonnen worden, kleinere Bereiche dagegen aus digitalisierten Höhenlinien und Laserscannermessungen (s. vorhergehendes Kapitel).

Die Qualität der DHM wurde, wie im vorhergehenden Kapitel erläutert, durch Anwendung von Kantenfiltern und durch die Analyse unterschiedlicher Wölbungsparameter geprüft (Abbildung 4-1).

Der Bereich im Norden des DGM5 (Abbildung 4-1, durch dünne schwarze Pfeile am oberen Bildrand gekennzeichnet, Koordinaten: 56618000 bis 5635000 und 2514000 bis 2524000) wurde ausgeschnitten und mit Surfer 8 in mehreren Schritten gefiltert:

1. Schritt: Nichtlinearer Mittelwertfilter, 5x5-Maske, Schwellenwert 2 (Eliminierung von „Ausreißern“)
2. Schritt: Low-Pass Gaussfilter

0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
0,5	1	1	1	0,5
3. Schritt: Low-Pass Filter mit spezieller Maske:

0,5	1	2	1	0,5
0,5	1	1	1	0,5
0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
4. Aufrasterung der Daten in zwei Schritten über 15x15m auf 20x20m und erneute Filterung mit einem „Low-Pass Filter1“ (um eine größere Reichweite des Filters zu erzielen)
5. Rasterung der Daten in zwei Schritten über 15x15m auf 10x10m (in zwei Schritten damit das Gewässernetz erhalten bleibt).

Diese aufwendige Prozedur ist nötig um diesen Bereich so weit wie möglich an die Qualität des restlichen DHM anzupassen. Durch die Aufnahme der Daten per Laserscanning zeichnet das DHM die anthropogene Landschaftsoberfläche ab. Eine Angleichung an den übrigen Datensatz ist nur mit einer relativ starken Glättung zu erreichen. Nach der Filterung werden in diesem Ausschnitt die abflusslosen Senken entfernt und die Daten danach mit dem restlichen DHM wieder zusammengeführt.

Das gesamte DHM wird nun mit dem Low-Pass Gaussfilter gefiltert um die Terrassenstrukturen zu glätten. Danach wird der Datensatz zur Weiterverarbeitung in SAGA exportiert. Vor der Ableitung der Parameter muss das DHM noch präprozessiert werden. Häufig treten in DHM abflusslose Senken auf, die nicht natürlichen Ursprungs sind, sondern während der Erstellung und Filterung des DHM entstehen können. Um ein durchgehendes Tiefenliniennetz zu generieren müssen diese entfernt werden. Zunächst werden diese Senken lokalisiert und die Abflussrichtung ermittelt. Danach werden diese Senken „aufgefüllt“, also der Höhenwert der betreffenden Rasterzelle im DHM verändert. Das resultierende DHM dient nun als Grundlage für die Berechnung der Relieparameter.

Das DGM50 wurde lediglich zweimal mit einem glättenden Gauss-Filter gefiltert, zusätzlich wurden wie oben beschrieben die abflusslosen Senken rausgerechnet.

4.3 Definition und historischer Abriss der Geomorphometrie

„Unter Geomorphometrie wird der Teilbereich der Geomorphologie verstanden, der die geometrisch-topologische Struktur des Georeliefs beschreibt und misst.“ (DIKAU 1994, 99)

Geomorphometrie bedeutet wörtlich übersetzt die Vermessung (griechisch *metrie* = messen) der Formen (griechisch *morphé* = Gestalt) der Erde (griechisch *ge* = Erde). Diese Methode der Erfassung der Oberflächenformen mit Zahlenwerten bildet die Grundlage der Reliefanalyse auf die weiter unten eingegangen wird.

Die Wurzeln der modernen Geomorphometrie liegen im 19. Jahrhundert, als CARL RITTER und ALEXANDER VON HUMBOLDT als Erste versuchten, die Bereiche der Erdoberfläche durch Zahlen auszudrücken: RITTER indem er die Grundrisse der Kontinente zu charakterisieren versuchte, HUMBOLDT berechnete ihre mittleren Höhen (HUMBOLDT 1842, RITTER 1852).

Es war jedoch der Geodät CARL KORISTKA, welcher erstmals einen deskriptiven geomorphometrischen Ansatz verfolgte und den Gedanken des Reliefelements entwickelte (KORISTKA 1858). ALBRECHT PENCK beschäftigte sich um die Jahrhundertwende in seiner Monographie „Morphologie der Erdoberfläche“ (1894) ebenfalls mit der Geomorphometrie und entwickelte ein System, in dem sämtliche Formen des Georeliefs bestimmten Basistypen zugeordnet sind und hierarchische Einheiten höherer Ordnung durch Aggregation niedriger Ordnung gebildet werden. Das Penck'sche System bildet den Kern zahlreicher hierarchisch - geomorphometrischer Reliefklassifikationsverfahren des 20. Jahrhunderts und wurde u. a. von KUGLER (1964) und DIKAU (1985) aufgenommen und weiterentwickelt (s. u. und Kapitel 4.5).

Nachdem die geomorphometrische Forschung in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts wenig vorangetrieben wurde, erfuhr sie ab Mitte der 40er Jahre neue Impulse in den USA. Dort wendete R. E. HORTON (1945) in der Fluvialmorphologie geomorphometrische Methoden an und führte unter anderem das System der Ordnungszahlen bei Flußsystemen ein (SCHUMM 1977). Daraufhin folgten in den USA eine Reihe weiterer Arbeiten zu den Grundlagen im Bereich der Entwicklung des fluvialen Erosionsreliefs (STRAHLER 1952, SCHUMM 1973). In Europa lag der Fokus der Forschung zu dieser Zeit besonders im Bereich der statistischen Hanganalyse. Anstoß gab hier die Arbeit zur Talasymmetrie von H. POSER und T. MÜLLER (1951), wichtig sind u. a. auch die Arbeiten von KARRASCH (1970) und VILLINGER (1967).

Mit der Entwicklung von elektronischen Rechenanlagen entstand in den 1960er Jahren erstmals die Möglichkeit der digitalen Geländenachbildung. Die Rechenmaschinen waren in der Lage, aufwendige und zeitintensive Rechnungen schnell und präzise durchzuführen. 1958 versuchten C. L. MILLER & R. A. LAFLAMME erstmals mittels einer Rechenmaschine die Geländeoberfläche nachzubilden und prägten den Begriff „Digital Terrain Model“ (KAMMERER 1987). 10 Jahre später führten TOBLER (1968) die erste computergestützte Reliefanalyse durch. Bis in die 1980er Jahre hinein war der Einsatz

der Computer allerdings sehr kostenintensiv, und nur wenige Wissenschaftler beschäftigten sich mit der Möglichkeit der digitalen Reliefanalyse. Die wichtigsten Veröffentlichungen aus dieser Zeit sind im deutschsprachigen Raum die Arbeiten von K. HORMANN (1971) und K. SOHLBACH (1978). Durch die rasante Steigerung der Rechnerleistungen, den enormen Anstieg in der Produktion und Verfügbarkeit von Rasterhöhendaten und die automatische Extraktion von Geländemerkmale sind die Geomorphometrie und die Reliefanalyse in den letzten 20 Jahren revolutioniert worden (PIKE 1995, DIKAU 1999). Dies hat zu einer beinahe unüberschaubaren Vielzahl von Veröffentlichungen aus unterschiedlichen Forschungsbereichen geführt.

Die Geomorphometrie bildet eine Schnittstelle zwischen den Forschungsbereichen von Geowissenschaften, Ingenieurwissenschaften, Mathematik und Computerwissenschaften (PIKE 1995). Da sie nicht nur in den genannten Disziplinen sondern auch im militärischen Bereich eine wichtige Rolle spielt, forderte R. J. PIKE schon vor 10 Jahren die Geomorphometrie als eigenständige wissenschaftliche Disziplin zu betrachten (PIKE 1995).

4.4 Reliefparameter

Nach der Theorie der hierarchischen, geomorphometrischen Reliefanalyse (PENCK 1894; KUGLER 1964, SPEIGHT 1974, DIKAU 1985) lassen sich komplexe Reliefformenassoziationen (auch: Oberflächenformenmuster, Regionen, Reliefeinheiten, Landschaften) in einzelne Relief (Form-)elemente (auch: Site, Terrain component) unterteilen, welche sich über ihre Formeigenschaften beschreiben lassen. Formelemente stellen die kleinsten nicht mehr teilbaren Bausteine des Reliefs dar und lassen sich voneinander abgrenzen durch unterschiedliche Formeigenschaften wie Wölbung, Hangneigung, Exposition etc. So können sich z.B. zwei nebeneinander liegende Formelemente durch einen unterschiedlichen Wölbungsgrad von einander unterscheiden, auch wenn die Exposition gleich ist. Das Relief setzt sich also aus einem Mosaik von Formelementen zusammen. Der Terminus „Formeigenschaften“ hat sich in der Literatur nicht durchgesetzt, ähnlich wie „Reliefattribut“ (DIKAU 1985) und „topographic attributes“ (MOORE *et al.* 1991). Er ist im Allgemeinen dem Begriff „Reliefparameter“ (auch: „geomorphic parameter“ SPEIGHT 1974) gewichen, oft wird auch nur von „Parameter“ gesprochen, wenn der Bezug zum Relief eindeutig ist. Unter „Parametrisierung“ wird die flächenhafte Berechnung der Reliefparameter einer Landschaft verstanden.

Reliefparameter beschreiben die morphometrischen Eigenschaften eines Formelementes. Vor dem Aufkommen der digitalen Höhenmodelle wurden die Reliefparameter aus topographischen Karten aufwändig per Hand ausgegliedert. Bei der Berechnung der Parameter mit Hilfe eines DHM wird das Formelement repräsentiert durch die Rasterzelle. Dies hat den Vorteil, dass Reliefparameterberechnungen nun wesentlich schneller und flächendeckend erfolgen können. Der Nachteil besteht in einer willkürlichen Abgrenzung der Formelemente durch die Form des Rasters an sich, ein Effekt der mit steigender Rasterzellengröße wächst. So ist eine einzelne Rasterzelle bei einem DHM wie dem GTOPO30-Datensatz mit einer Rasterzellengröße von ca. 1x1km weit davon ent-

fernt ein Formelement darzustellen, daher wäre hier auch der Begriff „Formeigenschaft“ falsch.

Es werden primäre, komplexe und zusammengesetzte Parameter unterschieden, Abbildung 4-7 illustriert einige Parameter (SCHMIDT & DIKAU 1999). Primäre Parameter können direkt aus Höhendaten berechnet werden („point attributes“ in Abbildung 4-7). Komplexe Parameter beschreiben die Relieftopologie und setzen so eine Rasterzelle in Bezug zu ihrer relativen Lage im Raum. Bei der Berechnung wird die gesamte Matrix des DHM mit einbezogen („complex parameters“ in Abbildung 4-7). Zusammengesetzte Parameter werden aus einfachen und/oder komplexen Parametern berechnet. Sie sind Indizes die die räumliche Verteilung spezifischer Prozessereignisse in der Landschaft beschreiben („combined parameters“ in Abbildung 4-7) (SPEIGHT 1974, MOORE *et al.* 1991, SCHMIDT & DIKAU 1999).

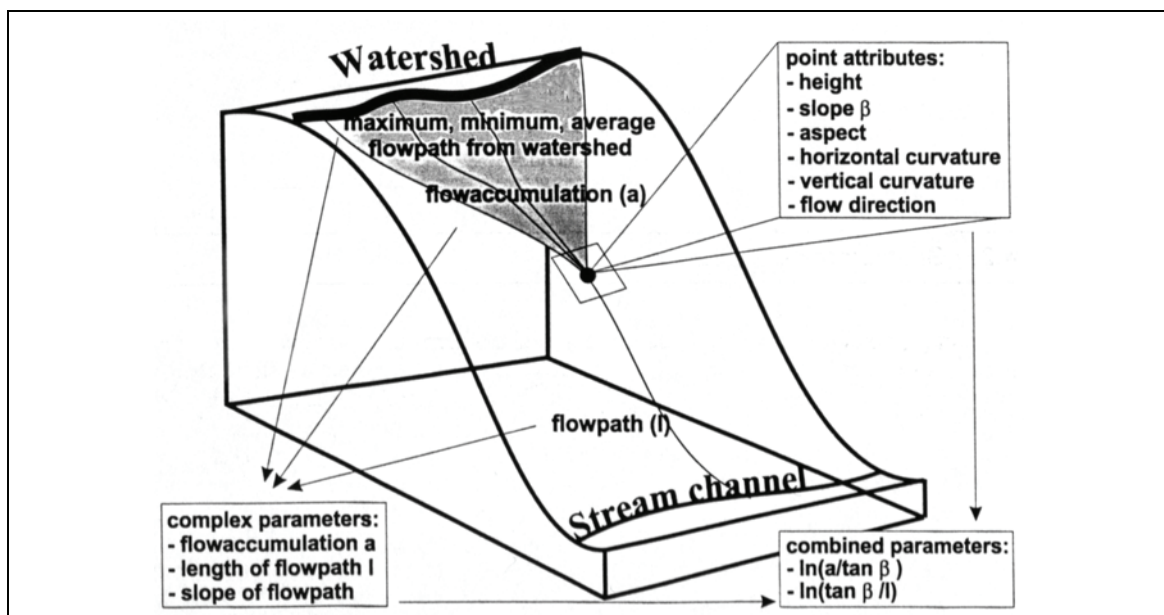


Abbildung 4-7: Beispiele unterschiedlicher geomorphometrischer Parameter und ihr Raumbezug (SCHMIDT & DIKAU 1999).

Zu diesem Thema liegt eine Vielzahl von Arbeiten zum grundlegenden Verständnis (u. a. EVANS 1972, 1994, SPEIGHT 1974, DIKAU 1985, FRANKLIN 1987, MOORE *et al.* 1991, MITASOVA & HOFIERKA 1993, FLORINSKY 1998, SCHMIDT & DIKAU 1999, WILSON & GALLANT 2000, SHARY *et al.* 2002, VIEUX & BAXTER 2004, LI *et al.* 2005), zu einzelnen Berechnungsmethoden (u. a. ZEVENBERGEN & THORNE 1987, FREEMAN 1991, CONRAD 1998, BEHRENS 2002, WARREN *et al.* 2004) und zu angewandten Forschungen vor (u. a. SCHMIDT 1988, KLEEFISCH & KÖTHE 1993, FLORINSKY *et al.* 2002, JORDAN 2002, LACROIX *et al.* 2002, MONTGOMERY 2004, SCHMIDT & DIKAU 2004).

4.4.1 Primäre Parameter

Die primären Parameter beschreiben die Reliefgeometrie an einem Punkt und gelten als fundamentale Parameter in der Geomorphometrie (EVANS 1994). In einem DHM kön-

nen sie für eine Rasterzelle durch die Nachbarschaftsbeziehung mit den acht umliegenden Rasterzellen berechnet werden.

Die Abkürzungen der Parameter beruhen im Folgenden auf MOORE *et al.* (1991).

Höhe h (engl.: altitude)

Der Parameter Höhe gibt die Höhenlage in Metern über dem Meeresspiegel an und gilt als Indikator für die potentielle Energie gravitativer Prozesse. Zusätzlich übt er Einfluss auf das Klima und den Vegetationstyp aus (MOORE *et al.* 1991, SPEIGHT 1974). Die Höhe spielt vor allem eine Rolle als Eingangsgröße in einige kombinierte Parameter, in denen die relative Lage eines Punktes im Raum bestimmt wird (z.B. „Höhe über Tiefenlinie“, s. u.). Die maximale Änderungsrate der Höhe wird als Gradient bezeichnet.

Hangneigung β (engl.: slope)

Die Hangneigung beschreibt den Winkel, in dem sich eine Geländeoberfläche mit einer horizontalen Bezugsebene schneidet und wird berechnet als erste Ableitung vertikaler Richtung des Parameters Höhe. Sie beeinflusst über die Hangabtriebskraft die Abflussraten von Wasser und Erosionsmaterial und bildet die primäre Grundlage vieler Landschaftsklassifikationen (STRAHLER 1956, MOORE *et al.* 1991, KAMMERER 1987). Mögliche Klassifizierungen sind in Tabelle 4-1 dargestellt.

Tabelle 4-1: Hangneigungsklassifikation (KUGLER 1964, DEMEK 1976, AG BODEN 1994).

KUGLER	DEMEK	AG BODEN	Bezeichnung (AG BODEN)	
0°	0°-0,5°	<0,5°	nicht geneigt	
	0,5°-2°	0,5-1°		
1°-2°		1°-2°	sehr schwach geneigt	
	2°-5°	2°-3°	schwach geneigt	
°3°-7°		3°-5°		
°8°-15°	5°-15°	5°-7°	mittel geneigt	
		7°-10°		
		10°-15°	stark geneigt	
16°-35°	15°-35°	15°-20°	sehr stark geneigt	
		20°-30°	steil	
36°-60°		>30°		
61°-90°				35°-55°
				55°-90°
über 90°	>90°			

Exposition ψ (engl.: aspect, slope direction)

Die Exposition gibt die Lagebeziehung eines Reliefbereichs zur Himmelsrichtung an (KUGLER 1996). Sie wird als erste Ableitung horizontaler Richtung des Parameters Hö-

he berechnet und in Grad [°] als Abweichung von der Nordrichtung im Uhrzeigersinn angegeben. Zusammen mit der Hangneigung bestimmt die Exposition die Strahlung, die potentiell von einer Geländeoberfläche empfangend wird und damit das Lokalklima bestimmt (DIKAU & SCHMIDT 1999). Außerdem gibt sie Auskunft über die Abflussrichtung und die Luv-/Lee-Lage einer Rasterzelle (SPEIGHT 1974).

Wölbung Π (engl.: curvature)

KUGLER (1964) unterteilt die Wölbung in zwei Komponenten: eine vertikale (abhängig von der Neigung) und eine horizontale (abhängig von der Exposition) (Abbildung 4-8).

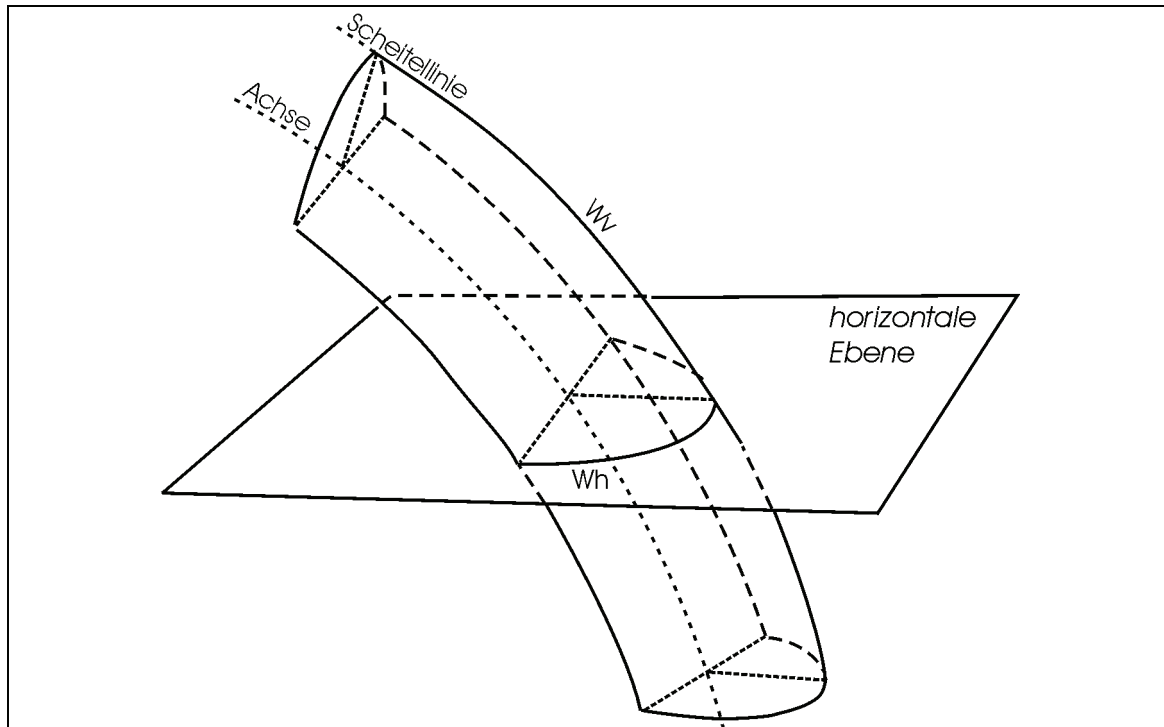


Abbildung 4-8: vertikale und horizontale Wölbung nach KUGLER (1964), Wv: vertikale Wölbung, Wh: horizontale Wölbung (umgezeichnet).

Gemessen wird die Wölbung in Grad pro 100 Meter [°/100m] oder in Meter [m], wenn die Wölbung als Radius angegeben wird. Die Wölbungsstärke wird wie folgt unterteilt:

Tabelle 4-2: Wölbungsstärke (AG BODEN 1994).

Wölbungsradius [m]	Bezeichnung
> 3000	nicht gewölbt
> 1000-3000	sehr schwach gewölbt
> 300-1000	schwach gewölbt
> 100-300	mittel gewölbt
> 30-100	stark gewölbt
≤ 30	sehr stark gewölbt

Vertikalwölbung Φ (engl.: profile curvature)

Die Vertikalwölbung gibt die Wölbung in Richtung des stärksten Gefälles an. Sie ist ein entscheidender Faktor für Erosions- und Sedimentationsprozesse, welche durch die konvexe bzw. konkave Form verlangsamt oder beschleunigt werden (MOORE *et al.* 1991).

Horizontalwölbung ϖ (engl.: plan/contour curvature)

Die Horizontalwölbung bildet eine Funktion der Expositionsänderung und gibt die isohypsen-parallele Wölbung an. Dadurch werden konvergenter und divergenter Abfluss bestimmt (KUGLER 1964).

4.4.2 Komplexe Parameter

Die komplexen Parameter der Relieftopologie stellen abstrakte Größen da. Sie treffen eine Aussage über die Lagebeziehung zu anderen Geländepunkten und sind nach SPEIGHT (1974) zur vollständigen topographischen Charakterisierung eines Geländepunkts nötig.

Spezifische Einzugsgebietsgröße (engl.: specific catchment area, upslope area)

Dieser Parameter gibt an aus wie vielen höher gelegenen Rasterzellen Oberflächenabfluss in eine Rasterzelle gelangt (MOORE *et al.* 1991).

Einzugsgebietshöhe (engl.: catchment height, upslope height)

Ein Maß für die potentielle Reliefenergie eines Einzugsgebiets stellt der Parameter Einzugsgebietshöhe dar. Er wird berechnet aus der durchschnittlichen Höhe des Einzugsgebiets einer Rasterzelle abzüglich des Höhenwerts der betrachteten Rasterzelle (OLAYA 2004).

Höhe über Tiefenlinie (engl.: Vertical Distance to Channel network)

Der Parameter Höhe über Tiefenlinie ist ebenfalls ein Maß für das Erosionspotential. Der Berechnung liegen zwei Schritte zugrunde. Im ersten Schritt wird ein Raster der Höhe der Tiefenlinien interpoliert, basierend auf abgeleiteten Tiefenlinien. Im zweiten Schritt wird dieses Raster vom originalen Höhenraster subtrahiert (OLAYA 2004).

Divergenz/Konvergenz-Index (KÖTHE & LEHMEIER 1993)

Dieser Index wird nicht direkt aus einer Oberflächenfunktion abgeleitet, sondern aus den Abweichungen der Expositionswerte aller Nachbarzellen von der Richtung zur zentralen Rasterzelle. Die Summe der Abweichungen wird in Prozent ausgedrückt. Es sind 100% Divergenz gegeben, wenn alle Nachbarzellen von der Zentrumszelle hinweg gerichtet sind, 0% wenn alle Nachbarzellen parallele Expositionen haben und 100% Konvergenz (ausgedrückt durch ein negatives Vorzeichen), wenn alle Expositionen auf die Zentrumszellen weisen. Durch den Ausschluss des Faktors Hangneigung wird der Divergenz/ Konvergenz-Index in seiner Aussagekraft mit der Horizontalwölbung vergleichbar.

Für die meisten der komplexen Reliefparameter ist die Berechnung des Abflusses und/oder der Tiefenlinien nötig. Es gibt eine Reihe von Abflussmodellen, die sich in ein- oder zweidimensionale Modelle unterteilen lassen. Bei der Abflussmodellierung in eindimensionalen Modellen wird der Abfluss einer Rasterzelle an nur genau eine Rasterzelle weitergegeben. Damit ist es nicht möglich den Abfluss divergieren zu lassen. Bekannte Modelle dieser Art sind das „Deterministic 8“- oder kurz „D8“-Modell von O'CALLAGHAN & MARK 1984 und das „Rho8“-Modell von FAIRFIELD & LEYMARIE 1991 (CONRAD 1998, BEHRENS 2002). Zweidimensionale Modelle hingegen können Abflußdivergenz simulieren indem sie den Abfluss einer Rasterzelle auf unterschiedliche Nachbarzellen verteilen können. Beispiele hierfür sind das „Braunschweiger Reliefmodell (BAUER *et al.* 1985) und die „Multiple Flow Direction“-Modelle (in verschiedenen Versionen von QUINN *et al.* 1991, FREEMAN 1991, HOLMGREN 1994). In dieser Arbeit wurde für die Generierung der Tiefenlinien das Multiple Flow Direction-Modell von FREEMAN 1991 verwendet.

4.4.3 Zusammengesetzte (sekundäre) Parameter

Solare Insolation (Relative annual incident solar radiation)

Der Einfluss der Exposition auf die Oberflächenprozesse nimmt mit steigender Neigung zu und die Exposition der Neigung (in Verbindung mit dem Grad der Neigung) steuert den Betrag der Sonnenstrahlung auf eine Fläche, daher wird hier aus jeder Jahreszeit jeweils für einen Tag die tägliche Einstrahlung berechnet und zu einer jährlichen Sonneneinstrahlung summiert (IRVIN *et al.* 1997).

Topographischer Feuchteindex (Compound topographic index (CTI), wetness index)

Der Topographische Feuchteindex beschreibt die räumliche Verteilung des Wasserflusses und Wasserstagnation über ein Untersuchungsgebiet unter der Annahme, dass kein Wasser versickert. Er wird berechnet als Funktion aus spezifischem Einzugsgebiet und Hangneigung (IRVIN *et al.* 1997), oder erweitert um die zusätzlichen Angaben über den k_f -Wert des Bodens (Wasserleitfähigkeit im gesättigten Zustand, engl.: transmissivity). Durch die Definition eines Schwellenwertes lassen sich über diesen Index Gebiete mit gesättigter Bodenmatrix ausgliedern (also Gebiete die bereits bei geringen Niederschlagsintensitäten Oberflächenabfluss erzeugen).

Wie bereits eingangs erwähnt, bildet die Berechnung von Reliefparametern die Grundlage der Reliefanalyse und -klassifikation, auf die in den folgenden Kapiteln eingegangen wird.

4.5 Digitale Reliefklassifikationsansätze

Seit den Anfängen der Geomorphometrie liegt ein Hauptbestreben dieses Faches darin eine Methode zur Gliederung der Landschaft zu entwickeln (s. o.). Dabei muss sowohl für ein einzelnes Reliefelement als auch für Reliefeinheiten eine Methode gefunden werden um diese in Klassen (z. B. konkav/konvex gewölbt, eben/geneigt, Hang/Kuppe

etc.) einzuteilen. Durch die elektronische Verarbeitung digitaler Höhendaten sind zu den bestehenden manuellen, neue automatisierte Verfahren hinzugekommen. Diese erweitern die Möglichkeiten der Klassenbildung zwischen einzelnen Reliefbereichen enorm. Besonders im Bereich der Bodenkunde sind in den letzten Jahren eine Reihe von Aufsätzen zum Thema Reliefklassifikation in Hinblick auf Vorhersage von Bodenverbreitung erschienen (u. a. DYMOND *et al.* 1995, FRIEDRICH 1996, ZHU *et al.* 1996, IRVIN *et al.* 1997, BURROUGH *et al.* 2000, BARTSCH *et al.* 2002, MCMILLAN *et al.* 2003, MÖLLER 2003,). Der signifikante Zusammenhang zwischen Reliefposition und Ausprägung von Bodentyp und –art bedingt das große Interesse der Bodenkunde an der digitalen Reliefklassifikation. Im Folgenden werden die unterschiedlichen Ansätze kurz vorgestellt, darunter auch der in dieser Arbeit gewählte Ansatz der Clusterbildung zur Erstellung einer geomorphometrischen Karte (Kapitel 5.5).

Bei der Klassifizierung des Reliefs muss man sich mit der Festlegung der Grenzen zwischen Klassen auseinander setzen. Es gibt unterschiedliche Möglichkeiten Klassen zu bilden: anhand von Schwellenwerten (engl.: „crisp“) oder durch statistische Verfahren, etwa Clusterverfahren oder kontinuierliche Klassifikationsmethoden.

Feste Schwellenwerte müssen bei der manuellen Klassifikation verwendet werden. Das bereits erwähnte hierarchische Modell (PENCK 1894, KUGLER 1964, SPEIGHT 1974, DIKAU 1985, 1988) definiert die Reliefelemente hauptsächlich über ihre vertikale und horizontale Wölbung. Nötig sind dabei Schwellenwerte, ab welchem Wölbungswert ein Reliefelement als gewölbt bzw. gestreckt gilt. Ähnlich werden für das „nine unit land-surface model“, einem pedo-geomorphologischem Hanggliederungsansatz von DALRYMPLE *et al.* (1968), Hangneigungswerte als starre Klassengrenzen festgesetzt um damit das Relief in Einheiten zu untergliedern. Bestes Beispiel für eine weit verbreitete Klassifizierung mit festen Schwellenwerten findet sich in der „Bodenkundlichen Kartieranleitung“ (AG BODEN 1994), hier wird u. a. ebenfalls die Hangneigung herangezogen um das Relief zu gliedern (Tabelle 4-1). Weitere Anwendungen dieser Methode finden sich u. a. bei RICHTER 1962, BARSCH & STÄBLEIN (1978), PENNOCK *et al.* (1987), DYMOND *et al.* (1995) und BARTSCH *et al.* (2002). Die Festlegung der Schwellenwerte liegt in der Hand des Bearbeiters und variiert je nach Fragestellung. Dabei kann eine individuelle Klasseneinteilung gewählt werden oder es werden Klassengrenzen übernommen um eine Vergleichbarkeit der Ergebnisse zu gewährleisten.

Bei der Verarbeitung von Rasterdaten (DHM und daraus abgeleitete Reliefparameter) bieten sich jedoch multivariate Gruppierungsverfahren wie die Cluster-Analyse zur Bildung von Reliefeinheiten an. Die Cluster-Analyse wurde ursprünglich in der Mathematik entwickelt um große Datensätze zu reduzieren, indem ähnliche Objekte so zu Clustern (Datengruppen) zusammengefasst werden, dass sie innerhalb eines Clusters eine möglichst geringe Distanz, zwischen den Clustern jedoch eine möglichst große Distanz aufweisen. So lässt sich z.B. durch aus einem Datensatz abgeleitete Hangneigungswerte eine Klassifizierung in steile, gering geneigte und ebene Bereiche erstellen, die dann in Verbindung mit dem Parameter „Höhe über Tiefenlinie“ zu einer Reliefeinteilung in Plateau, Oberhang, Unterhang, Tiefebene führen könnte. Beispiele für die

Anwendung multivariater Distanzmethoden zeigen BÖHNER & KÖTHE (1997), FRIEDRICH (1996), MÖLLER (2003) und ROMSTAD (2001).

In dieser Arbeit sind Clusterverfahren bei der Erstellung der Geomorphometrischen Karte der Nordeifel (Kapitel 5.5) zum Einsatz gekommen.

Besonders im Bereich der Bodenkunde wurde im letzten Jahrzehnt verstärkt nach Möglichkeiten gesucht um fließende Klassengrenzen zu berechnen (u. a. BURROUGH *et al.* 1997, ZHU *et al.* 1996, IRVIN 1997, MCMILLAN *et al.* 2003). Dazu wurden Methoden der kontinuierlichen Klassifikation, die auf fuzzy set-Theorien beruhen, eingesetzt. Bei der Berechnung wird die Klassenzugehörigkeiten einzelner Rasterzellenwerte nicht durch ein binäres „ja“ oder „nein“ beschrieben, sondern durch kontinuierliche Zugehörigkeitswerte die zwischen 0 und 10 oder 0 und 100 liegen. Durch diesen fließenden Übergang wird die Abbildung der Bodenverteilung oder Reliefeinheiten realistischer, die Interpretation der Ergebnisse ist jedoch schwieriger.

In den letzten Jahren ist der Trend zu beobachten dass vermehrt verschiedenen Datensätze kombiniert werden, also Höhendaten und Satellitenbilder mit Bodendaten, Klimadaten, geologischen Daten etc. und es dadurch verstärkt zu einer ökologischen Betrachtung der Landschaft kommt. Es wird versucht möglichst viele Faktoren darzustellen mit Ansätzen die weit über eine reine Reliefklassifikation hinausgehen. Dadurch sollen die Zusammenhänge von ökologischen Faktoren modelliert werden, z. T. auch vor dem Hintergrund der Modellierung von Paleoenvironments oder Zukunftsmodellen.

4.6 Häufigkeitsverteilungen

4.6.1 Histogramme und hypsometrische Kurven

Ein Histogramm zeigt eine flächenproportionale Häufigkeitsverteilung einer Variablen. In geographischem Zusammenhang wird unter einem Histogramm meist die Häufigkeitsverteilung von Höhenstufen eines Gebietes verstanden. Dazu werden auf der Ordinate die Höhenstufen eingetragen, auf der Abzisse der jeweils zugehörige Flächenanteil. Stellt man diese Höhenverteilung in Kurvenform dar, so erhält man eine Zuwachsratenkurve (area-height-curve) (HORMANN 1971).

Eine weitere Möglichkeit die Höhenverhältnisse darzustellen bietet die hypsographische Summenkurve (auch: hypsographische Kurve oder hypsometric curve (STRAHLER 1952)), die die kumulative Wiedergabe der Beziehung zwischen Höhenstufen und zugehörigen Flächenanteilen zeigt. Hier wird für alle Höhenstufen die Größe der über dieser Höhe gelegenen gesamten Fläche angetragen. Das ergibt ein anschauliches Bild der Höhen-Flächen-Verteilung, lässt aber kaum Einzelheiten bei den Flächenzuwachsraten erkennen und bietet somit ein undifferenzierteres Bild als die Zuwachsratenkurve (SOHLBACH 1978). Für den Vergleich mehrerer Gebiete unterschiedlicher vertikaler Ausdehnung können relative hypsometrische Kurven erstellt werden. Diese werden wie die Summenkurve konstruiert, jedoch mit der relativen Höhenangabe auf der Ordinate. Allerdings sind Flächen oder Flächenreste einer bestimmten Höhenlage, die sich über mehrere Gebiete hinziehen dann nicht mehr festzustellen (SOHLBACH 1978).

Aus der relativen hypsometrischen Kurve kann nun das hypsometrische Integral berechnet werden, indem man die relative hypsometrische Kurve über die relative Fläche integriert (STRAHLER 1957; HORMANN 1971). STRAHLER (1957) benutzte diesen Wert als Anhaltspunkt für das Alter einer Landschaft im Sinne der Davis'schen Zyklustheorie (DAVIS 1912): liegt der Wert deutlich über 50% ist von einer eher jungen Landschaft auszugehen, bei einem Wert unter 50% von einer alten Landschaft (Abbildung 4-9). Diese Reliefzyklus-Theorie von DAVIS geht von der Annahme aus, dass die klimatischen Verhältnisse über lange Zeit stabil sind und unter diesen gleich bleibenden Bedingungen das Relief „altert“, eine Theorie die spätestens seit BÜDELS „Klimageomorphologie“ (1977) als widerlegt angesehen werden kann. Trotzdem liegt der Vorteil des hypso-

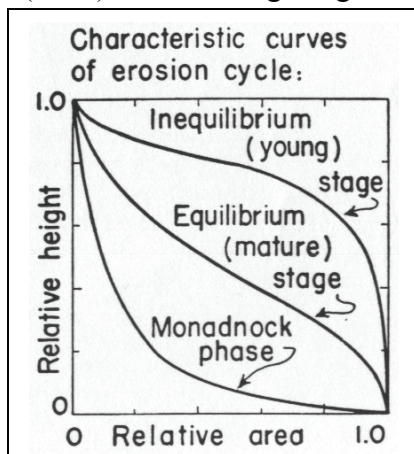


Abbildung 4-9: Hypsometrische Kurve und Erosionsstadien (STRAHLER 1957).

metrischen Integrals darin, dass mit einer einzigen Zahl viel über das Verhältnis zwischen Höhenstufen und Flächenanteil eines Gebietes ausgesagt werden kann. Der Wert hängt allerdings wesentlich von der Höhe des höchsten Punktes ab, so dass Hormann (1971) als weitere Größe die mittlere Reliefmächtigkeit einführt, die die mittlere Höhe der Fläche eines Untersuchungsgebietes über dem Niveau des tiefsten Punktes (Mündungspunkt) angibt (SOHLBACH 1978, HORMANN 1971).

Bei dem Vergleich mehrerer Gebiete ist es laut HORMANN (1971) nur sinnvoll hypsographische Kurven von morphometrisch gleichartig begrenzten Gebilden (z.B. abgeschlossene Einzugsgebiete, geschlossenen Hohlformen etc.) zu erstellen.

4.6.2 Klinographische Histogramme

Klinographische Histogramme zeigen die prozentuale Häufigkeitsverteilung von Hangneigungswerten, also den Flächenanteil bestimmter Neigungsklassen oder Neigungswerten an der Gesamtheit der betrachteten Hangfläche. Diese Darstellung der Häufigkeitsverteilung ist unentbehrlich für die Hangneigungsanalyse und hat sich bei geomorphometrischen Arbeiten bewährt (STRAHLER 1956, SCHUMM 1956, SOHLBACH 1978, SIEGBURG 1987). Zur Bildung wird auf der Abzisse der Hangneigungswert und auf der Ordinate die absolute oder relative Häufigkeit aufgetragen.

4.7 Geologische Daten

Für das Verständnis der Reliefentwicklung und für die Ausprägung der periglaziären Lagen ist die Betrachtung der Geologie im Untersuchungsgebiet unabdingbar. Dabei ist weniger die Stratigraphie als die Petrographie und die Verwitterungsprodukte der Gesteine wichtig.

Für das Untersuchungsgebiet liegen das Informationssystem Geologische Karte 1:100.000 NRW (im folgenden mit „IS Geologische Karte“ abgekürzt), die geologische

Karte der nördlichen Eifel 1:100.000 mit Erläuterungsband, 11 geologische Karten 1:25.000 mit Erläuterungsbänden sowie Schichtenverzeichnisse von 2686 Bohrprofilen vor.

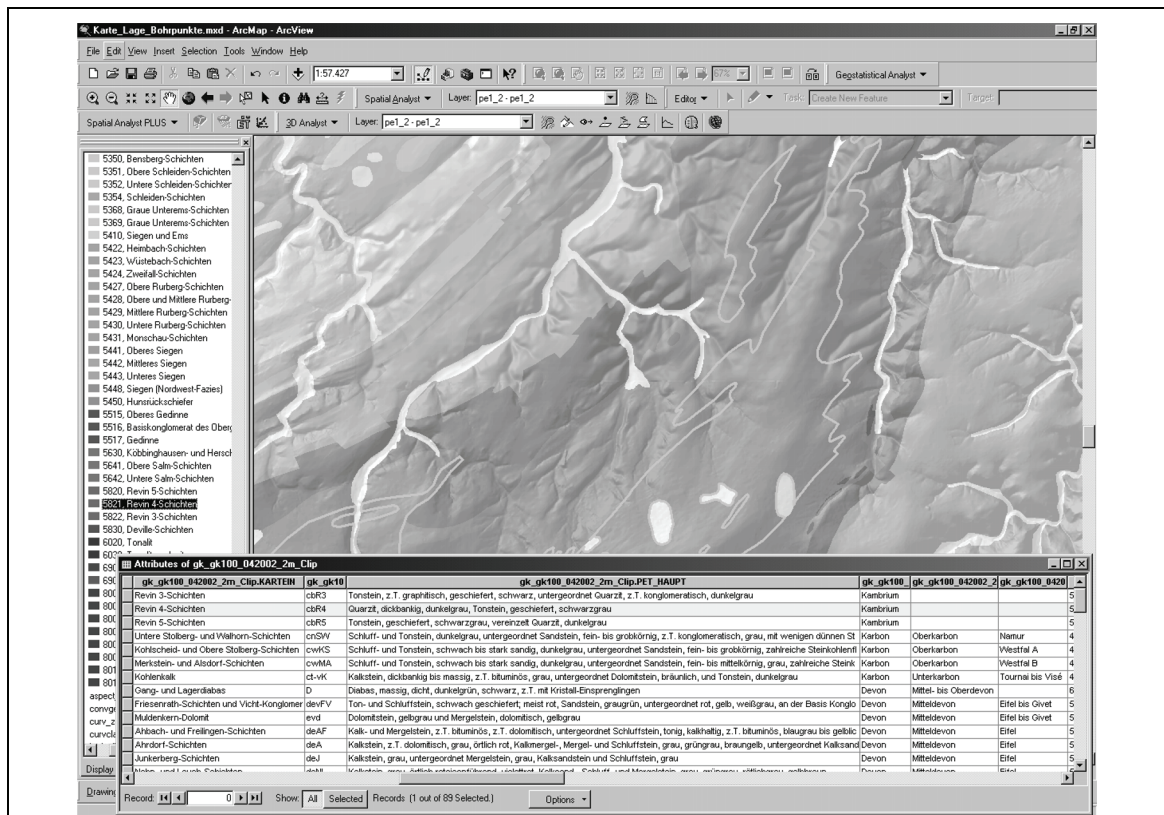


Abbildung 4-10: Ausschnitt aus dem Informationssystem Geologische Karte 1:100.000 mit Attributstabelle (Screenshot ArcGIS) (eigener Entwurf).

Das IS Geologische Karte umfasst einen Vektor-Datensatz der stratigraphischen Einheiten in 2m Tiefe unter der Geländeoberfläche mit ergänzenden Angaben zu den einzelnen stratigraphischen Einheiten (Name der stratigraphischen Einheit, geologische Alterseinstufung, Zusammenfassung der Petrographie etc.).

Die 11 geologische Karten im Maßstab 1:25.000 liegen in analoger Form bzw. als eingescannte Kartenblätter mit jeweiligem Beschreibungsband vor. Die Karten sind sehr inhomogen, da der Kartierungszeitraum zwischen 1905 und 1991 liegt (Tabelle 4-3). Die Neuaufnahme der Blätter 5202 Aachen, 5203 Stolberg und 5204 Kreuzau im Rahmen der integrierten geologischen Landesaufnahme stand zum Zeitpunkt der Arbeit kurz vor dem Abschluss, die Ergebnisse lagen nicht vor. Die Blätter 5406 Bad Münstereifel und 5506 Arnsberg haben nur einen sehr geringen Anteil an der Fläche des Untersuchungsgebietes, daher wurden diese Kartenblätter nicht berücksichtigt. Das Blatt 5403 Monschau ist vom Geologischen Dienst NRW nicht aufgenommen.

Tabelle 4-3: Liste der verwendeten geologischen Karten 1:25.000.

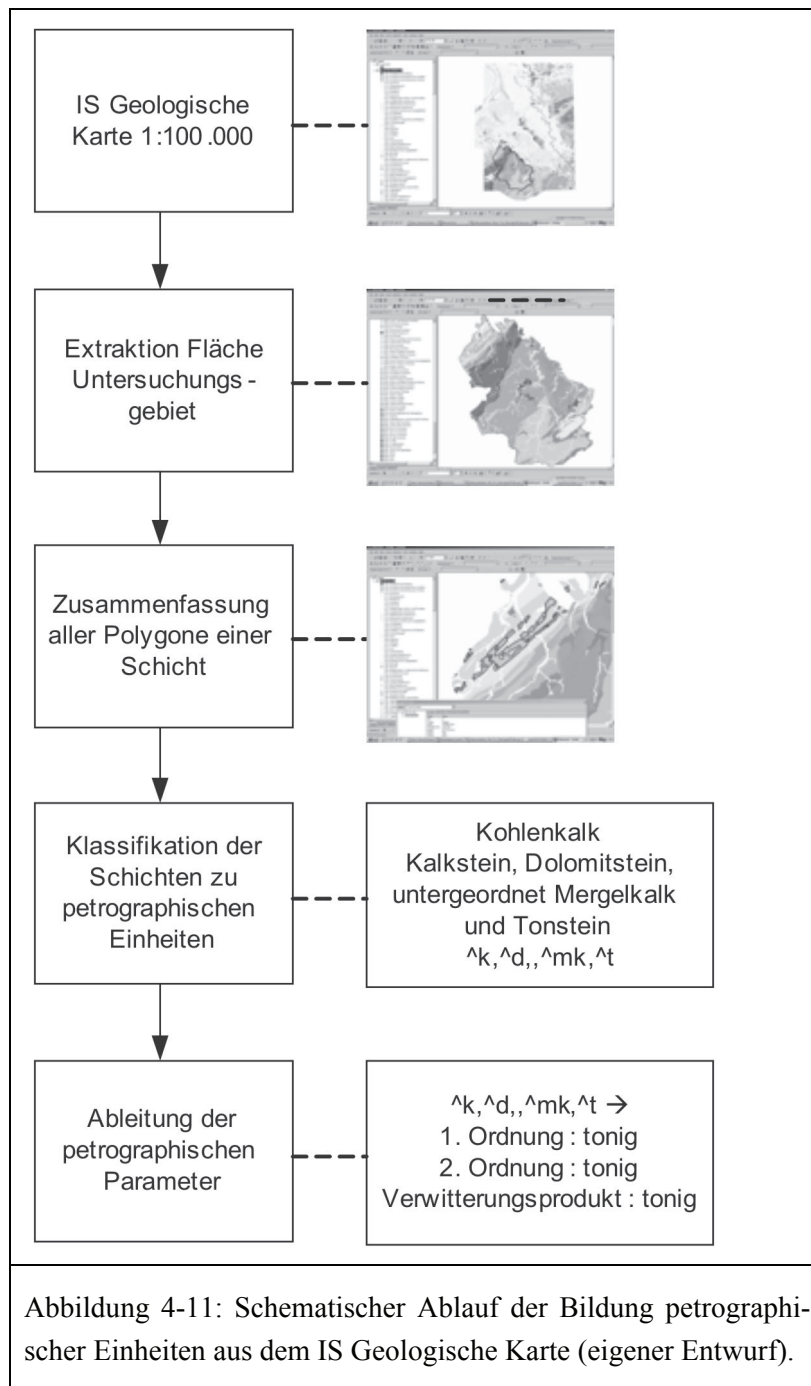
Blattnummer und Bezeichnung	Aufnahme des Blattes (Abschluss der geologischen Aufnahme)	Alter des Beschreibungsbandes
5202 Aachen	1909	1911
5203 Stolberg	1908	1911
5204 Kreuzau (ehemals Lendersdorf)	1905	1911
5303 Roetgen	1929	1943 (gemeinsamer Band)
5304 Nideggen	1928	
5305 Zülpich	1927 (Nachdruck 1979)	1938 (Nachdruck 1979)
5306 Euskirchen	1904 (ergänzt 1980, gedruckt 1981)	1910 (Nachdruck 1981)
5404 Schleiden	1991	1994
5405 Mechernich	1984	1985
5504 Hellental	1991	1993
5505 Blankenheim	1981	1983

Neben den flächenhaften Angaben der geologischen Karten lagen Punktdaten in Form von Schichtenverzeichnissen der Bohrprofildatenbank DABO des Geologischen Diensts NRW vor. Diese Daten wurden verwendet um Gesamtmächtigkeiten periglaziärer Deckschichten zu ermitteln (s. u.).

4.7.1 Klassifizierung petrographischer Einheiten

Die geologischen Karten zeigen, wie bereits beschrieben, die stratigraphischen Einheiten im Untersuchungsgebiet. Für die Modellierung sind jedoch nicht das Alter der anstehenden Gesteine, sondern deren petrographische Zusammensetzung und Verwitterungsprodukte wichtig.

Daher wird über die schichtspezifischen Angaben in den geologischen Karten und deren Erläuterungsbänden auf die Petrographie geschlossen und so petrographische Einheiten gebildet. Einen schematischen Überblick über die im Folgenden erläuterten Schritte gibt die Abbildung 4-11.



Die Grundlage für die Erstellung petrographischer Einheiten ist das IS Geologische Karte. Zunächst wurde ein Ausschnitt dieser Karte mit den Grenzen des Untersuchungsgebiets in ArcGIS extrahiert. Dieser Ausschnitt besteht aus 2376 Polygonen, denen jeweils einzeln die Schichtenbeschreibungen zugeordnet sind. Im nächsten Schritt wurden alle zu einer Schicht gehörigen

Polygone zusammengefasst, also z.B. alle Polygone die Bereiche des Revin 4 kennzeichneten. Diese Polygonverbände vereinfachen die weitere Verarbeitung der Daten. Es wurden 75 Einheiten gebildet, davon repräsentieren 16 Einheiten quartäre Ablagerungen.

Jede dieser Einheiten, die einer stratigraphischen Schicht entsprechen, wurde nun klassifiziert unter Zuhilfenahme der Erläuterungen zu den geologischen Karten 1:25.000 (HOLZAPFEL 1911a, b, c, WUNSDORF 1943, SCHRÖDER 1979, FUCHS & WOLFF 1981, RIBBERT 1983, 1985, 1993, 1994) und 1:100.000 (KNAPP 1980) sowie weiterer Literatur (MEYER 1986, RICHTER 1985). Die in den einzelnen Schichten vorkommenden Gesteine wurden durch ein Kürzel abgekürzt (nach AG BODEN 1994) und nach Häufigkeit in 1. bis 5. Ordnung eingeteilt. Dies dient vor allem der nun folgenden Ableitung der petrographischen Parameter, aber auch der rein visuellen Darstellung der petrographischen Verhältnisse in der Nordeifel.

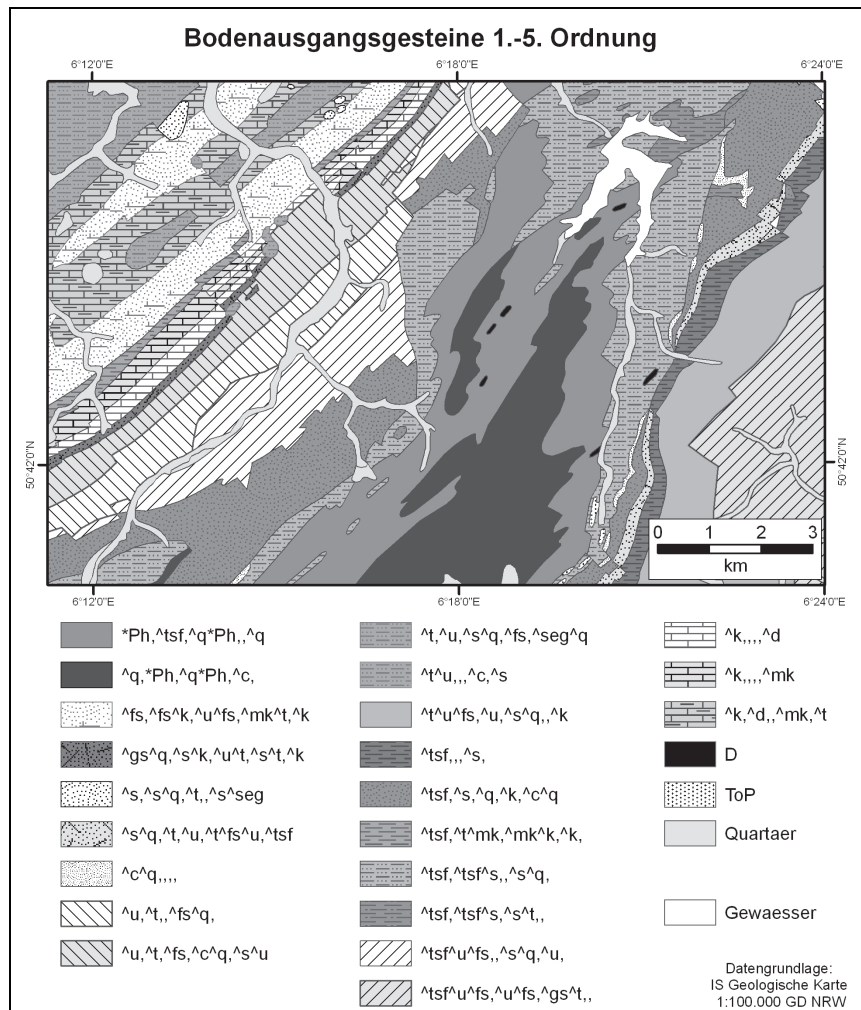


Abbildung 4-12: Ausschnitt aus dem Untersuchungsgebiet im Bereich Hohes Venn und nördliches Vennvorland mit Bodenausgangsgesteins-Klassifikation (erläuternde Tabelle s. Anhang Tabelle 9-2; eigener Entwurf).

und Tonsteine der 4. und 5. Ordnung. Die 3. Ordnung bleibt unbesetzt: ^k, ^d, ^mk, ^t.

Einen Ausschnitt aus der erfolgten Klassifizierung zeigt Abbildung 4-12, die erläuternde Tabelle für alle im Untersuchungsgebiet anstehenden Schichten befindet sich im Anhang (Tabelle 9-2).

Der Vorgang soll am Beispiel des Kohlenkalks kurz erläutert werden. Die stratigraphische Schicht des Kohlenkalks (im IS Geologische Karte mit ct-vK abgekürzt) umfasst ein 200 bis 300m mächtiges Paket aus dem Unterkarbon welches sich in unteren, mittleren und oberen Kohlenkalk aufteilt. Die Schichten bestehen fast ausschließlich aus Kalk- und Dolomitstein, untergeordnet kommen jedoch auch Mergelstein und Tonstein vor. Die häufigen Kalke und Dolomite werden der 1. und 2. Ordnung zugeteilt, die seltenen Mergel-

4.7.2 Ableitung petrographischer Parameter

Um die petrographischen Einheiten in Beziehung zu setzen zu der Verbreitung und den Mächtigkeiten der periglaziären Lagen werden petrographische Parameter nach der Methode von SCHOLTEN (2002) abgeleitet. Es werden vier Parameter erhoben: Verwitterungsbeständigkeit des Bodenausgangsgesteins (BAG), Skelettart, Skelettanteil und Kornfraktion der Verwitterungsprodukte des BAG. Der Parameter „Verwitterungsprodukte des BAG“ meint hier die Eigenschaften des Matrixanteils der Verwitterungsprodukte und beruht auf einer qualitativen Einschätzung der Korngrößenverteilung in 12 Klassen. Diese Klassen werden für alle Bestandteile der 1.-3. Ordnung separat erhoben, anhand der Anteile von Materialien am Gesamtstein wird die Kornfraktion gemittelt, danach wird die Kornfraktionsklasse zu jeder Kartiereinheit zugewiesen.

Aufgrund der von SCHOLTEN (2002) durchgeführten statistischen Untersuchungen zwischen diesen Parametern und Bodenprofilen im Harz kommt er zu dem Ergebnis, dass besonders die Bestandteile der 1. Ordnung und das Verwitterungsprodukt des BAG signifikante Zusammenhänge mit Textureigenschaften und Mächtigkeiten periglaziärer Lagen aufweisen. Hingegen zeigen Skelettanteil und -art sowie die Verwitterungsbeständigkeit des BAG nur eine unzureichende Signifikanz mit den periglaziären Lagen.

Für die folgende Modellierung wurden daher aus den petrographischen Einheiten die Verwitterungsprodukte generiert und die Gesteinsbestandteile der 1. Ordnung als Parameter übernommen, beispielhaft zeigt dies der Ausschnitt aus dem Untersuchungsgebiet in Abbildung 4-13.

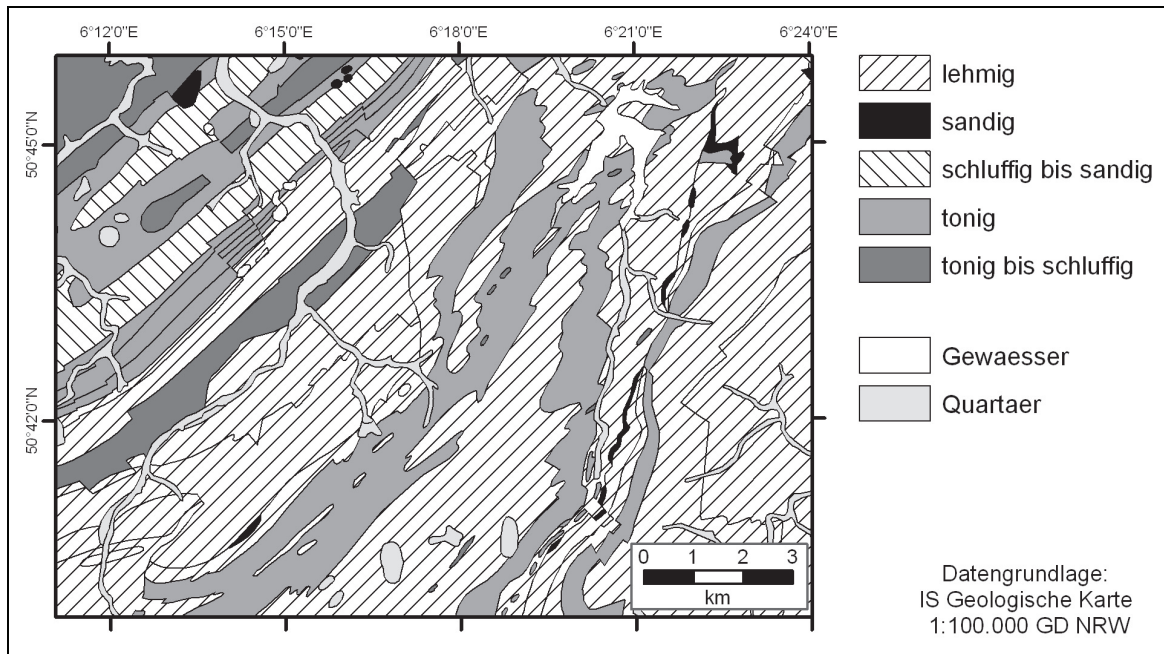


Abbildung 4-13: Aus den petrographischen Einheiten abgeleitete Verwitterungsprodukte am Beispiel des Hohen Venns und des nördlichen Vennvorlands (eigener Entwurf).

4.7.3 Bohrprofildaten

Aus der Bohrungsdatenbank DABO des Geologischen Dienstes NRW, in der alle Bohrungen in NRW erfasst und archiviert werden, standen 2686 Schichtenverzeichnisse für sämtliche nicht vertraulichen Bohrungen im Untersuchungsgebiet zur Verfügung. Abbildung 4-14, S. 48 (kleine Karte) zeigt die Lage der Bohrpunkte im Untersuchungsgebiet, die im nördlichen Bereich eine hohe Dichte aufweisen. Große Teile der Rureifel der nördlichen Kalkeifel sind dagegen nahezu frei von Bohrdaten.

Die Schichtenverzeichnisse zu den einzelnen Bohrpunkten bestehen u. a. aus Angaben zur Lage und Durchführung der Bohrung sowie aus einer detaillierten Beschreibung mit Mächtigkeitsangabe der einzelnen Schichten (Beispiel s. Anhang Tabelle 9-4).

Aus den Bohrdaten wurden Angaben zur Verbreitung und Gesamtmächtigkeiten der Deckschichten gewonnen. Dazu wurden aus dem gesamten Datensatz jene Bohrpunkte extrahiert in deren Schichtenbeschreibung der Terminus „Fließerde“ auftaucht. Aus jeder dieser Schichtenbeschreibungen wurden die Schichten mit Fließerde und die dazugehörigen Horizontangaben ermittelt. Dadurch konnten für diese Bohrpunkte jeweils die Untergrenzen der Fließerden festgestellt werden. Eine Unterteilung in Haupt-, Mittel- und Basislage ist in den Originalbohrdaten nicht vorgenommen worden, daher können dazu keine Angaben erzielt werden. Es sind also nur Aussagen über die Verbreitung und die Untergrenze der Fließerden möglich, damit also die Gesamtmächtigkeit der periglazialen Deckschichten. Abbildung 4-14 zeigt die Gesamtmächtigkeit für die einzelnen Bohrpunkte an, bzw. zeigt die Lage der Bohrpunkte an denen keine Fließerde vorhanden ist

4.8 Software

Für die Aufbereitung, Analyse und Darstellung der Daten wurde mehrere Programme eingesetzt. Für die Aufbereitung der DHM wurde eine Kombination aus ArcView GIS 3.1 (ESRI), Surfer 8 (Golden Software) und SAGA 1.2 benutzt. Die Berechnung der Reliefparameter erfolgte in SAGA 1.2, ebenso die Erstellung von Tallängs- und Querprofilen und Histogrammen. Die Verknüpfung der Parameter mit den geologischen Daten und weitere Analysen erfolgten in ArcGIS 9.0 (ESRI).

ArcView GIS 3.1 und der Nachfolger ArcGIS 9.0 der amerikanischen Firma ESRI stellen weit verbreitete kommerzielle GIS-Programme dar. SAGA 1.2 (System for Automated Geoscientific Analysis) ist eine hybride GIS-Software die am Geographischen Institut der Universität Göttingen in Zusammenarbeit mit scilands GmbH entwickelt wurde. Surfer 8 von der amerikanischen Firma Golden Software wurde z. T. zur Filterung des DGM10 eingesetzt. Mit Grapher 3, ebenfalls von Golden Software, wurden die Diagramme erstellt.

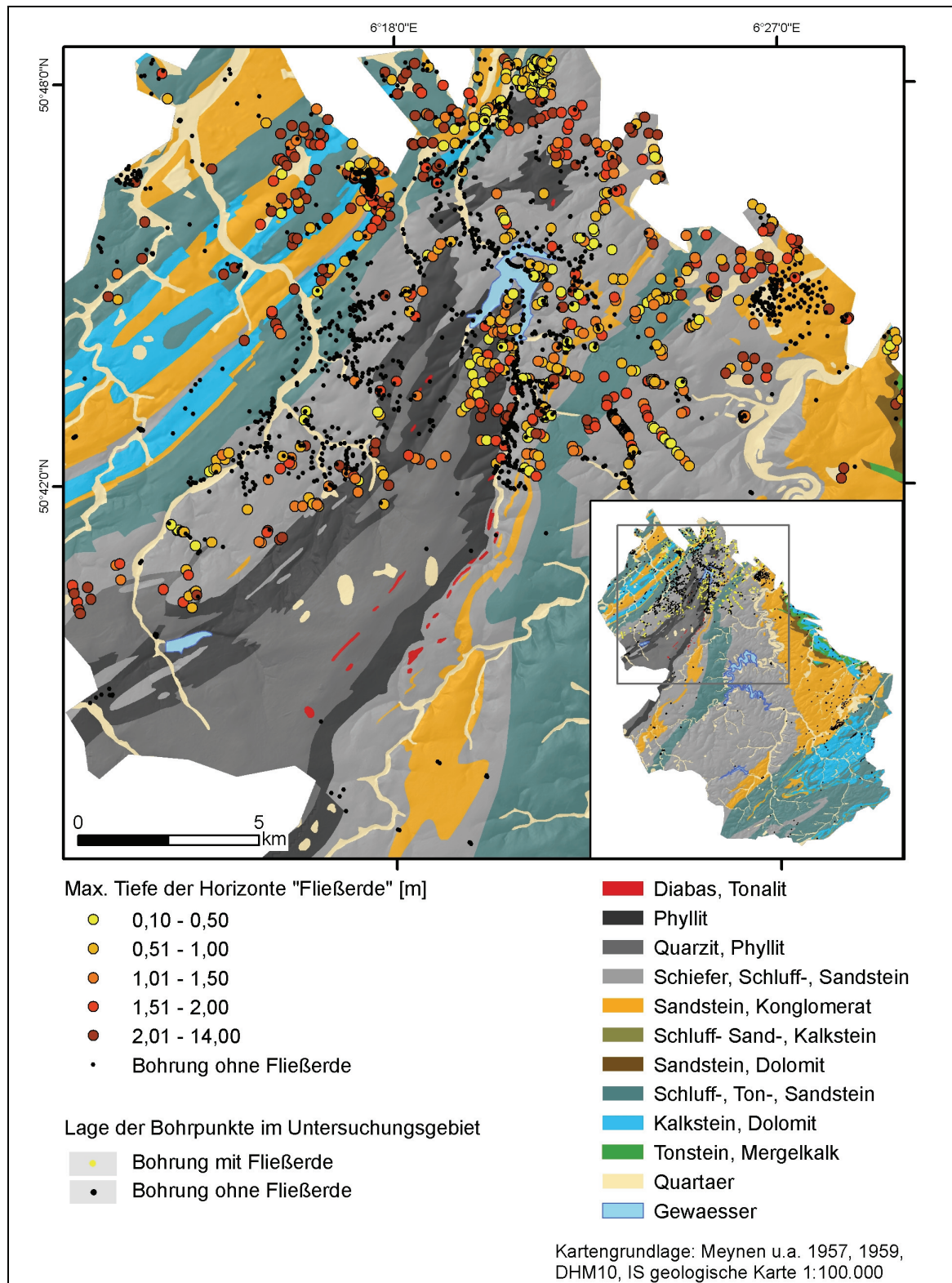


Abbildung 4-14: Kleine Karte: Lage aller Bohrpunkte der DABO-Daten für das Untersuchungsgebiet. Große Karte: Gesamtmächtigkeit der Fließerdehorizonte im nördlichen Teil des Untersuchungsgebiets (mit Schummerung und Petrographie, eigener Entwurf).

5 Ergebnisse Reliefanalyse

Im folgenden Kapitel werden die Ergebnisse der geomorphometrischen Analyse vorgestellt. Der erste Teil des Kapitels (5.1) beschreibt die Ergebnisse der morphometrischen Analyse der Parameter Höhe, Neigung, Exposition und Höhe über Tiefenlinie. Diese Ergebnisse werden verknüpft mit Daten der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke (MTV) um sowohl Aussagen zu treffen über die Verteilung von Flächenniveaus, als auch über die MTV im Untersuchungsgebiet. Der zweite Teil des Kapitels (5.2) beschäftigt sich mit der morphometrischen Analyse des Gewässernetzes im Untersuchungsgebiet. Im dritten Teil folgt die Modellierung der Saprolitverbreitung (5.3), gefolgt vom Verknüpfen der Daten und Ergebnisse zu einer Erklärung der Landschaftsgenese (5.4). Diese Ergebnisse werden mit dem Ergebnis einer Reliefklassifikation (5.5) verglichen.

5.1 Morphometrie des Untersuchungsgebiets

Auf Grundlage der überarbeiteten DGM10 und DGM50 (Kapitel 4.2) wurden die in Kapitel 4.4 vorgestellten Reliefparameter berechnet.

Im Folgenden wird auf die Ergebnisse der Reliefanalyse auf Grundlage des DGM10 eingegangen.

5.1.1 Höhenverteilung

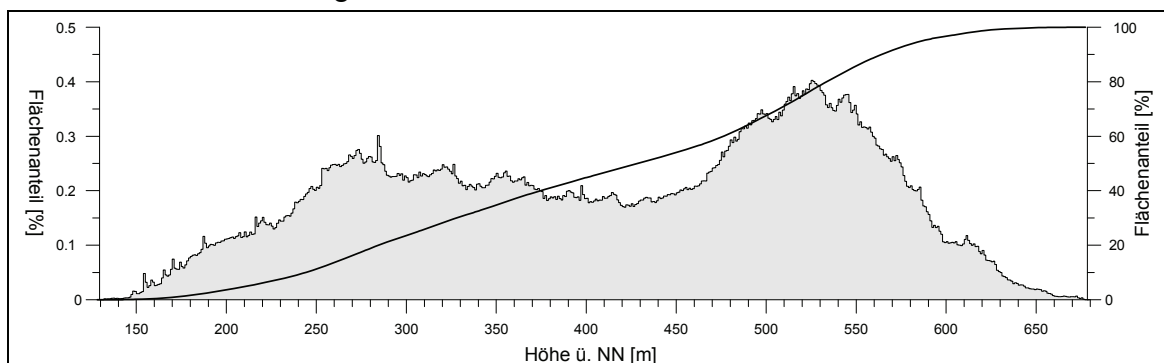


Abbildung 5-1: Histogramm (graue Fläche, linke Ordinate, Klassengröße 1m) und hypsometrische Summenkurve (schwarze Linie, rechte Ordinate) der Höhenverteilung im Untersuchungsgebiet (eigener Entwurf).

Das Histogramm der Höhenverteilung (Abbildung 5-1) zeigt die prozentualen Flächenanteile der Höhenstufen im Untersuchungsgebiet. Die Wasserflächen der sechs Talsperren im Untersuchungsgebiet (Wehebach-, Dreilägerbach-, Kall-, Rur-, Urft- und Olefalsperre) mit einer Gesamtfläche von 11,3km² (0,97% der Fläche des Untersuchungsgebiets) sind rausgerechnet. Betrachtet man den gesamten Verlauf des Histogramms, so zeigt es zwischen ca. 250m und 460m ü. NN eine relativ gleich bleibende Häufigkeitsverteilung mit 0,15% - 0,2% Flächenanteil je Klasseneinheit. Diese Tatsache spiegelt sich auch im gestreckten Verlauf der hypsographischen Summenkurve in diesem Höhenbereich wider (Abbildung 5-1, schwarze Linie). Erst bei ca. 475m ü. NN ändert sich

der Verlauf der Kurve und zeigt einen deutlichen Anstieg. Die Flächenanteile wachsen auf bis zu 0,35% in einem Bereich bis ca. 575m ü. NN. Oberhalb dieser Höhe nehmen die Flächenanteile schnell ab, ausgenommen eines kleinen Bereichs zwischen ca. 600m und 620m ü. NN. Die gleichmäßige Verteilung der prozentualen Flächenanteile zwischen 250m und 475m ü. NN spiegelt die von den Rändern der Nordeifel zu den Hochflächen von NNW über N bis O relativ gleichmäßig ansteigenden Randbereiche der Vennfußfläche und der nördlichen Vennabdachung, des Richtung SW aus dem Tiefland auftauchenden Vennsattels sowie der Mechernicher Triasbucht. Der im Histogramm deutlich erkennbare Bereich höherer Flächenanteile zwischen 475m und 575m ü. NN deutet auf die Gebiete der Hochflächen der Nordeifel.

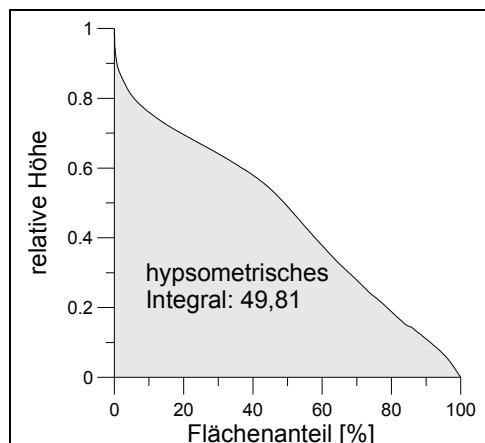


Abbildung 5-2: Relative hypsometrische Summenkurve des Untersuchungsgebiets (eigener Entwurf).

Die relative hypsometrische Kurve des Untersuchungsgebiets (Abbildung 5-2), die die relativen normierten Höhenwerte in Bezug zum prozentualen Flächenanteil wiedergibt, zeigt über die gesamte Länge einen mäßig gestreckten Verlauf mit einem leicht konvexen Abschnitt zwischen 0,4 – 0,6% relativer Höhe, dieser Kurvenverlauf spiegelt sich auch im Wert des hypsometrischen Integrals von 49,81.

Zur genaueren Betrachtung der hypsometrischen Verhältnisse wurden relative hypsometrischen Summenkurven sowie hypsometrische Zuwachsratenkurven für alle Einzugsgebiete 4. Ordnung im Untersuchungsgebiet erstellt. Dabei bezieht sich die 4. Ordnung auf das Flussordnungssystem nach STRAHLER (1957), welches in Kapitel 5.2.1

für das Untersuchungsgebiet erläutert wird. Abbildung 5-4 zeigt die Lage der Einzugsgebiete sowie die dazugehörigen relativen hypsometrischen Summenkurven und die Werte der hypsometrischen Integrale. Zusammen mit den hypsometrischen Zuwachsratenkurven (s. Anhang Abbildung 9-2 und Abbildung 9-3) erlauben diese ein deutlich differenzierteres Bild. Die Einzugsgebiete lassen sich in drei Typen unterteilen: Gebiete mit erhöhten Flächenanteilen im oberen Bereich (z. B. Rur), Gebiete mit einer relativ gleichmäßigen Verteilung der Flächenanteile über die gesamte Höhendistanz (z. B. Veybach) und Gebiete mit erhöhten Flächenanteilen im unteren Bereich (z. B. Bruchbach). Beispielhaft zeigt dies Abbildung 5-3:

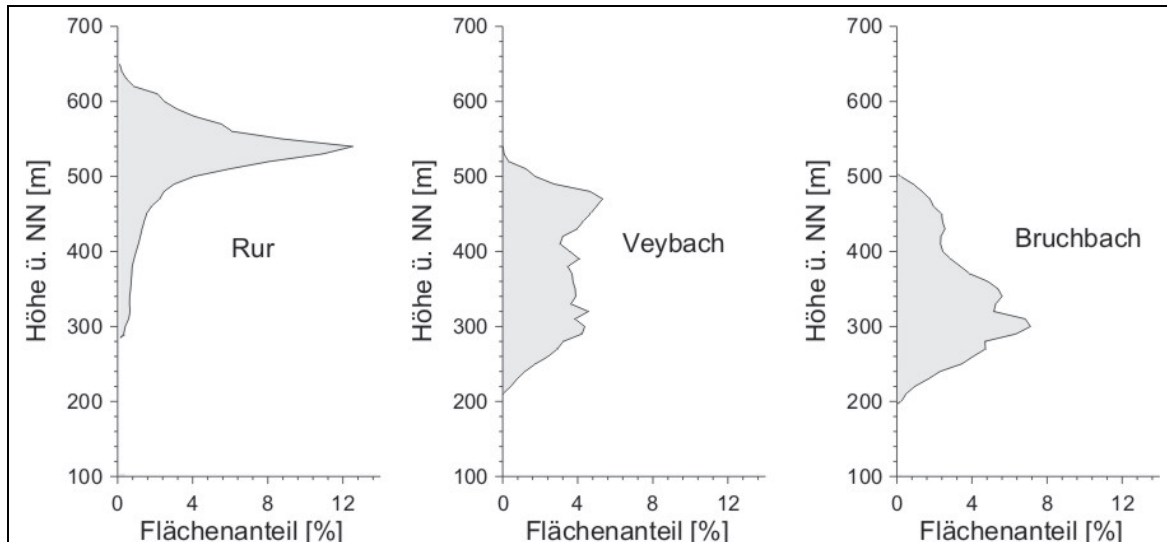


Abbildung 5-3: 3 unterschiedliche Typen von hypsometrischen Zuwachsratenkurven im Untersuchungsgebiet (eigener Entwurf).

Die Zuwachsratenkurve vom Gebiet der Rur zeigt einen deutlichen Peak zwischen ca. 500 und 580m ü. NN, hier werden prozentuale Flächenanteile von 12% erreicht. Diese erhöhten Flächenanteile deuten auf ausgedehntere Flächenniveaus hin. Ähnliche Kurvenverläufe wie für das Einzugsgebiet der Rur zeigen die Kurven der Einzugsgebiete von Wüstebach, Olef, Reifferscheider Bach, Urft und Kall. Ihnen allen gemein sind erhöhte Flächenanteile in den höher gelegenen Bereichen der Gebiete und relativ hohe Werte der hypsometrischen Integrale zwischen 57,9 und 69,4. Allerdings weisen die Kurven der Gebiete Wüstebach, Reifferscheider Bach und in Ansätzen auch Kall zwei Flächenmaxima auf, was auf zwei Flächenniveaus in diesen Gebieten deutet. Im Vergleich der relativen Summenkurven (Abbildung 5-4) fällt auf, dass alle Kurven einen ähnlichen, konvexen Verlauf zeigen. Die prozentual hohen Flächenanteile in diesen Gebieten liegen im Bereich zwischen ca. 480 und 620m ü. NN. Innerhalb dieses Höhenbereichs lassen sich vier Teilbereiche ausgliedern, die als Flächenniveaus gedeutet werden können: 500-520m ü. NN (Urft, Wüstebach), 530-550m ü. NN (Rur, Urft und Kall), 550-580m ü. NN (Wüstebach, Reifferscheider Bach) sowie 590-620m ü. NN (Olef). Dagegen wird im Gebiet des Veybachs kaum die 5%-Marke der prozentualen Flächenanteile einer Höhenstufe überschritten und die Kurve gibt für beinahe alle Höhenstufen des Gebietes einen gleich bleibenden Flächenanteil um die 3-4% an. Einen ähnlichen Verlauf weist die Kurve des Gebiets Wehebach auf. In den Gebieten von Hasselbach, Inde, Vicht, und Bruchbach liegen z. T. umfangreiche Flächen vor, jedoch im unteren Bereich der Einzugsgebiete. Mit zunehmender Höhe nehmen die Flächenanteile ab. Möglicherweise handelt es sich in diesen Gebieten um alte Flächenreste, die aufgrund einer geringeren Hebung des Gebiets in einer tieferen Höhenlage anzutreffen sind, so etwa in den Gebieten Inde, Hasselbach und Vichtbach.

Das Histogramm und die hypsometrischen Kurven des Untersuchungsgebiets sowie der Einzugsgebiete 4. Ordnung geben einen ersten Hinweis auf Flächenniveaus, jedoch ist

das alleinige Merkmal erhöhter Flächenanteile im Untersuchungsgebiet innerhalb eines bestimmten Höhenabschnitts noch kein Beweis für das Vorhandensein von Flächenres-
ten. Daher erfolgt eine genauere Analyse unter Einbeziehung weiterer Reliefparameter
in 5.1.2.

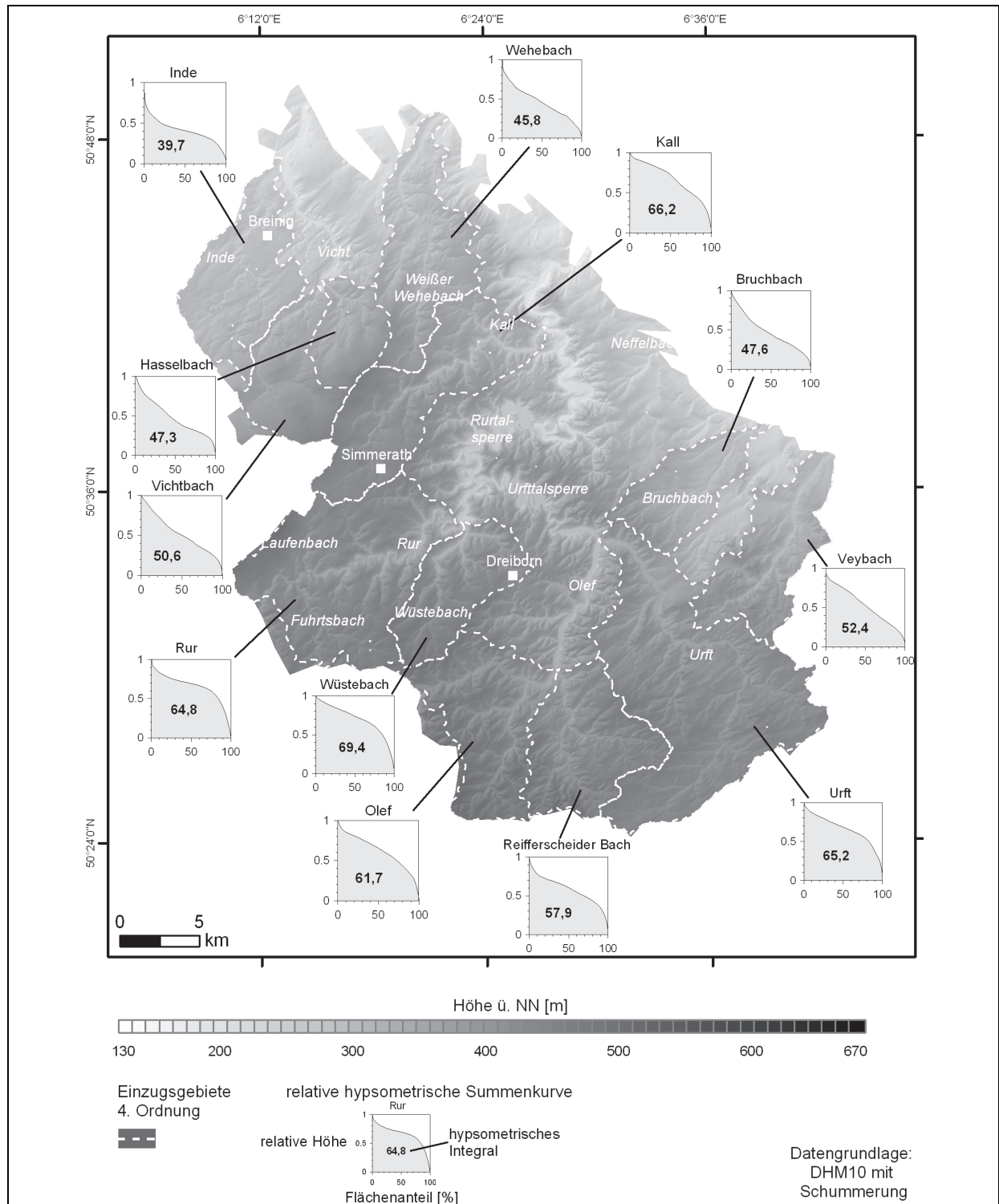


Abbildung 5-4: Höhenstufen und Einzugsgebiete 4. Ordnung sowie deren relative hypsometrische Summenkurven im Untersuchungsgebiet (eigener Entwurf).

5.1.2 Hangneigung

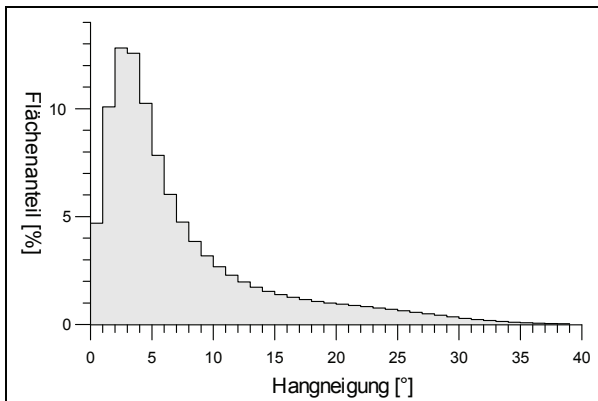


Abbildung 5-5: Klinographisches Histogramm des Untersuchungsgebiets (eigener Entwurf).

Das klinographische Histogramm des Untersuchungsgebiets (Abbildung 5-5) spiegelt die Hangneignungsverhältnisse im Untersuchungsgebiet wieder. Die Wasserflächen der Talsperren (0,97% der Gesamtfläche des Untersuchungsgebiets) sind rausgerechnet, treten also in der Klasse 0-1° nicht auf. Ca. 50% der Fläche haben eine Hangneigung von 0° bis 5° („nicht bis schwach geneigt“ nach der Hangneignungsklassifikation AG BODEN 1994, Tabelle 4-1). Dieser

Neigungsbereich repräsentiert die Gebiete mit Flächenniveaus, schwach geneigten Hängen und Talböden. Weitere 25% der Gesamtfläche weisen eine Hangneigung zwischen 5° und 10° auf und bilden damit Hänge „mittlerer Neigung“. 25% der Fläche des Untersuchungsgebiets weisen eine Hangneigung von über 10° auf und erreichen Maximalwerte von knapp 40° Neigung, also „stark geneigt bis steil“.

Zur genaueren Untersuchung der Hangneignungsverhältnisse im Untersuchungsgebiet wurden für alle Einzugsgebiete 4. Ordnung klinographische Histogramme erstellt (s. Anhang Abbildung 9-4 und Abbildung 9-5).

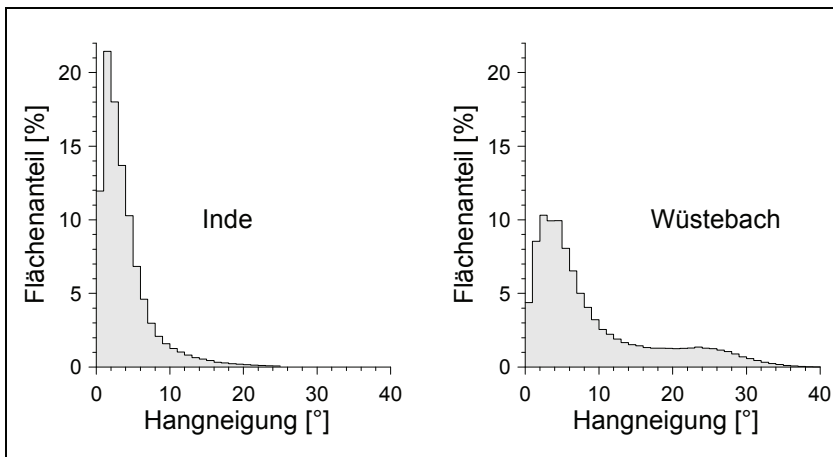


Abbildung 5-6: Charakteristische Beispiele klinographischer Histogramme der Einzugsgebiete 4. Ordnung (eigener Entwurf).

Es lassen sich zwei typische Kurvenverläufe charakterisieren, die beispielhaft an den Gebieten Inde und Wüstebach vorgestellt werden (Abbildung 5-6).

Das Gebiet der Inde zeichnet sich durch einen sehr hohen prozentualen Flächenanteil gering geneigter Flächen aus. 50% des

Einzugsgebietes weisen eine Hangneigung von 0-3° auf und weitere 25% eine Hangneigung von 4-5°. Somit sind nur 25% der Fläche stärker geneigt als 5° und nur knapp 1% stärker als 20°. Die maximale Hangneigung erreicht 32° (0,01% Flächenanteil). Im Gegensatz dazu ist das Gelände im Wüstebach Einzugsgebiet im Durchschnitt weit stärker geneigt. Nur 23% der Fläche sind zwischen 0-3° geneigt, weitere 20% liegen im Bereich 4-5°. Mehr als die Hälfte der Gebietsoberfläche sind stärker als 5° geneigt (knapp

57%), davon liegen immer noch 14% oberhalb der 20° Grenze. Die Hangneigung erreicht maximal 41°. Auffallend im Kurvenverlauf ist der jeweils relativ konstante Anteil an der Hangneigungsklasse zwischen 15° und 26°, dies lässt sich ebenfalls in den Einzugsbereichen Rur und Kall beobachten, in abgeschwächter Form auch im Einzugsgebiet der Olef (Abbildung 9-5). Durch diesen Kurvenverlauf wird deutlich welcher hohe Flächenanteil die steilen und tiefen Täler in der Rureifel darstellen (Wüstebach ca. 14%, Rur ca. 12%, Kall ca. 15%).

5.1.3 Flächenreste und Saprolitverbreitung

Im Gegensatz zur zeitaufwendigen Auskartierung von Flächenresten aus topographischen Karten ist es mit digitalen Rasterdaten möglich die Lage und Verbreitung potenzieller Flächenreste schnell zu ermitteln und somit auch größere Gebiete bearbeiten zu können. Die Entstehung der Hochflächen in der Eifel und ihre Zerschneidung durch fluviale Erosion bedingt durch tektonische Hebung im Känozoikum wurde in Kapitel 3.1 dargestellt. Aus diesem Wissen lassen sich einige Parameter ableiten die in die Berechnung der potenziellen Verbreitung von Flächenresten aus DHM eingehen. Die in der Literatur verwendeten Begriffe Hochflächen, Flächenreste, Rumpfflächenreste oder Altflächen deuten auf zwei wichtige Merkmale der Flächenreste: der flächenhafte Charakter der abhängig ist von der Neigung und einer erhöhten Lage der Flächenreste. Um die Bereiche solcher Flächen im Untersuchungsgebiet zu extrahieren wurden mit den Parameter Hangneigung in Kombination mit dem Parameter Höhe über Tiefenlinie alle Bereiche mit einer Hangneigung von weniger als 2° (nicht bis sehr schwach geneigt) und einer Höhe von mindestens 2m über der Tiefenlinien ausgewiesen. Letzteres diente der Eliminierung der Talbödenbereiche.

Die so ermittelten Flächenniveaus haben einen Flächenanteil an der Gesamtfläche des Untersuchungsgebiets von 11,9%. Abbildung 5-7 zeigt die Verteilung der Flächen, die meist relativ schmale Bereiche entlang der Wasserscheiden bzw. auf den Riedeln einnehmen. Größere zusammenhängende Flächen liegen im Bereich der Vennfußfläche, zwischen Inde und Vicht auf der Hochfläche von Breinig. Diese Bereiche sind z. T. deckungsgleich mit der Verbreitung devonischer Kalke. Eine eindeutige Abhängigkeit zwischen anstehendem Kalk und Flächen von 0-2° kann jedoch nicht festgestellt werden, da sowohl Flächen auf nicht kalkhaltigen Gesteinsschichten vorkommen als auch größere Gebiete mit Kalkstein keine Flächen aufweisen. Ebenfalls erstrecken sich dort Flächenniveaus über petrographische Grenzen hinweg. Weitere ausgedehnte Flächenniveaus bilden die Hochfläche von Simmerath zwischen dem Oberlauf der Kall und der Rur sowie die Hochfläche bei Dreiborn zwischen Rur und Olef. Ebenfalls gibt es im Süden des Untersuchungsgebiets im oberen Einzugsgebiet der Urft einige Flächenniveaus. Ein weiteres relativ ausgedehntes Flächenniveau liegt im Bereich des Hürtgenwalds östlich des Weißen Wehebachs. Zusätzlich lassen sich flächenhafte Bereiche in der Mechernicher Triasbucht feststellen. Die Schichten in der Mechernicher Bucht fallen im Allgemeinen mit 8-15°, höchstens 20° ein (SCHRÖDER 1979), es handelt sich also bei den Flächen nicht um Schichtflächen, da diese ca. 4-11° steiler einfallen als die O-

berfläche. Ob es sich allerdings um Reste ehemaliger Rumpfflächen handelt soll später geprüft werden. Ein Bereich mit auffallend wenigen Flächenniveaus bildet das Einzugsgebiet der Olef und das Hohe Venn, hier scheint die Erosion besonders stark gewirkt zu haben.

Die Flächenniveaus bilden selten zusammenhängende größere Areale, wie etwa auf der Hochfläche von Dreiborn (Abbildung 5-7, Karte III, geschlossener olivfarbener Bereich in der unteren Kartenhälfte), sondern sind oft in einzelne kleinere Areale zerteilt. Diese sind jeweils voneinander getrennt durch Hänge mit einer Neigung zwischen 2° und 5° (Abbildung 5-7, Karte III, Mitte obere Kartenhälfte und am linken Kartenrand). Größere zusammenhängende Flächen zeigen meist einen Höhenspielraum von bis zu 30m.

Zusätzlich wurden die Bereiche mit einer Hangneigung zwischen 2° und 5° ermittelt („sehr schwach bis schwach geneigt“), da in größeren Bereichen mit dieser Hangneigung der flächenhafte Charakter noch vorhanden ist, wie etwa in großen Teilen des Hohen Venns und in der Mechernicher Triasbucht (Abbildung 5-7). Darüber hinaus wurden ebenfalls die Bereiche mit 5° bis 10° Hangneigung extrahiert. In der Rureifel zeigt sich bei 10° Hangneigung eine Grenze der Reliefeinheiten: die Flächenreste und schwach geneigten Hänge sind umrahmt von Hängen mit bis zu 10° Neigung und bilden zusammen eine Reliefeinheit im Gegensatz zu den steil eingeschnittenen Tälern die sich im Landschaftsbild klar abgrenzen (Abbildung 5-7, Karte III). Die Bereiche zwischen 2° und 5° machen einen Flächenanteil von 31,5% an der Gesamtfläche aus. Ausgedehnte schwach geneigte Hänge finden sich auf dem Vennsattel und dem jeweils südwestlichen Teil der Nord- und Südabdachung des Vennsattels. In den nordwestlichen Bereichen der Nord- und Südabdachung sind diese Hänge von der rückschreitenden Erosion der nach Norden und Nordosten entwässernden Flüsse (Kall, Weißer Wehebach) aufgezehrt. Weiterhin sind im oberen Einzugsgebiet der Urft und in der Mechernicher Triasbucht große Bereiche mit schwach geneigten Hängen vorhanden.

Weiter talwärts setzen als „Umrandung“ dieser Hänge Hangbereiche mit einer Neigung von 5° bis 10° ein („mittel geneigt“), die dann durch eine konvexe Hangkante von den steil eingeschnittenen Tälern begrenzt werden. 23,4% der Gesamtfläche fallen in diesen mittel geneigten Hangbereich.

Ein weiterer Indikator für die unterschiedlichen Reliefeinheiten und die Abgrenzung zwischen den Hochflächen in Kombination mit den langgestreckten Hängen und im Gegensatz dazu den steil eingeschnittenen jüngeren Tälern ist die vertikale Wölbung. Abbildung 5-7 zeigt neben den Flächen und Hängen bis 10° zusätzlich Bereiche mit stark konvexer und stark konkaver vertikaler Wölbung. Besonders das talwärts abrupte Einsetzen der stark konkaven Bereiche (Hangschulter) an der 10° Hangneigungsgrenze zeigt den deutlichen Wechsel der Reliefeinheit.

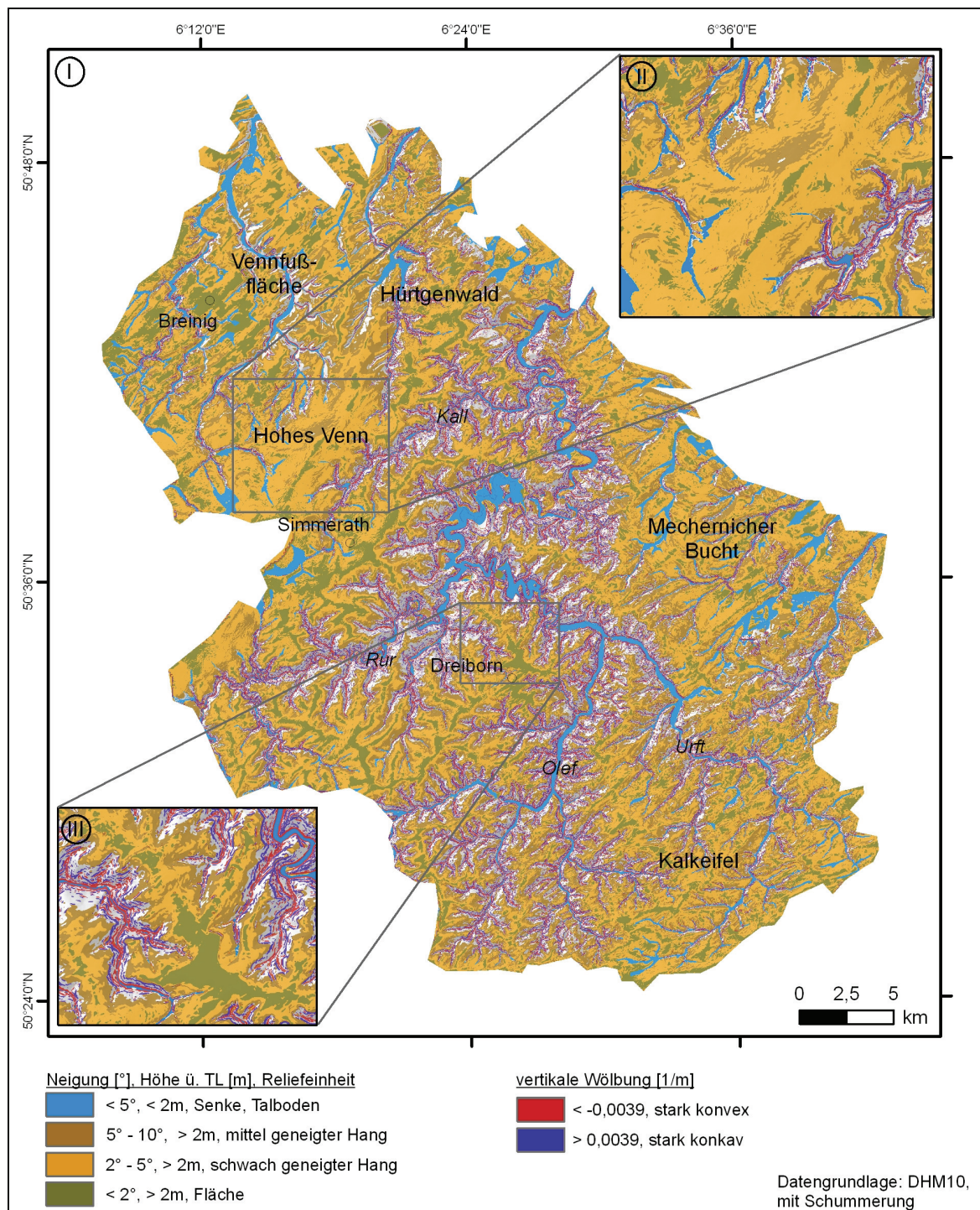


Abbildung 5-7: Reliefbereiche im Untersuchungsgebiet, berechnet mit den Parametern Höhe über Tiefenlinie, Hangneigung und vertikale Wölbung. Graue Bereiche fallen in keine der sechs Klassen. Einen vergrößerten Ausschnitt des Hohen Venns zeigt Karte II, die Hochfläche von Dreiborn zeigt Karte III (eigener Entwurf).

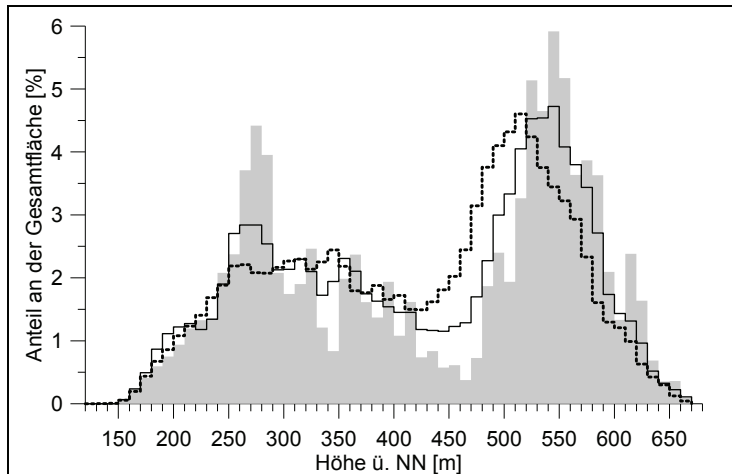


Abbildung 5-8: Histogramme der Flächen (0°-2°, grau), schwach geneigten Hänge (2°-5°, schwarze Linie) und mittel geneigten Hänge (5°-10°, gepunktete Linie), Klassengröße 10m (eigener Entwurf).

Die Histogramme für die drei besprochenen Reliefeinheiten „Flächen“, „Hang geringer Neigung“ und „Hang mittlerer Neigung“ bestätigen mehrere Flächenniveaus die bereits mit Hilfe der hypsometrischen Zuwachsratenkurven der Einzugsgebiete 4. Ordnung ausgewiesen wurden (Abbildung 5-8). Das tiefste Flächenniveau liegt in einem Höhenbereich von ca. 260-290m ü. NN, diese Höhenstufe ist besonders im Bereich der Vennfußfläche verbreitet

(Abbildung 5-4). Dieses Niveau ist vom nächsten großen Flächenkomplex zwischen ca. 500m-590m ü. NN getrennt durch einen Bereich der geringe Flächenanteile aufweist. Vor allem im Bereich zwischen ca. 400m und 480m ü. NN sind die prozentualen Flächenanteile besonders gering. Die größten Flächenanteile geringer Hangneigung im Untersuchungsgebiet liegen im Bereich von 520-590m ü. NN. Oberhalb folgen bei 610-630m ü. NN kleinere Flächenreste, diese befinden sich im Südwesten des Untersuchungsgebiets auf den dort in Auflösung begriffenen Riedeln zwischen den Oberläufen von Fuhrtsbach und Wüstebach, bzw. zwischen den Oberläufen von Wüstebach und Olef. Besonders im Einzugsgebiet Olef ist der Flächenanteil zwischen 590m und 620m ü. NN besonders groß (Abbildung 9-3). Womöglich liegen hier Reste der R2 vor (Kapitel 3.1), die in der Literatur mit einer Höhe von ca. 600m ü. NN angegeben wird (STICKEL 1927, MEYER 1986, DEMOULIN 1995). Im Gegenzug sind die Flächen um 500m bis 520m ü. NN im Einzugsgebiet Urft und Wüstebach als Reste der jüngeren Rumpffläche R1 zu deuten, für die diese Höhenstufe in der Literatur angegeben wird. Zusätzlich sind deutlich zwei weitere Flächenniveaus morphometrisch auszugliedern, zwischen 530m und 550m ü. NN (Einzugsgebiete Rur und Kall) sowie zwischen 550m und 580m ü. NN (Einzugsgebiete Wüstebach und Olef). Möglicherweise sind die Flächen zwischen 530 und 550m ü. NN Reste der R1 die hier aufgrund stärkerer Hebung in einem um 30m höheren Niveau liegen.

Zusätzlich zur Flächenverteilung sind in Abbildung 5-8 die Histogramme für die Bereiche 2°-5° und 5°-10° Hangneigung eingetragen. Beide Histogramme zeigen eine ähnliche Verteilung wie die der Flächenniveaus (graue Fläche in Abbildung 5-8). Im Verlauf ab ca. 400m ü. NN sind jedoch beide Histogramme jeweils nach links versetzt. Diese Bereiche schließen sich also talwärts an die Flächen an, und zwar zuerst die schwach geneigten Hänge und anschließende die mittel geneigten Hänge. In den unteren Höhenstufen ist dieser Verlauf der Histogramme nicht zu beobachten, auch erreichen die Flä-

chenanteile der schwach bis mittel geneigten Hänge nicht die Prozentwerte der Flächenreste in 260m-290m ü. NN.

Bei einem Vergleich der Flächen von 0-2° Neigung und den von MÜCKENHAUSEN (1953) kartierten Gebieten mit fossilen Verwitterungsdecken (Abbildung 5-9) sieht man im Süden des Untersuchungsgebiets, dass die Flächen nicht alleiniges Verbreitungsgebiet dieser Verwitterungsdeckenreste sind, die Flächen aber komplett in die kartierten Bereiche fallen. Die Reste der MTV (mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke, Kapitel 3.2) treten hier im Bereich der Flächen und der schwach bis mittel geneigten Hangbereiche auf. Im nördlichen Verbreitungsgebiet der MTV (Vennsattel und nördliche Vennabdachung) sind jedoch gerade die Flächen auf den Kammbereichen des Vennsattels ohne MTV. Die MTV scheint in diesen Lagen aufgrund der starken Hebung bereits erodiert. Das Flächenniveau in diesem Bereich stellt also entweder eine flächenhafte Verwitterungsfront der MTV an der Grenze zum Anstehenden an, oder es ist kein wirklicher Flächenrest sondern der Scheitelbereich des schildförmig aufgewölbten Vennsattels, der einen Flächenrest vortäuscht.

Dem Bereich der Vennabdachung lagern Reste der MTV auf, daher liegen hier schräg gestellte Flächenreste vor. Auch die Flächen im der Vennfußfläche sind Flächenreste wenn ihnen noch MTV-Reste auflagern. Diese Befunde lassen jedoch vermuten, dass es sich auf dem Kamm des Vennsattels um echte Flächenreste handelt und hier aufgrund der stärksten Hebung die MTV bereits gänzlich erodiert ist.

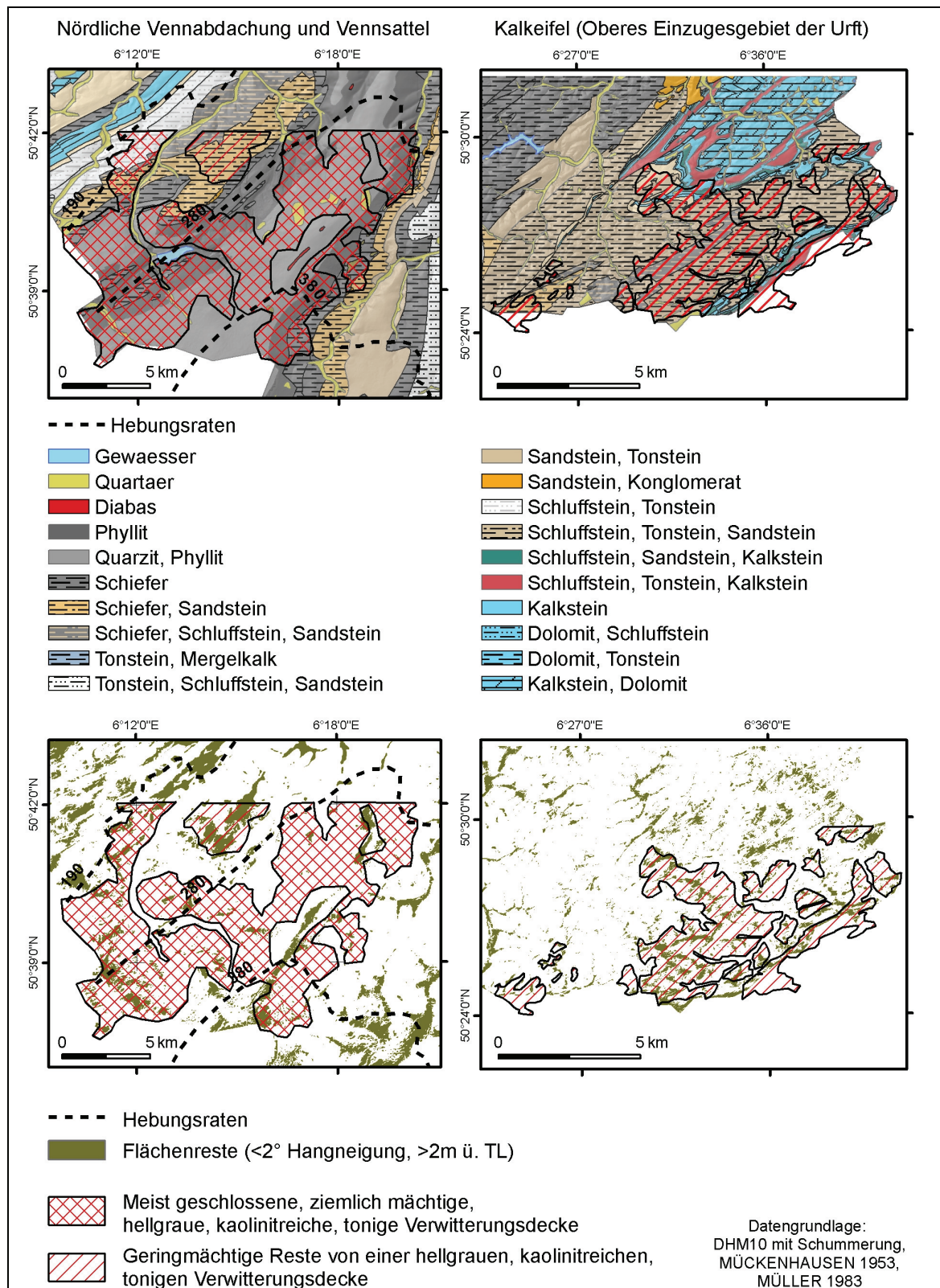


Abbildung 5-9: Verbreitung fossiler Verwitterungsdecken in Teilbereichen des Untersuchungsgebiets nach MÜCKENHAUSEN (1953), Petrographie (1. u. 2. Ordnung des Bodenausgangsgesteins), Verbreitung der Flächen sowie Hebungsraten seit dem Spätertär nach MÜLLER (1983) (eigener Entwurf).

Um ergänzende Informationen über Mächtigkeit und Verbreitung der MTV zu bekommen, vor allem für die von MÜCKENHAUSEN (1953) nicht kartierten Gebiete, wurden die Profilbeschreibungen der Bohrungsdatenbank DABO des GD NRW hinzugezogen. Nur acht Profile geben einen Hinweis auf eine fossile Verwitterungsdecke durch erbohrten Verwitterungston, die zum einen aufgearbeitet als Fliesserde („Fliesserde aus Verwitterungston“), zum andern als eigenständige Schicht vorhanden ist. Die Lage der Bohrprofile zeigt Abbildung 5-10. Jedoch kann der Verwitterungston auch aus verwittertem Löss und einer folgenden Aufarbeitung in Solifluktuationsdecken hervorgegangen sein. Mindestens ein Profil (Nr. 1156) spricht allerdings dagegen und für einen MTV-Rest, da hier der Verwitterungston über vollständig verwittertem Revin 5 ansteht.

Tabelle 5-1: Bohrprofile der Bohrungsdatenbank DABO in denen der Terminus „Verwitterungston“ vorkommt, Erläuterung siehe Text (eigener Entwurf).

Profilnummer	Laut MÜCKENHAUSEN (1953) MTV vorhanden	Hangneigungsbereich	Auszug aus der Profilbeschreibung
436	(-)	5-10°	Fliesserde aus Verwitterungston (90cm mächtig)
437	(X)	2-5°	Fliesserde aus Verwitterungston (100cm mächtig) über Fliesserde aus Feinkies (60cm mächtig)
438	X	2-5°	Fliesserde aus Verwitterungston (190cm mächtig)
703	(außerhalb des kartierten Bereichs)	2-5°	Fliesserde (60cm mächtig) über Fliesserde aus Verwitterungston (70cm mächtig)
704	“	>10°	Fliesserde (40cm mächtig) über Fliesserde aus Verwitterungston (60cm mächtig)
1080	“	2-5°	Fliesserde (210cm mächtig) über Verwitterungston (mind. 240cm mächtig)
1081	“	2-5°	Fliesserde (180cm mächtig) über Verwitterungston (mind. 120cm mächtig)
1156	“	2-5°	Fliesserde aus Verwitterungston (30cm mächtig) über Ton (Revin 5, vollständig verwittert, 120cm mächtig)

Die Profile 436, 437 und 438 liegen in dem von MÜCKENHAUSEN (1953) kartierten Gebiet. Laut seinen Kartierungsergebnissen liegen die Profile 438 und 437 im Bereich der fossilen Verwitterungsdecke. Dieses Ergebnis lässt sich jedoch nur bedingt in den Bohrprofilbeschreibungen wieder finden, da hier ein Verwitterungston nur als aufgearbeitetes Material der Fliesserden vorkommt, jedoch nicht als eigenständige Schicht.

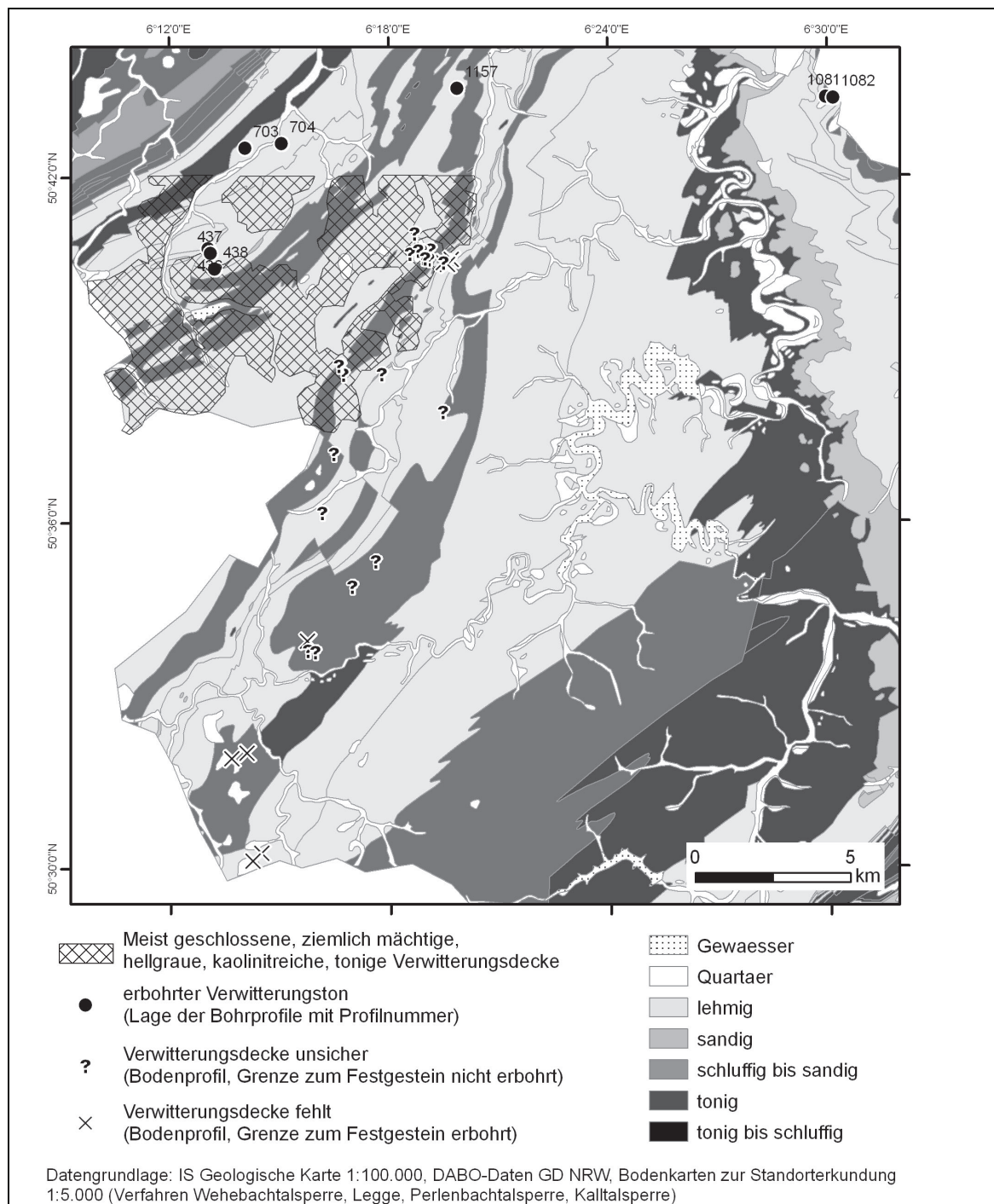


Abbildung 5-10: Lage der Bohrprofile in denen Verwitterungston (in situ und aufgearbeitet) erbohrt wurde; Lage der Bodenprofile (Erklärung siehe Text), Verbreitung der fossilen Verwitterungsdecke (MÜCKENHAUSEN 1953) und Verwitterungsprodukte des BAG, geschummerte Darstellung (eigener Entwurf).

Einen weiteren indirekten Hinweis auf die Verbreitung der MTV geben die Ergebnisse von vier Kartierungen der Bodenkarten zur Standorterkundung 1:5.000 des GD NRW in den Bereichen Kaltalsperre, Perlenbachtalsperre, Monschau-Legge und Wehebachtalsperre (s. auch Kapitel 6.1). Alle Böden der untersuchten Bodenprofile sind aus Fließ-

erden entstanden. In wenigen Profilen wurde die Grenze zum Festgestein erbohrt (Abbildung 5-10, gelbe Punkte), dabei wurde zwischen Fließerde und Festgestein keine Saprolithlage festgestellt. An diesen Profilen gilt daher die völlige Erosion der MTV als gesichert. Dieses Ergebnis ist deckungsgleich mit den Kartielergebnissen von MÜCKENHAUSEN (1953).

5.1.4 Exposition

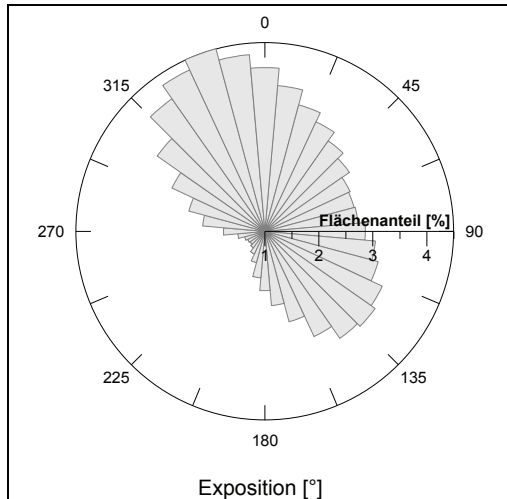


Abbildung 5-11: Poldiagramm der Exposition im Untersuchungsgebiet (eigener Entwurf).

Neben der Höhe ü. NN und der Hangneigung wurde als weiterer wichtiger Reliefparameter der Reliefanalyse die Expositionsverteilung im Untersuchungsgebiet analysiert. Hierfür wurde ein Poldiagramm der Exposition mit einer Klassengröße von 10° erstellt. Es gibt die prozentualen Flächenanteile der Expositionsrichtung im Untersuchungsgebiet an. Zwei Bereiche erhöhter Flächenanteile fallen auf: NW bis N-exponierte und SO-exponierte Flächen. Extrem gering sind dagegen Flächen mit einer Exposition zwischen ca. 160° und 280° (SSW bis W). Relativ geringe Flächenanteile besitzen auch die Bereiche mit NO bis O Exposition (ca. 45°-90°). Die Verteilung zeigt also einen deutlichen Schwerpunkt entlang einer SO-NW-Achse die

senkrecht zum variszischen Streichen verläuft. Besonders im nördlichen Bereich des Untersuchungsgebiets (Vennfußfläche, Hohes Venn) ist das variszische Streichen ein wichtiger Faktor für die Ausprägung des Reliefs, da sich die Flüsse bevorzugt parallel zur Streichrichtung eintiefen. Dies geschieht entlang von Schwächezonen, entweder an Schichtgrenzen oder in petrographisch weicherem Gestein (FEHN 2002). Dadurch entstehen lange Talläufe in Streichrichtung, was zu einer erhöhten Anzahl von Hangexpositionen senkrecht zur Streichrichtung führt.

Ein weiterer Faktor zur Erklärung der Expositionsverteilung ist die allgemeine Abdachung des Untersuchungsgebiets nach N, NO und O zum Tiefland hin. Dadurch gibt es quasi keine Hänge mit einer SW-Exposition.

Nicht zuletzt spielen evtl. Soliflutionsprozesse während des Pleistozäns eine Rolle, die unter periglazialen Bedingungen zur Entstehung von Talasymmetrien beigetragen haben können. Die höheren Flächenanteile der NW- bis N-exponierten Hänge deuten darauf hin, dass diese Hänge flacher sind als die SO-exponierten (steileren) Hänge. Dieser Punkt wird in Kapitel 5.2.5 weiter untersucht.

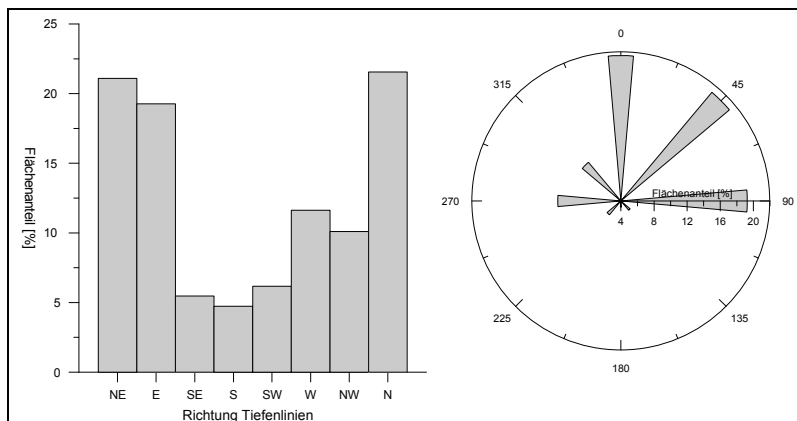


Abbildung 5-12: Abflussrichtung der aus dem DHM10 abgeleiteten Tiefenlinien (eigener Entwurf).

In diesem Zusammenhang ist es auch interessant die Verteilung der Abflussrichtung der Tiefenlinien zu betrachten (Abbildung 5-12): Mit jeweils ca. 20% Flächenanteil an der Gesamtfläche der Tiefenlinien bilden die nach N, NE und E gerichteten Tiefenlinien die Hauptabflussrichtungen. Hier

spiegeln sich die bereits angesprochenen Faktoren wieder, nämlich die Abdachung zu den Vorflutern im Norden, Nordosten und Osten des Gebiets sowie das variszische Streichen der Gesteinsschichten.

5.1.5 Höhe über Tiefenlinie

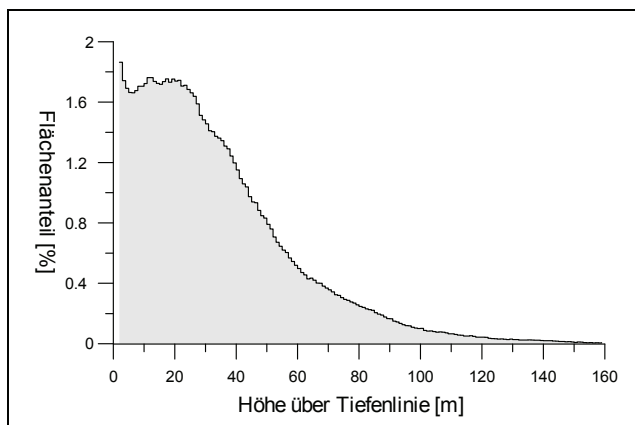


Abbildung 5-13: Histogramm des Reliefparameters Höhe über Tiefenlinie im Untersuchungsgebiet (eigener Entwurf).

Das Histogramm des Parameters Höhe über Tiefenlinie (Abbildung 5-13) gibt einen Eindruck der Reliefenergie im Untersuchungsgebiet. 40% der Fläche des Untersuchungsgebiets liegt in einem Bereich zwischen 0 und 20m über der Tiefenlinie und setzen sich aus drei Typen unterschiedlicher Reliefpositionen zusammen (Abbildung 5-14): Bereiche direkt entlang der Tiefenlinie (Talböden) im Einzugsgebiet der Rur und der Olef, flache Quellmulden im Hohen Venn und größere tiefenlinien-

begleitende Bereiche in den Übergangsregionen Vennfußfläche und Mechernicher Triasbucht. Als Randgebiete die vom Mittelgebirge zum Tiefland vermitteln und damit insgesamt eine geringere Höhenlage über den Vorflutern besitzen als die Mittelgebirgsbereiche, ist dies bei der Vennfußfläche und der Mechernicher Bucht nicht weiter verwunderlich. Im Bereich der Kalkeifel, welche in etwa die gleiche Höhenlage aufweist wie die höher gelegenen Regionen der Rureifel (Einzugsgebiet der Olef, oberes Einzugsgebiet der Rur), haben sich die Flussläufe dagegen aufgrund der Verkarstung und des damit verbundenen verstärkten unterirdischen Abfluss weniger stark eingetieft. Im Einzugsgebiet der Olef dagegen beschränken sich die Bereiche unterhalb 20m ü. TL beinahe ausschließlich auf die Talsenken.

Im Gegensatz dazu gibt es Bereiche mit besonders hoher Reliefenergie ($>80\text{m}$ ü. Tiefenlinie) die vor allem talbegleitend entlang der Rur und den Unterläufen ihrer Tributäre zu finden sind, bzw. auf den Riedeln zwischen letzteren. Den Kernbereich bildet das Gebiet zwischen Monschau und Einruhr. Weiterhin sind größere Bereiche entlang des Mittel- und Unterlaufs der Kall sowie auf den Kammbereichen des Vennsattels vorhanden. Entlang der Olef gibt es ebenfalls kleinere Bereiche hoher Reliefenergie, bei den Tributären Prether Bach und Platißbach auch bemerkenswert nah der Quellbereiche. Ein völlig anderes Bild bietet sich dagegen im gesamten Oberlauf der Urft und ihrer Tributäre, denn hier wird die 80m-Marke an keiner Stelle überschritten, ebenso in der Mechernicher Triasbucht und in der Vennfußfläche. Ein wesentlicher Faktor für diese Verteilung scheint die jüngere Hebung der Nordeifel (Kapitel 3.1) zu sein. Abbildung 5-14 zeigt neben dem Parameter Höhe über Tiefenlinie auch die Hebungsraten seit dem Spätertertiär (MÜLLER 1983). Diese lassen sich zu einem ersten Erklärungsansatz heranziehen. Betrachtet man den Anstieg von der Vennfußfläche über die nördliche Vennabdachung bis zum Vennsattel, so korrespondiert die Zunahme der Reliefenergie mit der Zunahme der Hebungsraten. Auch liegt das Gebiet mit der höchsten Reliefenergie entlang der Rur, bevor diese in den Rurstausee mündet, im Bereich der stärksten Hebungsraten bzw. an der Grenze dazu. Im Zentrum der 380m-Hebungsratenkurve befindet sich die Hochfläche von Simmerath mit Höhen unter 20m ü. TL. Das bedeutet, dass die Hebung dieses Gebietes relativ jung sein muss, sonst hätten die Tributäre der Rur sich bereits stärker in diesen Flächenrest erosiv eingetieft. Aus dem Forschungsstand (Kapitel 3.1) geht hervor, dass die Mechernicher Triasbucht, wie die Vennfußfläche, geringerer gehoben wurde. Sie zeigt eine ähnlich hohe Anzahl von Gebieten mit einer geringen Reliefenergie wie die Vennfußfläche.

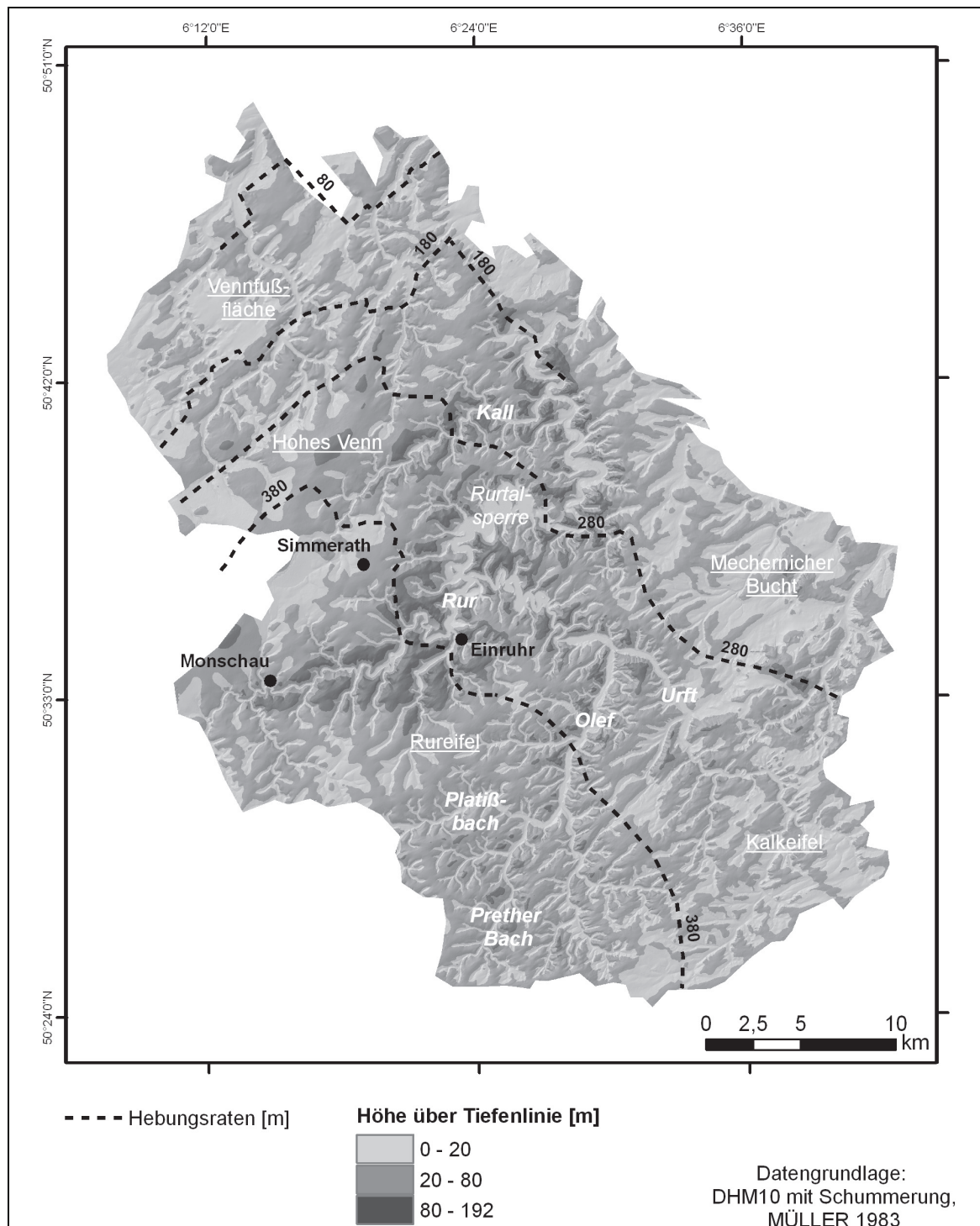


Abbildung 5-14: Reliefparameter Höhe über Tiefenlinie, dargestellt in drei Klassen, sowie die Hebungsraten seit dem Spättertiär nach MÜLLER (1983), ergänzt (eigener Entwurf).

Das die tektonische Hebung jedoch nicht der einzige Regelfaktor für die Stärke der fluvialen Erosion und daraus resultierender erhöhter Reliefenergie darstellt, wird im südlichen Bereich des Untersuchungsgebiets deutlich. Der Bereich des Urftoberlaufs am südöstlichen Rand des Untersuchungsgebiets weist eine vergleichbare Höhenlage ü. NN und eine ähnliche Entfernung zum Vorfluter auf wie das nordwestlich benachbarte Ein-

zugsgebiet der Olef. Im Gegensatz zu diesem werden jedoch Höhen von mehr als 80m über der Tiefenlinie nicht erreicht, und der Anteil an Höhen geringer als 20m ü. TL ist deutlich größer. Hier scheinen die Ton- und Schluffsteine der Klerfer Schichten im Bereich des Urftoberlaufs widerständiger zu sein (Kapitel 2.2). Zusätzlich spielen auch die Kalke und Dolomite der Sötenicher Mulde eine Rolle. Ebenfalls auf petrographische Unterschiede ist die relativ geringe Reliefenergie des Vennsattels im Gegensatz zur Rureifel zurückzuführen. Der harte Quarzit des Vennsattels ist wesentlich erosionswiderständiger als die Ton-, Sand- und Schluffsteine des Unterdevons der Rureifel, so dass der Vennsattel trotz größerer Höhenlage ü. NN eine geringere Reliefenergie aufweist als die Rureifel.

5.2 Analyse der Tiefenlinien

Neben der Analyse der Höhenverteilung und der Hangneigung gibt die Betrachtung des Gewässernetzes weitere Aufschlüsse über die Entwicklung und die räumliche Differenzierung des Untersuchungsgebiets. Zu diesem Zweck wurde ein Tiefenliniennetz erstellt (Kapitel 4.4.2). An dieser Stelle sei noch mal auf den Unterschied zwischen Tiefenliniennetz und tatsächlichem Gewässernetz hingewiesen. Das Tiefenliniennetz wird erstellt auf Grundlage eines Einzugsgebietsgrößen-Rasters, welches wiederum aus dem DHM10 abgeleitet ist. Durch Angabe der Schwellenwerte „Mindesteinzugsgebietsgröße“ und „minimaler Tiefenlinienlänge“ wird das Einsetzen der Tiefenlinien nach Ermessen des Bearbeiters generiert. Das in dieser Arbeit verwendete Tiefenliniennetz beruht auf einer Mindestgröße der Einzugsgebiete von $3,5\text{km}^2$ und einer Mindestlänge von 500m. Ab diesen Schwellenwerten setzen die Tiefenlinien ein. Als Orientierung bei der Festlegung dieser Werte diente ein Vergleich mit den Gewässersignaturen der topographischen Karten 1:25.000 des Untersuchungsgebiets.

Die Tiefenlinienanalyse beruht auf der Berechnung der Gewässernetzordnung nach STRAHLER (1957), Dichteberechnungen des Tiefenliniennetzes, der Analyse von Fließgewässernanfängen und ihrer Dichte sowie Tallängs- und querprofilen.

5.2.1 Gewässernetzordnung

Nach dem Ordnungssystem des Gewässernetzes (bzw. des Tiefenliniennetzes) von STRAHLER (1957) wird einem Fließgewässer (bzw. einer Tiefenlinie) ab der Quelle die Ordnungszahl 1 zugewiesen. Treffen zwei Flüsse erster Ordnung zusammen, entsteht nach dem Zusammenfluss ein Fluss zweiter Ordnung. Treffen zwei Flüsse zweiter Ordnung zusammen, wird nach dem Zusammenfluss ein Fluss dritter Ordnung daraus usw. Fließt ein Fluss mit einer kleineren Ordnungszahl in einen Fluss höherer Ordnungszahl ändert sich die Ordnungszahl dagegen nicht. Abbildung 5-15 zeigt die Flussordnungszahlen für das Tiefenliniennetz und das Gabelungsverhältnis der Einzugsgebiete vierter Ordnung im Untersuchungsgebiet. Einziger Fluss sechster Ordnung ist die Rur nach dem Zusammenfluss mit der Urft.

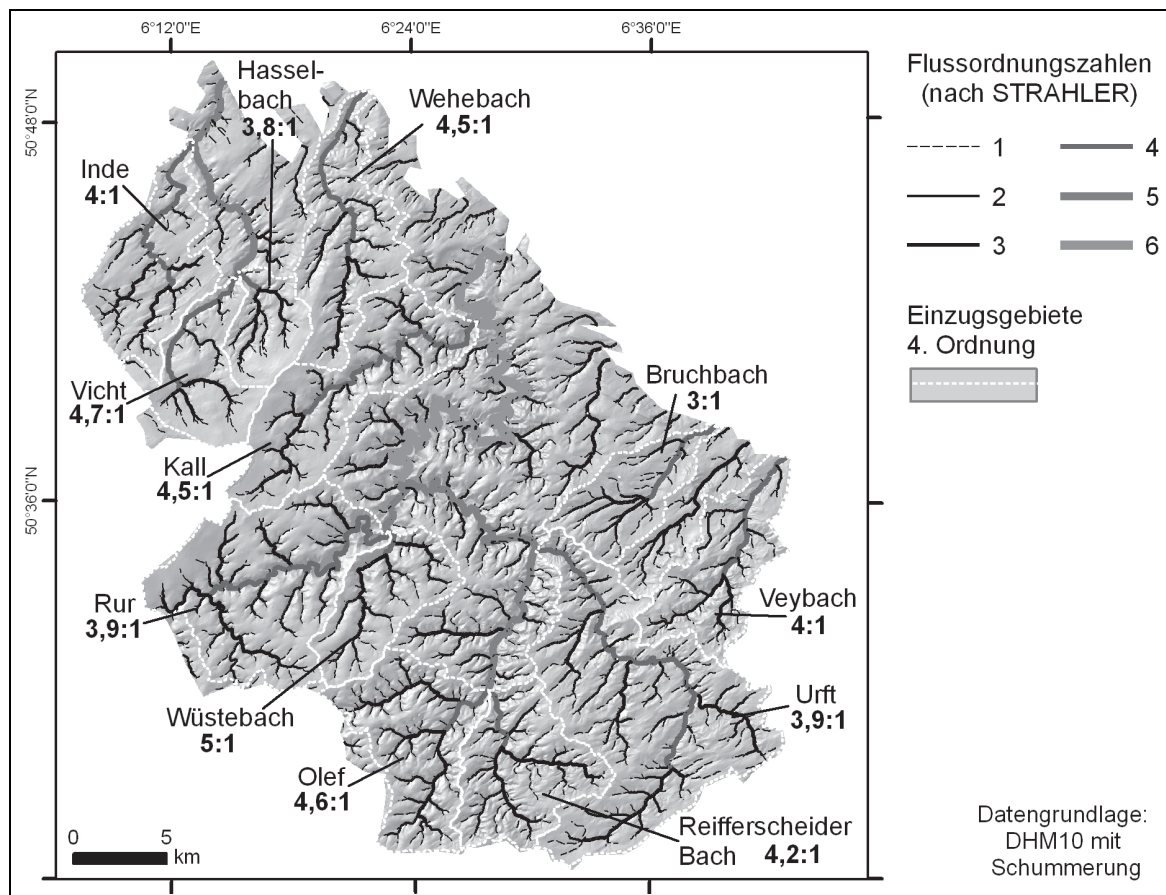


Abbildung 5-15: Gewässernetzordnung nach STRAHLER und Gabelungsverhältnis zwischen 1. und 2. Ordnung der Einzugsgebiete 4. Ordnung (eigener Entwurf).

Das Gabelungsverhältnis R_b (bifurcation ratio, HORTON 1945) beschreibt das Verhältnis zwischen der Anzahl der Flüsse einer Ordnung zur Anzahl der Flüsse nächst höherer Ordnung.

$R_b = N_u / N_{u+1}$ mit R_b : Gabelungsverhältnis

N_u : Flusszahl der Ordnung u

N_{u+1} : Flusszahl der Ordnung $u+1$

STRAHLER (1964) gibt als Norm für R_b eine Wertespanne von 3 bis 5 an, Abweichungen davon deuten auf die Verformung der Gerinnenetzstruktur durch einen starken Einfluss der geologischen Verhältnisse. So fällt etwa das Einzugsgebiet des Wüstebachs mit einem Gabelungsverhältnis zwischen 1. und 2. Ordnung von 5 auf, was auf ein gut entwickeltes Gerinnenetz deutet, wahrscheinlich auf Grund der anstehenden weichen Schieferfichten. Die Werte sämtlicher Gabelungsverhältnisse zwischen den Tiefenlinien 1., 2., 3. und 4. Ordnung sowie das mittlere Gabelungsverhältnis R_{mb} zeigt Tabelle 9-5 (s. Anhang).

5.2.2 Analyse von Fließgewässeranfängen im Untersuchungsgebiet

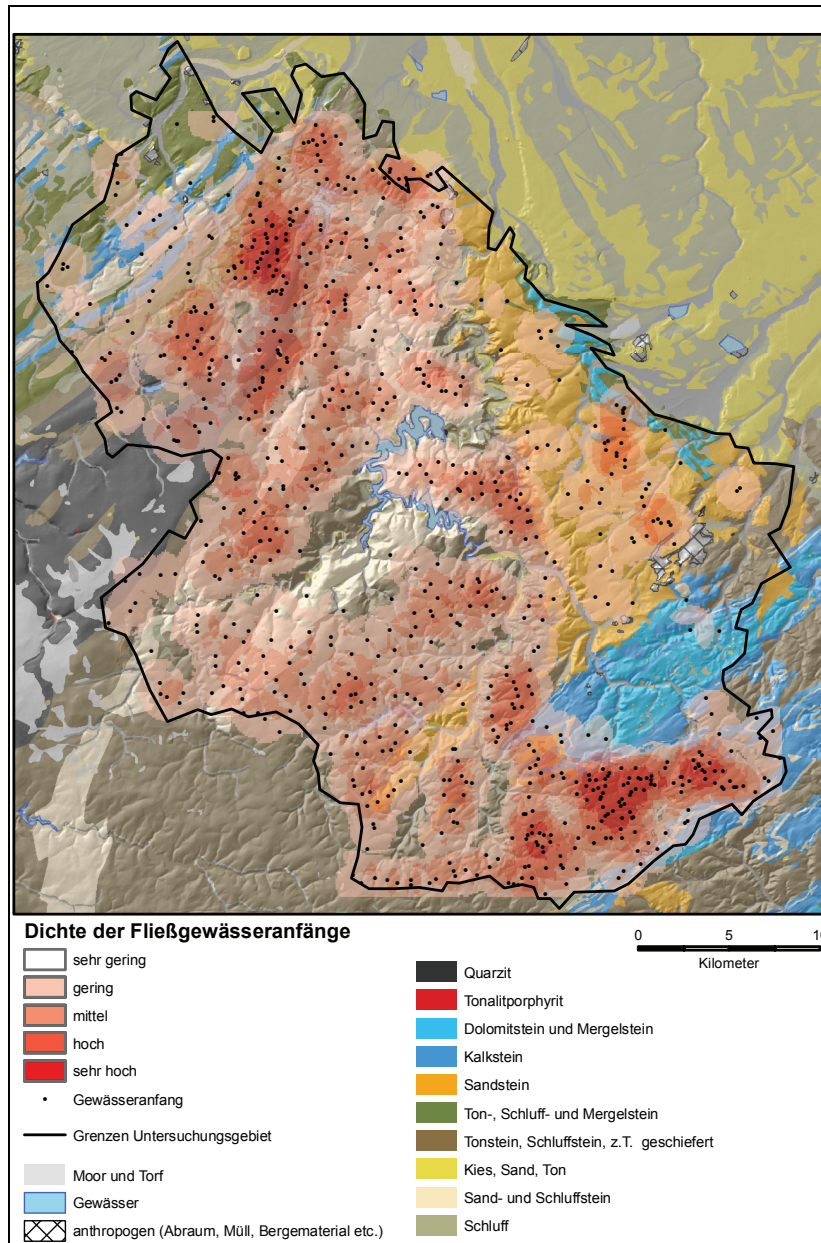


Abbildung 5-16: Dichte der Fließgewässeranfänge und Petrographie, geschummerte Darstellung (Datengrundlage: TK 1:25.000 des Untersuchungsgebiets, DHM10, IS geologische Karte 1:100.000) (eigener Entwurf).

Zur Analyse der Fließgewässeranfänge wurden die Anfangspunkte aller Gewässerlinien der Karten im Maßstab 1:25.000 für das Untersuchungsgebiet digitalisiert (insgesamt 784 Punkte) Abbildung 5-16 zeigt die Punkte sowie eine Dichte-Berechnung, die Bereiche mit besonders hoher Dichte an Fließgewässeranfängen hervorhebt. Deutlich treten zwei Zentren hoher Dichte hervor: im nordöstlichen Bereich des Vennsattels und im Süden des Untersuchungsgebietes am Oberlauf der Urft. Die hohe Dichte am nördlichen Rand des Vennsattels kann zum einen erklärt werden durch hohe Niederschläge, hervorgerufen durch die von Westen anströmenden

feuchten Luftmassen vom Atlantik. Zum anderen sind die Fließgewässeranfänge stark an die Gebiete mit ton- und schluffhaltigem Ausgangsgestein (unterdevonische Schiefer) gebunden. Auf diesem Ausgangsgestein sind als Verwitterungsprodukte ebenfalls stark lehm- und schluffhaltige Substrate zu erwarten, welche zu oberflächennah stauenden Substraten führen. Ähnlich deutlich ist dieser Zusammenhang am Oberlauf

der Urft, auch hier ist der Bereich hoher Dichte der Fließgewässeranfänge gebunden an die ton- und schluffhaltigen Ausgangsgesteine. Hier ist die Abhängigkeit vom geologischen Untergrund besonders deutlich durch den petrographischen Wechsel zum Kalkgestein der nördlich angrenzenden Sötenicher Mulde. Dieses Gebiet ist quasi frei von Fließgewässeranfängen, sämtliches Niederschlagswasser versickert im verkarsteten Untergrund. Auch im Vennvorland im Nordwesten des Untersuchungsgebiets versickert das Niederschlagswasser im Kalkgestein und tritt erst an der Grenze zum Sand- und Schluffstein an die Oberfläche. Ein weiteres Gebiet mit geringer Dichte von Fließgewässeranfängen stellen die durchlässigen Sandsteine und Konglomerate des Buntsandsteins der Mechernicher Triasbucht im Osten des Untersuchungsgebiets dar.

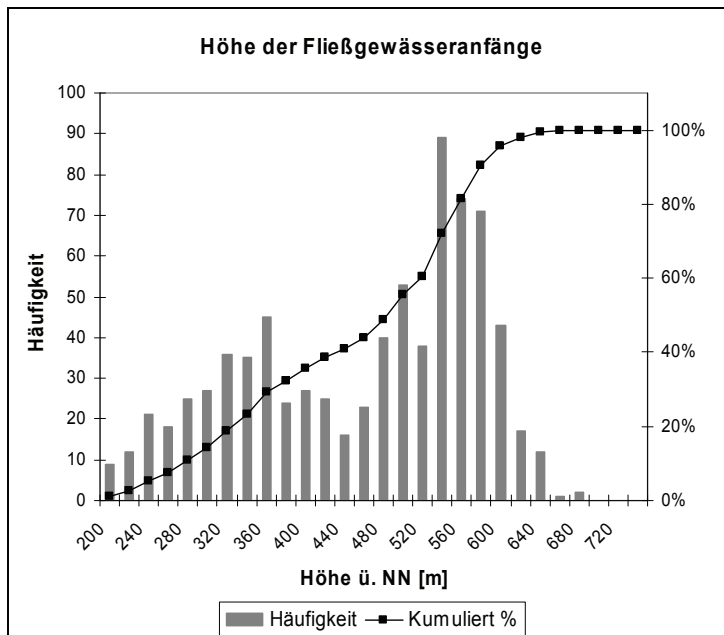


Abbildung 5-17: Histogramm und kumulative Summenkurve der Höhe ü. NN der Fließgewässeranfänge (eigener Entwurf).

Bei der Betrachtung der Häufigkeitsverteilung der Fließgewässeranfänge nach Höhenstufen lässt sich feststellen, dass generell mit zunehmender Höhe auch die Anzahl der Fließgewässeranfänge ansteigt, ausgenommen jedoch der Höhen zwischen 370 und 480 m ü. NN (Abbildung 5-17). In diesem Bereich fallen große Hangbereiche vor Urft und Rur, Gebiete mit durchlässigem Sandstein und Gebiete im unmittelbaren Lee des Venn-Sattels.

5.2.3 Dichte des Gewässernetz

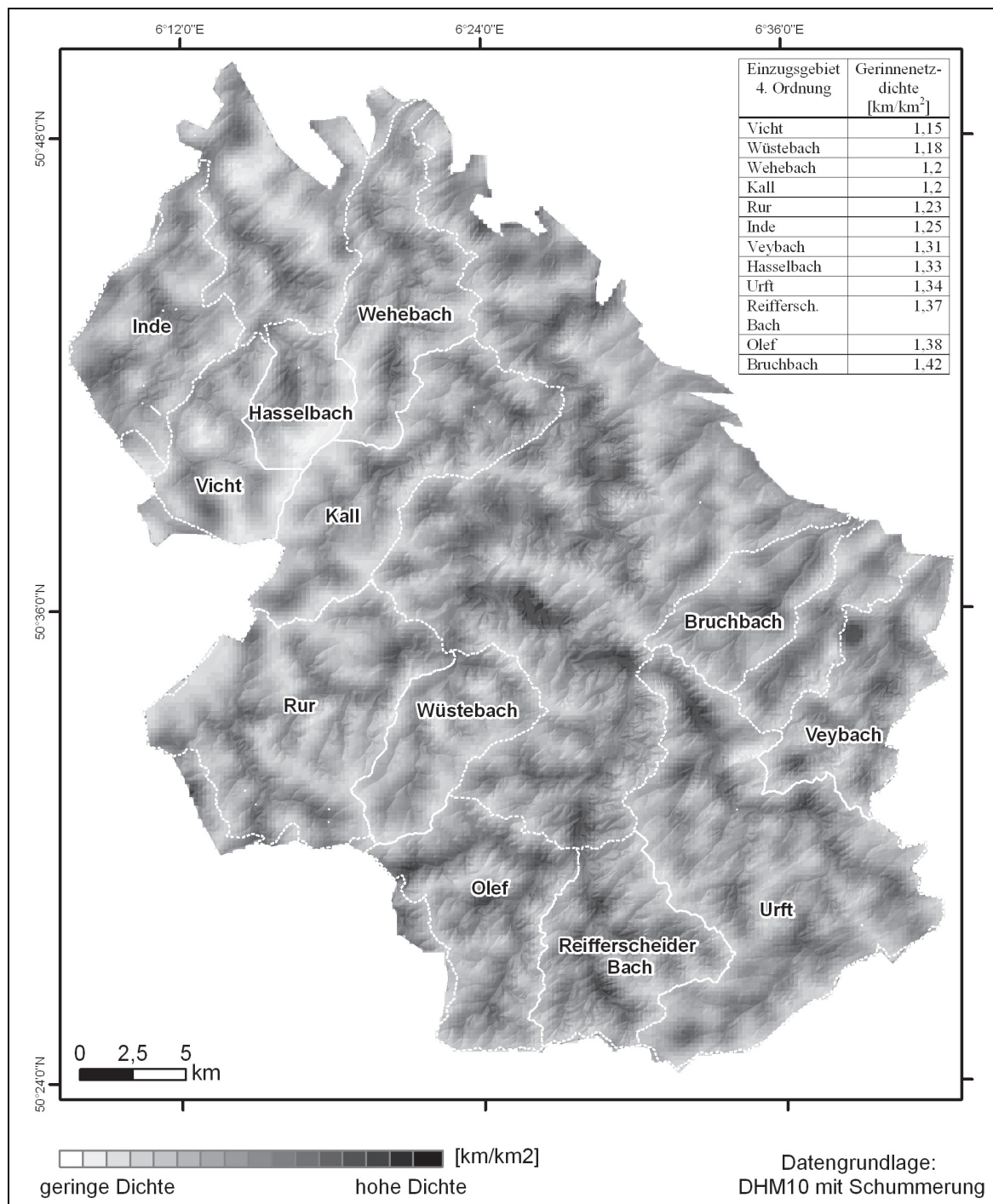


Abbildung 5-18: Dichteberechnung des Gewässernetzes auf Grundlage der berechneten Tiefenlinien für das gesamte Untersuchungsgebiet sowie die Werte der Gerinnenetzdichte der Einzugsgebiete 4. Ordnung, Erklärung siehe Text (eigener Entwurf).

Die Karte der Tiefenliniendichte (Abbildung 5-18) gibt Aufschluss über die räumliche Verteilung der Tiefenlinien im Untersuchungsgebiet und für die Einzugsgebiete 4. Ordnung. Bei einem Vergleich der Ergebnisse mit der Karte der Fließgewässeranfänge (Abbildung 5-16) fällt auf, dass z.B. im nördlichen Einzugsgebiet der Urft sowie in den

Gebieten Veybach und Bruchbach eine geringe bis sehr geringe Dichte der Fließgewässeranfänge, jedoch lokal durchaus eine hohe Dichte der Tiefenlinien vorliegt. Hier muss wiederholt auf die unterschiedlichen Datengrundlagen verwiesen werden: während die Fließgewässeranfänge aus topographischen Karten 1:25.000 digitalisiert wurden (und damit Teil des rezenten Gewässernetzes sind), wurden die Tiefenlinien aus dem DHM abgeleitet. Das bedeutet, dass die Tiefenlinien keineswegs das rezent Flusssystem wiedergeben, sondern auch Tiefenlinien die wahrscheinlich während des Pleistozäns durch fluviale Erosion entstanden sind, als der Untergrund gefroren war und das Niederschlagswasser nicht unterirdisch abgeführt werden konnte, rezent jedoch aufgrund z.B. verkarsteten Untergrunds trocken gefallen sind. Im Bereich des Hohen Venns, das eine hohe Dichte der Fließgewässeranfänge aufweist, zeigt das Tiefenliniennetz nur eine geringe Dichte. Trotz der hohen Niederschläge können sich nur wenige Tiefenlinien ausbilden. Die dort anstehenden quarzitischen Gesteine verwittern blockig, und die Transportkraft der Oberflächenwasser reicht nicht aus um diese zu transportieren.

Neben der berechneten Gerinnenetzdicke auf Basis des gesamten Untersuchungsgebiets wurde die Gerinnenetzdicke für die Einzugsgebiete 4. Ordnung ermittelt. Diese Berechnung beruht auf dem Verhältnis der Gerinnenlänge aller Tiefenlinien eines Einzugsgebiets zur Größe des Einzugsgebiets (HORTON 1945). Die Gerinnenetzdicke liegt in humiden Gebieten im Bereich 0,55 - 2,09 und der mittlere Wert beträgt 1,03 (LANGBEIN 1947). Die Ergebnisse der Berechnung der Gerinnenetzdicke für die Einzugsgebiete 4. Ordnung zeigt die Tabelle in Abbildung 5-18.

5.2.4 Tallängsprofile

Die erstellten Tallängsprofile müssten eigentlich Abflusslinienlängsprofile heißen, denn sie setzen jeweils an den Wasserscheiden an und nicht an den Anfangspunkten der Tiefenlinien, sind aber benannt nach den Tälern durch die die Abflusslinie verläuft. Mehrere Profile weisen auffällige Stufen auf, die den Bereich der Stauseen markieren (Dreilägerbach, Weisser Wehebach, Kalltal), für die Flüsse die in die Rurtal bzw. in die Urftalsperre münden wurde das Profil nur bis zur Mündung in den jeweiligen Stausee erstellt (Laufenbach, Wüstebach, Olef, Urft, Abbildung 5-19).

Insgesamt wurde 10 Längsprofile erstellt (Abbildung 5-19), die sich nach der Wölbungsart des Profilverlaufs in drei Typen unterteilen lassen: konkaver (Profile 1, 2, 6, 8-10), gestreckter (Profile 7) und konvexer Verlauf (Profile 3-5).

Die Profile mit konvexem Verlauf liegen im Bereich der Rureifel, bzw. an der Grenze der Rureifel zum Hohen Venn (Kalltal, Laufenbachtal und Wüstebachtal). Das anstehende Gestein im konvexen Bereich ist Schiefer und Sandstein, in den obersten Bereichen auch kambrische Quarzite, bzw. nur Schiefer beim Wüstebachtal. Der konvexe Verlauf ist bedingt durch die starke Hebung und z. T. durch die Widerständigkeit des Gesteins, zu diesem Ergebnis kommt auch DEMOULIN (1998). Alle drei Profile liegen in der am stärksten gehobenen Region der Nordeifel (Abbildung 5-14), in der die Hebung rezent anhält.

Das Profil vom Urfttal bis zur Mündung in die Rur-Talsperre zeigt dagegen einen ausgesprochen gestreckten Verlauf mit einem minimal konkaven Oberlauf. Auffallend sind vier Knickpunkte im Profilverlauf bei den Distanzen ~15, ~17, ~21,5 und ~24,5km, die jeweils an petrographischen Grenzen von Gesteinsschichten lokalisiert werden können (Grenze Klerfer Schichten mit Schluff-, Ton- und Sandstein zu den Ahrdorfer Schichten aus Kalksteinen; Grenze Ahrdorfer Schichten zum Muldenkerndolomit; Grenze Muldenkerndolomit zu den Junkerberg-Schichten aus Schluff-, Ton- und Kalkstein; Grenze Junkerberg-Schichten zum Hauptbuntsandstein aus Sandstein und Konglomerat).

Die Profile 1,2, 6 und 8-10 zeigen alle einen konkaven Profilverlauf. Profil 1 und 2 zeigen jeweils eine durch eine Talsperre hervorgerufene Stufe im Profilverlauf (Dreilägerbach- bzw. Wehebachtalsperre). Profil 1 (Dreilägerbach) ist zu Beginn des Profils auf den ersten ca. 500m konvex gekrümmt, dieser Teil liegt auf der Hochfläche des Hohen Venns, die Bäche reichen nicht bis an die Wasserscheide auf dem Vennsattel.

Die Profile 8 und 9 (Veybach und Bruchbach) zeigen wie das Profil 7 (Urft) ebenfalls Knickpunkte die durch petrographischen Wechsel im Untergrund hervorgerufen wurden (Profil 8 bei ca. 4,5km, Profil 9 bei ca. 4,5km). Bei Profil 8 (Veybachtal) markiert dieser Knickpunkt den Übergang von Kalken und Dolomiten des Muldenkerndolomits zu den Schluff-, Ton- und Sandsteinen der Klerfer Schichten. Bei Profil 9 (Bruchbachtal) liegt dagegen kein Gesteinswechsel im Untergrund an, jedoch fließen an dieser Stelle der Mühlenbach von Süden und der Eselsbach von Norden gleichzeitig in den Bruchbach und verstärken so die Erosionskraft des Flusses, was hier wohl zu einer direkten Eintiefung des Flusslaufes führt. Die konkave Form dieser Talprofile zeigt einen Gleichgewichtszustand, der auf geringere Hebung schließen lässt.

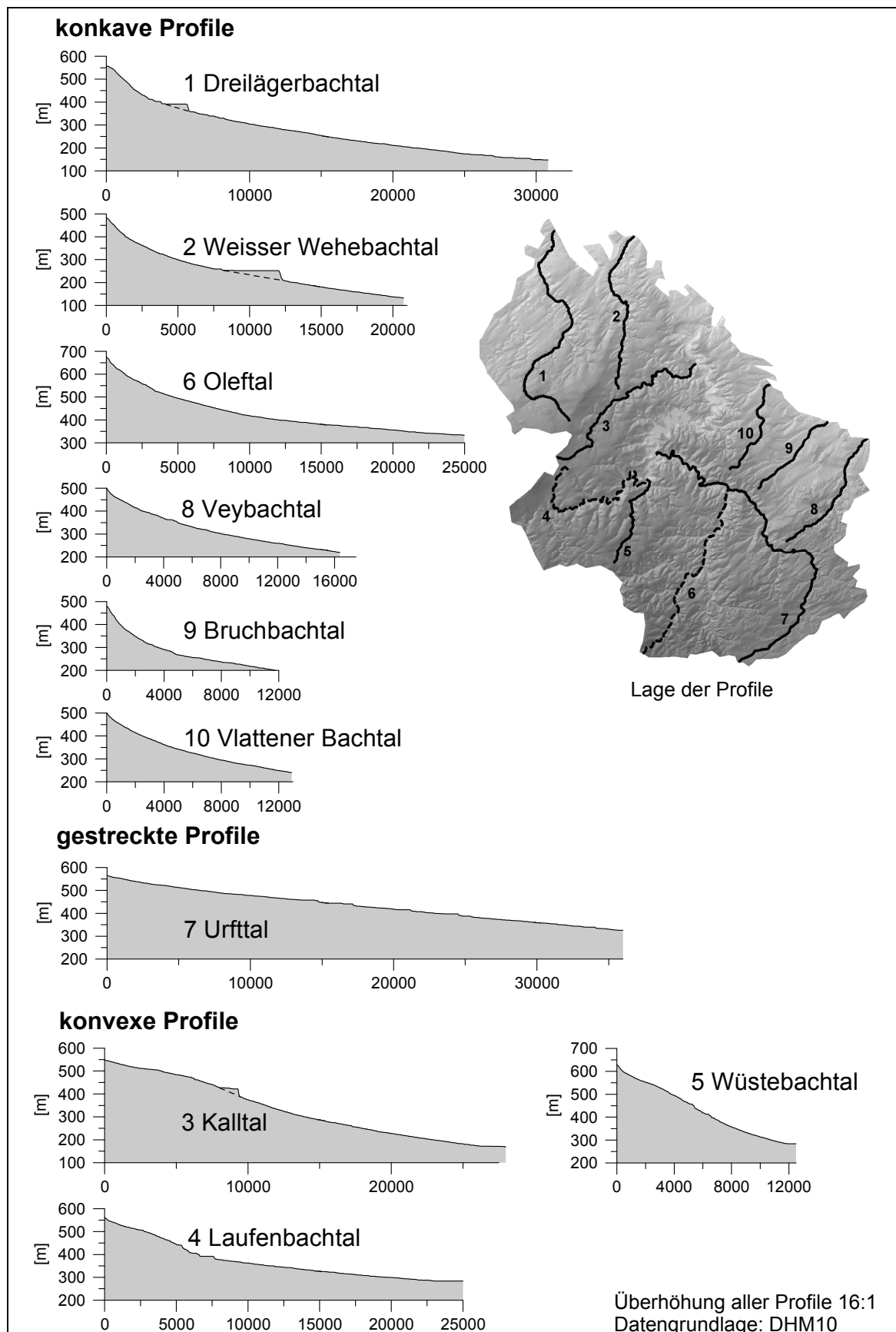


Abbildung 5-19: Tallängsprofile und ihre Lage im Untersuchungsgebiet (eigener Entwurf).

5.2.5 Talquerprofile

Für jedes der zwölf Einzugsgebiete 4. Ordnung wurden mehrere Talquerprofile (s. Anhang Abbildung 9-6 bis Abbildung 9-17) erstellt. Die Profile eines Einzugsgebiets verteilen sich jeweils entlang des längsten Flusses vom Oberlauf bis zum Zusammenfluss des benachbarten Flusses 4. Ordnung. Die Profile verlaufen senkrecht zu den kreuzenden Isohypsen und enden jeweils an der ersten Umkehrung der Gefällsrichtung (Wasserscheide). Ergänzend wurden für die Einzugsgebiete die maximalen Taltiefen und ein Reliefeindex angegeben. Letzterer wird berechnet aus Einzugsgebietsgröße in km^2 geteilt durch Höhendistanz des Einzugsgebiets in m. Bei einem Vergleich der Formen der Talquerprofile und der Tiefe der Täler lassen sich fünf Gruppen bilden (Abbildung 5-20).

1. Gruppe (Inde und Bruchbach): Die Inde durchfließt im Bereich der Vennfußfläche eine Gesteinsabfolge die sich hauptsächlich aus Schiefer, Sand- und Schluffstein zusammensetzt, zweimal werden auch kalkige Schichten durchflossen. Die Talquerprofile zeigen nur in den ersten beiden Profilen Kerbtäler, rasch gehen diese im weiteren Flussverlauf in muldenförmige Sohlentäler über. Die Hangneigung erreicht im Mittellauf maximal 33° , im Unterlauf schwächt sie sich auf maximal 15° ab. In den Gebieten in denen kalkiges Gestein durchflossen wird, ist das Tal fast kastenförmig ausgeprägt. Die Hangschultern sind mäßig bis deutlich ausgeprägt, die Talunterhänge gehen entweder konkav in die Talsohle über oder bilden quasi mit dem Talboden eine konkav geformte Einheit. Der Bruchbach in der Mechernicher Bucht durchfließt im Oberlauf Schiefer, im Mittellauf Sandsteine und Konglomerate und im Unterlauf Dolomit. Die Hangneigungen erreichen im Oberlauf bis zu 15° , im Mittel und Unterlauf maximal 32° . Die Profile zeigen überwiegend Sohlentalformen, im Oberlauf auch muldenförmige Formen, Kerbtalformen tauchen nicht auf. Die maximalen Taltiefen in dieser Gruppe sind gering (41m), ebenso der Reliefeindex (0,12). Diese Gruppe lässt sich charakterisieren als muldenförmige Sohlentäler mit mäßig geneigten bis steilen Hängen.

2. Gruppe (Wehebach, Hasselbach und Vicht): Die Einzugsgebiete dieser Gruppe liegen im Bereich des Vennsattels und der nördlichen Vennabdachung. Der Untergrund setzt sich aus Quarzit, Schiefer, Schluffstein und Sandstein zusammen. Entlang des Hasselbachs erreichen die Hänge bereits nach einem Kilometer Flusslauf am zweiten Profil Hangneigungen bis 30° . Dort ist das Tal kerbförmig ausgebildet, geht danach jedoch in eine eher muldenförmige bis sohlentalförmige Ausprägung über. Im unteren Talverlauf sind die Talschultern recht deutlich ausgebildet, die Unterhänge gehen mit einem konkaven Hangfuß in die Talsohle über. Ähnlich ist die Situation in den beiden weiteren Gebieten dieser Gruppe. Hier werden sogar am Hangfuß im Mittellauf Hangneigungen bis 43° erreicht. Die maximalen Taltiefen in dieser Gruppe liegen um die 100m, der Reliefeindex ist gering (0,7 bis 0,13). Diese Gruppe lässt sich charakterisieren als Täler mit einem Übergang vom Kerb- zum Sohlenkerbtal.

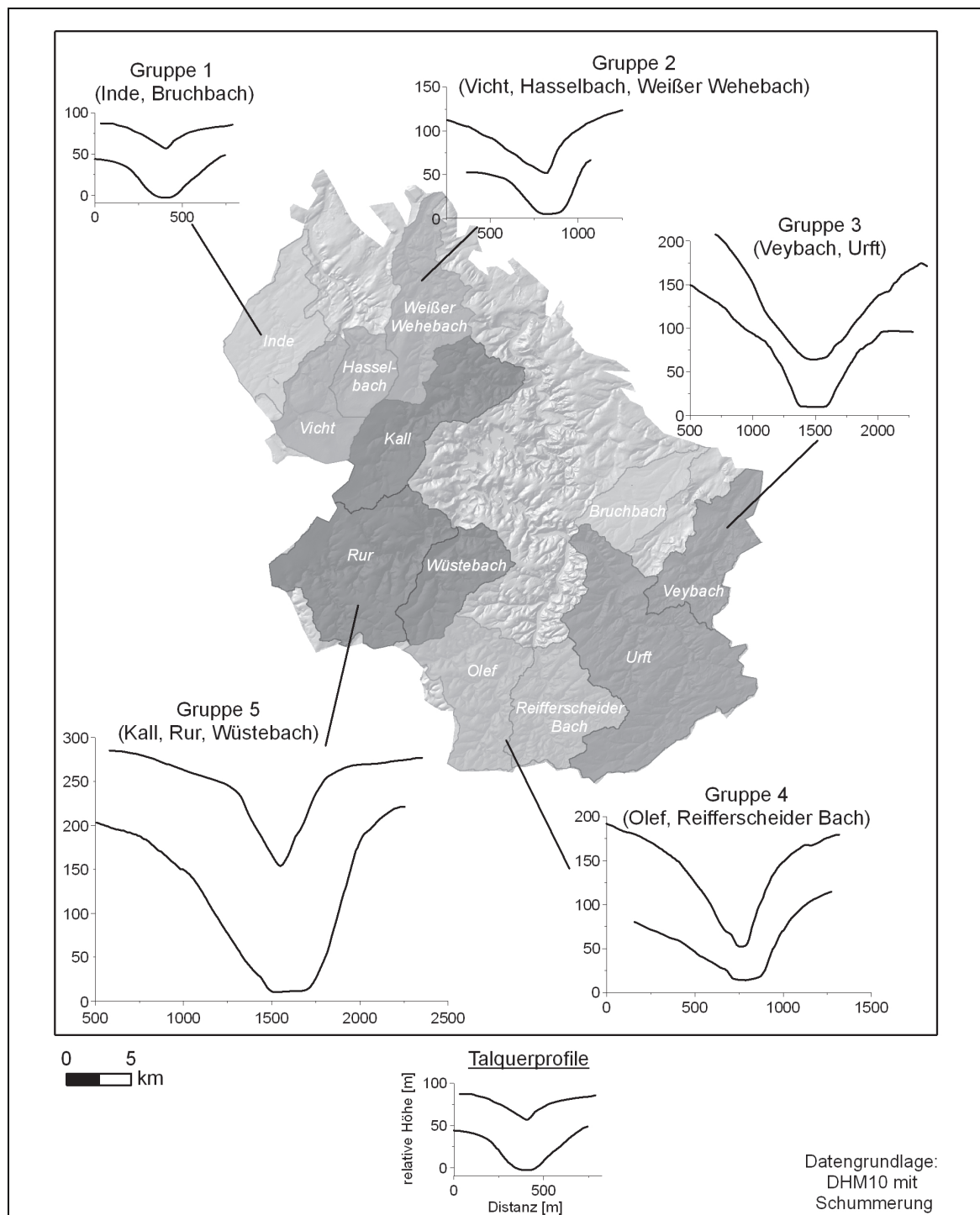


Abbildung 5-20: 5 Typen von Talquerprofilen und die dazu gehörigen Einzugsgebiete (Überhöhung aller Talquerprofile 5:1, eigener Entwurf).

3. Gruppe (Urft und Veybach): Die Einzugsgebiete Urft und Veybach weisen eine Reihe von Unterschieden auf, sind jedoch aufgrund der generellen Talform trotzdem zu einer Gruppe zusammengefasst. Im Bereich der Urft setzt sich der Untergrund entlang der Profile aus Ton-, Schluff- und Sandstein (Oberlauf), Kalk und Dolomit (Mittellauf) sowie Sandstein und Konglomerat (Unterlauf) zusammen. Die Talform ist im Oberlauf muldenförmig und im Mittel- und Unterlauf sohlentalförmig. Im Unterlauf ist es zusätz-

lich charakterisiert durch steile Hänge mit bis zu 30° Neigung und einer flachen, breiten Talsohle, wodurch das Profil einer Kastenform ähnlich wird. Im Verlauf der Profile des Veybachs dagegen setzt sich der Untergrund schon im Oberlauf aus Dolomit, Kalk und Mergel zusammen, der Untergrund von Mittel- und Unterlauf dagegen aus Ton- und Schluffstein. Das Tal des Veybach erreicht im Mittellauf eine ähnliche Tiefe wie das Urftal an der Mündung (ca. 150m), wird aber zur Mündung hin deutlich flacher durch die geringere Höhendistanz zum Vorfluterniveau. Wie das Tal der Urft ist auch dieses Tal im Ober- und Mittellauf als Sohlental und im Unterlauf als Sohlental mit breiter, flacher Talsohle ausgebildet. Die Talhänge sind mäßig bis steil geneigten.

4. Gruppe (Olef, Reifferscheider Bach): Die Einzugsgebiete Olef und Reifferscheider Bach liegen im südlichen Teil der Rureifel. Der Untergrund setzt sich in beiden Gebieten aus Tonstein (z. T. schwach geschiefert), Schluffstein und Sandstein zusammen. Die Profile zeigen für beide Täler im Oberlauf Kerbtäler mit steilen Hängen (maximal 38° Neigung) und einer maximalen Taltiefe von 140m. Im Unterlauf sind Sohlenkerbtäler ausgebildet. Diese Gruppe zeigt damit einen ähnlichen Ablauf der Talformentwicklung wie das der Gruppe 2, jedoch sind die Täler deutlich stärker eingetieft. Das wird auch deutlich durch die hohen Reliefindexwerte der Einzugsgebiete (0,21 bzw. 0,22).

5. Gruppe (Rur, Wüstebach und Kall): Die drei Einzugsgebiete dieser Gruppe liegen im Bereich der Rureifel, der Untergrund ist vorwiegend aus Tonstein (z. T. geschiefert), Sandstein und Schluffstein aufgebaut. Die Form der Talquerprofile lässt sich in den Oberläufen als Kerbtal beschreiben, die schwach bis mäßig geneigten Hänge sind konvex und gehen nahtlos in die Hangschultern über. Schon nach wenigen Kilometern Flussverlauf zeigen die Querprofile ausgeprägte, V-förmige Kerbtäler mit steilen Hängen bis zu 35° Hangneigung. Die Talhänge sind gestreckt und bilden am Übergang zu den flachen Hochflächen Kanten. An der Talsohle treffen die Hänge in einem spitzen Winkel von $45\text{--}55^\circ$ zusammen. Im Unterlauf sind die Hänge ebenfalls gestreckt ausgebildet, jedoch noch stärker geneigt (maximal 54° Hangneigung). Die Talschultern sind nun wieder „weicher“ geformt und bilden konvexe Übergänge. Im Gegensatz zum Mittellauf ist eine flache Talsohle ausgebildet. Meist stößt eine Hangseite in einem Winkel von 70 bis 80° ohne Übergang auf die Talsohle, während der gegenüberliegende konkave Hangfuß zur Talsohle überleitet. Die Täler lassen sich daher charakterisieren als Kerbtäler mit steilen Hängen, einer ausgeprägten „V-Form“ und einer maximalen Tiefe bis zu 220m.

Eine Reihe von Talprofilen zeigt eine deutliche Talasymmetrie. Bei Betrachtung einiger Beispielsituationen scheint es unterschiedliche Gründe für deren Ausbildung zu geben. So bilden sich etwa steile Prallhänge entlang der Inde, wo diese senkrecht zum Streichen die Gesteinsschichten durchbricht. Entlang des Wehebachs, der parallel zur Streichrichtung entlang der Schichtgrenze zwischen Revin5- und unteren Salmschichten fließt, deutet die Talasymmetrie auf petrographische Gründe. Ob dies die Ursache der Talasymmetrie ist oder auch andere Faktoren eine Rolle spielen, wie etwa die Exposition, müsste genauer untersucht werden. Entlang der Urft sind einige steile Hangbereiche durch das Abdrängen des Flusses aufgrund der Ausbildung eines Schwemmfächers

durch einen Tributär entstanden. Auffällig ist jedoch, dass in weiten Bereichen des Untersuchungsgebiets die steilen Hänge in asymmetrischen Tälern eine Hauptexpositionsrichtung zwischen Nordwest, West und Südwest aufweisen, was die Vermutung nahe legt, dass der Einfluss periglazialer Prozesse recht hoch ist. Somit liegt eine komplexe Situation bezüglich der Talasymmetrien im Untersuchungsgebiet vor, die durch die räumlich heterogenen Einflüsse der Petrographie, der Tektonik, der fluvialen Einflüsse der Tributäre sowie periglazialer Prozesse im Pleistozän entstanden ist. Einer genaueren Klärung der Art und Intensität der Einflüsse, besonders der Frage ob die Talasymmetrien bedingt sind durch periglaziale Prozesse im Pleistozän, bedarf es weiterführender Arbeiten.

Der Grad der Eintiefung der Flusstäler sowie deren Querschnitt lassen, unter Berücksichtigung der Nähe zum Vorfluter und der petrographischen Situation, gewisse Rückschlüsse auf die differenzierte Hebung im Untersuchungsgebietes zu. Dabei zeigt sich, dass die Einzugsgebiete der Gruppe 1 nur in geringem Maße der Hebung unterlagen, dies zeigt die geringe Taltiefe sowie die meist mulden- bis sohlenförmige Form der Täler. Im starken Gegensatz dazu erreichen die Taltiefen der Gruppe 4 und 5 Werte die bis zu vierfach höher sind, was neben einer stärkeren Hebung auch auf die erhöhte Höhendifferenz zum Vorfluter zurück zuführen ist. Für eine recht junge Hebung dieser Gebiete sprechen dabei die starke V-förmige Ausgestaltung der Täler sowie deren damit im Zusammenhang stehenden steilen Talhänge. Zusätzlich sind die Talformen modifiziert durch Unterschiede in der Gesteinhärte und durch die jeweilige tektonische Situation, z. B. der Streich- und Fallrichtung der Schichten.

5.3 Modellierung der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke

Mit den Ergebnissen der Relieffanalyse und den zusätzlichen Informationen aus den Boden- und Bohrprofilen, dem IS Geologische Karte 1:100.000 sowie dem Stand der Forschung (Kapitel 3.2) lässt sich die potenzielle Verbreitung der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke im Untersuchungsgebiet ableiten. Dadurch wird die von MÜCKENHAUSEN (1953) vorgestellte Karte der Verwitterungsdecke modifiziert und auf die von ihm im Untersuchungsgebiet nicht kartierten Gebiete ausgeweitet.

Die der Modellierung wichtigste zugrunde liegende Annahme besteht darin, dass die Reste der Verwitterungsdecke sich nur auf den seit Beginn der Hebung von der Erosion nicht erfassten Gebieten der Rumpfflächen erhalten konnten. Jedoch kann nicht davon ausgegangen werden, dass überall dort wo Flächenniveaus vorhanden sind auch die Verwitterungsdecke ansteht. So sind die Hochflächen der Einzugsgebiete von Rur, Wüstebach, Olef und Reifferscheider Bach durch die Nähe zum Vorfluter in Kombination mit der starken Hebung von der Erosion stark abgetragen, so dass sich hier keine Reste der MTV erhalten konnten. Auch konnten sich im Bereich der Mechernicher Triasbucht keine Reste der MTV erhalten (RIBBERT 1985). In Ergänzung zu den von MÜCKENHAUSEN (1953) kartierten Gebieten ist davon auszugehen, dass sich Reste der MTV in den Gebieten der Vennfußfläche, des Einzugsgebiets des Wehebachs sowie des nördlichen Bereichs des Einzugsgebiets der Kall (auf kambrischen und ordovizischen

Gesteinen) erhalten haben. Für das Gebiet der Vennfußfläche liegt der Grund dafür in der geringeren Hebung und der damit verbundenen geringeren Abtragung. Die stärker gehobenen Bereiche des Vennsattels und des nördlichen Einzugsgebiets der Kall weisen dagegen trotz der beachtlichen Hebungsraten Reste der Verwitterungsdecke auf, mit Ausnahme der höchsten Gebiete (Kapitel 5.1.2). Zusätzlich wurden die im IS Geologische Karte 1:100.000 als „Künstliche Aufschüttung“ ausgewiesene Bereiche bei der Modellierung berücksichtigt. Es wird davon ausgegangen, dass diese Bereiche stark anthropogen überprägt sind und somit keine Verwitterungsdecke ansteht.

Abbildung 5-21 zeigt die unter den erläuterten Annahmen modellierte potenzielle Verbreitung der MTV im Untersuchungsgebiet.

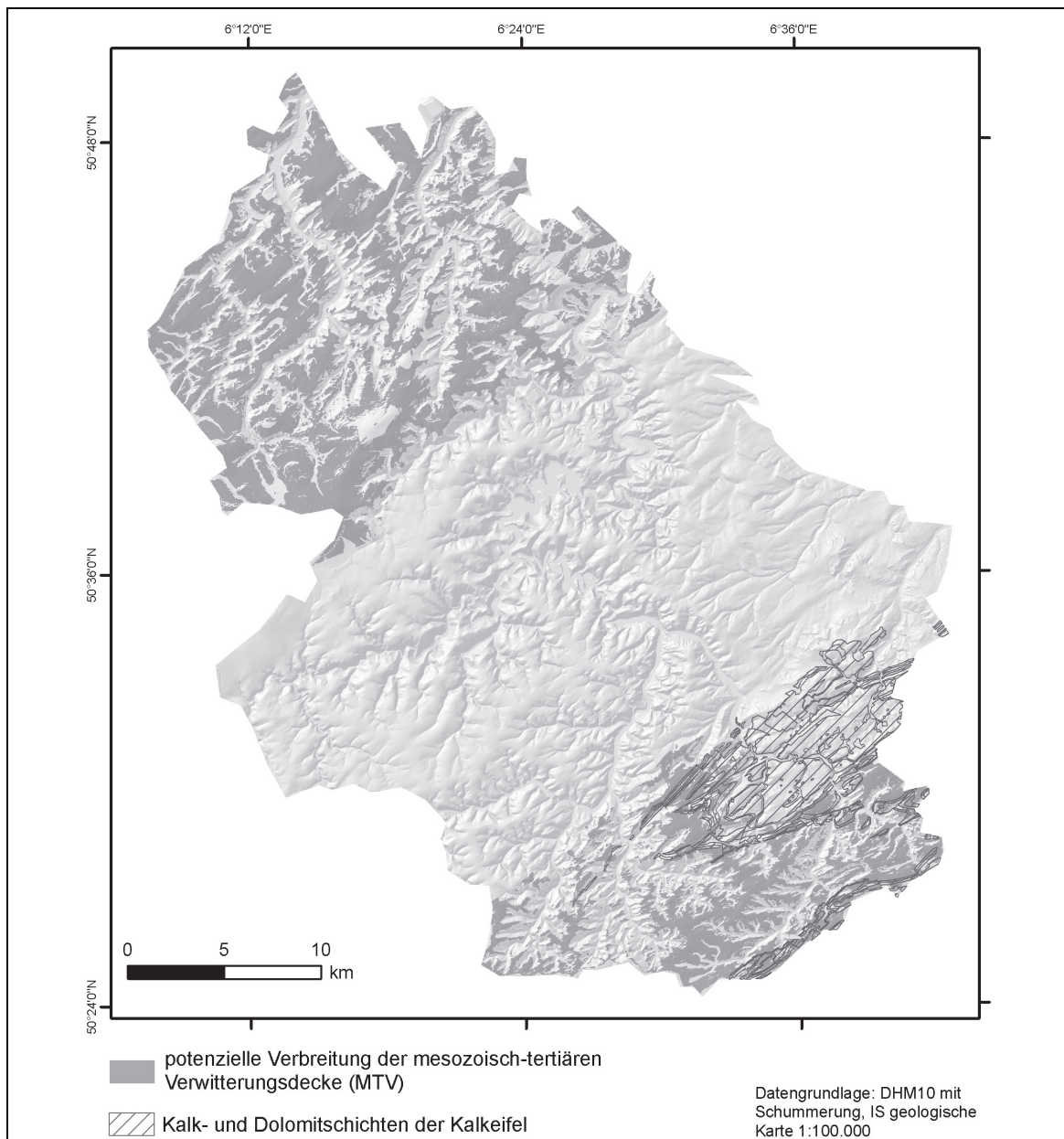


Abbildung 5-21: Modellierung der potenziellen Verbreitung der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke im Untersuchungsgebiet (Erklärung siehe Text, eigener Entwurf).

5.4 Morphogenese

Aus den morphometrischen Ergebnissen von Kapitel 5.1 und 5.2 kann nun zusammenfassend unter Einbezug der petrographischen Verhältnisse die Morphogenese der Rureifel entwickelt werden. Hierbei lassen sich Bereiche unterschiedlicher Entwicklung differenzieren. Zu Beginn der Entwicklung kann für das gesamte Untersuchungsgebiet aufgrund rezenter Flächenniveaus und kartierter Reste einer fossilen Verwitterungsdecke eine eingeebnete, tief verwitterte Fläche vorausgesetzt werden (Kapitel 3.1 und 3.2). Die daraufhin einsetzende tektonische Hebung erfasste das Gebiet unterschiedlich stark. Die größten Hebungsraten wurden im Bereich des Einzugsgebiets der Rur, des Wüstebachs und der Kall erreicht, also im nördlichen Bereich der Rureifel. Dementsprechend haben sich die Flüsse stark eingetieft, was zur Bildung von steilen, tiefen Kerbtälern führt (Abbildung 5-20). Dadurch ergibt sich ein erhöhter Anteil von Bereichen in großer Höhe über den Tiefenlinien. Da die Hebung rezent anhält sind die Tal-längsprofile im Oberlauf konvex geformt. Ebenfalls für eine junge Hebung sprechen die hohen Werte der hypsometrischen Integrale (Abbildung 5-4). Der Untergrund besteht in diesen Einzugsgebieten vorwiegend aus unterdevonischen Schichten, die sich aus Schiefer, Ton-, Schluff- und Sandsteinen zusammensetzen. Reste der fossilen Verwitterungsdecke sind aufgrund der starken Hebung mittlerweile abgetragen, abgesehen von Teilgebieten im oberen Einzugsgebiet der Kall und an der Südabdachung des Vennsattels. Die Hochflächen gehen zunächst in lange, mäßig geneigte Hänge über, ausgeprägte Hangschultern begrenzen die dann folgenden steilen, tiefen Kerbtäler. Das deutet auf eine zunächst langsame Hebung, die sich in jüngerer Zeit beschleunigt hat. Von den gehobenen Flächen sind durch die rückschreitende Erosion nur noch kleine Bereiche entlang der Wasserscheiden erhalten geblieben, die im Einzugsgebiet von Rur und Kalltal in einer Höhe von ca. 530-550m ü. NN. Das nördlich anschließende Gebiet des Hohen Venns unterlag auf Grund der widerständigen, quarzitischen Schichten im Kern des Vennsattels einer differenzierten Reliefentwicklung. Es scheint das die Hebungstendenz im Kern des heutigen Vennsattels am größten war und die Schichten des Hohen Venns aufgewölbt hat, so dass die ehemals ebenen Flächen nun schräg gestellt sind. Grund zu dieser Vermutung gibt die in Teilen erhalten gebliebene mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke auf den gering bis mäßig geneigten Hängen der nördlichen und südlichen Vennabdachung. Die Flüsse die im Gebiet des Hohen Venns entspringen zeigen eine deutlich geringere Eintiefung aufgrund des anstehenden Quarzits und sind zunächst als Kerbtäler ausgeprägt und gehen im Mittel- und Unterlauf in Sohlentäler über. Die Vennfußfläche unterlag geringer Hebung. Es gibt ausgedehnte Flächen in einer Höhenlage von 260-290m ü. NN, die Flüsse haben sich nicht so stark eingetieft und bilden Sohlentäler mit maximal 90m Tiefe. Entsprechend dem variszischen Streichen der Schichten im Untergrund hat sich das Flussnetz hauptsächlich in dieser Streichrichtung ausgestaltet. Das südliche Gebiet der Rureifel, die Einzugsgebiete von Olef und Reifferscheider Bach, unterscheiden sich vom nördlichen Teil. Diese Gebiete sind ähnlich stark gehoben worden, denn auch hier haben sich steile Kerbtäler ausgebildet. Durch die größere Entfernung zum Vorfluter sind diese jedoch geringer eingetieft. Im Gebiet der Olef

konnte sich im Oberlauf ein Flächenniveau zwischen 590 und 620m ü. NN erhalten, der als Rumpfflächenrest R2 gedeutet werden kann. Im Gebiet des Reifferscheider Bachs lassen sich zwei Höhenniveaus feststellen, ein geringer Rest zwischen 500 und 520m ü. NN (möglicherweise R1) sowie zwischen 550 und 580m ü. NN. Insgesamt sind allerdings durch die starke Zerschneidung nur geringe Flächen erhalten geblieben. Im Südosten weist das Einzugsgebiet der Urft eine ähnliche Entfernung zum Vorfluter auf, scheint aber im Gegensatz zu den übrigen Gebieten der Rureifel einer geringeren Hebung unterlegen zu sein. Darauf deuten die Sohlenkerbtäler mit geringeren Hangneigungswerten und einer geringeren Tiefe sowie ausgedehnte Flächen zwischen 490 und 530m ü. NN. Das Gebiet ist durch die dolomitischen und kalkigen Schichten stark modifiziert. Einige morphometrische Gemeinsamkeiten zum Einzugsgebiet der Urft zeigt das Einzugsgebiet des Veybachs in der südlichen Mechernicher Triasbucht aufgrund ähnlicher petrographischer Verhältnisse. Ebenso wie im Gebiet der Urft besteht das Einzugsgebiet im Untergrund zu etwa 1/3 aus Kalkstein und Dolomit. Die Talformen sind vergleichbar, aber auch der Grad der Zerschneidung, Gabelungsverhältnis und die Hangneigungsverhältnisse zeigen ähnliche Werte. Im Gegensatz dazu lassen sich jedoch im Einzugsgebiet des Veybach keine Flächenniveaus feststellen. Im Einzugsgebiet des Bruchbachs dagegen besteht ein recht ausgedehntes Flächenniveau zwischen 270 und 350m ü. NN, der nicht als Schichtfläche gedeutet werden kann, da die Buntsandsteinschichten steiler einfallen. Möglicherweise sind dies weniger stark gehobene Flächenreste, wie auch für das Einzugsgebiet der Inde in der Vennfußfläche vermutet wird. Das stark konkave Tallängsprofil und die geringe Tiefe der Sohlentäler mit nur mäßig geneigten Hängen deuten auf geringe Hebungsraten hin.

5.5 Reliefklassifikation: Geomorphometrische Karte Nordeifel

Für das Gebiet der nördlichen Eifel/Ardennen wurde eine grenzüberschreitende geomorphographische Karte auf Grundlage des DGM50 mit einer Rasterweite von 50m erstellt (Abbildung 5-22). Eine geomorphographische Karte zeigt die Gliederung des Reliefs in geomorphometrische Prozesseinheiten, wie etwa Senken-, Hang- und Scheitelpunkte oder Divergenz- und Konvergenzbereiche. Der gewählte Ausschnitt beinhaltet den nördlichen Bereich der Eifel und der belgischen Ardennen sowie das nördliche Vorland. Die Klassifikation erfolgte mit einer Clusteranalyse, in folgende Datensätze eingingen: Höhe über Tiefenlinie, Hangneigung, vertikale Wölbung und Höhe über NN. Die Senkenbereiche wurden vorweg berechnet und gingen in die Clusteranalyse nicht mit ein. Generiert wurden 10 Klassen (plus der Klasse der Senkenbereiche), die Berechnung der Clusteranalyse beruht auf dem Hill Climbing- Algorithmus von RUBIN (RUBIN 1967).

In der GMK Nordeifel wird das Relief in 11 Klassen unterteilt (siehe Legende Abbildung 5-22). Auf den ersten Blick werden 3 Bereiche deutlich:

- das Tiefland (Kategorie 9 in grün-blauer Farbe, Merkmale: schwache Neigung, geringe Höhe über den Tiefenlinien, geringe Höhe über NN),

- der „Übergangsbereich“ zwischen Tiefland und Mittelgebirge (Kategorien 4 und 6 in grünlichen Farben, Merkmale: schwach geneigt, mittlere Höhe ü. NN) und der
- Mittelgebirgsraum (Kategorien 2 und 3 in bräunlichen Farben, Merkmale: schwach geneigt, große Höhe ü. NN).

Durch die Wölbung werden der Übergangsbereich und der Mittelgebirgsraum weiter unterteilt in Bereiche mit eher konkaven und eher konvexen Hängen (Konvergenz- und Divergenzbereiche). Zusätzlich gibt es Klassen mit größeren Hangneigungswerten (Hangbereiche) innerhalb der größeren Gebietskontexte Vorland oder Mittelgebirge, eingeschränkt auch im Tiefland. Sie werden nach ihrer relativen Höhenposition unterteilt in untere bis mittlere Hangbereiche (Kat. 7 und 5) und obere Hangbereiche (Kat. 0 und 8). In grau dargestellt sind die Senkenbereiche (Bereiche entlang der Tiefenlinie bis 2m Höhe über der Tiefenlinie).

Durch die Clusteranalyse ist das Relief in Klassen mesoskaliger Relieftypen aufgeteilt worden. Diese repräsentieren geomorphologische Prozessbereiche. So stehen die Hangbereichsklassen für Bereiche mit erhöhter Erosions- und (gravitative) Transporttätigkeit, Senkenbereiche dagegen für Akkumulation und fluvialen Transport.

Der Übergangsbereich lässt sich weiter unterteilen:

1. im Westen die Mechernicher Triasbucht
2. im Norden die Vennfußfläche (Klassen 6 und 4), ein Gebiet mit flachwelligem Relief, in das sich einige Flussläufe stärker eingeschnitten haben (Inde und Vicht), die Täler der Mittelläufe werden hauptsächlich von der die Reliefklasse 5 mit Hangneigungen von 10° im Klassenmittel gebildet
3. nördlich und nordwestlich anschließend Teile des Aachen – Limburger Kreide- und Hügellandes mit steilen Hängen und flachen Scheitelbereichen
4. im Nordwesten und Westen das Condroz (Belgien), steile Hänge

Im Mittelgebirgsbereich tritt deutlich der Vennsattel als flache und konvexe Reliefform hervor. Im südlichen Teil der Nordeifel dominiert die Reliefklasse 2 mit flachem konkavem Relief. Tief eingeschnitten sind die Mittel und Unterläufe der Rur und Urft mit steilen Hängen (Klassen 5 und 7).

Größere petrographisch ähnliche Gesteinsbereiche zeichnen sich in der Verbreitung der Reliefklassen durch, so der Mittelgebirgsbereich der Quarzite, Tonsteine und Schluffsteine oder die Sandsteine der Mechernicher Triasbucht. Auch tektonische Strukturen lassen sich erkennen, wie das variszische Streichen in der Vennfußfläche oder der W-E bis SW-NE streichenden Faltenbau der devonischen und karbonischen Schichten des Condroz in Belgien.

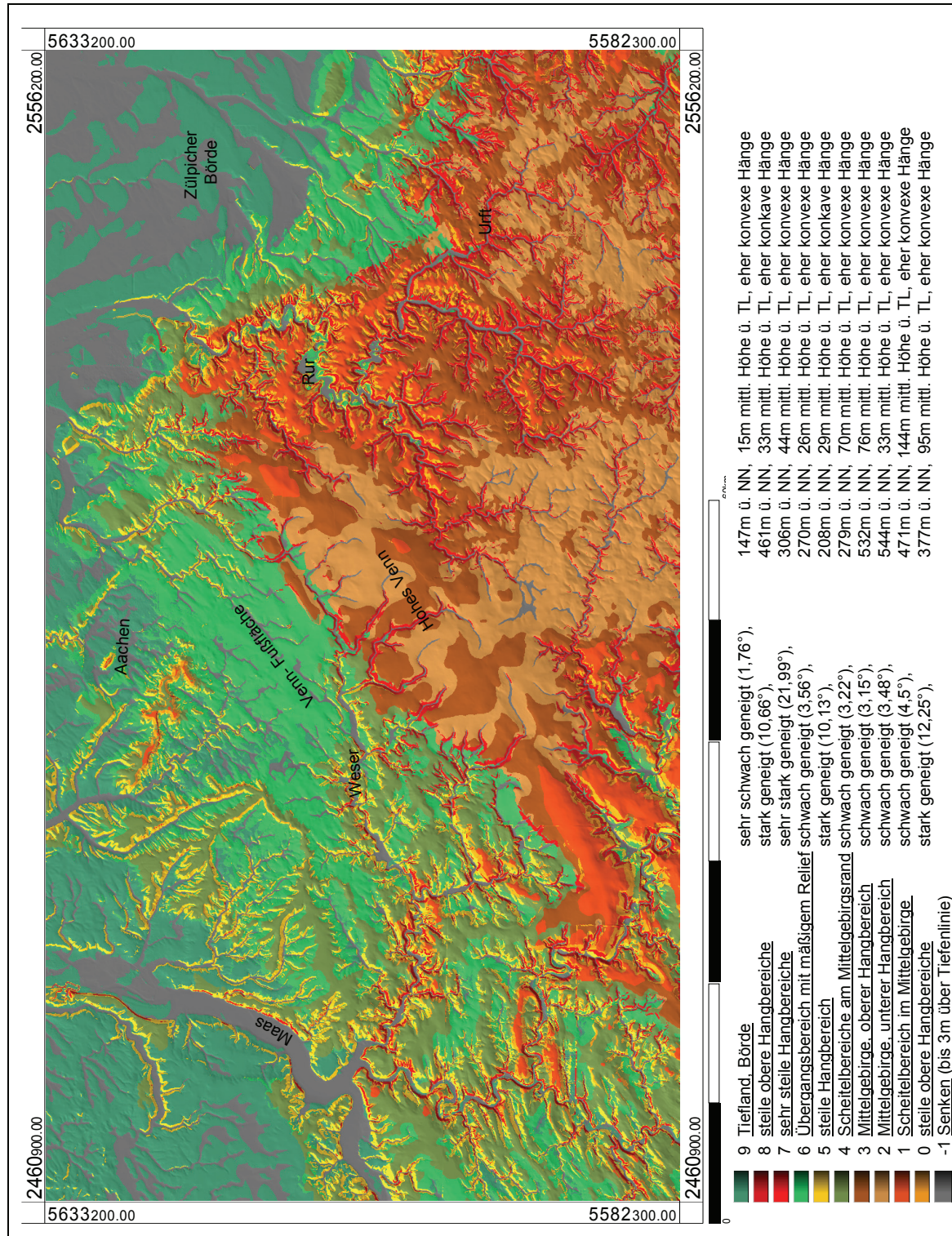


Abbildung 5-22: Geomorphometrische Karte Nordeifel, Erläuterung im Text (eigener Entwurf).

Vergleicht man nun diese Ergebnisse mit den Ergebnissen der morphometrischen Analysen in den Kapiteln 5.1 und 5.2 so lässt sich feststellen, dass es möglich ist mit einer Clusteranalyse ein Untersuchungsgebiet in Gebiete unterschiedlicher Relieftypen zu gliedern und wichtige petrographische Unterschiede herauszustellen. So lassen sich für die Einzugsgebiete 4. Ordnung aufgrund der Reliefklassen der Clusteranalyse Gruppenzugehörigkeiten bilden, die vergleichbar sind mit denen der voran gegangenen Kapiteln (Beschreibung der Klassen s. Legende Abbildung 5-22):

- Inde und Bruchbach (Klasse 6, Täler Klasse 5)
- Hassel-, Vicht-, Wehe- und Veybach (Übergang zwischen Klasse 6, 2 und 3, Täler Klasse 5 und 8)
- Kall, Rur, Wüstebach und Olef (Klasse 1, 2 (gering) und 3, Täler Klasse 7 und 8)
- Reifferscheider Bach (Klasse 1 (gering), 2 und 3, Täler Klasse 7 und 8)
- Urft (Klasse 2 und 3 (gering), Täler Klasse 8)

Somit ließen sich unter Einbeziehung der jeweiligen petrographischen Verhältnisse die Ergebnisse möglicherweise auch auf die Bereiche der Nordardennen und dem belgischen Teil der Vennfußfläche übertragen. Dies gilt besonders für die Verbreitung der MTV in der Vennfußfläche und im Bereich der kambrischen und silurischen Schichten des Vennsattels.

6 Modell der potenziellen Verteilung und Mächtigkeit der periglaziären Deckschichten

6.1 Zur Problematik der Übertragbarkeit des Modells der Verbreitung periglaziärer Deckschichten nach SCHOLTEN

SCHOLTEN (2003) hat für einen Teil des Ostharzes ein Modell zur Verbreitung periglaziärer Deckschichten entwickelt. Dieses Modell benötigt als Eingangsdaten neben Reliefparametern und geologischen Daten zwingend detaillierte Bodendaten in denen die einzelnen periglaziären Deckschichten (Basislage, Mittellage, Hauptlage) in ihrer Mächtigkeit und mit ihren bodenanalytischen Parametern (Korngrößenverteilung, Skelettgehalt, Schwermineralverteilung u.a.) aufgenommen sind. Das Modell ist auf das Untersuchungsgebiet der Nordeifel nicht übertragbar, da die geforderten detaillierten Bodendaten nicht ausreichend vorhanden sind. Die Beschreibungen der Bodenprofile verfügen nur in geringem Umfang über die benötigten lagenspezifischen Angaben zu Deckschichten. Grade bei älteren Daten werden die einzelnen periglaziären Lagen nicht unterschieden und die Tiefe der Grenze zwischen der Basislage und dem Anstehenden ist nicht erfasst, womit eine Modellierung der Mächtigkeit der Basislage auf dieser Datengrundlage nicht möglich ist.

Zusätzlich tritt das Problem auf das die Bodenprofile nicht repräsentativ die unterschiedlichen Reliefpositionen der Geländeoberfläche abdecken. Am Beispiel des Ausschnitts des Vennsattels mit dem Oberlauf der Rur wird dies in Abbildung 6-1 deutlich. Die für diesen Raum vorliegenden Bodenprofile (Kapitel 5.1.3) liegen fast ausschließlich in flachen Hangbereichen. Steile Hänge, Scheitelpunkte oder Bereiche in der Talsohle fehlen dagegen, damit kann für diese Reliefpositionen keine Modellierung vorgenommen werden (Abbildung 6-1).

Die grundlegende Problematik scheint in der „Grenzlage“ der fachlichen Zugehörigkeit periglaziärer Deckschichten zwischen der Geologie und der Bodenkunde zu liegen. In Gesprächen die mit Bodenkartierern und Geologen des GD NRW sowie mit Fachkollegen anderer Universitäten in 2004 und 2005 geführt wurden zeigte sich dieser Sachverhalt sehr deutlich. Die Bodenkartierer rechnen die Deckschichten mehr dem Ausgangssubstrat zu.. Die Grenze zwischen Anstehendem und Basislage wird selten erfasst, da die Basislage oft stark verdichtet ist und der Skelettgehalt hangparallel eingeregelt ist. Daher ist es bei der Bohrstockkartierung sehr schwer bis unmöglich in diese Schicht einzudringen, selbst kleine Bohrgeräte scheitern. Andererseits werden bei geologischen Festgesteinsbohrungen die Deckschichten eher dem Boden zugerechnet und als ungegliedertes aufliegendes „Lockermaterial“ in der Bohrprofilbeschreibung aufgenommen.

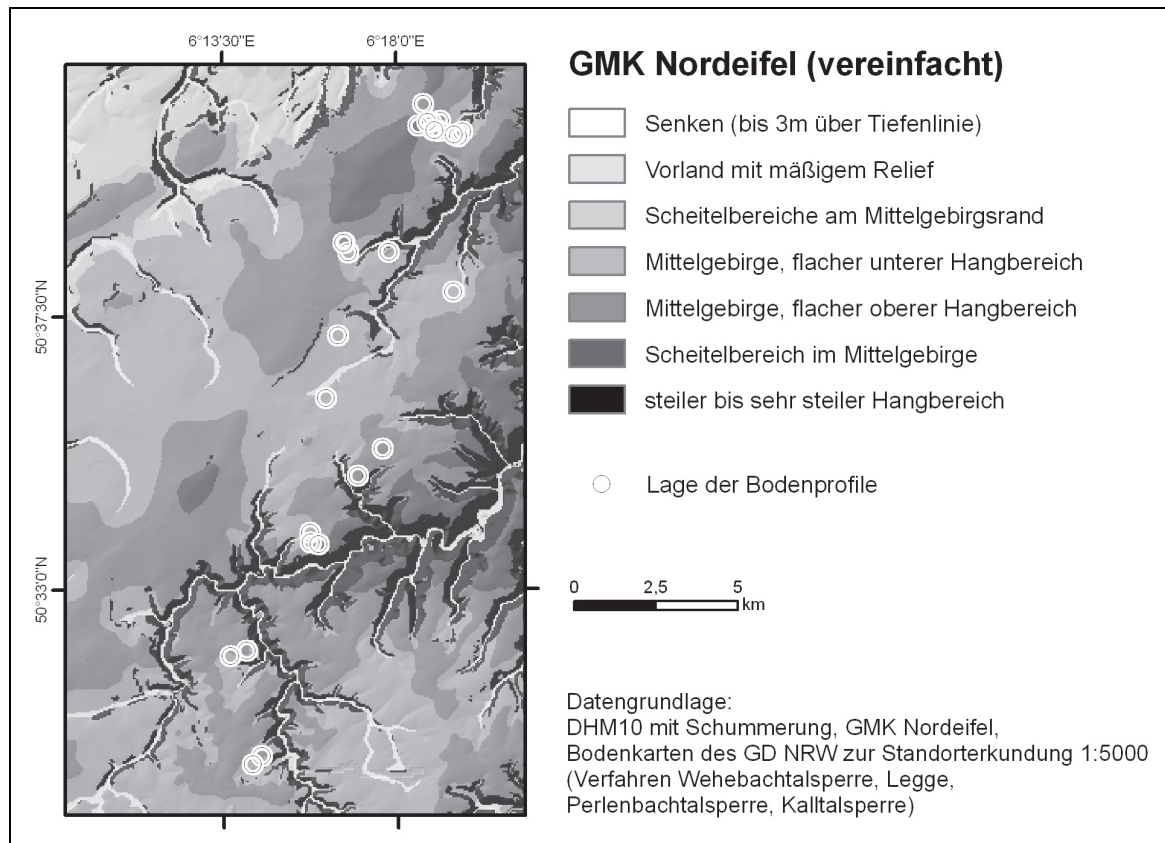


Abbildung 6-1: Ausschnitt aus der vereinfachten Geomorphometrischen Karte (GMK) Nordeifel mit der Lage der Bodenprofile der BK5-Verfahren (eigener Entwurf).

Es bleibt daher zu hoffen, dass mit der bereits 1994 erfolgten Aufnahme der periglaziären Lagen in die Bodenkundliche Kartieranleitung der AG Boden (4. Auflage) bei Neukartierungen die Mächtigkeiten der einzelnen Lagen aufgenommen werden, so geschehen bei jüngst abgeschlossenen Bohrungen zur Kartierung der geologischen Karte 1:25.000 Blatt Stolberg. Allerdings ist hier terminologische Vorsicht geboten, da in der Hydrogeologie der Begriff der „Deckschichten“ anders verwandt wird als in der Geomorphologie und der Bodenkunde. In der Hydrogeologie werden grundwasserüberdeckende Schichten als Deckschichten bezeichnet, unabhängig von einer zeitlichen Einordnung der Entstehung und der Genese der Schichten.

Für das Untersuchungsgebiet der Nordeifel werden jedoch in absehbarer Zeit solche relativ flächendeckenden Bohrungen nicht durchgeführt, da eine Neuaufnahme der geologischen Kartenblätter 1:25.000 in diesem Gebiet nicht vorgesehen ist.

6.2 Potenzielle Mächtigkeit und Verbreitung periglaziärer Deckschichten in der Nordeifel

Auf Grundlage der vorhandenen digitalen geologischen Daten, der hochauflösenden digitalen Höhendaten, den Ergebnissen der Reliefanalysen sowie dem aktuellen Forschungsstand zur Reliefentwicklung der Nordeifel und zu den Eigenschaften periglaziärer Deckschichten ist es möglich, Aussagen zur Verbreitung und zur Ge-

samtmächtigkeit der Deckschichten zu treffen. Dazu wurde ein wissenschaftlicher Modellierungsansatz gewählt um die potenzielle Mächtigkeit und Verbreitung der periglaziären Deckschichten zu modellieren.

Den Kern der Modellierung bildet die begründete Annahme, dass die Ausbildung der Deckschichten von verschiedenen Reliefparametern und der Petrographie des anstehenden Gesteins abhängt (Kapitel 3.3). Von den Reliefparametern ist es besonders die Hangneigung, die einen starken Regelfaktor in der Ausbildung der Mächtigkeit und auch für die Verbreitung der Deckschichten darstellt, vor allem für die Basis- und Mittellage (SAUER 2002, SCHOLTEN & BEHRENS 2002). Bei der Analyse der Hangneigung und der Verbreitung der Fließerden die aus der DABO des GD NRW abgeleitet wurden, zeigt sich der Zusammenhang deutlich. An Hängen von über 30° Neigung wurden quasi keine Fließerden mehr erbohrt. Oberhalb von 5° Hangneigung sind mind. 75% der Bohrungen ohne Fließerde. Im Gegensatz dazu liegen 83,5% aller Bohrungen mit Fließerde in Gebieten mit einer Neigung von 0-10° Hangneigung. Abhängigkeiten zeigen weiterhin die Reliefparameter Höhe über Tiefenlinie und Feuchtigkeitsindex (BEHRENS 2002) sowie die Exposition und die Horizontalkrümmung. Hier sind es die konkaven Akkumulationsbereiche in denen deutlich mächtigere Deckschichten erbohrt wurden als in den konvexen Bereichen.

Nicht in die Modellierung gingen Gebiete ein die eine geringere Höhe als 1m über der Tiefenlinie aufweisen, da es sich hierbei bis auf wenige Ausnahmen um Talsohlen handelt in denen Auenlehm ansteht. Am Einsetzen der Tiefenlinie bilden diese Gebiete nah der Tiefenlinie in einigen Bereichen auch Talanfangsmulden ab, besonders am Oberlauf der Kall und im südlichen Bereich der nördlichen Vennabdachung. In diesen Gebieten ist von einer größeren Mächtigkeit der Deckschichten auszugehen.

Einen weiteren Faktor für die Modellierung stellt die Petrographie des Bodenausgangsgesteins dar (Kapitel 4.7). Im Bereich der Kalkstein- und Dolomit-Schichten der Kalkeifel sind periglaziäre Deckschichten nur gering verbreitet bzw. fehlen über weite Strecken ganz (RIBBERT 1985). Im Gegensatz dazu zeigt die Verbreitung der Deckschichten in der Vennfußfläche keine Abhängigkeit von den dort anstehenden Kalksteinschichten, möglicherweise liegt der Grund hierfür in der geringen oberflächlichen Ausdehnung der Kalksteinschichten durch ihr steiles Ausstreichen. Dadurch könnten hangabwärts wandernde Schuttdecken diese Bereiche komplett überfahren haben. Neben dem Gebiet der Kalkeifel sind auch auf den Sandsteinen der Mechnicher Triasbucht die Deckschichten nur geringmächtig ausgebildet. Sämtliche Bohrprofile der DABO des GD NRW in diesen Gebieten geben keinerlei Fließerdefunde an. Fehler in der Datenaufnahme aufgrund fehlender Erkenntnisse über Fließerden zum Zeitpunkt der Bohrungen können weitestgehend ausgeschlossen werden, da viele der Bohrungen im letzten Jahrzehnt erfolgt sind, z. T. durch Mitarbeiter des GD die auch in anderen Bereichen der Nordeifel Bohrungen durchgeführt haben und dort vorkommende Fließerden kartiert haben. Scheinbar haben sich auf den Sandsteinen nur geringmächtige periglaziäre Deckschichten gebildet, bzw. an vielen Standorten sind diese nicht vorhanden. So berichtet auch RIBBERT (1985) von nur geringmächtigen periglaziären Deckschichten

ohne flächenhafte Verbreitung auf dem Blatt Mechernich der geologischen Karte 1:25.000.

Zusätzlich sind in der Modellierung all die Bereiche ausgegliedert in denen aufgrund anthropogener Veränderung eine Verbreitung periglaziärer Deckschichten unwahrscheinlich ist sowie die Gewässerflächen der Stauseen von Urft, Rur, Kall und Dreilägerbach.

Neben Relief und Petrographie spielt bei der Ausbildung der Deckschichten die Reliefentwicklung eine wichtige Rolle (Kapitel 5.4), besonders der Einfluss der unterschiedlich starken Hebung in den Teilbereichen des Untersuchungsgebiets und in diesem Zusammenhang die differenzierten geomorphologischen Prozesse, die zu einer heterogenen Abtragung der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke geführt haben (Kapitel 5.3). Da die Verbreitung der MTV einen weiteren Steuerungsfaktor für die Ausbildung periglaziärer Deckschichten bildet (Kapitel 3.2), geht die modellierte Verbreitung der MTV ebenfalls in die Modellierung der periglaziären Deckschichten mit ein.

Die Modellierung der periglaziären Deckschichten wird über eine unterschiedliche Gewichtung der eingehenden Rasterdatensätze erreicht. Je mehr Faktoren mit einer hohen Gewichtung in eine bestimmte Rasterzelle eingehen umso größer ist an diesem Punkt die potenzielle Verbreitung und Mächtigkeit der Deckschichten. Die Gewichtung der einzelnen Eingangsraaster erfolgte auf Grundlage der Ergebnisse aus der Fachliteratur zur Genese und Verbreitung periglaziärer Deckschichten (Kapitel 3.3). In die Modellierung gingen die Reliefparameter Hangneigung, Höhe über Tiefenlinie, Feuchtigkeitsindex, horizontale Wölbung und Exposition ein, zusätzlich Datensätze der Bodenausgangsgesteine und die modellierte Verbreitung der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke.

Das Ergebnis der Modellierung zeigt Abbildung 6-2. Deutlich treten die Vennfußfläche, das Hohen Venn und die südliche Kalkeifel als Bereiche potenziell mächtiger Deckschichten hervor. Diese Bereiche lassen sich kennzeichnen durch ihre erosionsferne Lage, durch ihre geringe Hebung oder durch die anstehenden mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecken. Dabei werden je nach Gebiet unterschiedliche Einflussfaktoren deutlich. In der Vennfußfläche sind durch die geringe Hebung die Erosionsraten geringer als etwa in der Rureifel, so dass sich hier Deckschichten erhalten konnten. Der Vennsattel dagegen ist stark gehoben worden, trotzdem stehen hier aufgrund geringerer Zerschneidung des Reliefs und damit geringerer Hangneigungswerte in Verbindung mit der anstehenden MTV die Deckschichten in potenziell hoher Mächtigkeit an. Im Einzugsgebiet der oberen Urft zeigt die Modellierung außerhalb der Gebiete in den Kalkstein und Dolomit ansteht weit verbreitet mächtige Deckschichten an, bedingt durch die große Entfernung zum Vorfluter und somit geringerer Erosionsraten.

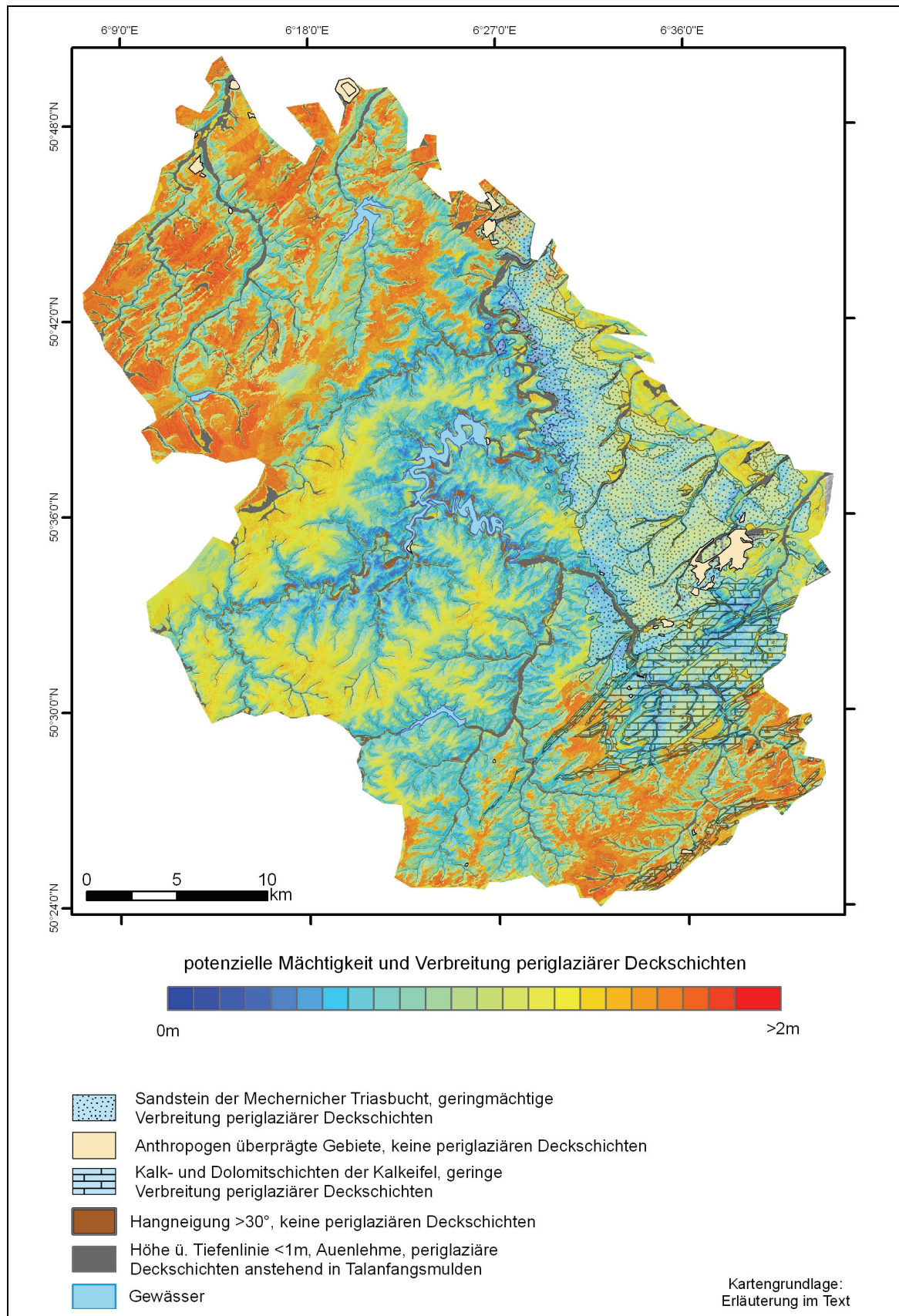


Abbildung 6-2: Modellierung der potenzielle Mächtigkeit und Verbreitung periglaziärer Deckschichten (Erläuterung im Text, eigener Entwurf).

Im Gegensatz dazu weisen die stark gehobenen Bereich der Rureifel und besonders die steilen Täler von Rur, Olef, Urft und eingeschränkt auch der Kall eine besonders geringe potenzielle Mächtigkeit der Deckschichten auf. Der Einfluss der Hangneigung wird auch in stark asymmetrischen Tälern deutlich, wie etwa am oberen Wehebachtal südlich der Wehebachtalsperre (Abbildung 6-3). Die aus den Bohrprofilen der DABO abgeleitete Verbreitung der Deckschichten in diesem Gebiet bestätigen die Ergebnisse der Modellierung in soweit, als sie die Verteilung an welchen Reliefpositionen Deckschichten vorkommen gut nachbildet. Die potenzielle Mächtigkeit weicht dagegen in Teilbereichen von der modellierten Mächtigkeit ab, sie wird an zwei Bohrprofilen am oberen Kartenrand unterschätzt.

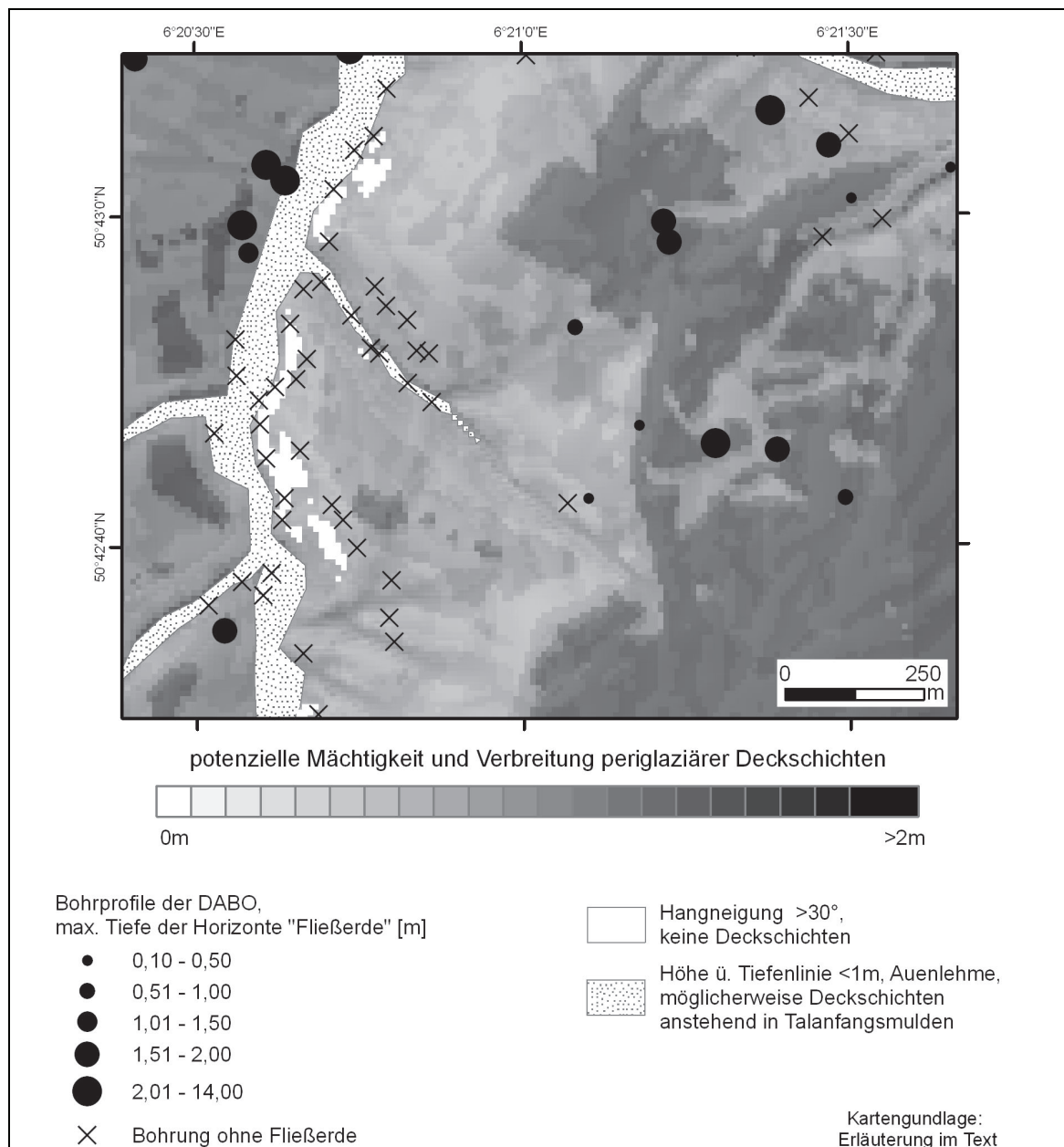


Abbildung 6-3: Potenzielle Mächtigkeit und Verbreitung periglaziärer Deckschichten: Ausschnitt vom mittleren Wehebachtal südlich der Wehebachtalsperre (eigener Entwurf).

Einen weiteren Ausschnitt zeigt Abbildung 6-4, am Übergang der nördlichen Vennabdachung zur Vennfußfläche entlang der Vicht. Auch dieses Beispiel zeigt anhand der Lage der Bohrpunkte an denen keine Fließerdei erbohrt wurde das diese im Modell in Bereichen einer geringen Mächtigkeit bzw. einer fehlenden Deckschicht liegen. Die potenzielle Mächtigkeit wird z. T. gut nachgebildet, in Teilbereichen liegen jedoch große Unter- bzw. Überschätzungen der Mächtigkeiten vor.

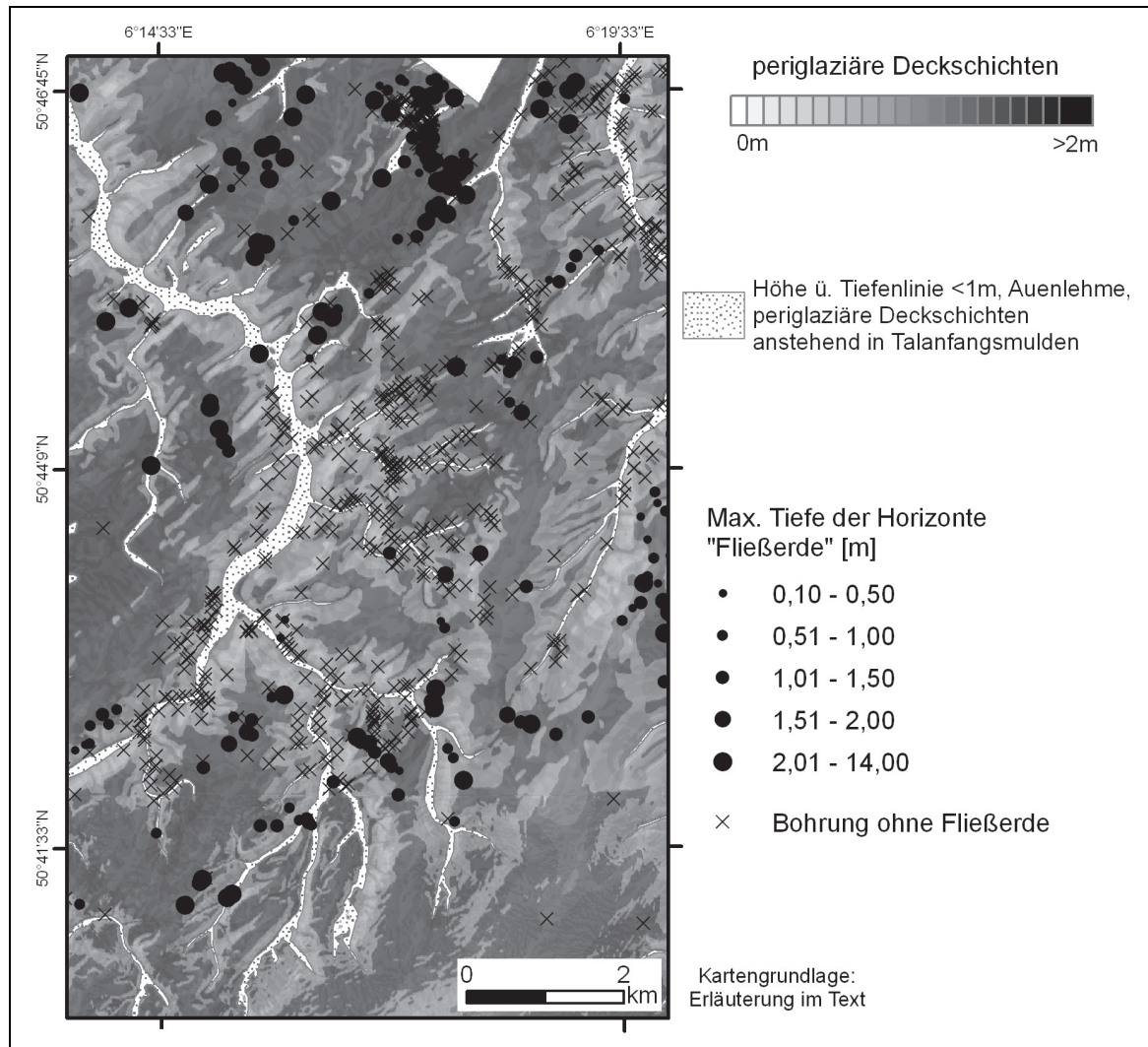


Abbildung 6-4: Ausschnitt aus der modellierten Verbreitung und Mächtigkeit periglaziärer Deckschichten am Mittellauf der Vicht im Bereich der nördlichen Vennabdachung und der Vennfußfläche (eigener Entwurf).

Die Ergebnisse der Modellierung zeigen, dass die potenzielle Verteilung der periglaziären Deckschichten gut nachgebildet wird. Die potenzielle Mächtigkeit dagegen wird nicht immer treffen modelliert. Bedenkt man jedoch, dass in das Modell keinerlei Bodenprofildaten mit spezifischen Angaben zu periglaziären Deckschichten eingegangen sind, so ist das Ergebnis der Modellierung insgesamt als positiv zu werten. Es konnte gezeigt werden, dass aufgrund einer Reliefanalyse mit Rückschlüssen auf die Reliefentwicklung in Verbindung mit geologischen Daten zur Petrographie des anstehenden Gesteins und der Auswertung der Fachliteratur die Aufstellung eines Modells zur potenziellen Verbreitung und Mächtigkeit der Deckschichten in einem mesoskaligem Gebiet erfolgreiche Ergebnisse bringt. Nicht eingegangen in die Modellierung ist der Einfluss der ackerbaulichen Überprägung und der dadurch bedingten stärkeren Abtragung der Deckschichten. Dazu müsste die Nutzungsintensität der Flächen seit Beginn der ackerbaulichen Tätigkeit im Raum erfasst werden und als weiterer Faktor in der Modellierung berücksichtigt werden.

Für das Gebiet der Rureifel ist es schwierig die Güte der Modellierung zu bewerten, da hier so gut wie keine Bohrprofile oder Bodenprofile vorliegen, abgesehen von einigen Bohrprofilen im nördlichen Einzugsgebiet der Rur. Dadurch können die Ergebnisse der Modellierung nicht verifiziert werden, zur Überprüfung müssten hier Feldarbeiten durchgeführt werden. Gestützt werden die Ergebnisse in diesem Raum nur durch die Angaben in der Literatur (MÜLLER 1954, RIBBERT 1993, 1994). Weiterhin müsste nun eine Übertragbarkeit des Modells auf andere Räume geprüft werden.

7 Zusammenfassung

Mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecken und pleistozäne Deckschichten bilden in den deutschen Mittelgebirgen wichtige Faktoren im Landschaftshaushalt und für die Ausbildung der rezenten Böden. Die Verbreitung und Mächtigkeit dieser Decksedimente ist abhängig von verschiedenen Reliefparametern, der Petrographie des geologischen Untergrunds und der Reliefentwicklung. Auf der Grundlage dieser Abhängigkeiten wurde für das Gebiet der Nordeifel ein Ansatz entwickelt um mit geomorphometrischen Analysen und geologischen Daten die Verbreitung und Mächtigkeit der Decksedimente zu modellieren. Als Datengrundlagen standen ein digitales Höhenmodell (DHM) mit einer Rasterweite von 10m, ein flächendeckendes geologisches Informationssystem sowie knapp 2700 Bohrprofilbeschreibungen zur Verfügung.

Die zentrale Methode dieser Arbeit ist die digitale Reliefanalyse, dementsprechend bildet das DHM die wichtigste Datengrundlage. Von der Qualität und der Auflösung eines DHM hängt die Güte der Ergebnisse direkt ab, daher bilden die Methoden der Qualitätsanalyse und Fehlerreduktion einen wichtigen Teilbereich der Arbeit. Neben der Ableitung von Reliefparametern aus dem DHM wurden vor allem hypsometrische und klinographische Kurven, das Tiefenliniennetz sowie Talquer- und Tallängsprofile analysiert.

So konnte das Untersuchungsgebiet durch die morphometrischen Analysen in sechs Bereiche unterschiedlicher Reliefentwicklung gegliedert und Flächenniveaus bestimmt werden, die für die Verbreitung der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke eine wichtige Rolle spielen. Im nördlichsten Bereich des Untersuchungsgebiets, der Vennfußfläche, liegen Flächenniveaus in einer Höhenlage zwischen 260-290m ü. NN vor, dieses Gebiet wurde nur randlich in die känozoische Hebung der Nordeifel einbezogen. Das südlich anschließenden Hohe Venn dagegen wurde stark gehoben und ragt zusätzlich aufgrund des widerständigen Quarzits über die umliegende Landschaft hinaus. Flächenreste scheinen an der Nordabdachung des Hohen Venns gekippt in Form einer schiefen Ebene vorzuliegen. Das Gebiet der nördlichen Rureifel ist durch die starke Hebung in Verbindung mit der Nähe zum Vorfluter durch steile, tiefe Täler zerschnitten, es konnten sich nur gering ausgedehnte Flächen in einer Höhe von 530-550m ü. NN erhalten. In der übrigen Rureifel und der Kalkeifel liegen die Flächenniveaus zwischen 500-520m ü. NN, im Niveau der jüngeren Rumpffläche R1. In der mittleren und südlichen Rureifel lassen sich zusätzlich zwei weitere Flächenniveaus zwischen 550-580m ü. NN und zwischen 590-620m ü. NN feststellen, letzteres im Höhenniveau der älteren Rumpffläche R2. Mit wachsender Entfernung zum Vorfluter nimmt im Untersuchungsgebiet nach Süden hin die maximale Tiefe der Täler ab und die Ausdehnung der Flächen zu, abgesehen von petrographischen Störungen durch die Kalk- und Dolomitgebiete der Sötenicher Mulde. Das Gebiet der Mechernicher Triasbucht wurde wie die Vennfußfläche weniger stark gehoben, in den Gebieten mit anstehendem Sandstein lassen sich Flächen mit geringer Ausdehnung zwischen 280 und 350m ü. NN feststellen.

Diese Ergebnisse gingen in die Modellierung der potenziellen Verbreitung der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke ein, da die Reste der Verwitterungsdecke sich nur auf den seit Beginn der Hebung von der Erosion nicht erfassten Gebieten erhalten konnten. Das Ergebnis der Modellierung zeigt die Verbreitung der Reste der Verwitterungsdecke in den Gebieten der Vennfußfläche, des Hohen Venns mit dem nördlichen Bereichs des Einzugsgebiets der Kall sowie in der südlichen Kalkeifel.

Das Modell der potenziellen Verbreitung und Mächtigkeit der periglaziären Deckschichten beruht auf einer Kombination verschieden gewichteter Reliefparameter und den Ergebnissen der Reliefanalyse. Die aus den Bohrprofilen abgeleitete Verbreitung der Deckschichten bestätigt die Ergebnisse der Modellierung für weite Teile des Untersuchungsgebiets. Die Gesamtmächtigkeit der Deckschichten weicht dagegen in Teilbereichen von der modellierten Mächtigkeit ab.

Das Bestreben die Verbreitung und Mächtigkeit periglaziärer Deckschichten in mitteleuropäischen Mittelgebirgen zu erfassen hat im letzten Jahrzehnt stark zugenommen. Diese Arbeit leistet hierzu einen Beitrag mit einem Modellierungsansatz für mesoskalige Gebiete, in denen keine Bodendaten mit lagespezifischen Angaben zur Mächtigkeit und zu bodenanalytischen Parametern der Deckschichten vorliegen. Aufgrund der Analyse digitaler Höhendaten und geologischer Daten ist es mit diesem Ansatz möglich die potenzielle Verbreitung und Mächtigkeit der Deckschichten zu modellieren, die dann mit gezielten Feldarbeiten ergänzt werden kann.

8 Literaturverzeichnis

- ALBERS, H. & FELDER, W. (1979): Litho-, Biostratigraphie und Palökologie der Oberkreide und des Alttertiärs (Präobersanton-Dan/ Paläozän) von Aachen-Südlimburg (Niederlande, Deutschland, Belgien). In: Aspekte der Kreide Europas, IUGS, Series A (6), S. 47-84.
- ALTERMANN, M., SCHANECKE, W. & LIEBEROTH, I. (1988): Gliederung der Lockergesteinsdecken der Mittelgebirge. In: Zeitschrift für angewandte Geologie (34), S. 302-306.
- Arbeitsgruppe Boden der Geologischen Landesämter und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe der Bundesrepublik Deutschland (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. Hannover, 392 S.
- BARTELME, N. (2000): Geoinformatik. Berlin u. a., 414 S.
- BARSCH, D. & STÄBLEIN, G. (1978): EDV gerechter Symbolschlüssel für die geomorphologische Detailaufnahme. In: Berliner Geographische Abhandlungen (30), S. 63-78.
- BARTSCH, A. (2002): Identification of geomorphic process units in Kärkevagge, northern Sweden, by Remote Sensing and digital terrain analysis. In: Geografiska Annaler (2002), S. 171-178.
- BAUER, J., ROHDENBURG, H. & BORK, H.-R. (1985): Ein Digitales Reliefmodell als Voraussetzung für ein deterministisches Modell der Wasser- und Stoff-Flüsse. In: BORK, H.-R. & ROHDENBURG, H.: Parametereaufbereitung für deterministische Gebiets-Wassermodelle, Grundlagenarbeiten zur Analyse von Agrar-Ökosystemen. Braunschweig, S. 1-15 (Landschaftsgenese und Landschaftsökologie 10).
- BERENDSEN, H. (1997): Landschappelijk Nederland. Assen, 218 S.
- BEHRENS, T. (2002): Digitale Reliefanalyse als Basis von Boden-Landschafts-Modellen. Dissertation. Gießen.
- BIBUS, E. (1984): Reliefentwicklung im Rheinischen Schiefergebirge- neue Befunde, neue Probleme: Jüngsttertiär und Quartär. In K. LENZ & F. SCHOLZ (Hrsg.): Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen 44. Deutscher Geographentag Münster. Stuttgart. S. 74-76.
- BIBUS, E. (1990): Philippons Bedeutung für die Erforschung des Rheinischen Schiefergebirges aus heutiger Sicht. In: Colloquium Geographicum (20), S. 85-95.
- BIRKENHAUER, J. (1983): Tal- und Höhenrelief der deutschen Mittelgebirge. In: Geographische Rundschau 35. S. 27-34.
- BÖHNER, J., KÖTHE, R. & TRACHINOW, C. (1997): Weiterentwicklung der automatischen Reliefanalyse auf der Basis von Digitalen Geländemodellen. In: Göttinger Geographische Abhandlungen 100, S. 3-21.

- BREDDIN, H. (1937): Lehrausflug in die Aachener Kreide; Morphologie des Nordabfalls der Eifel und des Hohen Venns. In: Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft 89, S. 568-577.
- BREMER, H., SCHNÜTGEN, A. & SPÄTH, H. (1978): Altformen an der Eifelhochfläche südlich Kelberg. In: BREMER, H. & PFEFFER, K. (Hrsg.): Zur Landschaftsentwicklung der Eifel, Köln, S. 187-193 (Kölner Geographische Arbeiten 36).
- BREMER, H. (1978): Zur tertiären Reliefgenese der Eifel. In: BREMER, H. & PFEFFER, K. (Hrsg.): Zur Landschaftsentwicklung der Eifel, Köln, S. 195-225 (Kölner Geographische Arbeiten 36).
- BRINKMANN, R. (1991): Abriß der Geologie. Band 2 Historische Geologie: Erd- und Lebensgeschichte. Stuttgart, 404 S.
- BÜDEL, J. (1977): Klima-Geomorphologie. Berlin u. a., 304 S.
- BURROUGH, P., GAANS, P. V. & MAC MILLAN, R. (2000): High-resolution landform classification using fuzzy k-means. In: Fuzzy Sets and Systems 113, S. 37-52.
- CONRAD, O. (1998): Ableitung hydrologisch relevanter Reliefparameter aus Digitalen Geländemodellen. Diplomarbeit, unveröffentlicht. Göttingen.
- DALRYMPLE, J. B., BLONG, R. J. & CONACHER, A. J. (1968): An hypothetical nine unit landsurface model. In: Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. 12, S. 60-76.
- DAVIS, W. M. (1912): Die erklärende Beschreibung der Landformen. Leipzig, Berlin, 565 S.
- DEMEK, J. (Hrsg.) (1976). Handbuch der geomorphologischen Detailkartierung. Wien, 463 S.
- DEMOULIN, A. (1995): Les surfaces d'érosion méso-cénozoïques en Ardenne-Eifel. In : Bulletin Société géologique de la France 166, S. 573-585.
- DEMOULIN, A. (2004): Reconciling geodetic and geologic rates of vertical crustal motion in intraplate regions. In: Earth and Planetary Science Letters 204 (221), S. 91-101.
- DIKAU, R. (1985): Entwurf einer geomorphographisch-analytischen Systematik von Reliefeinheiten (Heidelberger geographische Arbeiten 5). Heidelberg, 45 S.
- DIKAU, R. (1994): Computergestützte Geomorphographie und ihre Anwendung in der Regionalisierung des Reliefs. In: Petermanns Geographische Mitteilungen 138, S. 99-114.
- DIKAU, R. & SCHMIDT, J. (1999): Georeliefklassifikation. In: R. SCHNEIDER-SLIWA, D. SCHAUB & G. GEROLD (Hrsg.): Angewandte Landschaftsökologie. Grundlagen und Methoden. Berlin u. a., 216-244.
- DYMOND, J., DEROSE, R. & HARMSWORTH, G. (1995): Automated mapping of land components from digital elevation data. In: Earth Surface Process and Landforms 20, S. 131-137.

- Europäische Gemeinschaft (2000): Amtsblatt der Europäischen Gemeinschaften L3271: Richtlinie 2000/60/EG des Europäischen Parlaments und des Rates zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik.
- EVANS, I. (1972): General geomorphometry, derivatives of altitude, and descriptive statistics. In: CHORLEY, R. (Hrsg.): *Spatial Analysis in Geomorphology*. New York u.a., S. 17-166.
- EVANS, I. (1994): General geomorphometry. In: GOUDIE, A. (Hrsg.): *Geomorphological Techniques*. London, New York. S. 44-56.
- FEHN, C. (2002): Digitale Reliefanalyse im Belgisch-Niederländischen Grenzgebiet unter besonderer Berücksichtigung des geologischen Untergrundes. Masterarbeit, unveröffentlicht. Aachen.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge. Berlin, Stuttgart (Relief, Boden, Paläoklima 6).
- FLORINSKY, I. V. (1998): Combined analysis of digital terrain models and remotely sensed data in landscape investigations. In: *Progress in Physical Geography* 22, S. 33-60.
- FLORINSKY, I. V., EILERS, R. G., MANNING, G. R. & FULLER, L. G. (2002): Prediction of soil properties by digital terrain modelling. In: *Environmental Modelling & Software* 17, S. 295-311.
- FRANKLIN, S. (1987): Geomorphometric processing of digital elevation models. In: *Computers and Geosciences* 13, S. 603-609.
- FREEMAN, T. G. (1991): Calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid. In: *Computers and Geosciences* 17, S. 413-422.
- FRENCH, H. M. (1996): *The Periglacial Environment*. Longman.
- FRIEDRICH, K. (1996): Digitale Reliefgliederungsverfahren zur Ableitung bodenkundlich relevanter Flächeneinheiten. (Frankfurter geowissenschaften Arbeiten, Serie D, 21).
- FRÜHAUF, M. (1991): Neue Befunde zur Lithologie, Gliederung und Genese der periglazialen Lockermaterialdecken im Harz: Erfassung und Bewertung postallerödzeitlicher decksedimentbildender Prozesse. In: *Petermanns Geographische Mitteilungen* 1, S. 49-59.
- FUCHS, A. & WOLFF, W. (1981): Geologische Karte von NRW 1:25.000. Erläuterungen zu Blatt 5306 Euskirchen. Krefeld.
- GLATTHAAR, D. (1985): Geomorphologische Forschung im Rheinischen Schiefergebirge. In: *Berichte zur deutschen Landeskunde* 59, S. 177-189.
- HAMBLOCH, H. (1977): *Die Beneluxstaaten*. Darmstadt.
- HANNAH, M. J. (1981): Error Detection and Correction in Digital Terrain Models. In: *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 47, S. 63-69.

- HAVLIK, D. (2000): Klima. In: Eifelverein (Hrsg.): Eifelführer. Düren, S. 37-41.
- HENGL, T., GRUBER, S. & SHRESTHA, D. (2004): Reduction of errors in digital terrain parameters used in soil-landscape modelling. In: International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation 5, S. 97-112.
- HOLMES, K. W., CHADWICK, O. A., & KYRIAKIDIS, P. C. (2000): Error in a USGS 30-meter digital elevation model and its impact on terrain modeling. In: Journal of Hydrology 233, S. 154-173.
- HOLMGREN, P. (1994): Multiple flow direction algorithms for runoff modelling in grid based elevation models: an empirical evaluation. In: Hydrological Processes 8 (4), S. 327-334.
- HÖLTING, B., HAERTLE, T., HOHBERGER, K.-H (1995): Konzept zur Ermittlung der Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung. In: Geologisches Jahrbuch C 63, S. 5-24.
- HORMANN, K. (1971): Morphometrie der Erdoberfläche. Köln (Schriften des Geographischen Instituts der Universität 36).
- HORTON, R. E. (1945): Erosional Development of Streams and their Drainage Basins. In: Geol. Soc. America Bull. 56, S. 275-370.
- HOLZAPFEL, E. (1911a): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Lendersdorf. Berlin.
- HOLZAPFEL, E. (1911b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Stolberg. Berlin.
- HOLZAPFEL, E. (1911c): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Aachen. Berlin.
- HUMBOLDT, A. VON (1842): Versuch, die mittlere Höhe der Kontinente zu bestimmen. 407 S. (Ann. D. Phys. U. chem. 57).
- HÜSER, K. (1973): Die tertiärmorphologische Erforschung des Rheinischen Schiefergebirges. Karlsruhe (Karlsruher Geographische Hefte 5, Suppl. Bd. 118).
- IRVIN, B. J., VENTURA, S.J. & SLATER, B.K. (1997): Fuzzy and isodata classification of landform elements from digital terrain data in Pleasant Valley, Wisconsin. In: Geoderma 77, S. 137-154.
- JACOBSEN, K. & LOHMANN, P. (2003): Segmented Filtering of Laser Scanner DSMS. In: H. G. MAAS ET AL. (Hrsg.): Proceedings of the ISPRS working group III/3 workshop "3-D reconstruction from airborne laserscanner and InSAR data". (http://www.isprs.org/commission3/wg3/workshop_laserscanning/papers/papers/Jacobsen_ALSDD2003.pdf, 30.04.2004)
- JORDAN, G. (2003): Morphometric analysis and tectonic interpretation of digital terrain data: a case study. In: Earth Surface Process and Landforms 28, S. 807-822.

- JUNGE, H. & TILLMANN, W. (1982): Morphologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Bereich der Sötenicher und Blankenheimer Mulde. In: *Decheniana* 135, S. 205-218.
- KAMMERER, P. (1987): Computergestützte Reliefanalyse unter Verwendung des Digitalen Geländemodells. München (Münchener Geographische Abhandlungen 36).
- KARRASCH, H. (1970): Das Phänomen der klimabedingten Reliefasymmetrie in Mitteleuropa. Göttingen (Göttinger Geographische Abhandlungen 56).
- KLEBER, A. (1991): Die Gliederung der Schuttdecken am Beispiel einiger oberfränkischer Bodenprofile. In: *Bayreuther Bodenkundliche Berichte* 17, S. 83-105.
- KLEBER, A. (1999): Zur Übertragbarkeit des deutschen Deckschichtenkonzepts. In: *Petermanns Geographische Mitteilungen* 143, S. 363-372.
- KLEEFISCH, B. & KÖTHE, R. (1993): Wege zur rechnergestützten bodenkundlichen Interpretation digitaler Reliefdaten. In: *Geologisches Jahrbuch F* 27, S. 59-122.
- KNAPP, G. (1980): Erläuterungen zur Geologischen Karte der nördlichen Eifel 1:100.000. Krefeld.
- KÖTHE, R. & BOCK, M. (2002): Dokumentation zur Erstellung des Digitalen Geländemodells (DGM 25) und der Geomorphographischen Reliefeinheiten (GMK 25) mit 25m Rasterweite von der Landesfläche von Thüringen. unveröff., Göttingen.
- KORISTKA, C. (1858): Studien über die Methoden und die Benützung hypsometrischer Arbeiten, nachgewiesen an den Niveauverhältnissen der Umgebung von Prag. Gotha.
- KREISEL, W. & FRIEBE, H. (1976): Die Vennfußfläche. In: AHNERT, F., BREUER, H. & HAVLIK, D. (Hrsg.): Aachen und benachbarte Gebiete. Ein geographischer Exkursionsführer, Aachen, S. 81-112 (*Aachener Geographische Arbeiten* 8).
- KUGLER, H. (1964): Die geomorphologische Reliefanalyse als Grundlage großmaßstäbiger geomorphologischer Kartierung. In: *Wissenschaftliche Veröffentlichungen des Deutschen Instituts für Länderkunde NF* 21/22, S. 541-655.
- LACROIX, M., MARTZ, L., KITE, G. & GARBRECHT, J. (2002): Using digital terrain analysis modeling techniques for the parameterization of a hydrologic model. In: *Environmental Modelling & Software* 17, S. 127-136.
- LI, Z., ZHI, Q. & GOLD, C. (2005): *Digital Terrain Modeling*. Boca Raton u.a.
- LIEDTKE, H. & MARCINEK, J. (1995): *Physische Geographie Deutschlands*. Gotha.
- LÖHNERTZ, W. (1982): Die altpleistozänen Terrassen der Mittelmosel. In: *Catena* 9, S. 63-75.
- LÖHNERTZ, W. (2003): Eocene paleovalleys in the Eifel: mapping, geology, dating and implications for the reconstruction of the paleosurfaces and vertical movements of the lithosphere at the edges of the Rhenish shield. In: *Géologie de la France* 1, S. 57-62.
- LUCA, D., DATCU, M. & SEIDEL, K. (1997): Multiresolution Analysis of DEMs: Error and Artifact Characterization. In: *ESA Special Publications* 406, S. 61-68.

- MACMILLAN, R. A., JONES, R. K. & McNABB, D. H. (2003): Defining a hierarchy of spatial entities for environmental analysis and modeling using digital elevation models (DEMs). In: Computers, Environment and Urban Systems 27: Article in Press.
- MEYER, W., ALBERS, H. J., BERNERS, H. P., GEHLEN, K. VON, GLATTHAAR, D., LÖHNERTZ, W., PFEFFER, K. H., SCHNÜTGEN, A., WIENECKE, K. & ZAKOSEK, H. (1983): Pre-Quaternary Uplift in the Central Part of the Rhenish Massif. In: K. FUCHS, K. VON GEHLEN & H. MÄLZER (Hrsg.): Plateau Uplift. The Rhenish Shield- A Case History. Berlin u. a., S. 39-46.
- MEYER, W. (1994): Geologie der Eifel. Stuttgart.
- MITÀSOVÀ, H. & HOFIERKA, J. (1993): Interpolation by Regularized Spline with Tension: Application to Terrain Modeling and Surface Geometry Analysis. In: Mathematical Geology 25, S. 657-669.
- MÖLLER, M. (2003): Verfahren der digitalen Reliefanalyse und Satellitenbilddauswertung für die Bodenkartierung des Zielmaßstabes 1:50.000 am Beispiel des Blattes Könnern. (<http://www.ufz.de/spb/aloe/moeller/paper.pdf>, 20.08.2003)
- MONTGOMERY, D. (2004): GIS in tectonic geomorphology and landscape evolution. In BISHOP, M. P. & SHRODER, J. F. (Hrsg.): Geographic Information Science and Mountain Geomorphology. Berlin u. a., S. 425-460.
- MOORE, I., GRAYSON, R. & LADSON, A. (1991): Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological, an biological applications. In: Hydrological Processes 5, S. 3-30.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1951): Die Böden der Nordeifel. In: Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde 54, S. 97-117.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1953): Fossile Böden in der nördlichen Eifel. In: Geologische Rundschau 41, S. 253-268.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1958): Bildungsbedingungen und Umlagerung der fossilen Böden der Eifel. In: Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 2, S. 495-502.
- MÜLLER, E. H. (1954): Die Bedeutung des eiszeitlichen Bodenfließens (Solifluktion) für die Bodenbildung im nördlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges. In: Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde 65, S. 52-61.
- MÜLLER, R. (1983): The Late Tertiary-Quaternary Tectonics of the Palaeozoic of the Northern Eifel. In: FUCHS, K., GEHLEN, K. VON & MÄLZER, H. (Hrsg.): Plateau Uplift of the Rhenish Shield - A Case History. Berlin u. a., S. 102-107.
- MÜLLER-MINY, H. (1957a): Kalkeifel. In: MEYNEN, E., SCHMITHÜSEN, J. & GELLERT, J. (Hrsg.): Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands, 4. Lieferung. Remagen, S. 400-403.
- MÜLLER-MINY, H. (1957b): Mechernicher Voreifel. In: MEYNEN, E., SCHMITHÜSEN, J. & GELLERT, J. (Hrsg.): Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands, 4. Lieferung. Remagen, S. 398-400.

- OLAYA, V. (2004): A gentle introduction to SAGA GIS. (<http://www.saga-gis.uni-goettingen.de/html/index.php>, 02.02.2006)
- PAFFEN, K. (1957a): Hohes Venn. In: MEYNEN, E., SCHMITHÜSEN, J. & GELLERT, J. (Hrsg.): Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands, 4. Lieferung. Remagen, S. 414-415
- PAFFEN, K. (1957b): Rur-Eifel. In: MEYNEN, E., SCHMITHÜSEN, J. & GELLERT, J. (Hrsg.): Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands, 4. Lieferung. Remagen, S. 412-414
- PAFFEN, K. (1959a): Venn-Fußfläche. In: MEYNEN, E., SCHMITHÜSEN, J. & GELLERT, J. (Hrsg.): Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands, 6. Lieferung. Remagen, S. 846-849
- PAFFEN, K. (1959b): Vennvorland. In: MEYNEN, E., SCHMITHÜSEN, J. & GELLERT, J. (Hrsg.): Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands. Remagen, 6. Lieferung, S. 845-846
- PENCK, A. (1894): Morphologie der Erdoberfläche. Stuttgart.
- PENNOCK, D., ZEBARTH, B. & DE JONG, E. (1987): Landform Classification and Soil Distribution in Hummocky Terrain, Saskatchewan, Canada. In: Geoderma 40, S. 297-315.
- PFEFFER, K. (1984): Die präquartäre Entwicklung des Reliefs in der westlichen Eifel. In: LENZ, K. & SCHOLZ, F. (Hrsg.): Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen 44. Deutscher Geographentag Münster. Stuttgart, S. 79-83.
- PFEFFER, K. (1997): Die Eifel - Ein Mittelgebirge mit großer naturgeographischer Vielfalt. In: ERDMANN, C. & PFEFFER, K. (Hrsg.): Eifel. Berlin, Stuttgart, S. 1-66.
- PHILIPPSON, A. (1903): Zur Morphologie des Rheinischen Schiefergebirges. In: Verhandlungen des XVI. Deutschen Geographentag Köln. Berlin, S. 193-205.
- PHILIPPSON, A. (1927): Morphologie der Rheinlande. Düsseldorfer geographische Vorträge und Erörterungen. Breslau, S. 1-8.
- PIKE, R. (1995): Geomorphometry - progress, practice and prospect. In: Zeitschrift für Geomorphologie 101, S. 221-238.
- POSER, H. & MÜLLER, T. (1951): Studien an den asymmetrischen Tälern des Niederbayrischen Hügellandes. In: Nachrichten der Akademie der Wissenschaften in Göttingen 1, S. 1-32.
- QUINN, P., BEVEN, K., CHEVALLIER, P & PLANCHON, O. (1991): The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. In: Hydrological Processes 5, S. 59-79.
- QUITZOW, H. W. (1982): Die Hochflächenlandschaft der zentralen Eifel und der angrenzenden Teile des Rhein-Troges und Neuwieder Beckens. In: Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen 11, S. 173-206.

- RIBBERT, K.-H. (1983): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25.000. Erläuterungen zu Blatt 5505 Blankenheim. Krefeld.
- RIBBERT, K.-H. (1985): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25.000. Erläuterungen zu Blatt 5405 Mechernich. Krefeld.
- RIBBERT, K.-H. (1993): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25.000. Erläuterungen zu Blatt 5504 Hellenthal. Krefeld.
- RIBBERT, K.-H. (1994): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25.000. Erläuterungen zu Blatt 5404 Schleiden. Krefeld.
- RIBBERT, K.-H. (1997): Über tertiärzeitliche Altflächen-Sedimente bei Schmidtheim in der Nordeifel. In: *Decheniana* 150, S. 329-345.
- RICHTER, D. (1962): Die Hochflächen- Treppe der Nordeifel und ihre Beziehungen zum Tertiär und Quartär der Niederrheinischen Bucht. In: *Geologische Rundschau* 52, S. 376-404.
- RICHTER, D. (1985): Aachen und Umgebung. Nordeifel und Nordardennen mit Vorland. Berlin, Stuttgart (Sammlung Geologischer Führer 48).
- ITTER, C. (1852): Einleitung zur allgemeinen vergleichenden Geographie. Berlin.
- ROMSTAD, B. (2001): Improving Relief Classification with Contextual Merging. (<http://www.nlh.no/conf/scangis2001/papers/15.pdf>, 13.05.2003)
- SAUER, D. (2002): Genese, Verbreitung und Eigenschaften periglaziärer Lagen im Rheinischen Schiefergebirge – anhand von Beispielen aus Westerwald, Hunsrück und Eifel. Gießen (Boden und Landschaft. Schriftenreihe zur Bodenkunde, Landeskultur und Landschaftsökologie 36).
- SCHMIDT, K. (1988): Einzugsgebietsparameter für die hydrologische Vorhersage. In: *Geoökodynamik* 9, S 1-16.
- SCHMIDT, K. (1990): *Erdgeschichte*. Berlin, New York.
- SCHMIDT, J. & DIKAU, R. (1999): Extracting geomorphometric attributes and objects from digital elevation models- semantics, methods, future needs. In: DIKAU, R. & SAURER, H. (Hrsg.): *GIS for Earth Surface Systems*. Stuttgart, 153-174.
- SCHMIDT, J. & DIKAU, R. (2004): Modelling historical climate variability and slope stability. *Geomorphology* S. 433-447.
- SCHMIDT, W. & WOLTERS, R. (1966): "Basiston" der Aachener Kreide, Alttertiär und fossile Verwitterung am Nordrand der Eifel. *Geologisches Jahrbuch* 66, S. 661-670.
- SCHOLTEN, T., ALTERMANN, M. & SCHWANECKE, W. (1999): Die Bedeutung periglaziärer Lagen für Funktionen des Bodens im Ostharz. In: *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaften* 91, S. 1096-1099.
- SCHOLTEN, T. & BEHRENS, T. (2002): GIS-gestützte Modellierung der räumlichen Verbreitung und Ausprägung periglaziärer Lagen in Mittelgebirgsregionen. *Berichte zur deutschen Landeskunde* 76, S. 151-168.

- SCHRÖDER, E. (1979): Geologische Karte von NRW 1:25.000. Erläuterungen zu Blatt 5305 Züllich. Krefeld.
- SCHUMM, S. A. (1956): Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. In: Bulletin of the Geological Society of America 67, S. 597-646.
- SCHUMM, S. (Hrsg.) (1977): Drainage Basin Morphology. Stroudsburg.
- SCHUMM, S. (1977): The Fluvial System. New York u. a.
- SCHUMM, S., DUMONT, J. & HOLBROOK, J. (2000): Active Tectonics and Alluvial Rivers. Cambridge.
- SEMME, A. (1985): Periglazialmorphologie. Darmstadt, 116 S.
- SEMME, A. (1991): Schuttdecken und ihre Bedeutung für den Landschaftshaushalt in hessischen Mittelgebirgen. In: Geographische Rundschau 4, S. 298-302.
- SHARY, P., SHARAYA, L. & MITUSOV, A. (2002): Fundamental quantitative methods of land surface analysis. In: Geoderma 107, S. 1-32.
- SIEGBURG, W. (1987): Großmaßstäbige Hangneigungs- und Hangformanalyse mittels statistischer Verfahren. Bonn (Bonner Geographische Abhandlungen 75).
- SOHLBACH, K. (1978): Computerunterstützte geomorphometrische Analyse. Göttingen (Göttinger Geographische Abhandlungen 71).
- SPEIGHT, J. (1974): A parametric approach to landform regions. In: Progress in Geomorphology 7, S. 213-230.
- STICKEL, R. (1927): Zur Morphologie der Hochflächen des linksrheinischen Schiefergebirges und angrenzender Gebiete. Leipzig (Beiträge zur Landeskunde der Rheinlande 5).
- STRAHLER, A. (1952): Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. In: Bulletin of the Geological Society of America 63, S. 1117-11142.
- STRAHLER, A. (1956): Quantitative slope analysis. In: Bulletin of the Geological Society of America 67, S. 571-596.
- STRAHLER, A. (1957): Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology. In: SCHUMM, S. (Hrsg.): Drainage Basin Morphology. Stroudsburg, S. 169-178.
- STRAHLER, A. (1964): Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In: Chow, V. T. (Hrsg.): Handbook of applied hydrology. New York u. a., 4-39 – 4-76.
- THOMSON, J., BELL, J. B. & BUTLER, C. A. (2001): Digital elevation model resolution: effects on terrain attribute calculation and quantitative soil-landscape modeling. In: Geoderma 100, S. 67-89.
- TOBLER, W. (1968): An analysis of a digitalized surface. (www.geog.ucsb.edu/~tobler/publications/pdf_docs/geog_analysis/DigtlAnalys.pdf, 02.02.2006)

- VEREGIN, H. (1997): The Effects of Vertical Error in Digital Elevation Models on the Determination of Flow-path Direction. In: *Cartography and Geographic Information Systems* 24/2, S. 67-79.
- VIEUX, B. (2004): Distributed hydrologic modeling using GIS. Dordrecht u. a.
- VÖLKEL, J. & MAHR, A. (2001): Die IRSL-Datierung von periglazialen Hangsedimenten - Ergebnisse aus dem Bayerischen Wald. In: *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F. 45, S. 295-305.
- VÖLKEL, J. & LEOPOLD, M. (2001): Zur zeitlichen Einordnung der jüngsten periglazialen Aktivitätsphase im Hangrelief zentraleuropäischer Mittelgebirge. In: *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F. 45, S. 273-294.
- VÖLKEL, J., ZEPP, H. & KLEBER, A. (2002): Periglaziale Deckschichten in Mittelgebirgen - ein offenes Forschungsfeld. In: *Berichte zur deutschen Landeskunde* 76, S. 101-114.
- VÖLKEL, J., LEOPOLD, M. & MAHR, A. (2002): Zur Bedeutung kaltzeitlicher Hangsedimente in zentraleuropäischen Mittelgebirgslandschaften und zu Fragen ihrer Terminologie. In: *Petermanns Geographische Mitteilungen* 146, S. 50-59.
- WARREN, S. D., HOHMANN, M. G., AUERSWALD, K. & MITASOVA, H. (2004): An evaluation of methods to determine slope using digital elevation data. In: *Catena* 58, S. 215-233.
- WEIBEL, R. & BRÄNDLI, M. (1995): Adaptive methods for the refinement of digital terrain models for geomorphometric applications. In: *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F. 1001, S. 13-30.
- WILSON, J. P. & GALLANT, J. C. (Hrsg.) (2000): *Terrain Analysis*. New York u. a.
- WISCHMEIER, W. H. & SMITH, D. D. (1978): *Prediction rainfall erosion losses – A guide to conservation planning*. Washington, D.C. (Agriculture Handbook No 537, U.S. Department of Agriculture).
- WOOD, J. (1996): *The geomorphological characterization of digital elevation models*. Ph. D. Dissertation, Department of Geography, University of Leicester. Leicester.
- WUNSTORF, W. (1943): *Geologische Karte des Deutschen Reiches 1:25.000. Erläuterung zu den Blättern Rötgen-Eupen und Nideggen*. Berlin.
- ZEVENBERGEN, L. & THORNE, C. (1987): Quantitative analysis of land surface topography. In: *Earth Surface Process and Landforms* 12, S. 47-56.
- ZHOU, Q. & LIU, X. (2004): Analysis of errors of derived slope and aspect related to DEM data properties. In: *Computers and Geosciences* 30, S. 369-378.
- ZHU, A., BAND, L., DUTTON, B. & NIMLOS, T. (1996): Automated soil inference under fuzzy logic. In: *Ecological Modelling* 90/2, S. 123-145.

9 Anhang

Tabelle 9-1: Abkürzungen der Bodenausgangsgesteine in Anlehnung an AG BODEN (1994).

Sedimentäre Festgesteine		Metamorphite	
^c	Konglomerat	*Ph	Phyllit
^s	Sandstein		
^gs	Grobsandstein		
^ms	Mittelsandstein		
^fs	Feinsandstein		
^q	Quarzit		
^t	Tonstein		
^k	Kalkstein		
^d	Dolomitstein		
^mk	Mergelstein		
^sk	Kalksandstein		

Magmatite	
D	Diabas
To	Tonalit
ToP	Tonalit-Porphyr

Tabelle 9-2: BAG-Klassifikation der im Untersuchungsgebiet anstehenden Schichten, sortiert nach geologischem Alter der Schichten (eigener Entwurf).

BAG-Klassifikation	Schicht-Kürzel	Bodenausgangsgesteine
^t,*Ph,^q,^s^q,	cbR3	Tonstein, Phyllit, Quarzit, quarzitischer Sandstein
^q,*Ph,^q*Ph,^c,	cbR4	Quarzit, Phyllit, Quarzphyllit, Konglomerat
*Ph,^tsf,^q*Ph,,^q	cbR5	Phyllit, Tonschiefer, Quarzphyllit, Quarzit
^tsf,^tsf^s,,^s^q,	oS1	Tonschiefer, Tonschiefer mit Sandstreifen, quarzitischer Sandstein
^tsf,^tsf^s,,^s^t,,	oS2	Tonschiefer, Tonschiefer mit Sandstreifen, Sandstein mit Tonschichten
^c^q,,,,	dgk	Konglomerat mit quarzitischem Bindemittel
^tsf,^s,^q,^k,^c^q	dgo	Schiefer, Sandstein, Quarzit, Kalk, Quarzkonglomerat
^tsf^u^fs,,^s^q,^u,	dsSN	schluffig-feinsandige Schiefer, quarzitischer Sandstein, Schluffstein
^s^q,^t,^u,^t^fs^u,^tsf	dsM	Quarzitischer Sandstein, Tonstein, Schluffstein, feinsandig-toniger Schluffstein, Schiefer
^tsf,,^s,	dsR1	Schiefer, Sandstein
^t^u^fs,^u,^s^q,,^k	dsR2	schluffig-feinsandiger Tonstein, Schluffstein, quarzitischer Sandstein, Kalk
^t^u,^t^u^fs,^gs,^s^q,^t	dsR2+3	schluffiger Tonstein, schluffig-feinsandiger Tonstein, Grobsandstein, quarzitischer Sandstein, Tonstein
^tsf^u^fs,^u^fs,^gs^t,,	dsR3	schluffig-feinsandiger Schiefer, feinsandiger Schluffstein, toniger Grobsandstein
^tsf,,^s^q	ds-emW	Tonschiefer, quarzitischer Sandstein
^t^u^fs,^s^t^q,,^t,	demK	schluffig-feinsandiger Tonstein, tonig-quarzitischer Sandstein, Tonstein
^tsf^u,^s^k,^s^q,,	demk1	Geschieferter Ton- und Schluffstein, kalkhaltiger Sandstein, quarzitischer Sandstein
^t^u,^s,,	demK2+3	Ton- und Schluffstein, Sandstein
^tsf^u,,^s,,	ds-emH	schluffiger Tonschiefer, Sandstein

$\wedge\text{tsf}, \wedge\text{s}, ,$	demS	Tonschiefer, Sandstein
$\wedge\text{tsf} \wedge \text{u}, , , \wedge\text{s},$	demS1	Ton- und Schluffstein, Sandstein
$\wedge\text{s} \wedge \text{k}, \wedge \text{t} \wedge \text{u}, \wedge\text{tsf} \wedge \text{u}, \wedge\text{tsf}$	demS2	Kalkhaltiger Sandstein, schluffiger Tonstein, schluffiger Tonschiefer, Tonschiefer
$\wedge\text{fs} \wedge \text{q}, \wedge \text{q}, \wedge \text{u}, \wedge \text{t},$	demQ	Quarzitischer Feinsandstein, Quarzit, Schluffstein, Tonstein
$\wedge \text{t} \wedge \text{u}, \wedge\text{tsf} \wedge \text{u}, \wedge \text{s}, \wedge \text{s} \wedge \text{q},$	demG	Schluffiger Tonstein, schluffiger Tonschiefer, Sandstein, quarzitischer Sandstein
$\wedge \text{k}, \wedge \text{s} \wedge \text{k}, , \wedge \text{t} \wedge \text{k}, \wedge \text{u} \wedge \text{k}$	demeLH	Kalkstein, kalkiger Sandstein, kalkiger Tonstein, kalkiger Schluffstein
$\wedge \text{u}, \wedge \text{t}, , \wedge \text{fs} \wedge \text{q},$	ds-emZ	Schluffstein, Tonstein, quarzitischer Feinsandstein
$\wedge \text{k}, \wedge \text{k} \wedge \text{u}, \wedge \text{fs}, \wedge \text{u} \wedge \text{k}, \wedge \text{t} \wedge \text{k}$	deuN	Kalkstein, schluffiger Kalkstein, Feinsandstein, kalkiger Schluffstein, kalkiger Tonstein
$\wedge \text{u} \wedge \text{fs} \wedge \text{k}, \wedge \text{k}, \wedge \text{t} \wedge \text{u}, \wedge \text{k} \wedge \text{u},$	deoN	Kalkiger Schluff- bis Feinsandstein, Kalkstein, schluffiger Tonstein, schluffiger Kalkstein
$\wedge \text{k}, \wedge \text{mk} \wedge \text{k}, \wedge \text{mk}, \wedge \text{u}, \wedge \text{sk}$	deA	Kalkstein, Kalkmergel, Mergelstein, Schluffstein, Kalksandstein
$\wedge \text{u} \wedge \text{t}, \wedge \text{k}, \wedge \text{k} \wedge \text{u}, \wedge \text{sk},$	deJ	Toniger Schluffstein, Kalkstein, schluffiger Kalkstein, Kalksandstein
$\wedge \text{k}, \wedge \text{mk}, \wedge \text{d}, \wedge \text{u}, \wedge \text{u} \wedge \text{t}$	deAF	Kalkstein, Mergelstein, Dolomit, Schluffstein, toniger Schluffstein
$\wedge \text{u}, \wedge \text{t}, \wedge \text{fs}, \wedge \text{c} \wedge \text{q}, \wedge \text{s} \wedge \text{u}$	devFV	Schluffstein, Tonstein, Feinsand, Konglomerat mit quarzitischem Bindemittel, schluffiger Sandstein
$\wedge \text{d}, \wedge \text{k}, \wedge \text{mk}, ,$	evd	Dolomit, Kalkstein, Mergelstein
$\wedge \text{d}, \wedge \text{k}, \wedge \text{k} \wedge \text{mk}, \wedge \text{k} \wedge \text{u}, \wedge \text{mk} \wedge \text{u}$	dvE	Dolomit, Kalkstein, mergeliger Kalkstein, schluffiger Kalkstein, schluffiger Mergelstein
$\wedge \text{gs} \wedge \text{q}, \wedge \text{s} \wedge \text{k}, \wedge \text{u} \wedge \text{t}, \wedge \text{s} \wedge \text{t}, \wedge \text{k}$	dvQ	Quarzitischer Grobsandstein, kalkiger Sandstein, toniger Schluffstein, toniger Sandstein, Kalkstein
$\wedge \text{k}, , , , \wedge \text{d}$	dvk	Kalkstein, Dolomit
$\wedge \text{k}, , , , \wedge \text{mk}$	dfrk	Kalkstein, Mergelstein
$\wedge\text{tsf}, \wedge \text{t} \wedge \text{mk}, \wedge \text{mk} \wedge \text{k}, \wedge \text{k},$	dfrt	Tonschiefer, Tonmergelstein, Kalkmergelstein, Kalkstein
$\wedge \text{fs}, \wedge \text{fs} \wedge \text{k}, \wedge \text{u} \wedge \text{fs}, \wedge \text{mk} \wedge \text{t}, \wedge \text{k}$	dfa	Feinsandstein, kalkiger Feinsandstein, feinsandiger Schluffstein, toniger Mergelstein, Kalk
$\wedge \text{k}, \wedge \text{d}, , \wedge \text{mk}, \wedge \text{t}$	ct-vK	Kalkstein, Dolomit, Mergelstein, Tonstein
$\wedge \text{t} \wedge \text{u}, , , \wedge \text{c}, \wedge \text{s}$	cnSW	Schluffstein, Tonstein, Konglomerat, Sandstein
$\wedge \text{s} \wedge \text{q}, \wedge \text{s}, \wedge \text{s} \wedge \text{c}, \wedge \text{stk},$	cwKS	Quarzitischer Sandstein, Sandstein, konglomeratischer Sandstein, Steinkohle
$\wedge \text{c} \wedge \text{s}, , , ,$	peO	sandiges Konglomerat
$\wedge \text{ms} \wedge \text{gs}, \wedge \text{c} \wedge \text{q}, , , \wedge \text{t}$	smH	Mittel- bis Grobsandstein, Konglomerat aus Quarzit, Tonstein
$\wedge \text{fs} \wedge \text{gs}, \wedge \text{t} \wedge \text{u}, , , \wedge \text{s} \wedge \text{d}$	so	Fein- bis Grobsandstein, schluffiger Tonstein, sandiger Dolomit
$\wedge \text{fs} \wedge \text{d}, \wedge \text{ms} \wedge \text{d}, \wedge \text{t} \wedge \text{u}, ,$	mu	dolomitischer Feinsandstein, dolomitischer Mittelsandstein, schluffiger Tonstein
$\wedge \text{t}, \wedge \text{mk} \wedge \text{fs}, \wedge \text{d} \wedge \text{s}, \wedge \text{s} \wedge \text{d}, \wedge \text{u}$	mmLB	Tonstein, feinsandiger Mergelstein, sandiger Dolomit, dolomitischer Sandstein, Schluffstein
$\wedge \text{d}, \wedge \text{d} \wedge \text{u}, , , \wedge \text{mk}$	moH	Dolomit, schluffiger Dolomit, Mergelstein
$\wedge \text{d}, \wedge \text{t}, \wedge \text{t} \wedge \text{mk}, \wedge \text{mk}, \wedge \text{s}$	ku	Dolomit, Tonstein, mergeliger Tonstein, Mergelstein, Sandstein
$\wedge \text{t} \wedge \text{mk}, \wedge \text{mk}, \wedge \text{mk} \wedge \text{k}, , \wedge \text{q} \wedge \text{t}$	kmSG	mergeliger Tonstein, Mergelstein, kalkiger Mergelstein, toniger Quarzit

$t, s^q_{,,,}$	ko	Tonstein, quarzitischer Sandstein
t, u, s^q, fs, seg^q	krsaHM	Tonstein, Schluffstein, quarzitischer Sandstein, Feinsandstein, Quarzkies
$fs^q_{,,,} u, t^u, gs$	krsaA	quarzitischer Feinsandstein, Schluffstein, schluffiger Tonstein, Grobsandstein
D	D	Diabas
ToP	ToP	Tonalitporphyrat
To	To	Tonalit

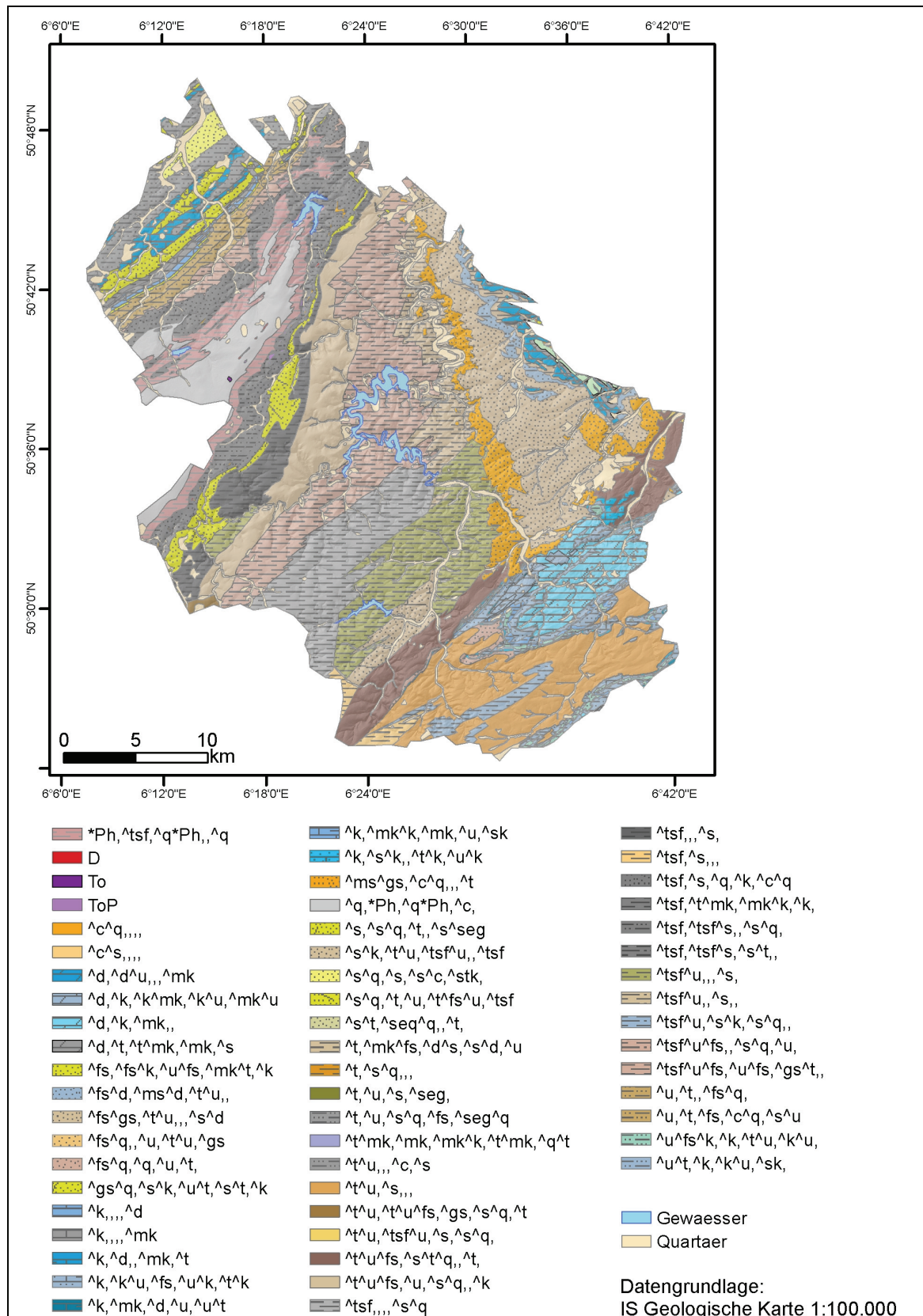


Abbildung 9-1: BAG-Klassifikation für das gesamte Untersuchungsgebiet.

[illegible][illegible]

Tabelle 9-4: Auszug aus den Schichtenverzeichnissen der DABO des GD NRW (komplette Beschreibung der Bohrung Nr. 240181).

Geologischer Dienst NRW 2531 / 5625 / 13
- Landesbetrieb - (bnum: 240181)
Krefeld
Schichtenverzeichnis
Stamm- und Archivdaten, Version 1-
Objekt / Name: Aufschluss A 862 Handsanding
Bohrungs- / Aufschluß-Nr.: A 862
Endteufe: 2.00 m
Stratigraphie der Endteufe: Devon
TK25: 5204 Kreuzau
Ort / Gemarkung: DGK 16/5204
Rechtswert / Hochwert: R: 2531550.00 / H: 5625367.00
Höhe des Ansatzpunktes: 181.50 m NN
Koordinatenfindung: mit GPS ermittelt
Höhenbestimmung: mit GPS ermittelt
Hauptzweck des Aufschlusses: Geologische Untersuchung
Aufschlußart: Tagesaufschluss
Schichtenverzeichnis Version 1
Stand: 29.11.04
Qualität: stratigrafisch eingestuft
aufgestellt: Salamon, M. am 05.11.03
geologisch / stratigraphisch
bearbeitet: Salamon, M. am 05.11.03
Bohr- / Aufschlußzeit
erster / letzter Tag: / 5.11.2003
Auftraggeber: GD NRW
Bemerkungen / Ergänzungen: Schichtenverzeichnis im Flachbohrbereich (YY-5203-. Autor Salamon)
Vertraulichkeit: offen
Art der Aufnahme: Aufnahme durch Sachbearbeiter
Originalschichtenverzeichnis: vorhanden
Erfassung / letzte Änderung am: 26.11.04
Schichtdaten, Version 1-

Meter u.O.

 - 0.70m Schluff, schwach tonig, feinsandig, gelbbraun, steif (DIN), Quartär, Oberpleistozän, Fließerde
 - 2.00m Ton, Tonstein, graubraun, hart, marmoriert, halbfest (DIN), Devon, Unterdevon, Rurberg-Schichten

+-----+

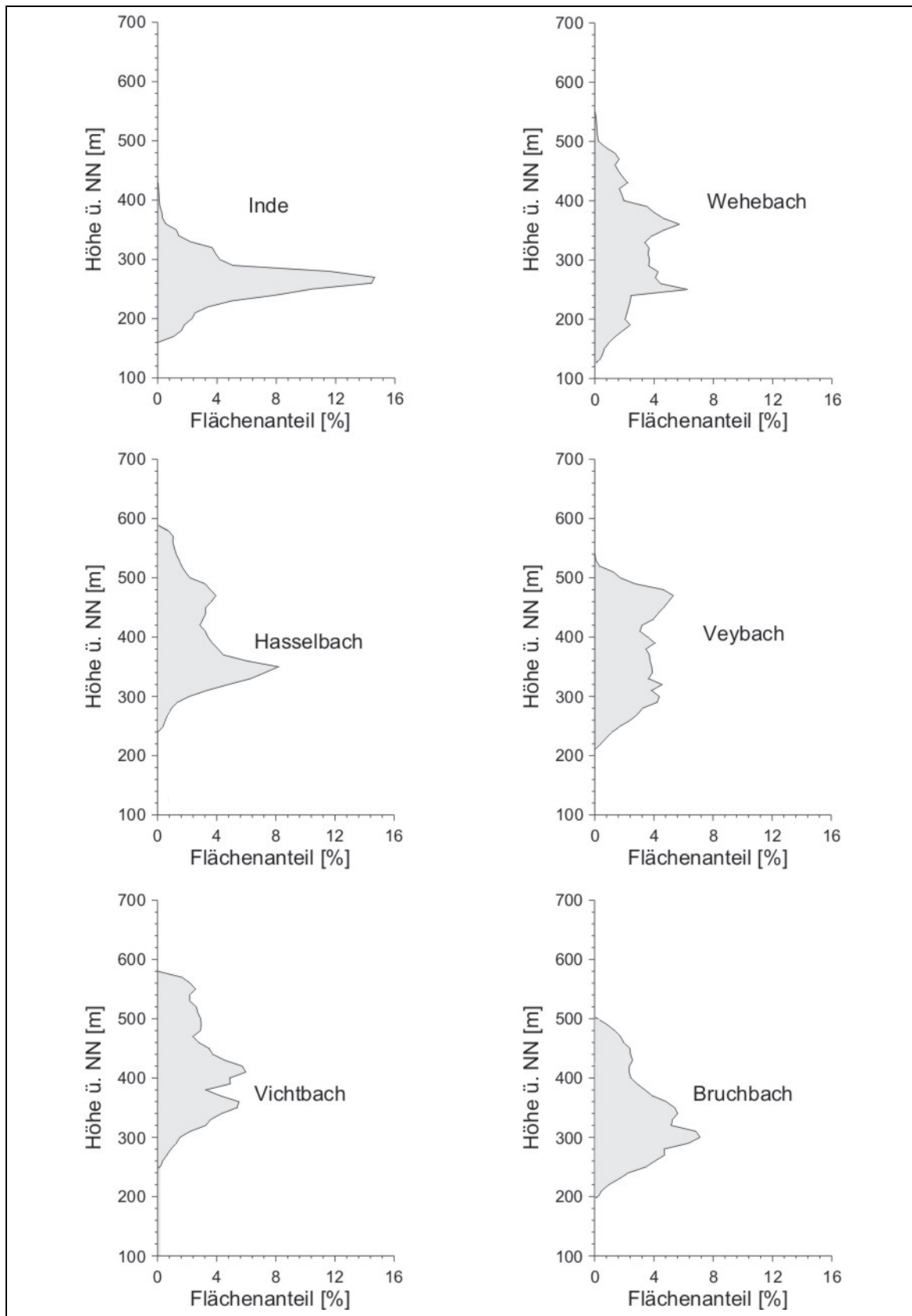


Abbildung 9-2: Zuwachsratenkurven für die Einzugsgebiete 4. Ordnung Inde, Wehebach, Hasselbach, Veybach, Vichtbach und Bruchbach (eigener Entwurf).

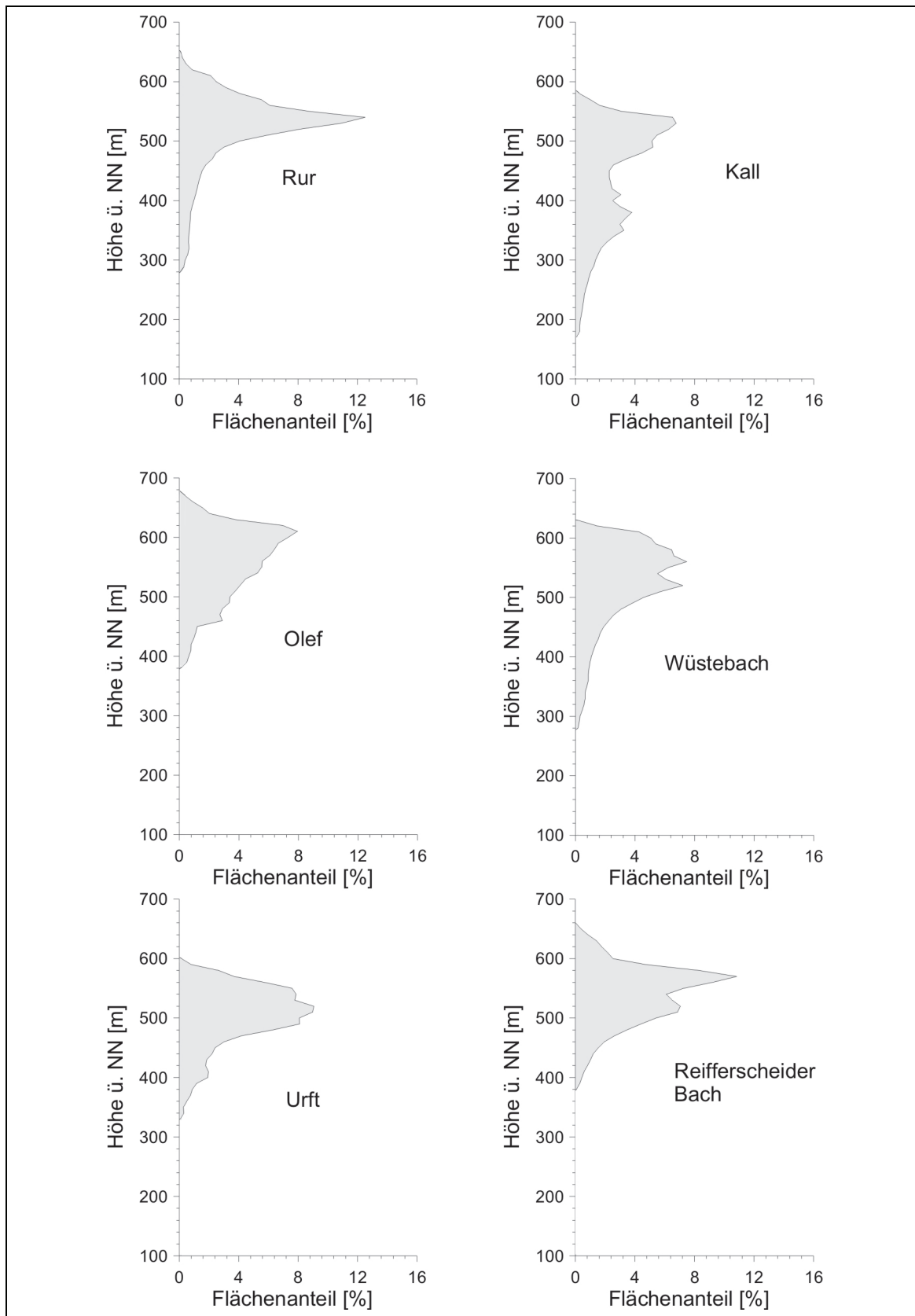


Abbildung 9-3: Zuwachsratenkurven für die Einzugsgebiete 4. Ordnung Rur, Kall, Olef, Wüstebach, Urft und Reifferscheider Bach (eigener Entwurf).

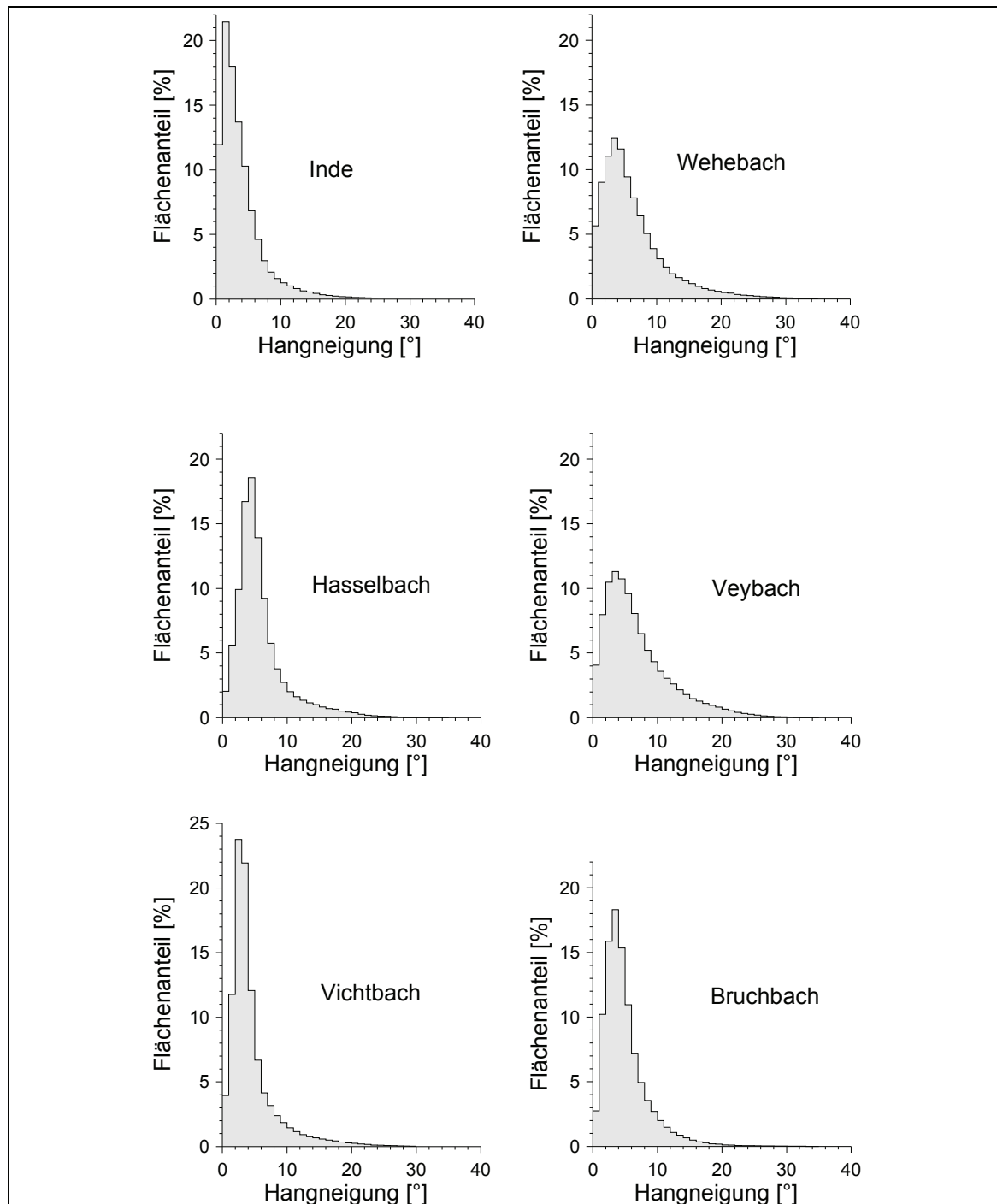


Abbildung 9-4: Klinographische Histogramme für die Einzugsgebiete 4. Ordnung Inde, Wehebach, Hasselbach, Veybach, Vichtbach und Bruchbach (eigener Entwurf).

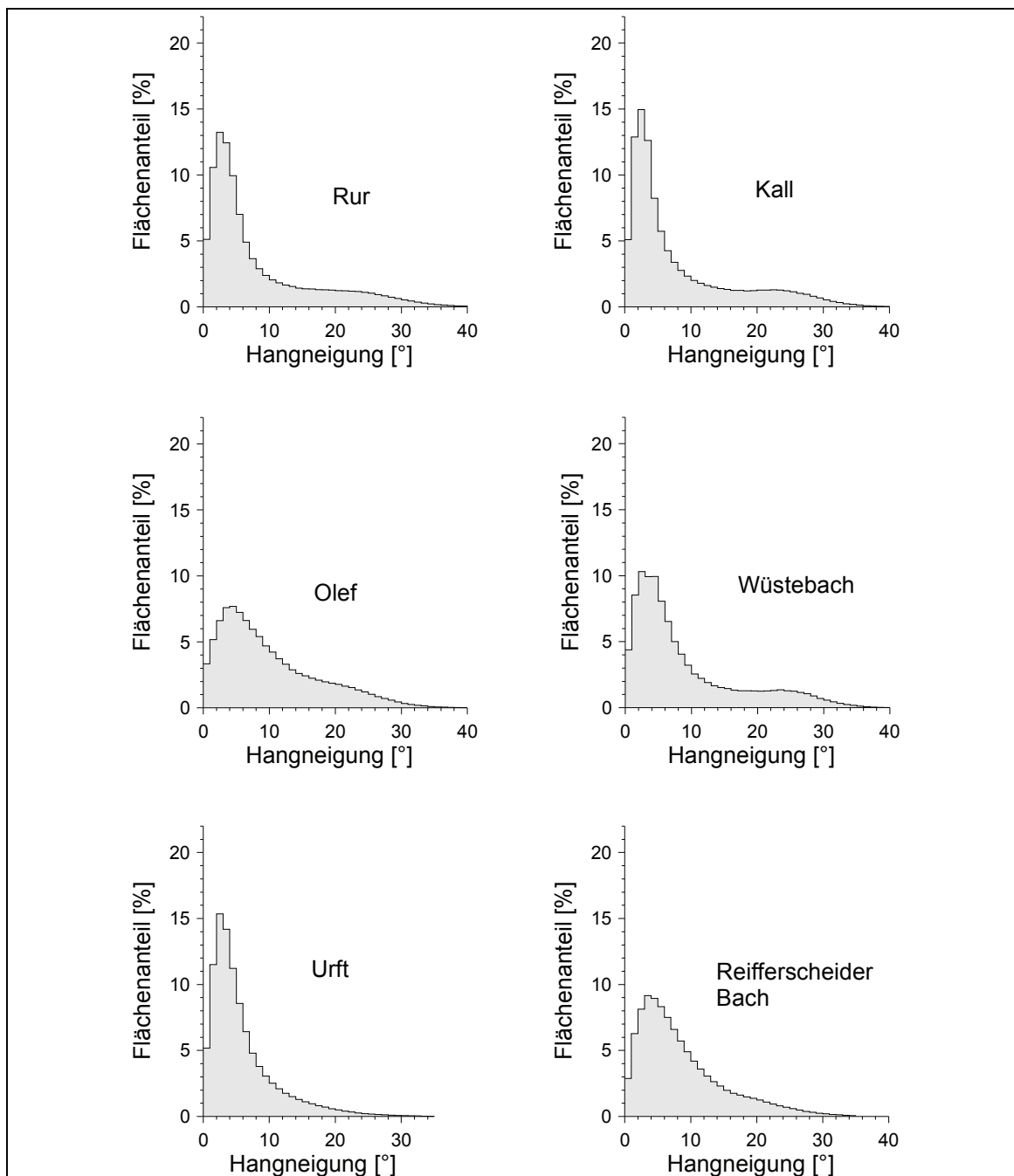


Abbildung 9-5: Klinographische Histogramme für die Einzugsgebiete 4. Ordnung Rur, Kall, Olef, Wüstebach, Urft und Reifferscheider Bach (eigener Entwurf).

Tabelle 9-5: Anzahl der Tiefenlinien 1. bis 4. Ordnung, Gabelungsverhältnisse zwischen 1. und 2., 2. und 3. sowie 3. und 4. Ordnung und das mittlere Gabelungsverhältnis für die Einzugsgebiete 4. Ordnung (eigener Entwurf).

EZG	Anzahl der Tiefenlinien				Gabelungsverhältnis R_b			
	1.Ordn.	2. Ordn.	3. Ordn.	4. Ordn.	1. u. 2. Ordn.	2. u. 3. Ordn.	3. u. 4. Ordn.	Mittl. Gabelungsverhältnis R_{m_b}
Inde	52	13	6	1	4	2,1	6	4
Vicht	43	9	4	1	4,8	2,2	4	3,6
Hasselbach	31	8	2	1	3,9	4	2	3,3
Rur	106	27	5	1	3,9	5,4	5	4,7
Wehebach	58	13	3	1	4,5	4,3	3	3,9
Kall	81	18	3	1	4,5	6	3	4,5
Wüstebach	40	8	2	1	5	4	2	3,7
Olef	78	17	3	1	4,6	5,7	3	4,4
Reifersch. Bach	63	15	3	1	4,2	5	3	4,1
Urft	146	37	5	1	3,9	7,4	5	5,4
Veybach	48	12	2	1	4	6	2	4
Bruchbach	33	11	2	1	3	5,5	2	3,5

Tabelle 9-6: Mittlere Reliefmächtigkeit, Gerinnennetzdichte, Höhendistanz und Größe der Einzugsgebiete 4. Ordnung (eigener Entwurf).

EZG	Mittlere Reliefmächtigkeit (HORMANN 1971)	Gerinnennetzdichte (STRAHLER 1954)	Höhendistanz [m]	EZG-Größe [km ²]
Inde	99,4	1,25	263,1	55,7
Vicht	169,3	1,15	33,2	38,2
Hasselbach	156,3	1,33	338,7	25,2
Rur	231,9	1,23	373,4	101,3
Wehebach	188,7	1,2	426,5	60,8
Kall	267,8	1,2	412	74,5
Wüstebach	235,4	1,18	347,6	42,2
Olef	168,8	1,38	289,5	63,8
Reiffersch. Bach	153,0	1,37	275,4	57,1
Urft	23803	1,34	338,8	144,3
Veybach	161,4	1,31	324,9	50,4
Bruchbach	141,6	1,42	306	36,4

Abbildung 9-6 bis Abbildung 9-17: Talquerprofile, ergänzend sind für die Einzugsgebiete jeweils die Taltiefe an der Mündung, die Höhendistanz und Größe des Einzugsgebiets, sowie ein Reliefenergieindex angegeben. Letzterer wird berechnet aus Einzugsgebietsgröße in km^2 geteilt durch Höhendistanz des Einzugsgebiets in m.

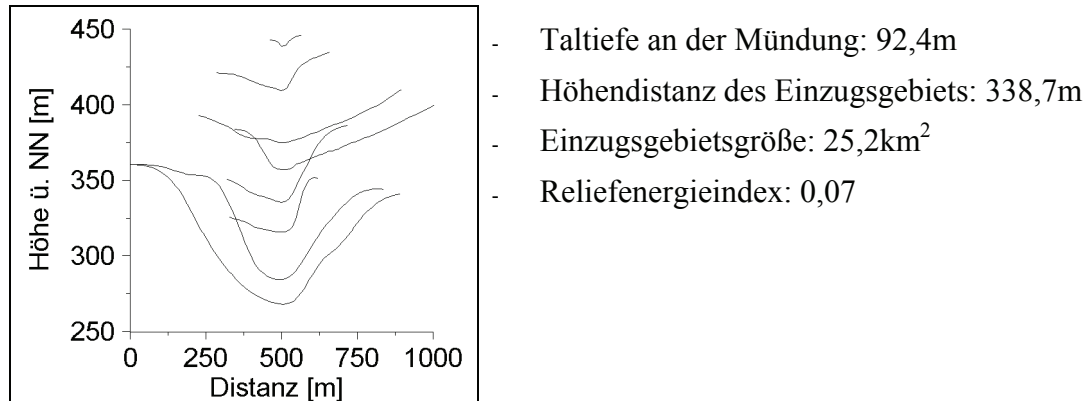


Abbildung 9-6: Talquerprofile entlang des Hasselbachs (eigener Entwurf).

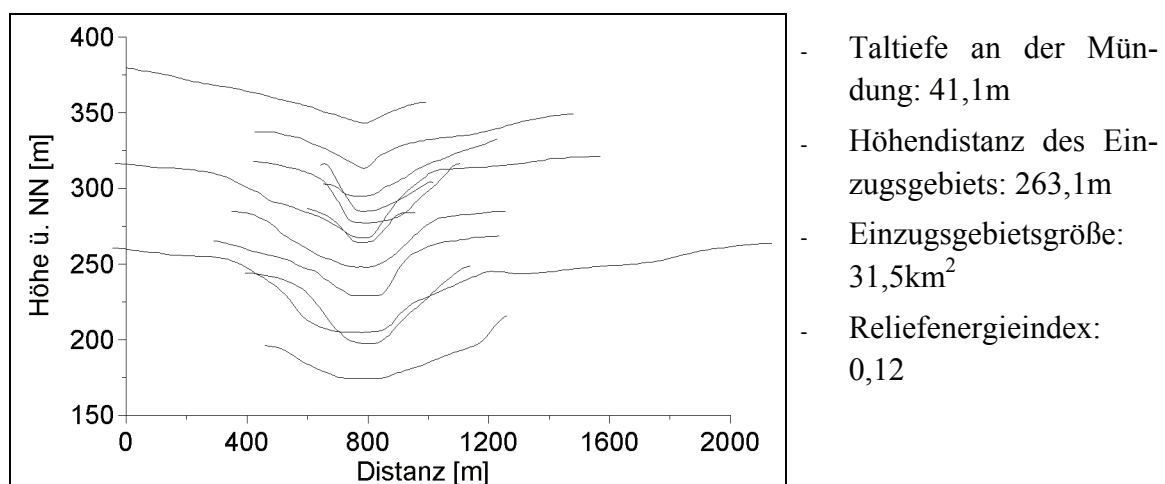
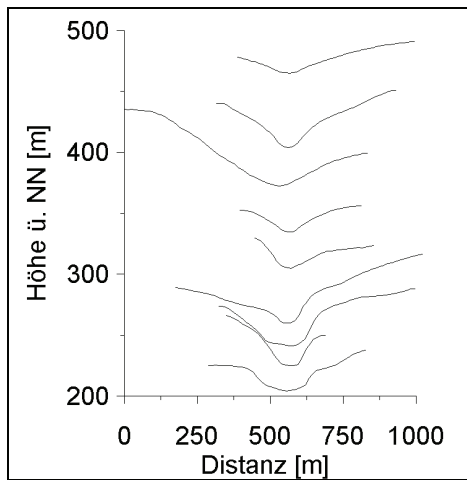
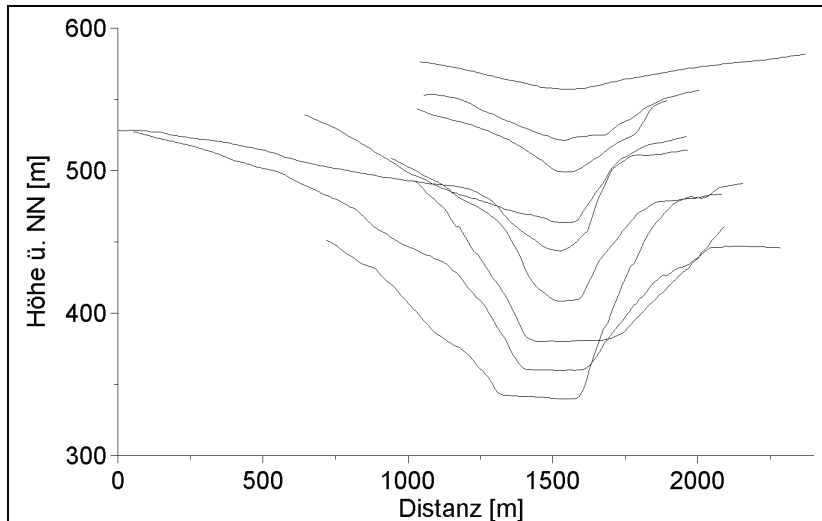


Abbildung 9-7: Talquerprofile entlang der Inde (eigener Entwurf).



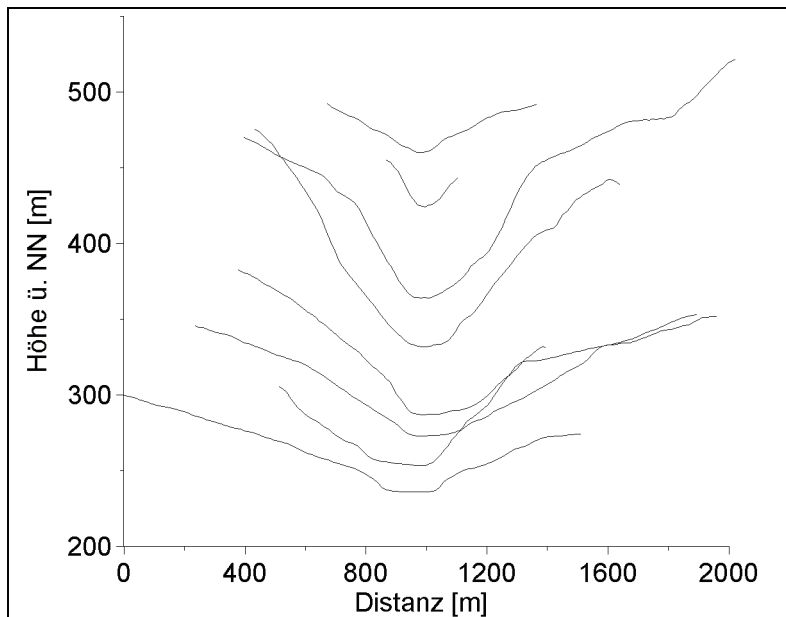
- Taltiefe an der Mündung: 33,7m
- Höhendistanz des Einzugsgebiets: 306m
- Einzugsgebietsgröße: 36,4km²
- Reliefenergieindex: 0,12

Abbildung 9-8: Talquerprofile entlang des Bruchbachs (eigener Entwurf).



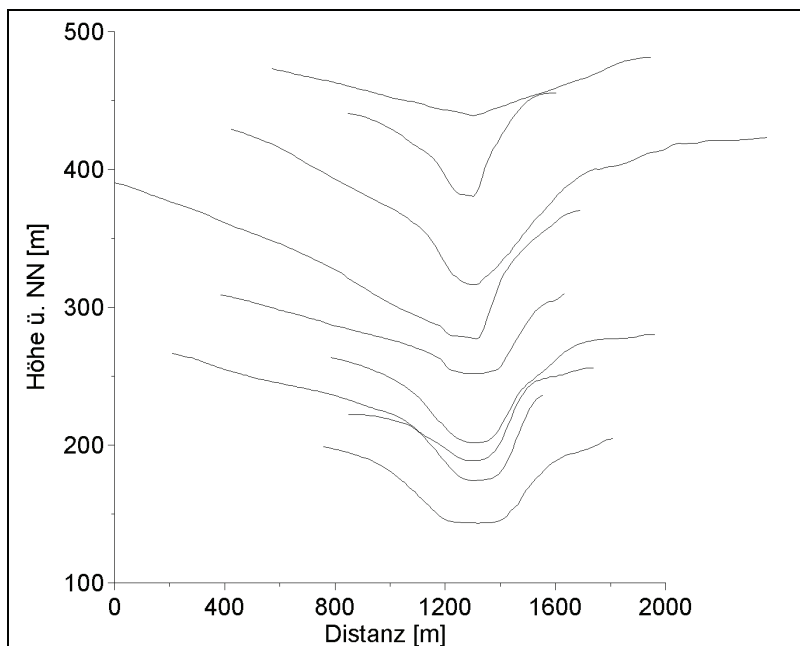
- Taltiefe an der Mündung: 151,3m
- Höhendistanz des Einzugsgebiets: 338,8m
- Einzugsgebietsgröße: 90,8km²
- Reliefenergieindex: 0,27

Abbildung 9-9: Talquerprofile entlang der Urft (eigener Entwurf).



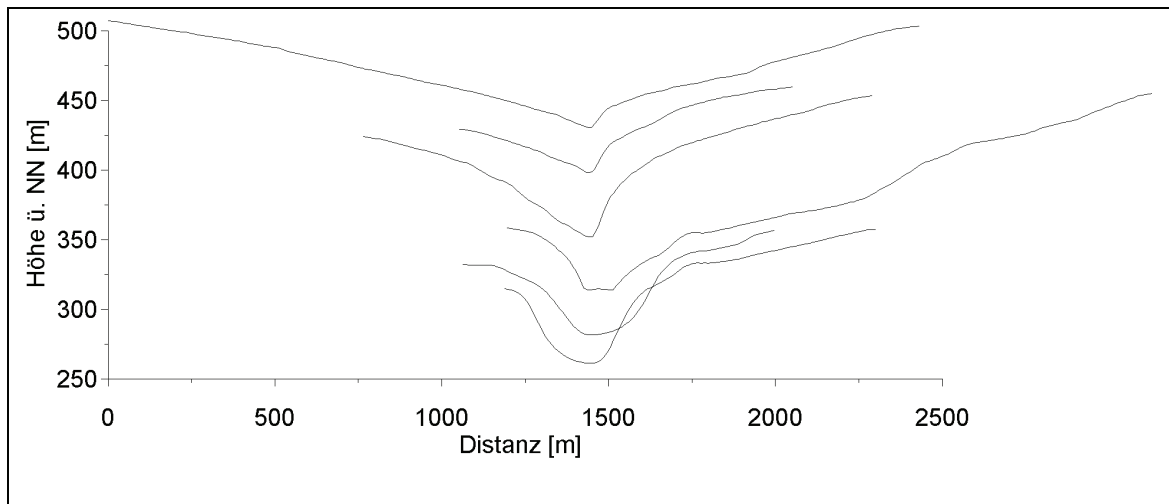
- Taltiefe an der Mündung: 63,5m (max. Taltiefe 157,6)
- Höhendistanz des Einzugsgebiets: 324,9m
- Einzugsgebietsgröße: 50,4km²
- Reliefenergieindex: 0,15

Abbildung 9-10: Talquerprofile entlang des Veybachs (eigener Entwurf).



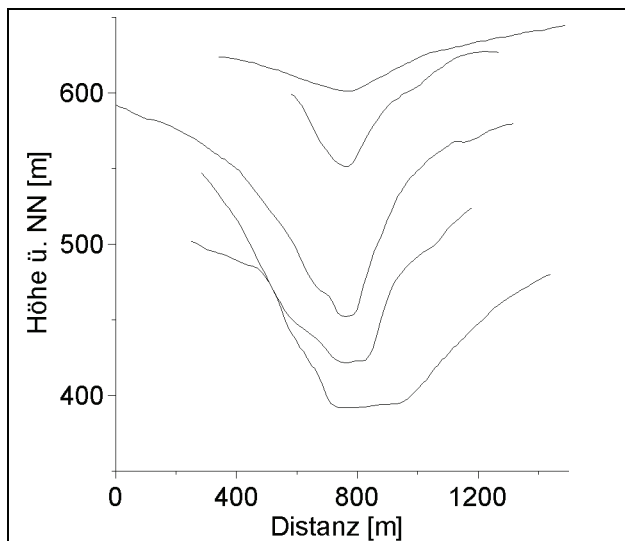
- Taltiefe an der Mündung: 61,3m (max. Taltiefe 113,6m)
- Höhendistanz des Einzugsgebiets: 426,5m
- Einzugsgebietsgröße: 56,1km²
- Reliefenergieindex: 0,13

Abbildung 9-11: Talquerprofile entlang des Wehebachs (eigener Entwurf).



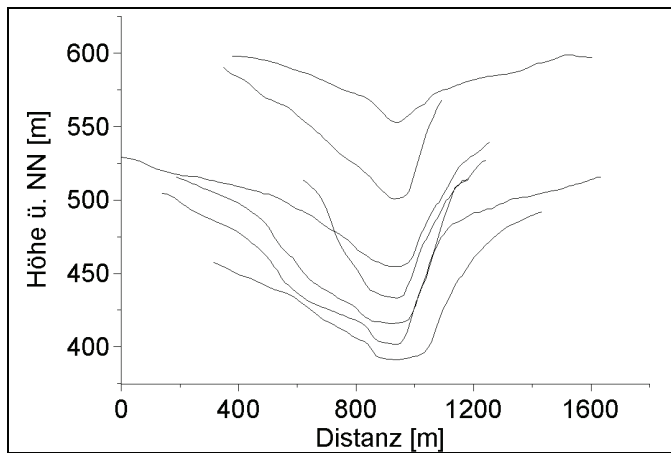
- Taltiefe an der Mündung: 96,3m
- Höhendistanz des Einzugsgebiets: 330,2m
- Einzugsgebietsgröße: 38,2km²
- Reliefenergieindex: 0,12

Abbildung 9-12: Talquerprofile entlang des Vichtbachs (eigener Entwurf).



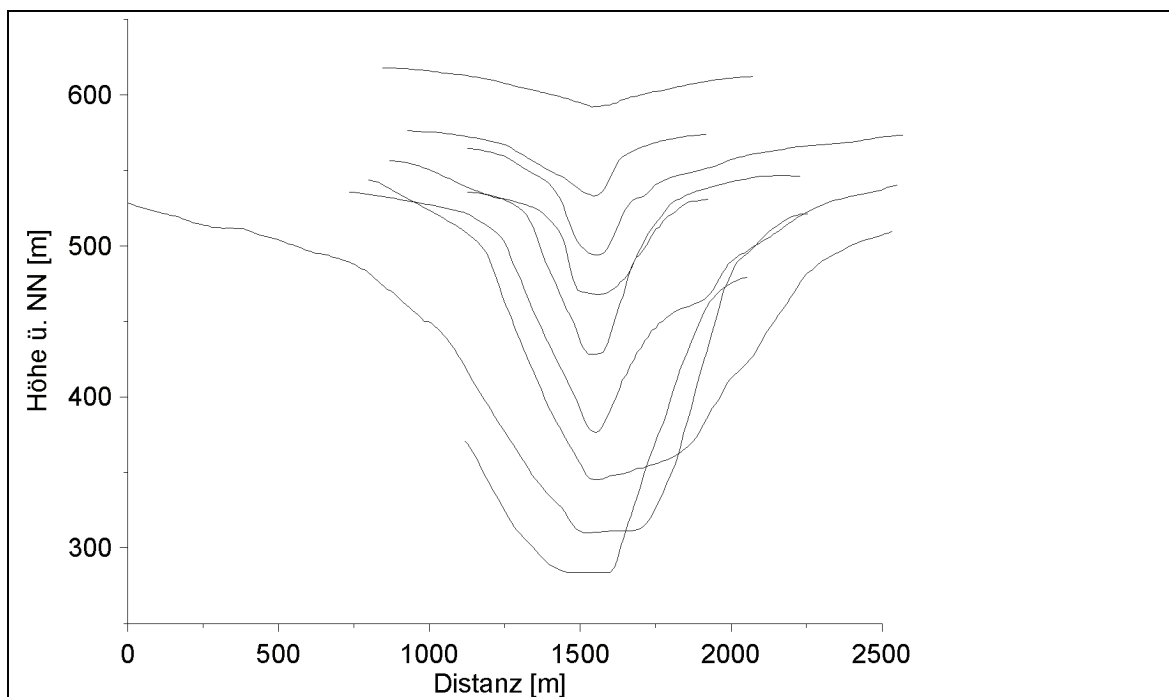
- Taltiefe an der Mündung: 109,7m
(max. Profiltiefe 139,7m)
- Höhendistanz des Einzugsgebiets: 289,5m
- Einzugsgebietsgröße: 63,8km²
- Reliefenergieindex: 0,22

Abbildung 9-13: Talquerprofile entlang der Olef (eigener Entwurf).



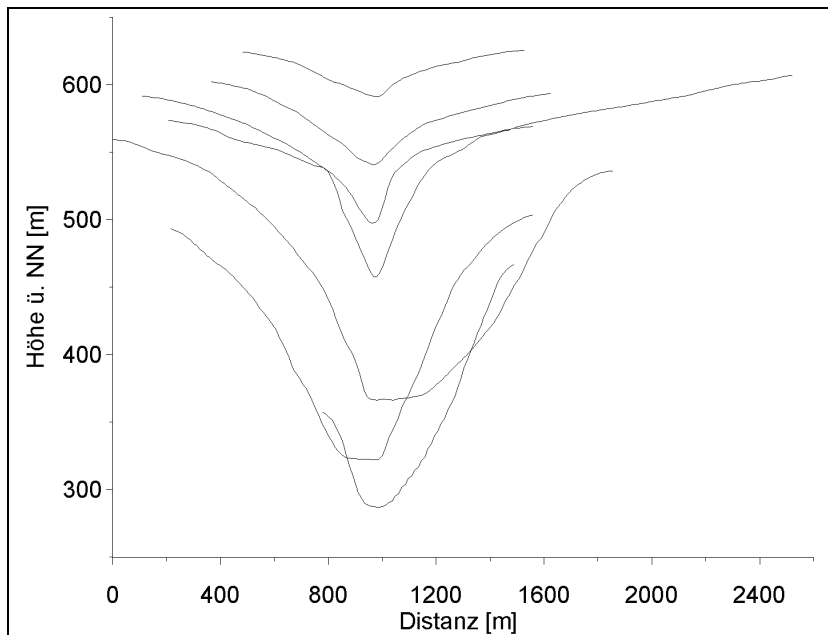
- Taltiefe an der Mündung: 100,6m
- Höhendistanz des Einzugsgebiets: 275,4m
- Einzugsgebietsgröße: 57,1km²
- Reliefenergieindex: 0,21

Abbildung 9-14: Talquerprofile entlang des Reifferscheider Bachs (eigener Entwurf).



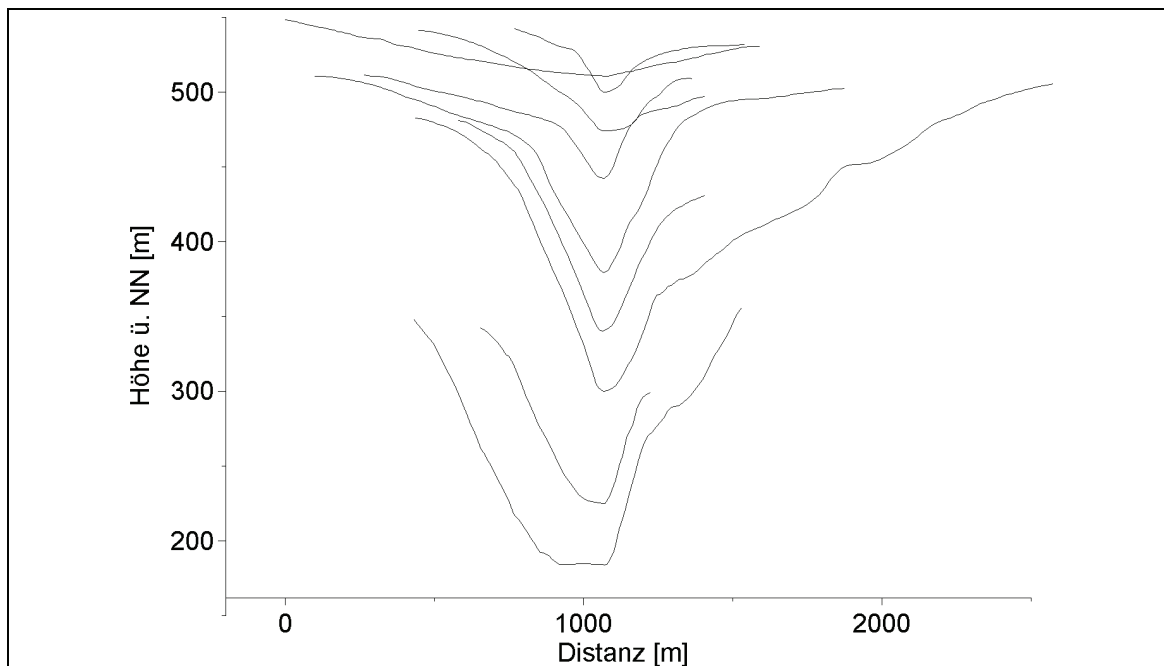
- -Taltiefe an der Mündung: 195,4m (max. Profiltiefe 218,2m)
- -Höhendistanz des Einzugsgebiets: 373,4m
- -Einzugsgebietsgröße: 101,3km²
- -Reliefenergieindex: 0,27

Abbildung 9-15: Talquerprofile entlang der Rur (eigener Entwurf).



- Taltiefe an der Mündung: 179,7m (max. Profiltiefe 193,1m)
- Höhendistanz des Einzugsgebiets: 347,6m
- Einzugsgebietsgröße: 42,2km²
- Reliefenergieindex: 0,12

Abbildung 9-16: Talquerprofile entlang der Wüstebach (eigener Entwurf).



- Taltiefe an der Mündung: 171,4m (max. Taltiefe 205,4m)
- Höhendistanz des Einzugsgebiets: 412m
- Einzugsgebietsgröße: 67,4km²
- Reliefenergieindex: 0,16

Abbildung 9-17: Talquerprofile entlang der Kall (eigener Entwurf).

Aachener Geographische Arbeiten

Heft AutorIn / Titel

- 1 BREUER, H. (1969): Die Maas als Schifffahrtsweg. 315 Seiten, 12 Abbildungen, 23 Diagramme, 4 Bilder (Résumé, Samenvatting, Sunniary). € 8.- > vergriffen
- 2 GLÄSER, K. G. (1970): Der Fremdenverkehr in der Nordwesteifel und seine kulturgeographischen Auswirkungen. 194 Seiten, 6 Figuren, 4 Luftbilder, 14 Karten. € 8.- > vergriffen
- 3 nicht erschienen
- 4 SCHOOP, W. (1970): Vergleichende Untersuchung zur Agrarkolonisation der Hochlandindianer am Andenabfall und im Tiefland Ostboliviens. 298 Seiten, 41 Figuren, 4 systematische Übersichten, 8 Bilder, 2 Kartenbeilagen. € 13.-
- 5 KREISEL, W. (1970): Siedlungsgeographische Untersuchung zur Genese der Waldhufensiedlung im Schweizer und Französischen Jura. 399 Seiten, 51 Abbildungen. € 20.- Kartensammlung.
- 6 BREUER, H., DOMROS, M., ERDMANN, C., KREISEL, W., KROENER, H.-E., MARQUARDT, T.A. & S. SCHACHT (1973): Beiträge zur regionalen Geographie. 210 Seiten, 39 Abbildungen, 5 Bilder. € 12.-
- 7 DAHLKE, J. (1978): Der Westaustralische Wirtschaftsraum. 2. unverb. Auflage, 176 Seiten, 50 Abbildungen. € 9.-
- 8 AHNERT, F. et al. (1976): Aachen und benachbarte Gebiete. Ein geographischer Exkursionsführer. 382 Seiten, 35 Abbildungen, 6 Bilder, 11 Karten. € 13.- > vergriffen
- 9 WIEGER, A. (1976): Das Siedlungs- und Agrargefüge des Condroz und der Famenne in seiner historischen Entwicklung und in der Gegenwart. 321 Seiten, 44 Abbildungen, 7 Karten, 6 Luftbilder. € 14.-
- 10 KROEMER, D. (1976): Die Agrarlandschaft der Beauce. Historische Entwicklung und heutiges Bild einer hochtechnisierten Getreidebaulandschaft. 321 Seiten, 44 Abbildungen, 7 Karten, 6 Luftbilder. € 14.-
- 11 WOLF, H. (1977): Grevenbroich, Würselen und Eschweiler - Entwicklungs- und Strukturvergleich dreier linksrheinischer Mittelstädte. 391 Seiten, 22 Abbildungen, 18 Kartenbeilagen. € 18.-
- 12 KÖSTER, G. (1978): Santa Cruz de la Sierra (Bolivien) - Entwicklung, Struktur und Funktion einer tropischen Tieflandstadt. 272 Seiten, 13 Abbildungen, 17 Tabellen, 71 Figuren. € 13.-
- 13 JUNK, H.-K. (1979): Kleine zentrale Orte in Nordwest-Arkansas, ein Beitrag zur Methodik der Erfassung kleiner Zentralorte. 320 Seiten, 25 Tabellen, 21 Karten. € 15.-
- 14 AHNERT, F. & R. ZSCHOCKE (Hrsg.) (1980): Festschrift für Felix Monheim zum 65. Geburtstag. 691 Seiten, 2 Bände. € 23.- Teil I und II
- 15 KLAHSEN, L. (1983): Entwicklung und heutige Struktur der Stadt Cochabarnba als Handels- und Verkehrszentrum im Ostbolivianischen Hochland. 335 Seiten, 57 Abbildungen, 39 Tabellen. € 18.-
- 16 MÜLLER, S., RICHTER, M. & E. SABELBERG (1984): Beiträge zur Landeskunde Italiens. 138 Seiten. € 9.-
- 17 BRORS, H.-B. (1986): Untersuchung zur Globalstrahlung in der Bundesrepublik Deutschland. 190 Seiten, 17 Abbildungen, 116 Tabellen. € 11.-
- 18 HÖLPER, H. (1986): Tourismus in Tonga - Eine geographische Untersuchung zur Entwicklungsrelevanz eines jungen Wirtschaftszweiges in einem traditionsreichen Inselstaat im Südpazifik. 260 Seiten, 36 Abbildungen, 31 Tabellen. € 14.-
- 19 GEROLD, G., KÖSTER, G., LAUFER, W., MAHNKE, L. & M. RICHTER (1987): Beiträge zur Landeskunde Boliviens. 220 Seiten. € 13.-
- 20 SCHUMACHER, K.-H. (1988): Geographische Analyse der baulichen Verwendung von Natursteinen in der Eifel. 287 Seiten, 119 Abbildungen, 6 Tabellen, 6 Karten. € 15.-

- 21 KIM, J.-W. (1989): Funktionale Fluvialmorphologie der Kall. 212 Seiten, 78 Abbildungen und Tabellen. € 14.-
- 22 WIEGER, A. (1990): Agrarkolonisation, Landnutzung und Kulturlandschaftsverfall in der Provinz New Brunswick (Kanada). 518 Seiten, 57 Karten und Abbildungen, 22 Fotos. € 30.-
- 23 WEBER, U. (1991): Einfluß der Urbanisierung auf den Wasserhaushalt im Raum Aachen. 232 Seiten, 184 Abbildungen, 11 Faltkarten. € 25.-
- 24 HAENSCH, W. (1992): Gewerbeflächenkataster als Instrument der Wirtschaftsförderung. 280 Seiten, 31 Abbildungen, 17 Tabellen, 28 Karten. € 15.-
- 25 BRUESSELER, R. (1992): Industrialisierung und Regionalplanung in einem Entwicklungsland - das Beispiel des indischen Bundesstaates Gujarat. 452 Seiten, 53 Abbildungen, 10 Tabellen, 40 Karten. € 30.-
- 26 ROEMER, W. (1993): Die Morphologie des Alkalikomplexes von Jacupiranga und seiner Umgebung. 300 Seiten, 118 Abbildungen, 51 Tabellen, 14 Karten. € 20.-
- 27 SCHÜTT, B. (1993): Der Stoffhaushalt der Kall/Nordeifel - Untersuchungen zum Wasserhaushalt, Schwebstoffhaushalt und Haushalt gelöster Stoffe in einem Flueinzugsgebiet auf silikatischen Gesteinen. 378 Seiten, 101 Figuren, 72 Tabellen. € 25.-
- 28 KIERCHHOFF, H.-W. (1994): Die Signifikanz von Tourismus für die Entwicklung regionaler, sozio-ökonomischer Strukturen - dargestellt am Beispiel Queensland/Australien. 192 Seiten, 33 Abbildungen, 513 Tabellen, 7 Karten. € 14.-
- 29 DICKMANN, F. (1995): Anspruch und Wirklichkeit von Ortsumsiedlungen im Rheinischen Braunkohlenrevier. Untersuchung zur Bedeutung von Umsiedlungsstandorten in der kommunalen Siedlungsentwicklung und -planung. 223 Seiten, 40 Abbildungen, 47 Tabellen. € 15.-
- 30 KÖSTER, G. (1995): Bevölkerungsstruktur, Migration und Integration der Bewohner von Mittel- und Oberschichtvierteln in der lateinamerikanischen Stadt. Das Beispiel La Paz (Bolivien). 352 Seiten, 115 Abbildungen, 120 Tabellen. € 12.-
- 31 KETZLER, G. (1997): Vergleichende Untersuchungen der Temperaturverhältnisse in Städten unter besonderer Berücksichtigung der Temperaturänderungsraten. 247 Seiten, 46 Abbildungen, 20 Tabellen, 11 Karten. € 12.-
- 32 KOCH, A. (1997): Electronic Banking im Privatkundenbereich - Eine system- und chaostheoretische Untersuchung zur Sozial- und Wirtschaftsgeographie der Finanzdienstleistungen. - Das Fallbeispiel EUREGIO Maas-Rhein. 402 Seiten, 95 Abbildungen, 74 Tabellen, 14 Karten. € 25.-
- 33 JUCHELKA, R. (1997): Die Aachener Innenstadt: Besucherstruktur, Reichweiteuntersuchungen und Einfluß verkehrslenkender Maßnahmen. 263 Seiten, 72 Abbildungen, 21 Tabellen, 17 Karten. € 15.-
- 34 KREMER, S. (2000): Verkehrsreduzierung durch Speditions Kooperationen und Vernetzungsstrategien. Raumbezug und Folgewirkungen. 242 Seiten, 32 Abbildungen, 21 Tabellen, 18 Karten. € 15.-
- 35 KLINGE, M. (2001): Glazialgeomorphologische Untersuchungen im Mongolischen Altai als Beitrag zur jungquartären Landschafts- und Klimageschichte der Westmongolei. 125 Seiten, 25 Abbildungen, 10 Tabellen, 18 Karten. € 15.-
- 36 JUCHELKA, R. & A. KOCH (Hrsg.) (2002): Forschungen aus dem Geographischen Institut der RWTH Aachen. 300 Seiten. € 17.-
- 37 PETERS, J. (2003): Die Stadt Mönchengladbach und der „Eiserne Rhein“ - Multimediale logistische Knotenpunkte als wirtschaftsförderndes Potenzial? 266 Seiten, 39 Abbildungen, 28 Tabellen, 13 Karten. € 26.-
- 38 RÖMER, W. (2004): Geomorphologische Untersuchungen zur Hang- und Inselbergentwicklung in Süd-Simbabwe. 397 Seiten, 129 Abbildungen, 49 Tabellen, 33 Fotos. € 27,50

- 39 HÜBSCH, M. (2004): Wirtschaftsräumliche Möglichkeiten und Grenzen einer wirtschaftsfördernden Politik für das Großherzogtum Luxemburg. 342 Seiten, 14 Abbildungen, 25 Tabellen, 11 Karten. € 26.-
- 40 KNIPPERTZ, M. (2005): Analyse von Rehabilitationspotenzialen kupferbergbaulich beanspruchter Flächen in Zambia und der Mongolei. 178 Seiten, 48 Abbildungen, 37 Tabellen, 9 Fotos. €, 19,- ISBN 978-3-9810903-0-7
- 41 STEINFATT, A. C. (2006): The evolution of the Canadian retail trade system and the distinctive situation in Greater Vancouver – an analysis of the retail landscape in the interplay of extraneous forces. 333 Seiten, 73 Abbildungen, 10 Tabellen, 14 Karten, 24 Fotos. € 25,- ISBN 978-3-9810903-1-4
- 42 TUCHEL, N. (2006): Die Seehäfen Chiles - Strukturen, Betreiberformen und ihre Beziehungen zueinander. Eine Analyse anhand ausgewählter Häfen der V. und VIII. Region. 273 Seiten, 75 Abbildungen, 49 Tabellen, 9 Karten, 7 Fotos. € 22,- ISBN 978-3-9810903-2-1
- 43 REINECKE, V. (2006): Untersuchungen zur mittel- und jungpleistozänen Reliefertwicklung und Morphodynamik im nördlichen Harzvorland. 196 Seiten, 91 Abbildungen, 12 Tabellen. € 25,- ISBN 978-3-9810903-3-8
- 44 FEHN, C. (2006): Verbreitung und Mächtigkeit mesozoisch-tertiärer und pleistozäner Deckschichten in der Nordeifel: GIS-gestützte geomorphometrische Analysen und Modellierung. 127 Seiten, 50 Abbildungen und 5 Tabellen. € 15,- ISBN 978-3-9810903-4-5
- 45 STAUCH, G. (2006): Jungquartäre Landschaftsentwicklung im Werchojansker Gebirge, Nordost Sibirien. 197 Seiten, 96 Abbildungen, 17 Tabellen. € 25,- ISBN 978-3-9810903-5-2

Bestellungen richten Sie bitte an:

RWTH Aachen - Geographisches Institut
Lehr- und Forschungsgebiet Kulturgeographie
Frau Claudia Königs
Templergraben 55
D – 52056 Aachen

Fax-Nr.: +49 (0) 241 80 92790

<mailto:koenigs@geo.rwth-aachen.de>