

BONNER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

ISSN 0373-0468

Herausgegeben von
H. Hahn - W. Kuls - W. Lauer - P. Höllermann - K.A. Boesler
Schriftleitung: H.-J. Ruckert

Heft 75

Werner Siegburg

**Großmaßstäbige
Hangneigungs- und Hangformanalyse
mittels statistischer Verfahren**

**Dargestellt am Beispiel der Dollendorfer Hardt
(Siebengebirge)**

1987

In Kommission bei
Ferdinand Dümmlers Verlag - Bonn

Werner Siegburg

**Großmaßstäbige Hangneigungs- und Hangformanalyse
mittels statistischer Verfahren**

Dargestellt am Beispiel der Dollendorfer Hardt (Siebengebirge)

BONNER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

ISSN 0373-0468

Herausgegeben von

H. Hahn W. Kuls W. Lauer P. Höllermann K.-A. Boesler

Schriftleitung: H.-J. Ruckert

Heft 75

Werner Siegburg

**Großmaßstäbige
Hangneigungs- und Hangformanalyse
mittels statistischer Verfahren**

**Dargestellt am Beispiel der Dollendorfer Hardt
(Siebengebirge)**



1987

In Kommission bei

FERD. DÜMMLERS VERLAG · BONN

– Dümmlerbuch 7625 –

**Großmaßstäbige Hangneigungs- und Hangformanalyse
mittels statistischer Verfahren**

Dargestellt am Beispiel der Dollendorfer Hardt (Siebengebirge)

von

Werner Siegburg

mit 75 Abbildungen und 4 Tabellen

In Kommission bei

FERD. DÜMMLERS VERLAG · BONN

 **Dümlerbuch 7625**

Alle Rechte vorbehalten

ISBN 3-427-76251-3

© 1987 Ferd. Dümlers Verlag, 5300 Bonn 1

Herstellung: Richard Schwarzbald, Witterschlick b. Bonn

VORWORT

Die Eigenart der vorliegenden Hangneigungs- und -formanalyse liegt zum einen im großen Betrachtungsmaßstab (1 : 5000), zum anderen im rein statistischen und hier insbesondere im multivariaten Ansatz. Die kritische Überprüfung der Verfahren hinsichtlich ihrer Zweckmäßigkeit im Rahmen der gegebenen Problemstellung verleiht der Studie einen methodischen Schwerpunkt.

Die Untersuchung entstand aufgrund eines gleichzeitigen Interesses an geomorphologischen und statistischen Fragen. Für sein diesbezügliches Entgegenkommen danke ich meinem verehrten Lehrer, Prof. Dr. P.W. Höllermann, der mich in fruchtbaren Gesprächen und mit konstruktiver Kritik stets bereitwillig gefördert hat.

Danken möchte ich auch Prof. Dr. J. Grunert für die Übernahme des Korreferats sowie den Herren Dr. F.-J. Kemper und Dr. H.-D. Laux für ihre freundlichen Hinweise zur Klärung mathematisch-statistischer Probleme. In sachlich-thematischer Hinsicht konnte ich mit Frau Dr. C. Brückner wertvolle Diskussionen führen. Ein besonderer Dank gilt meinen Freunden und vor allem meiner Frau, der diese Arbeit gewidmet ist; gemeinsam besorgten sie die Reinzeichnung vieler Abbildungen sowie die erste maschinelle Abschrift des Manuskripts einschließlich der Literaturliste. Dank schulde ich darüber hinaus den Herausgebern der Bonner Geographischen Abhandlungen für die Aufnahme dieser Dissertation in ihre Reihe.

Für alles Gelingen, für die Freude an dieser Studie und die Gesundheit und Energie zu ihrer Fertigstellung erweise ich Gott meinen Dank.

Bonn, im Mai 1984

Werner Siegburg

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
<u>1. EINFÜHRENDER TEIL</u>	1
1.1 Zielsetzung und Aufgabenstellung	1
1.2 Begriffsdefinitionen und Bemerkungen zum wissenschaftstheoretischen Hintergrund	3
1.2.1 Fazette	3
1.2.2 Klassifizierung, Typisierung, Regionalisierung	5
1.2.3 Quantitative Verfahren	6
1.3 Zur Literaturlage	7
1.4 Zur allgemeinen Charakterisierung des Untersuchungsgebiets	11
1.4.1 Lage	11
1.4.2 Geologie	12
1.4.3 Klima	14
1.4.4 Boden	16
1.4.5 Vegetation	18
1.4.6 Geomorphologie und Hydrographie	20
1.5 Gründe für die Auswahl des Untersuchungsgebiets	23
1.6 Geomorphologische Problemstellung	24
<u>2. ZUR QUANTITATIVEN CHARAKTERISIERUNG VON HANGFAZETTEN</u>	26
2.1 Definition und Erfassung von Untersuchungseinheiten	26
2.2 Quantitative Erfassung der geomorphologischen Variablen auf Fazettenbasis	28
2.2.1 Lage- und Positionsmerkmale	28
2.2.1.1 Absolute und relative Höhenlage	29
2.2.1.2 Hangposition	29
2.2.2 Distanzvariablen	32
2.2.3 Habituelle Reliefeigenschaften	33
2.2.3.1 Exposition	34
2.2.3.2 Hangneigung	36

2.2.3.3	Wölbung	37
2.2.3.4	Rauheit und Kleinformen	41
2.2.3.5	Größe der Formeinheiten	43
2.2.4	Substantielle Reliefeigenschaften	44
2.2.4.1	Pedologische Daten	44
2.2.4.2	Petrographische Variablen	46
2.3	Quantitative Erfassung der Relieffaktoren- komplexe	48
2.3.1	Ausgangsgestein	49
2.3.2	Tektonik und Makroklima	49
2.3.3	Expositionsklima	50
2.3.4	Hydrographie	51
2.3.5	Erosionsbasis und Reliefenergie	52
2.3.6	Anthropogene Faktoren	53

3. HANGNEIGUNGSANALYSE AUF DER BASIS EINDIMENSIONALER

HÄUFIGKEITSVERTEILUNGEN

3.1	Methodische Vorbemerkungen	54
3.2	Die Expositionsabhängigkeit der Hangneigung	55
3.3	Die Substratabhängigkeit der Neigung	60
3.4	Beziehungen zwischen D-Basis (Taltiefe) und Hangneigung	63
3.5	Zusammenfassung	64

4. HANGFORMANALYSE AUF DER BASIS HYPSONOGRAPHISCHER

KURVEN

4.1	Methodische Einführung	65
4.2	Analyse einzelner Hypsogramme	70
4.2.1	Fazettengruppe I (Rheinseite, D-Basis bis 70 m ü. NN)	70
4.2.2	Gruppe III (Mühlental, D-Basis 86-97 m)	71
4.2.3	Gruppe II (Mühlental, D-Basis 70-85 m)	71
4.2.4	Gruppe VI (D-Basis 130-150 m)	72
4.3	Hypsometrie der Hangeinheitstypen	73
4.3.1	Methodische Vorbemerkungen	73
4.3.2	Hypsometrie der Minimalabschnitte	74
4.3.3	Hypsometrie der Maximalabschnitte	75

		Seite
4.3.4	Hypsometrie der Konkav- und Konvexabschnitte	76
4.4	Die Phasen fluvialer Aktivität	77
4.5	Zusammenfassende Schlußbemerkung	79

5. HANGNEIGUNGSANALYSE AUF DER BASIS EINFACHER KORRELATIONEN

5.1	Methodische Vorbemerkungen	80
5.1.1	Zum Prinzip der Zufallsstichprobe	81
5.1.2	Zur Normalverteilung	82
5.1.3	Zur Linearität der Merkmalsbeziehungen	83
5.1.4	Zum Skalenniveau der Daten	84
5.1.5	Zum Aggregationsniveau	84
5.2	Bivariate Korrelationen zwischen der Hangneigung und den verschiedenen Relieffaktoren (Rf) bzw. deren Indikatoren	85
5.2.1	Nicht-lineare Variablenbeziehungen	85
5.2.2	Lineare Korrelationen	86
5.2.3	Zusammenfassung	90

6. EMPIRISCHES MODELL ZUR ERKLÄRUNG DER HANGNEIGUNG

IM UNTERSUCHUNGSGEBIET AUF DER GRUNDLAGE MULTI-VARIATER VERFAHREN

6.1	Faktorenanalyse und multiple Korrelation	91
6.1.1	Ziele der Faktorenanalyse in dieser Untersuchung	91
6.1.2	Faktor 1 (F1): Expositions-klima	94
6.1.3	Faktor 2 (F2): Höhenlage	96
6.1.4	Faktor 3 (F3): Makroklima und Tektonik 1 (Pleistozän)	96
6.1.5	Faktor 4 (F4): D-Basis und Hydrographie 1	98
6.1.6	Faktor 5 (F5): Substrateigenschaften	100
6.1.7	Faktor 6 (F6): Hydrographie 2	101
6.1.8	Faktor 8 (F8): Makroklima und Tektonik 2 (Pleistozän)	102
6.1.9	Zusammenfassung	105
6.2	Multiple Regression (von der Hangneigung nach den Relieffaktoren)	106

	Seite	
6.2.1	Vergleich zweier Regressionsmodelle	106
6.2.2	Die Residuen der multiplen Regression (Modell 2)	109
<u>7. MORPHOGENETISCHE FAZETTENTYPISIERUNG AUF DER GRUND-</u>		
<u>LAGE VON REGRESSIONSRESIDUEN</u>		
		112
7.1	Methodische Vorbemerkungen	112
7.2	Die morphogenetischen Fazettentypen	114
7.2.1	Typ A: Makroklima und Tektonik als primäre Relieffaktoren	115
7.2.1.1	Typ A1: Primäre Bildung durch fluviale Erosion	116
7.2.1.2	Typ A2: Bildung durch fluviale Erosion und/ oder "hangeigene" periglaziale Prozesse	119
7.2.1.2.1	Typ A2a: Abtragungs- und Verwitterungs- widerstand des geologischen Untergrunds als sekundärer Relieffaktor	119
7.2.1.2.2	Typ A2b: Abtragungswiderstand des geolo- gischen Untergrunds und Lösssedimentation als sekundäre Faktoren	120
7.2.1.2.3	Typ A2c: Das Expositions-klima als sekun- därer Faktor	121
7.2.1.2.4	Typ A2d: Das Vorflutergefälle als sekun- därer Faktor	123
7.2.1.2.5	Typ A2e: D-Basis und Ursprungsentfernung des Vorfluters als sekundäre Faktoren	124
7.2.2	Typ B: Die Substratverhältnisse als pri- märer Relieffaktor	125
7.2.3	Typ C: Das Expositions-klima als primärer Faktor	126
7.2.4	Typ D: D-Basis und Ursprungsentfernung des Vorfluters als primäre Faktoren	127
7.2.5	Typ E: Das Vorfluterlängsgefälle als pri- märer Faktor	128
7.2.6	Zusammenfassende Schlußfolgerung	129

	Seite
<u>8. DIE DEUTUNG VON HANGFOLGEN UND WÖLBUNGSGRADEN (WÖLBUNGSTYPEN) AUF DER BASIS VON REGRESSIONSRESIDUEN</u>	131
8.1 Konvex-Konkav-Profile	132
8.2 Konvex-Profile	135
8.3 Schwachgewölbte Hänge	136
8.4 Zusammenfassende Schlußbemerkung	137
<u>9. ZUSAMMENFASSUNG</u>	137
<u>10. SCHLUßBEMERKUNG</u>	143
LITERATURVERZEICHNIS	145
KARTENVERZEICHNIS	172
ANHANG (Abbildungen und Tabellen)	

VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN IM ANHANG

- Abb. 1a Die Lage des Untersuchungsgebiets
1b Das Untersuchungsgebiet (Überblick über die Lokalitäten)
2 Bodenformen im Bereich der Dollendorfer Hardt
3 Mittlere Höhe der Fazetten in m
4 Mittlere Hangneigung der Fazetten in Grad
5a Die Untersuchungseinheiten (Fazetten) - Überblick
5 Illustration zur Wölbungsaufnahme

Klinographische Häufigkeitsverteilungen

- 6a Westexposition
6b Nordwestexposition
7 Nordexposition
8 Nordostexposition
9 Ostexposition
10 Südostexposition
11 Südexposition
12 Südwestexposition
13 Grauwacke/Tonschiefer in SO-SW-Exposition
14 Grauwacke/Tonschiefer in W-Exposition
15 Trachyttuff in SO-SW-Exposition
16 Trachyttuff in W-Exposition
17 Basaltgruppe
18 Trachyttuffgruppe
19 Lößgruppe
20 Grauwacke/Tonschiefer-Gruppe
21 Gruppe "Tertiäre Tone und Sande"
22 D-Basis: Rhein
23 D-Basis: Mühlental
24 D-Basis: Nebental des Mühlentals
25 D-Basis: Pirlenbachtal
26 D-Basis: Verebnung bei "Hinterste Wielbitze"

Hypsogramme

- 27 Gruppe I (D-Basis: Rhein)
28 Gruppe II (D-Basis: 70-80 m ü. NN)
29 Gruppe III (D-Basis: 85-97 m ü. NN)
30 Gruppe IV (D-Basis: 97-110 m ü. NN)
31 Gruppe V (D-Basis: 110-130 m ü. NN)
32 Gruppe VI (D-Basis: 130-150 m ü. NN)
33 Gruppe VIII (D-Basis: Pirlenbachtal)
34 Gruppe IX (D-Basis: 180 m ü. NN)
35 Minimalabschnitte der Hypsoklinkurven
36 Maximalabschnitte der Hypsoklinkurven
37 Konkavitäten der Hypsoklinkurven
38 Konkavitäten der Hypsoklinkurven
39 Vergleichende Hypsometrie der Hangeinheitstypen

Streuungsdiagramme (Scattergrams)

y-Achse (Down): Hangneigung (V 18)

x-Achse (Across):

Abb.	40	V 4	Höhenlage der Denudationsbasis
	41	V 15	Vorfluterlängsgefälle
	42	V 17	Ursprungsentfernung des Vorfluters
	43a	V 66	Tonanteil im H1-Horizont
	43b	V 67	Tonanteil im H2-Horizont
	43c	V 68	Tonanteil im H3-Horizont
	43d	V 69	Tonanteil im Gesamtprofil
	44	V 70	Schluffanteil im H1-Horizont
	45	V 71	Schluffanteil im H2-Horizont
	46	V 72	Schluffanteil im H3-Horizont
	47	V 73	Schluffanteil im Gesamtprofil
	48	V 74	Sandanteil im H1-Horizont
	49	V 75	Sandanteil im H2-Horizont
	50	V 76	Sandanteil im H3-Horizont
	51	V 77	Sandanteil im Gesamtprofil
	52	V105	Taltiefe I
	53	V109	Taltiefe II

Faktorenwerte (Abb. 54-59)

Abb.

- 54 Faktor 1 (Expositions-klima)
- 55 Faktor 3 (Makroklima u. Tektonik I)
- 56 Faktor 4 (Hydrographie I, Lage der D-Basis)
- 57 Faktor 5 (Substratfaktor)
- 58 Faktor 6 (Hydrographie II: Vorfluterlängsgefälle)
- 59 Faktor 8 (Makroklima u. Tektonik II)

- 60 Faktorenmodell der Hangneigungsentwicklung an der Dollendorfer Hardt
- 61 Residuen der multiplen Regression (Modell 2)

- 62 Regression: V 18 (Hangneigung) nach Faktor 3 (F 3)
- 63 Regression: V 18 " " Faktor 8 (F 8)
- 64 Regression: V 18 " " Faktor 6 (F 6)
- 65 Regression: V 18 " " Faktor 1 (F 1)
- 66 Regression: V 18 " " Faktor 5 (F 5)
- 67 Regression: V 18 " " Faktor 4 (F 4)

- 68 Absolute Residuen der Regression V 18 nach F 6 (in Grad)
- 69 Absolute Residuen der Regression V 18 nach F 1 (in Grad)
- 70 Absolute Residuen der Regression V 18 nach F 5 (in Grad)
- 71 Absolute Residuen der Regression V 18 nach F 4 (in Grad)
- 72 Absolute Residuen der Regression V 18 nach F 8 (in Grad)
- 73 Absolute Residuen der Regression V 18 nach F 3 (in Grad)

- 74 Wölbungsareale und Wölbungsgrade
- 75 Morphogenetische Fazettentypen

VERZEICHNIS DER TABELLEN IM ANHANG

Tab. 1 Variablenliste und Korrelationskoeffizienten

Tab 2a Rotierte Faktormatrix (Varimax Rotated Factor Matrix)
2b Kommunalitäten der rotierten Faktormatrix (Communality)

Schrittweise multiple Regression (Modell 1)

Tab. 3a Schritte 1-2
3b Schritte 2-3
3c Schritte 5-6
3d Übersicht (Summary Table)

Schrittweise multiple Regression (Modell 2)

Tab. 4a Schritt 1
4b Schritte 2-3
4c Schritte 4-5
4d Schritte 6-7
4e Schritt 8
4f Schritt 9
4g Übersicht (Summary Table)

1. EINFÜHRENDE TEIL

1.1 ZIELSETZUNG UND AUFGABENSTELLUNG

Die vorliegende Fallstudie beinhaltet sowohl geomorphologische als auch methodologische bzw. methodische Aspekte einerseits sowie regionale Gesichtspunkte andererseits, letzteres jedoch nur untergeordnet.

Bei der geomorphologischen Untersuchung handelt es sich um die Reliefanalyse eines großmaßstäbigen Landschaftsausschnitts (Maßstab 1 : 5 000), der morphochronologisch weitgehend dem Pleistozän zuzuordnen ist (vergl. Kap. 1.4.6). Die Studie wird in erster Linie als ein Beitrag zur genetischen Hangforschung verstanden. Im speziellen soll der Frage nach dem unterschiedlichen Einfluß verschiedener, noch genauer zu definierender Reliefaktoren (wie z.B.: Basisdistanz, Expositionsklima, hydrographische Verhältnisse, Tektonik, Makroklima etc.) bei der Entwicklung der Hangneigungs- und -formvarianzen des Untersuchungsgebiets nachgegangen werden. Darüber hinaus wird eine morphogenetische Typisierung einzelner Hangeinheiten angestrebt. Diese sind morphographisch weitgehend homogen und werden in Anlehnung an KUGLER (1974) (vergl. Kap. 1.2.1) im folgenden als Fazetten bezeichnet. Die Typisierung erfolgt in erster Linie nicht durch eine Zuordnung zu morphodynamischen Prozeßbereichen, sondern zu bestimmten Reliefaktoren, welche die klinographische Entwicklung der jeweiligen Fazette maßgeblich gesteuert haben. Die räumliche Differenzierung der Hangform und -neigung wird somit als ein Resultat unterschiedlicher Ausprägungen erklärender Steuergrößen dargestellt.

Methodisch soll die morphogenetische Studie mittels statistischer Verfahren angegangen werden. Dabei ist zu überprüfen, inwiefern und inwieweit einfache uni- und bivariate statistische Methoden einerseits (Häufigkeitsanalyse, Einfachregression und -korrelation etc.) und kompliziertere multivariate Verfahren andererseits (Faktoranalyse, multiple Regression und Korrelation) einen Beitrag zur Realisierung des Untersuchungsziels leisten können. Als Nebenprodukte der vorliegenden Studie ergeben sich im Rahmen der Faktorenanalyse (Kap. 6.1) bestimmte, mehr oder weniger komplexe morphometrische, klimatische oder substratbezogene Fazettentypisierungen, die als größtmaßstäbliche Raumlagerungen verstanden werden können.

Der Beitrag dieser Untersuchung zu regionalen Fragestellungen spielt eine nur untergeordnete Rolle. Das Siebengebirge war bereits Objekt einer großen Anzahl geowissenschaftlicher Forschungen; allerdings existiert noch keine allgemeine geomorphologische Analyse oder Spezialstudie, sieht man einmal von entsprechenden Untersuchungen ab, die das Gebiet entweder in einem sehr großräumigen Zusammenhang (vergl. z.B.: BIRKENHAUER 1965,1973) oder aber im Rahmen allgemeiner landschaftskundlicher Abhandlungen (vergl. etwa BURGHARDT 1979) betrachten bzw. erwähnen.

Die vorliegende Studie befaßt sich nun nicht mit dem gesamten Gebiet des Siebengebirges, sondern lediglich mit der im nördlichen Teil gelegenen Kuppe der Dollendorfer Hardt und ihrer näheren Umgebung. (Zur Auswahl des Untersuchungsgebietes siehe Kap. 1.5). Statistisch gesehen kann sie allenfalls als Klumpenstichprobe aufgefaßt werden. Dennoch sollten die vorliegenden Ergebnisse einen gewissen Beitrag zur morphogenetischen Deutung des Siebengebirgsraumes und auch des unteren Mittelrheintals leisten können, zumal einige aussagefähige Hangabschnitte wegen der Randlage der Dollendorfer Hardt¹⁾ und somit aufgrund geringerer Hebungsbeträge im Pleistozän noch nicht gänzlich abgetragen sind.

1) Im Bereich der nördlichen Abdachung des Siebengebirges sowie im Übergangsbereich zwischen Rheinischem Schiefergebirge und Niederrheinischer Bucht

1.2 BEGRIFFSDEFINITIONEN UND BEMERKUNGEN ZUM WISSENSCHAFTS- THEORETISCHEN HINTERGRUND

1.2.1. Fazette

Die kleinsten Untersuchungseinheiten dieser Studie, die in ihrer Gesamtheit das Untersuchungsobjekt aufbauen und somit natürlich Teiluntersuchungsobjekte darstellen, sind die vom Verfasser als Fazetten bezeichneten Hangeinheiten, die auf einer unteren gefügetaxonomischen Stufe innerhalb der Ordnung der Reliefeinheiten stehen (vergl. KUGELR 1975, 273; siehe auch LUCERNA, 1931).

KUGLERS Verständnis einer Relieffazette wird von LESER (1977, 55) folgendermaßen wiedergegeben:

"Fazetten (Z): Einfachste geomorphologische Reliefeinheiten, die nach Wölbung, Neigung und Exposition homogen sind, d.h. die Neigungs- (=n) und Expositionswerte (=e) schwanken nur innerhalb eines Gradbereichs. Die n- und e-Homogenität bedingt gleichzeitig eine homogene Morphodynamik... Die Z sind die kleinsten unteilbaren Bausteine des Reliefs". (Vergl. auch STÄBLEIN 1981, 42 sowie DOORNKAMP/KING 1970, 115).

Im strengen Sinne könnten hiernach die im Rahmen der Untersuchung ausgewiesenen "kleinsten" morphographischen Einheiten nicht als Fazetten bezeichnet werden, vielmehr wären sie eher als Formelemente zu definieren. Soll sich die praktische Aufnahme von "realen" Fazetten im Gelände an der obigen Definition orientieren, so wäre dies nicht allein mit einem großen Zeitaufwand, sondern auch mit methodischen Problemen verbunden. Denn schon ein einfacher, im generalisierten Profil gestreckt erscheinender Hang mit einer Basisbreite von nur wenigen Zehnern von Metern einerseits, aber einer relativ starken Oberflächenwellung andererseits, weist bereits eine Vielzahl von Neigungs- und Expositionsdifferenzierungen von über einem Grad auf. Selbst eine Kleinform könnte in noch kleinere Fazetten aufgegliedert werden und diese in abermals kleinere (vergl. auch HORMANN 1971). Die gegebene Definition erscheint daher hinsichtlich einer technisch-empirischen Ebene ergänzungsbedürftig. Nach Meinung des Verfassers ist der Fazette eine nach der gegebenen Problemstellung morphographisch noch relevante Mindestgröße zuzuweisen. Darüber hinaus sollte eine bestimmte Meßvorschrift zu ihrer Erfassung gegeben sein (vergl. HOR-

MANN 1974, 181). Eine kartierte Reliefeinheit kann also dann als Fazette bezeichnet werden, wenn sie nach der Meßvorschrift (vergl. Kap. 2.1) keine weitere Formeinheit mit der festgelegten Mindestgröße mehr einschließt, welche hinsichtlich ihrer mittleren Neigungs- und Expositionswerte um mehr als ein Grad von der besagten Reliefeinheit abweicht (siehe hierzu Kap. 2.1).

Eine so definierte Fazette stellt nicht unbedingt auch ein Morphotop dar, d.h. sie ist nicht in jedem Falle durch eine homogene rezente Morphodynamik gekennzeichnet, da z.B. ihr oberflächennaher Untergrund und damit möglicherweise auch die Intensität und Wirkung bestimmter morphodynamischer Prozesse bzw. Prozeßkombinationen durchaus variieren können (vergl. hierzu auch LESER 1977 b, 111). Dennoch ist sie meistens wegen der weitgehenden Formhomogenität auch morphodynamisch relativ einheitlich und somit etwa für landschaftsökologische Raumgliederungen von gewissem Interesse.

Da diese Studie auf eine Analyse der Reliefform zielt, erscheint die Fazette als kleinstes Untersuchungsobjekt in jedem Fall geeignet.

Die Darstellung einer Hangeinheit als morphographisch einheitliches Ganzes mit scharfen Grenzen bedarf noch einiger wissenschaftstheoretischer Erläuterungen:

Da nämlich die Abgrenzungskriterien "Hangneigung", Exposition und "Wölbung", mit deren Hilfe solche "kleinsten" Einheiten ausgegliedert werden, sogenannte Kontinua darstellen, ist eine exakte Grenzziehung im Gelände eigentlich nicht möglich; eine gezogene Grenze ist aus diesem Grunde nicht notwendigerweise real existent, wohl aber gedanklich.

So ist also offensichtlich, daß die Erfassung und Verarbeitung unserer wirklichen Umwelt an gewisse Denkschemata gebunden ist, mit deren Hilfe die reale Welt aufgrund spezifischer Erkenntnisabsichten (gedanklich) strukturiert wird. Solche Strukturen, die dem realen Forschungsobjekt nicht notwendigerweise inhärent sind, können im Modell dargestellt werden, das damit als ein Abbild des menschlichen Gedankenapparates und nicht der Realität selbst angesehen werden kann.

Ausgehend von dieser "konstruktiven Erkenntnisposition" (vergl. HÄNDLE/JENSEN 1974 sowie SCHWARZ 1980) versteht der Verfasser die Fazette einschließlich ihrer Grenzen als ein Ergebnis eines auf ganz bestimmten Erkenntnisabsichten basierenden und somit begründbaren und nicht

willkürlichen Konstrukts; dieses wird zum Zwecke der Übermittlung, Nachprüfbarkeit und Übertragbarkeit wissenschaftlicher Erkenntnisse operationalisiert. Im allgemeinen bieten dabei quantitative Verfahren gegenüber rein qualitativen wesentliche Vorteile.

1.2.2 Klassifizierung, Typisierung, Regionalisierung¹⁾

Geomorphologische Klassifikation dient der Herausarbeitung morphographischer, substantieller und morphogenetisch-morphodynamischer Differenzierungen der Oberflächenformen und ermöglicht diesbezügliche Vergleiche von Reliefeinheiten.

Unter dem Begriff "Klassifizierung" werden hier verschiedene raumgliedernde Verfahren subsummiert. Im Rahmen der vorliegenden Thematik meint "Fazettentypisierung" die Zusammenfassung kleiner Hang-einheiten zu Gruppen oder Klassen nach dem Prinzip der morphogenetischen Ähnlichkeit. Jede Gruppierung führt natürlich aufgrund der damit verbundenen Vereinheitlichung zu einem Informationsverlust im Detail; andererseits ergibt sich ein Informationsgewinn durch die Herausarbeitung nicht ohne weiteres ersichtlicher Raumstrukturen.

Die Komplexität von Raumtypen verschiedener Typisierungssysteme differiert nun mehr oder weniger stark in Abhängigkeit von der jeweiligen Anzahl der charakterisierenden Merkmale. Man könnte daher von mono-, bi- bzw. multidimensionalen Raumtypen sprechen. Bei der Zusammenfassung von Fazetten eindimensionaler Definition liegt der Gruppierung nur eine Variable als Kriterium zugrunde, bei der Ausgliederung mehrdimensionaler Raumtypen hingegen werden gleichzeitig verschiedene (oftmals weitgehend unabhängige) Merkmale herangezogen. Die vorliegenden räumlichen Klassifizierungen (vergl. Kap. 6) basieren auf einer multivariaten Betrachtungsweise.

Ein weiteres Klassifizierungsverfahren ist die sogenannte Regionalisierung, bei der räumlich aneinandergrenzende Einheiten zu in sich geschlossenen, weitgehend homogenen Einheiten zusammengefaßt werden sollen. Im Gegensatz dazu zielt eine Typisierung nicht auf die räumliche Geschlossenheit der jeweiligen Typen.

1) Bei folgenden Überlegungen wurde als Literatur u.a. verarbeitet: BERRY 1971, 94; GRIGG 1970, 193; BOUSTEDT 1975, 102 ff.; LAUX 1977, 130 f.; HEILIG 1980, 1; FRANKENBERG 1982

Auf Regionalisierungsverfahren wird allerdings in der vorliegenden Studie verzichtet, da die Varianz geomorphologischer Merkmale gerade bei großmaßstäblicher Betrachtung, d.h. geringer Generalisierung, beträchtlich sein kann.

1.2.3 Quantitative Verfahren

Die vorliegende Studie versteht sich als Teil einer weltweiten, schon in der unmittelbaren Nachkriegszeit in den USA einsetzenden Mathematisierungs- und Quantifizierungsphase der Wissenschaften. In Deutschland begann eine vergleichbare Entwicklung im Gegensatz besonders zu den angelsächsischen Ländern erst Mitte bis Ende der 60er Jahre¹⁾.

Sie wurde u.a. durch die Entwicklung elektronischer Großrechenanlagen und die Bereitstellung benutzerfreundlicher Computerprogramme gefördert. GIESE stellt fest, daß bezüglich quantitativer Verfahren im deutschsprachigen Raum ein "erheblicher Nachholbedarf" (GIESE 1975, 5) besteht. Dies sollte jedoch nicht zu einem unkritischen und unzumutbaren Umgang mit mathematisch-statistischen Methoden führen, wie dies offenbar in der Vergangenheit vielfach der Fall gewesen ist (vergl. hierzu die kritischen Anmerkungen von GIESE 1978, HEILIG 1980, GÜSSEFELD 1981). Andererseits sollten solche Methoden unter strikter Beachtung der Anwendungsvoraussetzungen möglichst optimal genutzt werden, da sie gegenüber traditionellen Verfahren wesentliche Vorteile vor allem bei der Objektivierung oder Operationalisierung von Sachverhalten sowie bei der Theorienbildung und Modellfindung aufweisen (vergl. GIESE 1975, 5 und KILCHENMANN 1975, 194).

Im Sinne einer sogenannten "quantitativen Revolution" (BURTON 1963) ist, wie oben bereits angedeutet, mit "quantitativ" nicht jegliche Bezugnahme auf Zahlenwerte oder jegliche Benutzung numerischer Meß- und Vergleichsgrößen gemeint, sondern vornehmlich deren mathematisch-statistische Verarbeitung und Aufbereitung.

1) Vergl. die zusammenfassenden Darstellungen bezüglich Stand und Entwicklung der quantitativen Geographie im Ausland und/oder in Deutschland von BURTON 1963, BARTELS 1968 a+b, GIESE 1975, KILCHENMANN 1975, GIESE 1981; vergl. zur quantitativen Entwicklung in der Geomorphologie AHNERT 1981.

In klarer Weise unterscheidet auch AHNERT (1981, 4 ff.) zwischen quantitativen Methoden einerseits und semiquantitativen sowie qualitativen Verfahren andererseits. In Anlehnung an seine Ausführungen werden als "qualitativ" diejenigen Verfahren bezeichnet, die lediglich eine verbale Beschreibung oder Logik ohne wesentliche Zuhilfenahme von Zahlenwerten erlauben. Im Unterschied hierzu kommt es bei semiquantitativen Studien auf die Erfassung von Meß- und Vergleichsgrößen an, die wohl tabellarisch bzw. graphisch aufbereitet, jedoch nicht einer mathematisch-statistischen Auswertung (Analyse) unterzogen werden.

Der Begriff "quantitativ" wird im bereits oben beschriebenen Sinne verstanden. Im Zusammenhang mit der vorliegenden Untersuchung ist auch der Terminus "quasiquantitativ" von gewisser Bedeutung. Variablen wie etwa "allgemeine Resistenz des anstehenden Gesteins gegenüber Verwitterungsprozessen" (Härtegrad etc.) lassen sich im allgemeinen nur durch Rangziffern zur Bezeichnung eines nicht näher definierbaren graduellen Unterschieds erfassen. Die Benutzung ordinalskalierter im Gegensatz zu intervallskalierten Daten (mit gleichbleibenden Intervallen zwischen den Merkmalsausprägungen) wird hier als quasiquantitatives Vorgehen verstanden. Die Verwendung von Rangziffern im Rahmen quantitativ-statistischer Verfahren erscheint vor dem Hintergrund der eingangs vorgebrachten wissenschaftstheoretischen Überlegungen im Prinzip als gerechtfertigt; denn sowohl "Meßinstrumente" mit Ordinal- als auch solche mit Intervallskala stellen auf bestimmten Realitätsanschauungen basierende Konstrukte dar. Der Unterschied zwischen den Messungen ist rein graduell in dem Sinne, daß solche mit Ordinalskala zu noch einfacheren Modellen der Wirklichkeit führen (vgl. Kap. 5.1.4). Dennoch können sie sich etwa bei der Überprüfung von Hypothesen und somit bei der Theorienbildung als durchaus zweckmäßig und sinnvoll erweisen.

1.3 ZUR LITERATURLAGE

Quantitativ-statistische Untersuchungen in der Geomorphologie gingen insbesondere vom englischsprachigen Raum aus. Dabei standen als Forschungsobjekte vor allem Flußeinzugsgebiete (drainage basins) und Hänge (slopes) im Mittelpunkt des Interesses. Diesbezügliche Ergebnisse bis 1970 sind z.T. von DOORNKAMP/KING (1971) dargelegt und dis-

kutiert worden. Mit der Analyse von "drainage-basins" sind u.a. die Namen HORTON (1932, 1945), SCHUMM (1956), CHORLEY (1957, 1962), MELTON (1958), STRAHLER (1964), SCHEIDEGGER (1965) und MATHER/DOORNKAMP (1970) verbunden. Auch in jüngerer Zeit wurde die morphometrische Analyse von Flußbeinzugsgebieten (Entwässerungsgebieten) fortgesetzt (vergl. z.B. SEYHAN 1977, ASCH/STEIJN 1973, GREGORY & WALLING 1973, GUSTAFSON 1973, LEDER 1973 und KLOSTERMANN 1970).

Den Untersuchungen von "drainage-basins" stehen die numerischen Analysen von Hangeinheiten und -profilen gegenüber. In diesem Zusammenhang sind einerseits die auf theoretischen Überlegungen und Voraussetzungen beruhenden mathematischen Modelle der Hangentwicklung zu nennen (vergl. z.B. BAKKER/LE HEUX 1946; SCHEIDEGGER 1961; YOUNG 1963 a; AHNERT 1971, 1976; GOSSMANN 1970, 1976; GRIBA/CUNNINGHAM 1973; PARSONS 1976; ARMSTRONG 1976; KIRKBY 1976; ROHDENBURG et al. 1976), zum anderen die empirischen Korrelations-, Regressions- oder Faktorenmodelle (vergl. DOORNKAMP/KING 1971, 201), die auf der Erfassung von Gelände- und Kartendaten und deren statistischer Verarbeitung beruhen. Sie sind z.B. für Fragen der Hang- und Talentwicklung oder etwa für process-response Modelle (vergl. z.B. TERJUNG 1982) von gewissem Nutzen.

Im Zusammenhang mit der numerischen Erfassung, statistischen Beschreibung und Klassifikation von Hangprofilen sind u.a. die Beiträge von SAVIGEAR 1956, 1967; YOUNG 1963 a, 1964, 1974; ONGLEY 1970; AHNERT 1970; LEOPOLD/DUNNE 1971; BLONG 1972, 1975; LECARPENTIER 1974; GERARD 1978; PARSONS 1978 a+b; COX 1981 und KLEIN 1981 zu erwähnen; Profilanalysen in Anlehnung an YOUNG und SAVIGEAR wurden im deutschsprachigen Raum z.B. von STOCKER (1971) und BURGER (1982) durchgeführt.

Desweiteren wurden morphometrische Größen bestimmter Hangeinheiten in ihrer Beziehung zueinander sowie in ihrer Abhängigkeit von verschiedenen Einflußmerkmalen und Randbedingungen mittels uni-, bi- und auch multivariater Verfahren untersucht. Dabei ging es zu einen um die Auffindung z.B. morphologisch, hydrologisch oder geoökologisch aussagefähiger Prädiktor- oder Indikatorvariablen; DOORNKAMP und KING (1971) etwa fanden mittels Faktorenanalyse 6 deskriptive Merkmale zur Beschreibung der Varianz einer größeren Anzahl morphometrischer Form- und Distanzeigenschaften; SOHLBACH (1978) stellte mittels der multip-

len Regressionsanalyse eine Gleichung auf, die eine recht einfache Bestimmung der mittleren Hangneigung eines Gebiets aus dem Längsgefälle (der Tiefenlinien), der Reliefenergie und dem Verhältnis zwischen der Länge der Tiefenlinien und der der Wasserscheiden ermöglicht. Eine Reihe weiterer Beispiele könnte an dieser Stelle genannt werden.

Die statistische Verarbeitung morphometrischer und anderer geomorphologisch relevanter Daten, erhoben auf der Basis definierter Hangeinheiten, sollte u.a. auch der Lösung morphogenetischer Problemstellungen dienen. Dabei wurde betont, daß quantitativ-statistische Analysen bei der Formdeutung nicht zu einer Beweisführung herangezogen werden können (vergl. z.B. VILLINGER 1967; JUVIGNE 1973; SOHLBACH 1978; BURGER 1982). Andererseits könnten sie jedoch traditionelle geomorphologische Methoden sehr wesentlich unterstützen oder gar "eine unverzichtbare Hilfe" im Rahmen geomorphogenetischer Untersuchungen darstellen (SOHLBACH 1978, 186). Im Zusammenhang mit Fragen zur Hangentwicklung wurden einfache statistische Verfahren, wie die Analyse von Häufigkeitsverteilungen und diesbezüglicher Parameter u.a. von SAVIGEAR 1956, POSER und MÜLLER 1951, YOUNG 1961, GREGORY und BROWN 1966, BILLINGER 1967, HORMANN 1969, 1971, KARRASCH 1970, WOODS 1974, KENNEDY 1976, SMITH 1978, SOHLBACH 1978, KLEIN 1981 und BURGER 1982 angewandt. Es handelt sich hierbei vorwiegend um Hangneigungsanalysen, wobei die Neigung in ihrer Beziehung zu Substrat-, Expositions- und Hangform- bzw. Lagevariablen (z.B. Hanglänge oder Rauheit) untersucht wird oder auch in ihrer Abhängigkeit von Indikatoren hydrographischer Bedingungen, wie etwa dem Gefälle der Tiefenlinien. Solche Beziehungsanalysen wurden auch mit Hilfe einfacher Korrelations- und Regressionsberechnungen durchgeführt; hierzu sei z.B. auf FURLEY 1968, BIROT 1970, DOORNKAMP/KING 1971 und SOHLBACH 1978 verwiesen. Der offensichtliche Nachteil all dieser uni- und bivariaten Verfahren liegt darin, daß drittseitige oder komplexe Zusammenhänge innerhalb eines Systems von Variablenbeziehungen damit nicht erfaßt werden.

In der Vergangenheit wurden Fragen zur Hangentwicklung jedoch auch auf der Basis multivariater Analysen diskutiert. AHNERT (1970) z.B. studierte die Mächtigkeit der Verwitterungsdecke in ihrer gleichzeitigen Abhängigkeit vom Hangwinkelsinus und der Entfernung von der Wasserscheide mit Hilfe einer multiplen Regression. Dieser Methode bediente sich auch SOHLBACH (1978) bei der Analyse des Zusammenhangs

zwischen der mittleren Hangneigung eines Gebiets, dem Längsgefälle der zugehörigen Tiefenlinien und der Reliefenergie, wonach allein das Gefälle 89 % der Hangneigungsvarianz erklärte. Dieses Ergebnis kam allerdings durch eine zusammenfassende Betrachtung größerer Gebietsgruppen (Solling, Vogelsberg, Pfälzerwald, Himmelsberg und Westerwald) zustande. Mit abnehmender Größe des Untersuchungsraums wird nämlich die Stärke jenes stochastischen Zusammenhangs aufgrund des wachsenden Einflusses "zufälliger" lokaler Faktoren reduziert.

Die vorliegende Studie läßt sich in die statistischen Untersuchungen zur Hangform- und Neigungsentwicklung auf der Basis definierter Hangeinheiten zwanglos einordnen. Ihre Eigenart liegt in folgenden Punkten begründet:

- 1) Mit insgesamt 81 Reliefaktoren bzw. Indikatoren reliefbildender Prozesse wurde eine sehr große Anzahl von Merkmalen in ihrer Beziehung zur Hangneigung analysiert. Dies machte eine Beschränkung der Untersuchung auf einen sehr kleinen Landschaftsausschnitt erforderlich, da die morphometrischen Werte aus technischen Gründen nicht durch computergestützte kartometrische Verfahren¹⁾ ermittelt werden konnten.
- 2) Angesichts des großen Betrachtungsmaßstabs (1 : 5 000) soll folgenden Fragen nachgegangen werden:
 - a) Inwieweit ist es überhaupt möglich, die Neigungsvarianz der Fazetten eines so kleinen Untersuchungsgebiets mittels statistischer Verarbeitung herkömmlicher morphometrischer und geomorphologischer Daten zu erklären?
 - b) In welchem Maße konnten lokale Einflußgrößen großräumigere Tendenzen der Hangentwicklung abschwächen oder überlagern?
- 3) Es wurde nicht nur der Versuch unternommen, ein mehrdimensionales Modell der Hangformung für den Untersuchungsraum als Ganzes zu erstellen, sondern auch die einzelnen Hangeinheiten auf der Basis multivariater Statistik morphogenetisch zu charakterisieren!!

1) vergl. HORMANN 1965, 1968, 1969

1.4 ZUR ALLGEMEINEN CHARAKTERISIERUNG DES UNTERSUCHUNGSGEBIETS

Wesentliche landschaftskundliche Grundlagen und Bibliographien bezüglich des Siebengebirges sind einer Vielzahl thematisch spezialisierter und allgemeiner Publikationen¹⁾ sowie einer inhaltlichen Zusammenfassung unveröffentlichter Manuskripte²⁾ zu entnehmen. Die allgemeine einleitende Charakterisierung beschränkt sich somit auf diejenigen Gegebenheiten, die im Rahmen der speziellen Aufgabenstellung dieser Studie von Bedeutung sein könnten bzw. ausschließlich der Vorstellung des engeren Untersuchungsraumes (Dollendorfer Hardt) dienen.

1.4.1 Lage³⁾

Die Dollendorfer Hardt liegt rechtsrheinisch in einem Übergangsbereich zwischen Rheinischem Schiefergebirge und Niederrheinischer Bucht. Kleinräumiger gesehen kann sie sowohl dem Rheinwesterwald als auch - zumindest teilweise - dem unteren Mittelrheintal als naturräumlichen Einheiten zugewiesen werden. Damit ist sie durch eine ausgesprochene Grenz- und Übergangslage gekennzeichnet (vergl. auch MÜLLER-MINY 1958 a, b, c, MEYNEN-SCHMITHÜSEN 1953-62, BÜRGENER 1967, ZEPP 1982). Im Bereich der Nordabdachung des Siebengebirges wird sie im Westen von der Niederterrasse des unteren Mittelrheins und im Nordosten durch das Pleiser Hügelland (im Bereich der NO-Abdachung des Westerwaldes) abgegrenzt. Die nördliche und südliche Grenze bildet jeweils ein zum Einzugsgebiet des Rheins gehöriger Bachlauf (nämlich der Pirlenbach im Norden und der Heisterbach im Süden). Südlich des Heisterbachtals schließt sich dann das eigentliche "Kerngebiet" des Siebengebirges an. In der unmittelbaren Umgebung des Untersuchungsraumes südöstlich von Bonn liegen die Ortschaften Oberkassel (im Nordosten), Oderdollendorf (im Südwesten) und Vinxel (im Norden).

1) ROTH 1977 a+b, BURGHARDT 1979 u.v.a.

2) ZEPP 1982

3) Vergl. hierzu MÜLLER-MINY 1958 a, b, c, 1961, BÜRGENER 1967, MEYNEN-SCHMITHÜSEN 1953-62, ZEPP 1982

1.4.2 Geologie

Das Grundgebirge und damit den Sockel des Untersuchungsgebietes bilden die unterdevonischen Tonschiefer und Grauwacken, die die geologische Zugehörigkeit des Untersuchungsgebiets zum Rheinischen Schiefergebirge bekunden. Ihm sind oligozäne Land- und Süßwasserbildungen (Tone, Quarzkiese, -sande und Quarzite) sowie Trachyttuffe aufgelagert, in die der miozäne Basalt eingedrungen ist. Die Stratigraphie schließt nach oben mit den pleistozänen Lössen und den spätglazialen bis holozänen Gehängelehmen ab (vergl. UDLUFT 1939).

Die folgenden näheren Erläuterungen basieren im wesentlichen auf den Ergebnissen in UDLUFT 1939, BURRE 1939, WILCKENS 1927, AHORNER 1962 und SCHEGIEVAL 1972. Letzterer erstellte eine geologische Kartierung der Nordabdachung des Siebengebirges im Maßstab 1 : 5 000.

Die devonischen Gesteine, die in den südwestlichen bis westlichen Unterhangbereichen der Hardt zutage treten, gehören zu den Wahnbachschichten der Herdorfgruppe, die ihrerseits wiederum der Siegener Stufe zuzuordnen ist. Es handelt sich hierbei um eine Wechselfolge von meist dünnen, fossillosen Tonschieferlagen und bankigen Grauwacken und Sandsteinen, wobei nahe Römlinghoven die Tonschiefer überwiegen (SCHEGIEVAL 1976, 9). Die tertiären Ablagerungen, die einen größeren Teil des Untersuchungsgebietes einnehmen, stehen vor allem in den mittleren bis obersten Hanglagen der Hardt an, sonst sind sie z.g.T. von LÖB und LÖBLEHM überlagert. Die Struktur der liegenden Tertiärschichten wird durch drei Aufschlußbeschreibungen von SCHEGIEVAL (1972, 14 f.) bzw. WILCKENS (1927, 34) sowie das Ergebnis einer 6m-Tiefbohrung charakterisiert (KAISER 1897, 77-203; vergl. auch SCHEGIEVAL 1972, 15). Schematisch verallgemeinernd kann von einer Wechselagerung von plastischen und feinsandigen Tonen mit quarzhaltigen. Fein- und Grobsanden sowie Süßwasserquarziten gesprochen werden.

Der Trachyttuff ist im Arbeitsgebiet lediglich am Steinbruch im oberen West- bis Nordwesthang aufgeschlossen. Zieht man weitere im Bereich der Nordabdachung des Siebengebirges liegende Aufschlüsse heran (vergl. SCHEGIEVAL 1972, 17 f.), so ist festzustellen, daß in die sandig-körnige Grundmasse des ungeschichtet wie auch geschichtet vorkommenden Tuffs vulkanische Schlacken und stellenweise Sanidintrachytbomben eingeschlossen sind.

Im Bereich der relativ flacheren Böschungen ist das tertiäre Verwitterungsmaterial der Tuffe, welches sich durch einen sehr hohen Tongehalt (61,3%) auszeichnet, noch nicht gänzlich abgetragen worden. SCHEGIEVAL (1972, 146 + 152) weist darauf hin, daß es sich durch die Dominanz des Montmorillonit vom tertiären Graulehm der Tonschiefer und Grauwacken unterscheidet, die ja im Normalfalle eine Kaolinit- und/oder Illitdominanz aufweisen (vergl. auch JARITZ 1966 und BESOAIN 1969). Ein Graulehm aus unterdevonischem Gestein tritt im Gebiet der Dollendorfer Hardt am unteren Südhang nordwestlich von "Am Hasenberg" auf (vergl. auch SCHEGIEVAL 1976).

Im Steinbruch im westlichen oberen Hangbereich des Untersuchungsgebiets erkennt man die unterschiedlichen Erstarrungsformen der langgestreckten, zungenförmigen Feldspatbasaltdecke der Dollendorfer Hardt. Sie besteht im unteren Teil aus plattig, im mittleren aus säulig abgesondertem Basalt, im obersten Bereich weist sie kugelige und schlackige Blöcke auf (vergl. auch WILCKENS 1927, 88 und SCHEGIEVAL 1972, 20). Darüber hinaus findet man einen basaltischen Lagergang am mittleren Südhang- und Südwesthang bei "Weiße Erde" bzw. bei "Am Sülzenberg".

Zu erwähnen sind desweiteren die Ablagerungen der unteren Mittelerrasse im südwestlichen Zipfel des Untersuchungsgebietes sowie das Vorkommen einer Hauptterrassenschotterstreu bei Kasseler Heide in 175-190 m ü. NN. Von besonderem Interesse ist vor allem der die älteren pleistozänen und z.T. auch tertiären und devonischen Materialien überdeckende Löß- und Lößlehm, welcher vor allem in den nordwestlichen bis östlichen Hangbereichen auftritt. Die bereits erwähnten Aufschlüsse sowie eine ehemals aufgeschlossene Baugrube bei Gut Frankenforst weisen eine zwischen 1,00 und 3,50 m schwankende Lößmächtigkeit auf (vergl. SCHEGIEVAL 1972, a.a.O., u. 1976, 13). Nach REMY (1960) läßt sich der im Untersuchungsgebiet vorkommende Löß als würmzeitlich ein-
stufen.

Die Fließerden aus Trachyttuff und Ton bzw. schluffigem sandigem Lehm am untersten Südwest- und Südosthang bei Oberdollendorf bzw. bei "Im Wäldchen" sowie die Gehängelehme mit Grauwackenbruchstücken am Zengeiling (unterster Südwesthang) werden von SCHEGIEVAL (1972, 36 u. 1976, 15) als holozäne Ablagerungen eingestuft. Nach UDLUFT (1939) hingegen sind sie noch dem Pleistozän zuzuordnen (vergl. auch BERG und BURRE 1939). Da sich im Normalfalle solche Gehängelehme und Fließerden

im Periglaziär durch fluviale und/oder solifluidale Umlagerungsprozesse bildeten (entsprechende Aufschlüsse fehlen), vermutet der Verfasser eine allenfalls spätglaziale Genese; daß sie bei Montmorillonit als Hauptgemengeteil in gewissem Maße auch noch im Postglazial beweglich waren bzw. sind, wird damit nicht ausgeschlossen.

Tektonisch ist die Dollendorfer Hardt aus einer westlichen, dem Hardthorst zugehörigen Hochscholle sowie einer östlichen Tiefscholle aufgebaut, die bereits einen Teil des Siebengebirgsgrabens darstellt. Die betreffende in N-S-Richtung verlaufende Verwerfung durchzieht Grund- und Deckgebirge und weist eine beträchtliche Sprunghöhe von 35 m auf. Vermutlich war die Störung auch noch im mittleren Pleistozän aktiv (vergl. WILCKENS 1927, 226 und SCHEGIEVAL 1972, 39). Was die Lagerung des im Untersuchungsgebiet anstehenden Grundgebirges betrifft, so ist ein Schichtstreichen in NE-SW-Richtung sowie ein Fallen nach Südosten mit $45-47^{\circ}$ zu vermerken (zu den Lagerungsverhältnissen vergl. WILCKENS 1927, 88; UDLUFT 1939, 34 ff.; SCHEGIEVAL 1972, 37 ff.).

1.4.3 Klima

Makroklimatisch läßt sich das Untersuchungsgebiet dem nordwestdeutschen subozeanischen Klimabereich zuordnen, der durch relativ milde Winter, mäßig warme Sommer sowie herbstliche und sommerliche Niederschlagsmaxima gekennzeichnet ist (vergl. hierzu etwa FINKE 1974, 13; ZEPP 1982, 27).

Auf Gut Frankenforst nordöstlich der Dollendorfer Hardt betragen die Jahresdurchschnittstemperaturen im langjährigen Mittel $8,5^{\circ}$ C bei einer Höhenlage von 160-170 m ü. NN. (vergl. SCHEGIEVAL 1976, 16). In der nahegelegenen Wetterstation Friesdorf/Bad Godesberg - innerhalb der Bonner Rheinebene gelegen (61 m ü. NN) - sind es hingegen $10,1^{\circ}$ C. Hinsichtlich der Höhenlage des Untersuchungsgebiets (ca. 158 m ü. NN im Mittel) ließe sich hier ein mittlerer Vergleichswert von ca. $9,0^{\circ}$ C erwarten. Dieser Schätzwert fügt sich gut in die Angaben des Deutschen Wetterdienstes (Gutachten 1972) für die Dollendorfer Hardt ein, nach denen hier die mittlere Januartemperatur bei 1 bis $1,1^{\circ}$ C liegt, die Mitteltemperatur im Juli bei $17,4$ bis $17,5^{\circ}$ C. Die hieraus abzuleitende Jahresschwankung von unter $16,5^{\circ}$ C bestätigt den ozeanischen

Charakter des hiesigen Klimas (vergl. auch DEUTSCHER WETTERDIENST 1972, 6). Eine geländeklimatische Gunst weisen die steileren süd- bis westexponierten Hanglagen mit ihrer mutmaßlich hohen Sonnenscheindauer auf, wie sie für alle vergleichbaren Hänge an der Rheinfront des Siebengebirges charakteristisch ist (Wert für das Siebengebirge: 1563 Stunden/Jahr, Vergleichswerte in RICHTER 1978, MÜLLER 1979, ZEPP 1982). Zusätzlich dürften die dunklen Böden aus Tonschiefer an den genannten Hängen zu einer verstärkten Strahlungsabsorption und somit zu einer weiteren Steigerung der Wärmegunst führen, die auch an der Dollendorfer Hardt noch Weinbau ermöglicht (vergl. ZEPP 1982, 29).

Nach aerologischen Messungen des Deutschen Wetterdienstes (1972, 30 ff.) im Großraum Bonn ist zu erwarten, daß bevorzugt bei antizyklonalen Wetterlagen und Windgeschwindigkeiten bis 6-7 m/sec (Windstärke 4-5) Bodeninversionen auftreten, deren Höhenobergrenzen im allgemeinen 200 m über der Rheintalsole liegen. Bei zyklonalem Wetterablauf hingegen ließ sich u.a. wegen zu großer Luftturbulenzen in Bodennähe meist keine Temperaturumkehr nachweisen. Die Anzahl der Tage mit nächtlicher Bodeninversion wurde für den Sommer auf 60 %, für den Winter auf 65 % aller Tage geschätzt. Den Erhebungen des Deutschen Wetterdienstes zufolge (1972, 34 f.) dürften im Untersuchungsgebiet bei austauscharmen Wetterlagen dieser Art insbesondere die unteren Hangbereiche zwischen 65 und 100 m ü. NN sowie die Talböden des Pirlen- und Heisterbaches für die Bildung von Kaltluftgebieten prädestiniert sein (vergl. auch RICHTER 1978).

Als langjährige Niederschlagsmittel wurden für Gut Frankenforst nordöstlich der Dollendorfer Hardt 700 mm, für Bonn-Friesdorf 676 mm, für Bonn-Oberkassel (57 m ü. NN) schließlich 694 mm berechnet (vergl. SCHEGIEVAL 1976, 16 u. Deutscher Wetterdienst 1972, Tab. 6). Beachtet man die Höhenlageverhältnisse, so mag der letztgenannte Wert zunächst überraschen, jedoch ist zu bedenken, daß Oberkassel bei vorherrschend westlichen Winden schon im Bereich der Luvwirkung advektiver Frontalniederschläge liegt, die bevorzugt in den westlich exponierten Höhenlagen der Dollendorfer Hardt zu einem Ansteigen des mittleren Jahresniederschlages führen dürfte (vergl. auch ZEPP 1982, 28).

Die Windrosen der Stationen Friesdorf und Bonn zeigen ein Vorherrschen von Westwinden vor allem für das Frühjahr und die niederschlagsreichen

Sommermonate. Im Herbst und Winter überwiegen hingegen Winde mit südlicher bis südöstlicher Richtung, was in der Hauptsache in einer Strömungsverformung durch die Rheintalrichtung sowie die Streichrichtung des Siebengebirges begründet liegt (DEUTSCHER WETTERDIENST 1972, 9 f.; vergl. auch FINKE 1974, 14). Es wäre zu prüfen, inwieweit sich die Talzüge des Pirlen- und Heisterbaches strömungsmodifizierend auf die Süd- bis Südostwinde auswirken. Ihre Leitwirkung bei westlichen Winden dürfte indes evident sein.

Weitere Angaben zu den Klimaverhältnissen im Bereich des Untersuchungsgebietes und seiner Umgebung sind den Tabellen und Abbildungen in DEUTSCHER WETTERDIENST 1972 (Anhang) und ZEPP 1982 (Seiten 28 und 29) zu entnehmen.

1.4.4 Boden

Im Zusammenhang mit Planungsaufgaben hat das Geologische Landesamt (Bearbeiter: BURGHARDT 1979) bereits eine Bodenkarte 1 : 25 000 für den Naturpark Siebengebirge erstellt.

Das engere Untersuchungsgebiet der Dollendorfer Hardt wurde von SCHEGIEVAL (1976) im kleinräumigen Maßstab 1 : 5 000 kartiert. Die entsprechenden Ergebnisse, auf die sich die folgenden Erläuterungen im wesentlichen stützen, gingen auch in die von BURGHARDT (1979) bearbeitete Karte ein (freundliche mündliche Mitteilung 1982). Die Dollendorfer Hardt, die durch eine auffallende Bodenvielfalt gekennzeichnet ist, weist in ihrem ca. 1,3 x 1,7 km großen Areal 16 unterschiedliche Bodentypen, -subtypen bzw. -varietäten auf. SCHEGIEVAL, der aufgrund der starken kleinräumigen Differenzierung des oberflächennahen Untergrundes sogenannte Bodenformen (vergl. Abb. 2) auskartierte, betont insbesondere den Zusammenhang zwischen Boden, Relief und Ausgangsgestein. Ebenes und mäßig geneigtes Gelände sowie Unterhanglage (ca. 0-12 Grad) förderten insbesondere bei relativ undurchlässigen älteren (tertiären!?) Verwitterungssubstraten im Untergrund die Entwicklung von Pseudogleyen, Pseudogleybraunerden bzw. -parabraunerden aufgrund der Abfluß- und/oder Perkolationshemmung des Niederschlagswassers. Diese Böden treten u.a. auf als Graulehme und "Vulkanograulehme" auf möglicherweise tertiären Verwitterungsrelikten des Tonschiefers bzw. Trachyttuffs sowie auf Löß und Lößlehm, wenn dieser entweder am zuschußwasserbegünstigten Unterhang vorkommt oder bei geringerer Mächtigkeit von stauendem Material unterlagert wird. Bei mächtigerer Löß-

überdeckung haben sich hingegen erwartungsgemäß Parabraunerden oder aber Braunerden entwickelt. In Oberhanglagen und relativ steilen Hangpositionen andererseits findet man hauptsächlich Braunerden aus weitgehend rezentem Verwitterungsmaterial der Grauwacken und Tonschiefer sowie des Basalts und Trachyttuffs¹⁾. In den obersten südlichen bis westlichen Hangbereichen hat sich positions- und neigungsbedingt ein Ranker aus Basalt gebildet.

Noch erwähnenswert sind die kolluvial angesammelten Bodensedimente am südwestlichen bis westlichen Fuß der Dollendorfer Hardt bzw. im Unterhang- und Talbodenbereich kleinerer Hang- und Nebentälchen, aus denen sich je nach Tongehalt Pseudogleye bzw. Braunerden entwickelt haben.

In den ebenen bzw. sanft geneigten Talböden des Heister- und Pirlenbaches schließlich findet man meist den für die gegebenen hydrologischen Bedingungen typischen Gley.

Die lokale Verbreitung der Bodenformen im Bereich der Dollendorfer Hardt läßt sich im einzelnen der Abb. 2 entnehmen.

Bezüglich der physikalischen, chemischen und tonmineralogischen Bodenmerkmale soll auf die detaillierten Studien von SCHEGIEVAL (1976) verwiesen werden. Zu den Korngrößenverteilungen sei jedoch hier bereits angemerkt, daß diese insonderheit von dem Verwitterungsgrad des Ausgangsgesteins abhängig sind. So läßt sich für die offenbar rezenten Verwitterungsprodukte aus Löß, Trachyttuff, Basalt und Grauwacke-Tonschiefer im allgemeinen eine sandig- bis tonig-lehmige Textur nachweisen, im älteren, stärker verwitterten Ausgangsmaterial dergleichen Gesteine ist eine Dominanz der Schluff- und Tonfraktion offensichtlich (SCHEGIEVAL 1976, 148).

1) Insgesamt lassen sich die Braunerden im Untersuchungsgebiet auf die gegebenen makroklimatischen Bedingungen zurückführen. Für ihre Entwicklung sind ca. 500-800 mm durchschnittlicher Jahresniederschlag sowie eine Jahresdurchschnittstemperatur von 8-10°C erforderlich (MÜCKENHAUSEN 1957).

1.4.5 Vegetation

Pflanzengeographisch gehört die Dollendorfer Hardt, wie das gesamte Siebengebirge, zur subatlantischen Florenprovinz der mitteleuropäischen Laubwaldregion. Die Übergangslage zwischen dem nordwestdeutschen Flachland und dem wärmebegünstigten Mittelrheintal bedingt ein Zusammentreffen submediterraner und atlantischer Florenelemente (KRAUSE 1972, 7).

Eine kleinräumige Kartierung der realen bzw. potentiell natürlichen Vegetation liegt bislang nicht vor, sieht man von der Betriebskarte Staatswald Siegburg, Betriebsbezirk Hardt (1 : 5 000) des Forsteinrichtungsamtes NRW ab. Der Verfasser konnte lediglich auf eine Standortaufnahme und allgemeine vegetationskundliche Beschreibung von KÜMMEL und HAHNE (1954) sowie auf vier Standortaufnahmen von KRAUSE (1972) zurückgreifen. Im übrigen existieren eine vegetationskundliche Manuskriptkarte 1 : 25 000 des Siebengebirges (PATZKE 1967; vergl. ZEPP 1982) und eine Kartierung 1 : 200 000 der potentiellen natürlichen Vegetation des Köln-Bonner Raumes und seiner weiteren Umgebung (Blatt Köln), die der großräumigen Orientierung diente (Redaktion: TRAUTMANN 1973). Für den Bereich des Untersuchungsraumes als natürliches Buchenwaldgebiet (vergl. KRAUSE 1972, 9) gibt TRAUTMANN Vorkommen des Hainsimsen- und Perlgrasbuchenwaldes (in typischer Ausprägung und verschiedenen Misch- und Übergangsgesellschaften) sowie des feuchten Eichen-Buchenwaldes als potentiell natürlich an. Auch die entsprechenden Standortaufnahmen KRAUSEs (1972) bestätigen dies. Bezüglich der kleinräumigen Differenzierung der potentiell natürlichen Vegetation könnte die bodenkundliche Kartierung SCHEGIEVALs (1976) wertvolle Hinweise liefern.

Der Hainsimsen-Buchenwald stockt im Siebengebirge insbesondere auf relativ basen- und nährstoffarmen Böden aus Tonschiefer, vor allem bei Überdeckung mit Lößfließerde (KRAUSE 1972, 21 ; vergl. auch TRAUTMANN 1973, 78 f.). Somit wäre er im Bereich der Dollendorfer Hardt unter "natürlichen" Bedingungen an den südwestlich bis westlichen Unterhängen zu erwarten, die heute z.g.T. durch Obst- und Weinbau genutzt werden. (Letzterer ist allerdings im Rückgang begriffen (vergl. STANG 1962)). Etwa südwestlich von Kesselläppers Kreuz weist das reichliche Vorkommen von mesophilen Laubwaldarten wie *Anemone nemorosa*, *Convallaria majalis* und *Poa nemoralis* (als Trennart) sowie

Luzula nemorosa auf die relativ artenreiche Subassoziation des Flattergras-Hainsimsen-Buchenwaldes hin, die auch KRAUSE bei fast allen entsprechenden, von ihm aufgenommenen Probebeständen des Siebengebirges ausgewiesen hat (KRAUSE 1972, 21 f.; vergl. auch KÜMMEL und HAHNE 1953, 35). Sie umfaßt im allgemeinen eine Heidelbeer-Ausbildung auf besonders ausgehagerten Standorten, eine typische Variante sowie eine Frauenfarn-Variante auf frischen Böden. Weiterhin wäre der Hainsimsenbuchenwald auf den sauren bis sehr sauren Parabraunerden und Pseudogley-Parabraunerden aus Löß sowie den ebenfalls sehr basenarmen Braunerden aus Trachyttuff und Basalt als potentiell natürlich zu bezeichnen. Dies betrifft z.g.T. die nordwestlichen bis nordöstlichen Unterhanglagen wie auch die mittleren bis oberen Hangbereiche des Untersuchungsgebiets (vergl. die Bodenanalysen in SCHEGIEVAL 1976).

Der typische Perlgras-Buchenwald und Hainsimsen-Perlgras-Buchenwald mit ihren basen-, nährstoff- und feuchteabhängigen Varianten und Subvarianten (vergl. hierzu KRAUSE 1972, 14 ff. und TRAUTMANN 1973, 84 ff.) treten als potentielle natürliche Vegetation auf nährstoffreicheren mäßig bis gut basenhaltigen Böden auf (pH in KCL: 5 bis 7). Es sind dies zum einen die Braunerden sowie Braunerde-Pseudogleye aus Löß im Bereich der süd- bis südöstlichen Unterhänge sowie am Nordwesthang nördlich von "am Hercherötgen", zum anderen der Ranker aus Basalt in den obersten westlichen und südwestlichen Hanglagen.

Der feuchte Eichen-Buchenwald schließlich wäre unter "natürlichen" Verhältnissen vor allem auf dichtgelagerten, basenarmen, häufig fossilen Verwitterungsprodukten zu erwarten, welche - auch bei geringmächtiger Lößüberdeckung - zur Entwicklung von Pseudogleyböden geführt haben (vergl. TRAUTMANN 1973, 64). Dies betrifft im Untersuchungsgebiet die fast ebenen oder sehr schwach geneigten Hangabschnitte im Westen und Nordosten (etwa bei "Am Hütchen" und "Hinterste Wielbitze") und einen Bereich nordöstlich von Zengeling am südlichen unteren Mittelhang. An diesen Standorten findet man Pseudogleye aus Löß mit tertiären Tonen im Untergrund sowie Staunässeböden aus grobenteils tertiären Verwitterungsrelikten des Trachyttuffs und der unterdevonischen Tonschiefer. (Vergl. auch die Beschreibung der realen Vegetation von KÜMMEL und HAHNE 1953, 35 f.).

Aufgrund der forstwirtschaftlichen Nutzung, die im Untersuchungsgebiet schon jahrhundertlang in mannigfaltiger Form betrieben wird, treten neben die naturnahen, vorwiegend aus Buche zusammengesetzten

Wälder relativ großflächige Forstgesellschaften (vergl. KRAUSE 1972, 9 ff., 18 ff.). So findet man im Gebiet der Dollendorfer Hardt anstatt des Perlgras-Buchenwaldes z.B. Perlgras-Eichenforste sowie Kiefern- und Fichtenforste. Auch an die Stelle der potentiellen Hainsimsen- bzw. Hainsimsen-Buchenwälder und der feuchten Eichen-Buchenwälder treten auf den forstwirtschaftlich genutzten Flächen z.B. die Fichten- und Kiefern-, darüber hinaus jedoch ebenfalls die Roteichenforste (vergl. Forsteinrichtungsamt NRW, Außenstelle N.S.G. Siebengebirge 1967 sowie KRAUSE 1972, 18 ff.). Auf die Beschreibung weiterer Forst- und Sondergesellschaften soll in diesem Rahmen verzichtet werden.

Es bleibt anzumerken, daß der größte Teil des Untersuchungsgebietes dem submontanen Bereich mit "Tieflagenarten" wie etwa *Convallaria majalis*, *Stellaria holostea* oder auch *Carex montana* angehört. Lediglich die wärmebegünstigten, unteren südwestlich bis westlichen Rheintalagen bis etwa 150 m ü. NN mögen der collinen Stufe zugeordnet werden (vergl. GLAVEC und BOHN 1970, KRAUSE 1972, KÜMMEL 1956 und 1971). Somit kann nur bedingt von einer vegetationsgeographischen Höhenstufung des Siebengebirges gesprochen werden.

1.4.6 Geomorphologie und Hydrographie

Die 245,9 m hohe Kuppe der Dollendorfer Hardt - im nördlichen Teil des Naturparks Siebengebirge gelegen - überragt, zusammen mit dem Stenzelberg, Weilberg und anderen Kuppen, die hier relativ großflächigen Verebnungen mit Höhenlagen zwischen 140 und 200 m (vergl. auch ZEPP 1982, 21 f.). Die untere Mittelterrasse des Rheins liegt als niedrigster Teil des Untersuchungsgebietes in einer Höhe von 65-68 m ü. NN.

Die einzelnen Höhenstufen sind flächenmäßig unterschiedlich vertreten. Deutlich ausgeprägte Verteilungsmaxima werden bei 130-140 m sowie bei 180-190 m ü. NN erreicht. Minimale Flächenanteile entfallen naturgemäß auf die Höhenstufen in den Gipfellagen (hier oberhalb 210 m ü. NN, vergl. Abb. 3). Die beiden Maxima liegen bei 7,2 % und 11,8 % der Gesamtfläche des Untersuchungsgebiets (= 2,21 km²). Der Flächenanteil der mittleren Höhenstufe (150-160 m) nimmt mit 0,11 km² (5,0%) einen durchschnittlich hohen Wert an.

Erwartungsgemäß sind in den beiden flächenmäßig am stärksten vertretenen Höhenstufen ausgeprägte Hangverflachungen und -verebnungen ($0-4^\circ$) zu beobachten, so insbesondere am West- und Nordosthang der Dollendorfer Hardt. Derartige Verflachungen (bis 5°), allerdings mit meist geringeren Basisbreiten, treten jedoch auch in den übrigen Höhenstufen auf, hier vorwiegend in O- und W-NW-Exposition.

Relativ schwache bis mäßige Böschungen (bis 9 Grad) sind überwiegend an den N-O-exponierten Hängen des Untersuchungsgebietes ausgebildet. Sie weisen relativ hoch gelegene Denudationsbasen (bis 180 m ü. NN) auf und dachen zum obersten Lauf des Pirlenbaches bzw. zum Pleiser Hügelland ab. Ihnen stehen die Südost- bis Südwestauslagen des Heisterbachtals sowie die zum Rhein hin abfallende Westseite der Hardt mit im Mittel wesentlich tiefer gelegenen Denudationsbasen (80-90 m ü. NN) und jeweils zwei relativ markanten Steilstufen in Ober- bzw. Unterhanglage gegenüber. Letztere sind durchschnittlich $20-25^\circ$ geneigt; es treten jedoch Maxima von über 30° bis 40° auf.

Im übrigen weisen die SW-SO-Expositionen im Mittel etwas stärkere Neigungen auf als die W-NW-Auslagen. Die mittlere Hangneigung des Gesamtgebietes beträgt ca. 12,5 Grad (Standardabweichung: ca. 7 Grad).

Das Untersuchungsgebiet wird im Nordosten in einer Höhe von ca. 180 bis 190 m von der Rhein-Sieg-Wasserscheide geschnitten. Süd- und südwestlich davon entwässern der Pirlen- und Heisterbach in den Rhein, nördlich und nordöstlich dieser Wasserscheide fließen die Wasser über den Eichen-, Lauter- und Pleisbach schließlich in die Sieg (vergl. SCHEGIEVAL 1976, 15). Die genannten Bachtäler besitzen eine Reihe von kleinen Nebentälchen mit unterschiedlichem Längsgefälle, die nur periodisch bzw. episodisch von Bachläufen durchflossen werden. Die relativ größte Taldichte weist der Südhang der Hardt auf, u.a. wohl aufgrund des dortigen Ausstreichens tertiärer Tone, die eine Entstehung von Quellhorizonten ermöglicht haben.

Das Relief der Dollendorfer Hardt läßt sich morphochronologisch ganz überwiegend dem Pleistozän zuordnen. Selbst das Gipfelplateau (245,9 m) kann im Hinblick auf Forschungsergebnisse großräumiger Untersuchungen (vergl. HESEMANN 1975, GRAMSCH 1978, BIBUS 1980 u.a.) noch nicht als tertiär eingestuft werden, vielmehr ist es auf ältest- oder altpleistozäne Formung zurückzuführen. Eine im wesentlichen pleistozäne Anlage der größeren Talzüge belegen die die Hardt nach Norden und Sü-

den begrenzenden Täler des Pirlen- und Heisterbaches, die jeweils auf der unteren Mittelterrasse des Rheines enden. Die Talbildung war also zumindest in diesen Fällen mit dem Rißglazial weitgehend abgeschlossen, während sich die Hangentwicklung im Würmglazial und in sehr beschränktem Maße auch noch im Holozän fortgesetzt haben dürfte.

Die für die Reliefigenese im Untersuchungsraum entscheidenden geomorphodynamischen Prozesse waren periglazialer Art, was sowohl für die Tal- als auch für die Hangformung gilt. Auf kaltzeitliche gelisolifluidale Umlagerungen bzw. Abspülprozesse weisen im Bereich der Dollendorfer Hardt und ihrer näheren Umgebung u.a. hin:

- a) die Trachyttuff-Fließerde 200 m südlich der Hässeler Heide,
- b) die Fließerden aus tertiärem Ton und Trachyttuff am südwestlichen bzw. südöstlichen Unterhang der Hardt (bei "Am Dichberg" bzw. "Am Wäldchen"),
- c) die würmzeitliche Lößfließerde an der Kasseler Heide (bei Gut Frankenforst),
- d) Sand- und Kieseinlagerungen im Trachyttuff (am Südhang im Bereich der Abrißstelle eines Bergrutsches, nordwestlich "Weiße Erde"),
- e) die Basaltblockschuttdecken am oberen Südhang und südlich "Weiße Erde" (vergl. auch SCHEGIEVAL 1972, 18 und Karte im Anhang sowie 1976, 28 und 76).

Auf eine Beteiligung rezenter, subrezenter bzw. holozäner Prozesse an der Hangformgestaltung mögen u.a. die von SCHEGIEVAL (1976) ausgewiesenen Kolluvien (z.B. am südwestlichen und westlichen Unterhang der Dollendorfer Hardt oder an den Unterhängen des Kucksteins bei Oberkassel) sowie die kolluvialen Füllungen der Nebentäler hinweisen. Die sehr markanten Neigungsgegensätze von stellenweise bis zu 14 Grad zwischen flacheren Unterhangfazetten mit und angrenzenden steileren Mittelhangeinheiten ohne kolluviale Sedimentbedeckung zeigen bei einer Mächtigkeit der Kolluvien von nur 0,65 - 1,90 m jedoch zumindest, daß deren Sedimentation nur in relativ beschränktem Maße für die Unterhangverflachung und somit für die Hangformgestaltung in diesem Bereich verantwortlich zu machen ist.

Die morphogenetische Problemstellung ergibt sich, wie eingangs schon angeschnitten (vergl. Kap. 1), aus der Überlegung, daß die Hangneigungsdifferenzierung und damit auch die jeweilige Ausprägung der Hangform ein Ergebnis des raumzeitlich variierenden Einflusses verschiedener reliefbildender Faktoren (Relieffaktoren) darstellt; diese können auf mannigfaltige Art und Weise gekoppelt sein und sich somit in ihrer Wirkung verstärken, abschwächen oder gar aufheben. Bei solchen Faktoren handelt es sich z.B. um die stoffliche und strukturelle Beschaffenheit des oberflächennahen Substrats bzw. Gesteinsuntergrundes, das Expositions-klima, die horizontale und vertikale Distanz zur Erosions- bzw. Denudationsbasis, das seinerseits von verschiedenen hydrographischen und reliefbildenden Faktoren abhängige Längsgefälle der fließenden Gewässer, die (bruch-) tektonischen und makroklimatischen Bedingungen, anthropogene Einflüsse etc.

1.5 GRÜNDE FÜR DIE AUSWAHL DES UNTERSUCHUGSGEBIETES

Die Auswahl des Untersuchungsgebietes erfolgte nicht zufällig. Entscheidend war zunächst die Verfügbarkeit vorliegender themenrelevanter Quellen. Es handelt sich hierbei um die geologische und bodenkundliche Kartierung von SCHEGIEVAL (1972 + 1976) im brauchbaren kleinräumigen Maßstab von jeweils 1 : 5 000. Aufnahmen in anderen Teilen des Siebengebirges in einem vergleichbaren Maßstab existieren nicht. Desweiteren war auch die Lage der Dollendorfer Hardt an der Nordabdachung des Siebengebirges und in größerer Nähe zur Niederrheinischen Bucht von gewisser Bedeutung, da hier die pleistozänen Hebungen geringere Beträge erreichten und somit die für die Analyse von Erosionsphasen und -zyklen wichtigen Hangverflachungen und -verebnungen wohl in größerem Umfang erhalten geblieben sind. Weiterhin weist das Untersuchungsgebiet trotz seiner geringen Größe eine gewisse Vielgestaltigkeit sowohl in morphologischer als auch in geologischer und pedologischer Hinsicht auf. In diesem Zusammenhang sind z.B. die beträchtlichen Variationsbreiten der Böschungswinkel (40 Grad) und der Höhenlage der lokalen Denudationsbasis (ca. 120 m) zu nennen; im übrigen sei auf die Beschreibungen in Kap. 1.4 verwiesen.

1.6 GEOMORPHOLOGISCHE PROBLEMSTELLUNG

Bei einer ersten Kartenanalyse und Begehung des Untersuchungsgebietes drängen sich bestimmte Ansätze der Hangneigungserklärung geradezu auf. Auf die Abhängigkeit des Böschungswinkels von der Höhenlage der lokalen Denudationsbasis insbesondere am N-NO- und W-SW-Hang wurde bereits hingewiesen. Überdies scheint sich auch für die Steilstufen jeweils im Unter- und Oberhangbereich der westlichen bis südlichen Hardt eine Erklärung anzubieten, da dort abtragungsresistente Grauwackensandsteine bzw. Basalte oberflächennah anstehen. Trotz alledem ist anzunehmen, daß die Hangform - und dies gilt auch für die oben genannten Lokalitäten - meist nicht auf bloße Einfachbeziehungen zurückgeführt werden kann. Wie bereits betont wurde, bietet die Hangformgenese aufgrund des Einflusses mehrerer, verschiedener Relieffaktoren im allgemeinen ein wesentlich differenzierteres Bild.

So muß z.B. die hangverflachende Wirkung der Lösssedimentation bei der Deutung des im Durchschnitt nur mäßig geneigten NO-Hanges mit berücksichtigt werden, gleichgültig, ob die Lössablagerungen nun aufgrund präexistenter Flachböschungen gerade hier in größerem Umfang erhalten geblieben sind und somit nur verstärkend zur Verringerung der Hangneigung beigetragen haben oder aber im Lee vorwiegend südwestlicher kaltzeitlicher Winde bevorzugt in den genannten Expositionen akkumuliert wurden.

Zusätzliche Relieffaktoren sind ebenfalls bei der Interpretation der Grauwacken/Tonschiefer- und Basaltareale zu beachten:

Denn hier erfolgte nicht nur Steilhang-, sondern gebietsweise auch Flachhangentwicklung, wie es die beachtliche Anzahl der nur schwach bis mittelmäßig geneigten Fazetten (ca. 4-14 Grad) dokumentiert. Es ist von Bedeutung, daß letztere ebenso in Hanglagen mit tiefergelegener Denudationsbasis und damit großer Reliefenergie auftreten.

Für solche Verhältnisse könnten u.a. pleistozäne Erosionsphasen mit (zyklisch) schwankender Eintiefungsgeschwindigkeit des Vorfluters verantwortlich gemacht werden. Es sind jedoch auch noch andere Erklärungsansätze möglich; man denke z.B. an Verflachung durch Kryoplation oder sonstige Arten hangeigener prozeßspezifischer Formung (z.B. an die Gelisolifluktion). Im übrigen sind die im widerständigen devonischen Substrat angelegten Steilhänge zumindest bei Südost- bis Südwestauslage nicht notwendigerweise primär auf die Gesteinsresistenz

zurückzuführen. Unter periglazialen Bedingungen kann es nämlich bevorzugt an S-exponierten Hängen zu einer lateralerosiven Unterschneidung und Versteilung kommen, da der Permafrostboden in den frühjährlichen Schmelzperioden hier früher und intensiver auftaut als an schattseitigen Hängen (vergl. etwa POSER/MÜLLER 1951, KARRASCH 1970 und SIEGBURG 1978).

Die oben angeführten Beispiele zeigen, daß bei der Analyse der Hangneigungs- und Hangformentwicklung in jedem einzelnen Falle (d.h. bei jeder einzelnen Fazette) der gesamte Komplex der Relieffaktoren zu berücksichtigen ist.

Die wesentlichen morphogenetischen Fragestellungen dieser Untersuchung lauten daher wie folgt:

- 1) Welche Relieffaktoren sind für die klinographische Differenzierung der Dollendorfer Hardt von Bedeutung? In welcher Weise haben sie die Hangformgenese gesteuert?
- 2) Läßt sich der unterschiedliche Einfluß der verschiedenen reliefbildenden Steuergrößen auf die Neigungsentwicklung des Untersuchungsgebiets quantitativ bestimmen, und kann aufgrund dessen eine Bedeutungsrangfolge der Relieffaktoren festgestellt werden?
- 3) Läßt sich eine solche Rangfolge auch für jede einzelne Fazette festlegen und auf dieser Grundlage eine morphogenetische Fazettentypisierung durchführen, die die räumlich/zeitlich variierende Kombination unterschiedlicher Faktoreneffekte zum Ausdruck bringt?
- 4) Welche Beziehungen weisen die Relieffaktoren untereinander auf?

Die gesamten morphogenetischen Studien zielen letztlich auf eine differenzierte Deutung der bestehenden Hangformen des Untersuchungsgebietes, soweit dies mit Hilfe statistischer Aufbereitung und Analyse der ermittelten Daten möglich ist.

2. ZUR QUANTITATIVEN CHARAKTERISIERUNG DER HANGFAZETTEN

Eine eingehende allgemeine Abhandlung und Diskussion der Möglichkeiten und Grenzen zahlenmäßiger Charakterisierung von Hangeinheiten und -profilen würde in Umfang und Thematik über den Rahmen dieser Studie weit hinausgehen. Der Verfasser beschränkt sich aus diesem Grunde meist auf eine exemplarische Darstellung und Erörterung der quantitativen Erfassung geomorphologischer Variablen anhand des gegebenen Landschaftsausschnitts. Wie die Vorgehensweise auf andere Untersuchungsgebiete, -zusammenhänge und z.T. auch -maßstäbe übertragen werden kann, ist jedoch im allgemeinen ohne weiteres ersichtlich.

Im übrigen soll die potentielle Bedeutung einiger Parameter für die Analyse der Hangneigungs- und -formentwicklung aufgezeigt werden.

2.1 DEFINITION UND ERFASSUNG VON UNTERSUCHUNGSEINHEITEN

Die Erhebung von Daten jeglicher Art, sei es durch Beobachtung, Messung oder Berechnung, ist jeweils auf bestimmte Probanden, d.h. Merkmalsträger oder Untersuchungseinheiten bezogen, so auch bei statistischen Analysen innerhalb der Geomorphologie. Es kann sich hierbei um Meßpunkte, Profile oder flächenhafte Raumeinheiten handeln (vergl. analog HANTSCHHEL/THARUN 1980, 66 ff. und DOORNKAMP/KING 1971, 151). Vollständige Hangprofile sind angesichts der vorgegebenen Problemstellung als Bezugseinheiten sicherlich ungeeignet, da ja u.a. auch die Neigungsvarianz innerhalb dieser Profile zu erklären ist. Die Erhebung von Punktdaten andererseits erwies sich im Hinblick auf den erzielten Effekt als zu aufwendig. Soll nämlich eine möglichst flächendeckende quantitative Beschreibung gewährleistet sein, so muß auch das Punktnetz entsprechend dicht konstruiert werden, um eine zu starke Generalisierung zu vermeiden. Bei einem für Analysen im Maßstab 1 : 5 000 angebrachten Horizontal- und Vertikalabstand von 50 m hätten sich etwa bis zu 900 Bezugseinheiten ergeben.

In Anbetracht der Aufwand-Nutzen-Relation und der vorliegenden Fragestellung war es deshalb sinnvoll, flächenhafte Untersuchungseinheiten zu konstruieren; diese wurden im wissenschaftstheoretischen Vorspann bereits als Fazetten definiert. Jene Definition verlangt eine operationalisierte Meß- und Abgrenzungsvorschrift, die zur möglichst weitgehenden Erfassung der zu erklärenden räumlichen Varianzen geeignet ist.

Nach mehreren Versuchen erschien folgendes Vorgehen als zweckmäßig:

- 1) Konstruktion eines Quadratnetzes mit einer Maschenweite von 1 cm (= 50 Meter in der Natur). Grundlage: Deutsche Grundkarte 1 : 5 000, Oberdollendorf, 25⁸⁴ Rechts, 56¹⁸ Hoch.
- 2) Prüfung der Neigungs- und Expositionskontinuität innerhalb eines jeden Quadrats anhand des Isohypsenverlaufs und -abstandes. Eine Expositionsdiskontinuität ist gegeben, wenn zumindest zwei der acht Hauptexpositionen auftreten. Eine Neigungsdiskontinuität soll dann vorliegen, wenn die mittlere Abweichung des Isohypsenabstandes mehr als 20 % des mittleren Isohypsenabstandes beträgt. Treten solche Diskontinuitäten innerhalb eines Quadrats auf, so wird dieses in nach der obigen Definition homogene Teilflächen aufgegliedert. Allerdings werden hierbei Kleinformen und Stufen mit einer maximalen Basisbreite von <15 m nicht berücksichtigt.
- 3) Erfassung der Hangneigung eines jeden Quadrats bzw. einer jeden Teilfläche anhand der Isohypsen. Die Hangneigung einer Bezugsfläche soll definiert sein als der Steigungswinkel einer beliebigen Fallinie innerhalb der Bezugsfläche. Die Fallinie kann über die Bezugsfläche hinaus verlängert werden, wenn diese von keiner oder nur einer Höhenlinie geschnitten wird. Kleinformen mit einer maximalen Basisbreite von <15 m werden in die Messung nicht mit einbezogen.

Auf der Basis der resultierenden Böschungswinkel und Expositionswinkel konnten die sogenannten Fazetten nach bestimmten Homogenitätskriterien ausgegliedert werden. Dabei wurden Bezugsflächen gleicher Exposition¹⁾, deren Neigungswerte nicht mehr als 1,5° (bei Werten unter 20°) bzw. 3° (bei Werten über 20°) differierten, zu räumlichen Einheiten zusammengefaßt.

Die Fazetten weisen somit eine weitgehende Neigungs-, Expositions- und daher auch Wölbungshomogenität auf und stellen bei gegebenem Maßstab die kleinsten problemrelevanten Bausteine des Reliefs dar. Insgesamt wurden im Untersuchungsgebiet 476 solcher Einheiten abgegrenzt. Ihre mittlere Größe (ihr mittlerer Flächeninhalt) beträgt 3900 m² (Standardabweichung: 4300 m²). Es wurde schon darauf hingewiesen, daß es sich bei solchen Fazetten nicht unbedingt auch um Mor-

1) Es wurden die acht Haupthimmelsrichtungen zugrunde gelegt.

photope im Sinne von HAASE 1967 (zit. bei GELLERT in DEMEK 1976, 195) handelt, da letztere auch eine uniforme lithologisch-sedimentologische Struktur und/oder eine homogene aktuelle Morphodynamik aufweisen (vergl. auch LESER 1977 b, 111). Da es in der vorliegenden Studie um die Genese von Formeinheiten geht, erscheint eine Datenerhebung auf der Basis von Hangabschnitten, die lediglich habituell homogen sind, problemorientiert und somit zweckmäßig.

2.2 QUANTITATIVE ERFASSUNG DER GEOMORPHOLOGISCHEN VARIABLEN AUF FAZETTENBASIS

Die Hangformdifferenzierung resultiert aus der räumlichen Veränderung der Neigung; daher muß letztere bei der Erforschung der Hangformgenese in ihrer Abhängigkeit von verschiedenen Faktoren (Prädiktorvariablen) analysiert werden. Im folgenden geht es also um die systematische Erfassung einer Vielzahl von Variablen, die offensichtlich oder mutmaßlich in einem noch näher zu bestimmenden (statistischen) Zusammenhang mit der Hangneigung stehen. Auch untereinander weisen sie wechselseitige Beziehungen auf. Aus bestimmten Gründen (vergl. Kap. 2.2.2) soll die Variablenanzahl möglichst groß sein, auch wenn manche Merkmale redundant erscheinen.

2.2.1 Lage- und Positionsmerkmale

Mit einer Veränderung der Lage bzw. Position kann auch eine Modifikation der Stärke und Art morphodynamischer Prozesse und Prozeßkombinationen und somit der Hangform einhergehen, so z.B. aufgrund unterschiedlicher meso- bzw. mikroklimatischer Verhältnisse, sich ändernder Geschwindigkeit des oberflächlich abfließenden Wassers als Transportmedium infolge hangabwärtigen Staus oder unterschiedlicher Distanz eines in die Tiefe erodierenden und damit reliefversteilenden Vorfluters und vielem mehr. (vergl. etwa BÜDEL 1977, 68 f.; KUGLER 1964, 622; ROHDENBURG 1971, 3 f.).

2.2.1.1 Mittlere absolute und relative Höhenlage

Die mittlere absolute und relative Höhenlage kann im Rahmen dieser Studie sowohl berechnet als auch geschätzt werden. Aufgrund der relativen Neigungshomogenität innerhalb der einzelnen Fazetten und einem somit weitgehend gleichbleibenden Abstand der Isohypsen ist bei annähernd symmetrischem Umriß der jeweiligen Hangeinheit eine Schätzung der durchschnittlichen Höhenlage auf der Basis einer Höhenlinienkarte (1 : 5 000) ausreichend exakt. Für die übrigen Fälle und bei Unsicherheit liegt eine größere Anzahl von Möglichkeiten zur geometrischen Konstruktion oder statistischen Erfassung vor (vergl. etwa STEINER 1939, PEGUY 1942, NIKOLAJEV 1957, KUDRNOVSKA 1965: zit. in DEMEK 1976, 53 ff.; SOHLBACH 1978, 27 f.). Letztlich empfahl sich die recht einfache und dennoch genaue Bestimmung der mittleren Höhenlage über folgende Formel zur Berechnung eines gewichteten arithmetischen Mittels (vergl. STEINER 1939, zit. in DEMEK 1976, 55 und etwa BAHRENBURG/GIESE 1975 a, 23):

$$h_o = \frac{\sum (h \cdot L)}{\sum L}$$

L ist hierbei die Länge einer jeweiligen die Fazette durchlaufenden Isohypse, h die durch diese Linie bezeichnete absolute bzw. relative Höhe. Letztere ergibt sich aus der Differenz der absoluten Höhe und der Höhenlage der unteren Mittelterrasse des Rheins als lokaler Denudationsbasis. Im übrigen kann die mittlere Höhe einer Fazette auch recht einfach - allerdings mit größerem Zeitaufwand - mit Hilfe einer relativen bzw. absoluten hypsographischen Summenkurve bestimmt werden (vergl. PENCK 1894); diese wird von STRAHLER (1952), CLARKE (1966), zit. in SOHLBACH (1978), und HORMANN (1968) auch als hypsometrische Kurve bezeichnet. Die entsprechenden Konstruktionsvorschriften sind z.B. DEMEK (1976, 56 ff.) oder auch SOHLBACH (1978, 27 f.) zu entnehmen.

2.2.1.2 Hangposition

Zu den Lagevariablen gehört auch das Merkmal "Hangposition" mit den im deutschsprachigen Raum gebräuchlichen Kategorien Unter-, Mittel-, Oberhanglage (vergl. KUGLER 1964, 622). Nun gilt es aber, diese nominalen Beschreibungskategorien in numerische Werte umzusetzen und damit zu operationalisieren. Da die kategorialen Ausprägungen jenes Po-

sitionsmerkmals (Unter-, Mittel-, Oberhanglage) Lageverhältnisse zum Ausdruck bringen, können sie zahlenmäßig leicht durch Quotienten ersetzt werden.

Im Rahmen der vorliegenden Studie werden verschiedene Hanglagemerkmale daher wie folgt definiert und numerisch erfaßt:

- 1) Position der Fazette zwischen dem Gipfelniveau (245,9 m) und einer lokalen (vorläufigen) Denudationsbasis (=D-Basis). Letztere wird durch eine Ebene oder einen Vorfluter bzw. eine Tiefenlinie zumindest 2. Ordnung gebildet.

Numerische Erfassung:

$$\text{Hangposition I (V102)} = \frac{V1 - V4}{G - V4} \cdot 100$$

Hierbei sind

V1 = mittlere Höhe über NN (m)

V4 = mittlere Höhe der D-Basis: Die mittlere Höhenlage der jeweiligen Denudationsbasis soll definiert sein als die Höhenlage desjenigen Punktes der D-Basis, der mit dem Fazettenschwerpunkt durch eine Hangfalllinie verbunden werden kann. Der betreffende Punkt soll als D-Basis(mittel)-punkt bezeichnet werden.

G = Gipfellaage der Dollendorfer Hardt (245,9 m).

Die Hangposition I einer Fazette wird damit angegeben als Prozentsatz der Vertikaldistanz "D-Basispunkt - Gipfelniveau", der von der D-Basis aus in Richtung stärkster Hangneigung bis zum Erreichen des Fazettenschwerpunkts zurückgelegt werden muß.

- 2) Position des Fazettenschwerpunkts auf einer Falllinie, welche den D-Basispunkt mit einer Wasserscheide verbindet, die zumindest Einzugsgebiete 2. Ordnung (nach STRAHLER) voneinander abgrenzt.

Numerische Erfassung:

$$\text{Hangposition II (V110)} = \frac{V1 - V4}{V33 - V4} \cdot 100$$

(V33 = Höhenlage einer Wasserscheide zumindest 2. Ordnung, in m).

Analog zur Variable V102 gibt auch V110 eine prozentuale Position an. Eine Quantifizierung dieser beiden Merkmale ist auch nach einer Formel in DOORNKAMP/KING (1971, 127) möglich, die bei einem etwas umständlicheren Rechenweg im gesamten zu ähnlichen Resultaten führt:

$$P = \frac{Hb}{Hb + H + Ht} \cdot 100$$

Hierbei bezeichnet Hb die Höhendifferenz der jeweiligen D-Basis und des niedrigstgelegenen Punktes der betreffenden Hangeinheit (Fazette), Ht die Höhendifferenz zwischen Gipfel- bzw. Wasserscheidenniveau und dem höchstgelegenen Punkt der Fazette und H schließlich die Höhenspanne der Hangeinheit (d.h. die Höhendifferenz zwischen höchstem und niedrigstem Punkt).

- 3) Die Position der Fazette innerhalb einer Hangprofilsequenz, welche sich im Normalfalle aus der hangabwärtigen Folge Konkavität, Abschnitt maximaler Neigung (Maximalabschnitt), Konkavität, Abschnitt minimaler Neigung (Minimalabschnitt) zusammensetzt, zumindest jedoch aus der Folge Maximal-, Minimalabschnitt (vergl. YOUNG, 1964; SAVIGEAR 1967; DOORNKAMP/KING 1971; siehe auch STOCKER 1971; vergl. Kap. 4.1 und 4.3).

Ein Hangprofil ist in der Regel aus mehreren solcher Sequenzen (Folgen) zusammengesetzt, wobei jede Sequenz potentiell, d.h. unter den in Kap. 4.1 genannten Bedingungen, mit einer bestimmten, mehr oder weniger zyklisch verlaufenen Hangentwicklungsphase in Verbindung zu bringen ist. Die Varianz der Neigung innerhalb einer derartigen Profilfolge könnte dann u.a. als Resultat unterschiedlicher Eintiefungsgeschwindigkeit eines Vorfluters aufgrund tektonischer und/oder klimatischer Schwankungen interpretiert werden (vergl. Kap. 4.1 und YOUNG 1964; ROHDENBURG 1971, 3 f., ROHDENBURG/SABELBERG/WAGNER 1976). In einem solchen Falle wäre die "Sequenzposition" einer Fazette ein Indikator für die tendenzielle Veränderung der Eintiefungsgeschwindigkeit in der entsprechenden Hangentwicklungsphase.

Die Position innerhalb einer Hangprofilsequenz kann numerisch wie folgt erfaßt werden:

$$\text{Hangposition (S)} = \frac{V1 - V95}{V41 - V95} \cdot 100$$

Hierbei sind

V1 = mittlere absolute Höhe (der Fazette)

V95 = mittlere absolute Höhe des zur Sequenz gehörigen (hangabwärtigen) Minimalabschnitts.

V41 = mittlere absolute Höhe des nächsten hangaufwärtigen Minimalabschnitts (zur nächsten Sequenz hangaufwärts gehörig).

Auch aus dieser Berechnung ergibt sich also eine mittlere prozentuale Hangposition der jeweiligen Fazette, diesmal bezogen auf deren Höhenlage innerhalb einer Hangprofilsequenz.

2.2.2 Distanzvariablen

Einige Distanzvariablen korrelieren recht stark mit den Positionsmerkmalen und besitzen aufgrund dessen eine gleiche oder ähnliche Indikatorfunktion. Im Anfangsstadium einer computergesteuerten multivariaten Untersuchung sollten jedoch so viele Merkmale wie möglich aufgenommen werden, auch wenn bestimmte Variablen nahezu redundant erschienen. Zum einen erhöht die Einbeziehung einer Vielzahl von Variablen die Objektivität der Untersuchung, zum anderen kann der Zeigerwert ähnlicher Merkmale hinsichtlich komplexer Phänomene verglichen werden (Faktorenanalyse). Eine Merkmalsreduktion sollte auf der Basis statistischer Verfahren zu einem späteren Zeitpunkt, wenn möglich, erfolgen.

Als Ausgangspunkte der Messungen vertikaler und horizontaler Distanzen dienten die mittleren Höhen bzw. die geschätzten Fazettenschwerpunkte. Es wurden folgende Variablen erfaßt:

- 1) V7 (Horizontaldistanz zum D-Basispunkt in m)
- 2) V106 (Vertikaldistanz zum D-Basispunkt in m)
- 3) V10 (Horizontaldistanz zur nächsten Tiefenlinie in m = Länge der Falllinie, die den Fazettenschwerpunkt mit der nächsten Tiefenlinie verbindet)
- 4) V13 (Vertikaldistanz zur nächsten Tiefenlinie in m) - (analog Punkt 3)
- 5) V120 (Vertikaldistanz zum Minimalabschnitt der betreffenden Hangsequenz in m)

- 6) V37 (Horizontalabstand I zum Maximalabschnitt der Hangsequenz = Anzahl der Fazetten auf einer Falllinie, die den Fazettenschwerpunkt mit dem Maximalabschnitt verbindet)
- 7) V99 (Horizontalabstand II zum Maximalabschnitt = Distanz in m)
- 8) V123 (Vertikalabstand zum Maximalabschnitt in m).

Der morphogenetische Zeigerwert der Variablen V37, V99 und V123 ist nicht ohne weiteres ersichtlich. Es entspricht jedoch der Definition einer Hangsequenz, daß die Neigung innerhalb einer solchen mit zunehmender Entfernung vom Maximalabschnitt (linear oder kurvilinear) abnimmt. Somit könnte die Differenzierung des Böschungswinkels im Untersuchungsgebiet durch die Varianz der genannten Distanzvariablen (V37, V99, V123) in gewissem Maße statistisch erklärt werden. Diese Varianz ist auf die räumliche und/oder zeitliche Veränderung der Ausprägung bestimmter Einflußgrößen der Hangneigungsentwicklung zurückzuführen; hierbei kann es sich um meßbare oder quasi quantifizierbare Faktoren (z.B. Gesteinsresistenz, Bodentemperatur) und/oder um nicht direkt meßbare Größen handeln (z.B. Geschwindigkeit vorzeitlicher reliefbildender Prozesse: tektonische Hebung, klimabedingte Flußeintiefung etc.). Werden nun die genannten Distanzmerkmale zusammen mit quantifizierbaren Reliefaktoren als erklärende Variablen in multivariate Verfahren, wie etwa die multiple Regressionsanalyse, einbezogen, so kann mit ihrer Hilfe bei weitgehender statistischer Independenz aller Unabhängigen, der isolierte Gesamt-Effekt nicht (direkt) meßbarer oder nicht berücksichtigter Steuergrößen auf die Neigungsentwicklung erfaßt werden.

2.2.3 Habituelle Reliefeigenschaften

Die bisherigen für die Hangformgenese wesentlichen Merkmalsgruppen waren räumlicher Art. Im folgenden geht es nun um die Aufnahme habitueller Reliefvariablen, zu denen etwa Neigung, Exposition, Wölbung und Rauheit als Gestaltmerkmale, desweiteren auch die Größe der Reliefeinheiten gehören (vergl. KUGLER 1964 zit. in LESER 1977, 53).

Die Variablen "Hangneigung" und "Wölbung" stellen bekanntermaßen die zu erklärenden Reliefeigenschaften dar. Die übrigen habituellen Merkmale gelten als wichtige potentielle Indikatoren hangformsteuernder Größen. In Abhängigkeit von der Exposition etwa verändern sich z.B.

die mikro- bzw. mesoklimatischen Verhältnisse, die für die Hangformung - insbesondere etwa unter periglazialen Bedingungen - von hervorragender Bedeutung sind.

2.2.3.1 Exposition

Die Konstruktion von Linien gleicher Exposition (Isophoten, vergl. auch DEMEK 1976) war schon bei der Ausgliederung von Fazetten erforderlich (vergl. Kap. 2.1). Der Verfasser beschränkte sich auf die Unterscheidung der acht Haupthimmelsrichtungen, da sonst mit einer wesentlich höheren Fazettenanzahl und daher mit einem im Rahmen dieser Studie kaum noch zu bewältigenden Aufwand bei der Datenerhebung zu rechnen gewesen wäre.

Die numerische Bestimmung der Exposition erfolgt im Normalfall durch die Angabe von Winkelgraden. Da diese jedoch ein zyklisches Kontinuum bilden, sind sie für die Analyse linearer Beziehungen ungeeignet, so daß nach anderen Quantifizierungsmöglichkeiten gesucht werden muß.

Es empfiehlt sich, die jeweilige absolute Abweichung einer Fazettenexposition (in Grad) von verschiedenen bestimmten Winkelgraden als separate Variablen zu definieren. Es wurden also vier Expositionsmerkmale bestimmt, welche die Bezeichnung West-, Südwest-, Süd- und Südostwert (bzw. -abweichung) erhielten. Hierbei handelt es sich um:

- 1) Betrag der Differenz zwischen der Fazettenexposition (in Grad) und 270° (Westwert oder Westabweichung) = V29.
- 2) Analog zu 1): /Exposition (Grad) - 225° / = V118.
- 3) Analog zu 1): /Exposition (Grad) - 180° / = V117.
- 4) Analog zu 1): /Exposition (Grad) - 135° / = V28.

Da sich die Abweichungen von einer Exposition und von ihrer Gegenexposition fallweise zu 180° ergänzen und sie daher mit einem Koeffizienten von ± 1 korrelieren, erübrigt sich die Bestimmung der Abweichung von NW, N, NO und O.

Wie bereits erwähnt, ist die Exposition im Rahmen dieser Untersuchung insbesondere wegen ihrer Indikatorfunktion hinsichtlich reliefbildender klimatischer Faktoren von Interesse. Aus diesem Grunde wurden die neu definierten Expositionsvariablen in ihrer statistischen Beziehung zu einigen hangformdifferenzierenden Klimaelementen untersucht. Als

Ergebnis sei festgehalten: Die im Raum Bonn gemessenen Windrichtungshäufigkeiten (vergl. Deutscher Wetterdienst 1972, Tab. 9 ff., siehe auch FINKE 1974, 14) korrelieren nicht ausreichend hoch mit einer der konstruierten Indikatorvariablen. Bei einer Korrelation verschiedener Bodentemperaturmittel¹⁾ mit dem SO-, SW und S-Wert hingegen konnten hoch - signifikante Beziehungen festgestellt werden. Die stärksten Zusammenhänge ergaben sich zwischen der direkten Sonnenbestrahlung (bzw. zugeführten Wärmemenge)²⁾ und der Variable V117 (Südwert). Die konstruierten Expositionsmerkmale erscheinen demnach als Indikatoren der auslagebedingten Differenzierung der Strahlungsintensität und strahlungsabhängiger Variablen durchaus geeignet.

Zu den wichtigsten expositionsabhängigen Prozessen der periglazialen Morphodynamik gehört die fluviale Seitenerosion, durch die beim früh-jährlichen Auftauen des Permafrostbodens vor allem sonnexponierte Hänge lateralerosiv unterschritten und versteilt werden (vergl. POSER/MÜLLER 1951, KARRASCH 1970). Dieser Vorgang ist für einen Großteil der pleistozänen Talasymmetrien Mitteleuropas verantwortlich. Auch der klinographische Nord-Süd-Gegensatz an der Dollendorfer Hardt kann zu einem gewissen Teil hierauf zurückgeführt werden. Aus diesem Grunde wurden noch zwei zusätzliche Expositionsvariablen definiert, die den auslagebedingten Resistenzgrad der Hänge gegen lateralerosive Aktivität unter periglazialen Bedingungen anzeigen (VE, VE2). Dies geschieht durch entsprechende Rangziffern, welche den acht Haupthimmelsrichtungen zugeordnet werden:

1) In KERNER 1891, 707; WOLLNY 1878 zit. in GEIGER 1961, 440.

2) Vergl. die Werte in SCHEDLER 1951 zit. in GEIGER 1961, 394; KÄMPFERT 1947, 77 ff.; KÄMPFERT/MORGEN 1952, 138 ff.

Expositionsvariable	Merkmalsausprägung (Rangziffer)
VE	1 = N-O
	2 = W-NW
	3 = SO-SW
VE2	1 = N-NO
	2 = W-NW, O
	3 = SO-SW

Bei der obigen Einteilung waren die bereits erwähnten Bodentemperaturmessungen KERNER's (1891) und WOLLNY's (1878) zu berücksichtigen sowie Daten sekundär-asymmetrischer Täler in Mitteleuropa, wie z.B. Häufigkeiten von Steilhangexpositionen oder mittlere Asymmetriegrade bei Tälern bzw. Talstrecken mit unterschiedlicher Expositions constellation der Hänge (vergl. POSER/MÜLLER 1951, KARRASCH 1970, SIEGBURG 1978 u.v.a. Ausschlaggebend für die Zuordnung der Rangziffern der Variable VE2 waren die vom Verfasser für klimabedingte asymmetrische Täler im Raum Bonn berechneten mittleren Asymmetrieintensitäten (vergl. SIEGBURG 1978, 59 ff.). Da die Häufigkeit ostexponierter Steilhänge bei diesen Tälern nur relativ gering war (vergl. SIEGBURG 1978, 45), wurde ein weiteres Merkmal VE definiert, das bei ostausgelegten Hängen eine niedrigere Ziffer annimmt als VE2 (niedrigere Ziffer bedeutet größerer Abtragungswiderstand).

2.2.3.2 Hangneigung

Zur Erfassung der Neigung gibt es mehrere Möglichkeiten, so z.B. die direkte Messung im Gelände und die Bestimmung mittels topographischer Karten oder Luftbilder (vergl. hierzu DEMEK 1976, 65 ff.; WERNER 1977, 57 ff.; GÜBEL 1978, 35; LEHMEIER 1981, 22; KUGLER 1964, 590 ff. u.a.).

1) (das Untersuchungsgebiet natürlich ausgenommen, um Zirkelschlüsse zu vermeiden!!)

Ungeeignet waren (bei dieser Untersuchung) einmal die TK 25 allein schon aufgrund des Maßstabs, zum anderen auch die vorliegenden Stereomodelle nach Luftbildern, die ebenfalls zu kleinmaßstäbig erschienen und darüber hinaus aufgrund der ausgedehnten Waldareale kleinflächig nur eine relativ ungenaue Interpretation ermöglichten. Das Luftbild wurde daher nur vorbereitend zur Erstellung einer groben klinometrischen Übersichtskarte eingesetzt. Eine genauere Bestimmung der Hangneigung erfolgte mit Hilfe der Deutschen Grundkarte 1:5000 (Blatt Oberdollendorf). Da das betreffende Blatt mit Höhenlinien versehen ist, konnten zunächst die Falllinien nach der in Kap. 2.1. beschriebenen Methode auf der Grundkarte eingezeichnet und danach der Neigungswinkel (in Grad oder Prozent) einer jeden Falllinie mit Hilfe eines entsprechend vergrößerten Neigungsmaßstabs einer TK 25 bestimmt werden (vergl. DEMEK 1976, 65). Im Anschluß daran erfolgte eine Überprüfung der so gewonnenen Werte durch systematische Stichprobenmessungen im Gelände (Böschungswinkelmesser). Hierbei stellte sich heraus, daß die Grundkarte für den gegebenen Zweck im gesamten recht genaue Angaben liefert. Als kritische Bereiche, die einer besonderen Kontrolle bedurften, erwiesen sich zum einen die Hangverflachungen bzw. -verebnungen, die stellenweise 1-2° flacher waren als es das Isohypsenbild erkennen ließ, zum anderen die sehr steil geböschten Hänge (über 22°), die auf der Grundkarte etwas zu flach dargestellt sind (vergl. auch WERNER 1977, 58). Im Anschluß an die erforderlichen Korrekturen und die Konstruktion der Fazetten (Kap. 2.1) wurde die Hangneigung einer jeden Fazette bestimmt. Sie ergibt sich aus dem gewichteten arithmetischen Böschungsmittel der sie aufbauenden Teilflächen (Kap. 2.1).

2.2.3.3 Wölbung

KUGLER (1964, 582 ff.) unterscheidet eine vertikale und horizontale Wölbungskomponente; jede Komponente läßt sich in drei verschiedene Wölbungsrichtungen aufgliedern, die als konkav (eingebogen), konvex (ausgebogen) und gestreckt (stetig) bezeichnet werden. Aus der Kombination der beiden Wölbungskomponenten und der Wölbungsrichtung ergibt sich schließlich die Wölbungsart (vergl. hierzu auch YOUNG 1970, 136 f.; GÜBEL 1978, 33 f.; LEHMEIER 1981, 24; siehe auch STÄBLEIN, Hrsg., 1978).

Die qualitativen Angaben können nunmehr durch die jeweilige Bestimmung eines Wölbungsgrades spezifiziert und damit quantitativ faßbar gemacht werden.

Berücksichtigt man, daß eine Fazette per definitionem keine wesentlichen Hangwinkel- und Expositionsunterschiede¹⁾ aufweist, obwohl natürlich gewisse Krümmungstendenzen vorhanden sind, so ist eine Erfassung von Wölbungsvariablen auf Fazettenbasis wenig zweckmäßig. Die Böschungswinkel und Expositionen der jeweils vertikal und horizontal benachbarten "kleinsten" Hangeinheiten sollten also in die Wölbungsmessung mit eingehen. Auf eine numerische Bestimmung der horizontalen Wölbung wurde allerdings im Rahmen dieser Untersuchung verzichtet. Die zu erfassenden Variablen lassen sich nun wie folgt benennen:

- 1) V22 = Mittlerer Konkavitätsgrad eines die Fazette einschließenden vertikalen Wölbungsareals.
- 2) V23 = Mittlerer Konvexitätsgrad eines die Fazette einschließenden vertikalen Wölbungsareals.
- 3) V19 = Mittlere Neigungsdiskontinuität (in Grad) am unteren Grenzsaum der Fazette (= untere Neigungsdiskontinuität).
- 4) V20 = Mittlere Neigungsdiskontinuität (Grad) am oberen Grenzsaum der Fazette (= obere Neigungsdiskontinuität).

Zur Bestimmung der Variablen V22 und V23 wird ein die Fazette einschließendes Wölbungsareal konstruiert, das sich in seiner Wölbungsrichtung von den hangauf- und abwärts anschließenden Hangabschnitten unterscheidet und das somit als Hangformelement (Konkavität, Konvexität) bezeichnet und durch einen Wölbungsradius quantitativ beschrieben werden kann. Die Wölbungsbestimmung soll durch Abb. 5 veranschaulicht werden.

Der mittlere Wölbungsradius der Hangfazette errechnet sich unter Verwendung der Formel in DOMOGALLA/MAIR/SCHMIDT (1974, 99 ff.) für "unechte" Wölbungen wie folgt:

1) Die horizontale Wölbungskomponente ist eine Funktion der Expositionsveränderung im Raum

$$r = \frac{ML \times 180}{2 (L_1 - L_2)}$$

Dabei sind ML = mittlere Länge der Hangfalllinien des Wölbungsareals (m),

L_1 = mittlere Neigung des Wölbungsareals oberhalb der Linie stärkster Neigungsdiskontinuität (V19, V20), errechnet aus dem gewichteten arithmetischen Mittel der entsprechenden Teilflächen (hier: A+B+C, Abb. 5),

L_2 = mittlere Neigung des Wölbungsareals unterhalb der Linie größter Neigungsdiskontinuität, s.o. (hier: D+E+F+G).

Wechselt die Wölbungsrichtung entlang der oberen bzw. unteren Begrenzung einer Fazette (siehe Abb. 5, Fazette Nr. 1, untere Grenze), so kann letztere nicht als Teil einer homogenen Wölbungseinheit aufgefaßt werden. In solchen Fällen wurde die Fazette in zwei Untersuchungseinheiten aufgespalten.

Wird eine Fazette von einer Reliefwechsellinie geschnitten (vergl. Abb. 3, Fazette Nr. 2, untere Grenze), so läßt sie sich wahlweise zwei verschiedenen Wölbungsarealen zuordnen. Diese Möglichkeit macht eine Erfassung zweier unterschiedlicher Wölbungsvariablen pro Hangeinheit notwendig (siehe V22 und V23). Somit wurden den Fazetten innerhalb konkaver Areale positive Konkavitäts- und entsprechend negative Konvexitätsgrade zugeordnet. Bei Hangeinheiten innerhalb konvexer Areale wurde umgekehrt verfahren. Fazetten, die wahlweise zwei verschiedenen Raumeinheiten mit entgegengesetzter Wölbungsrichtung angehören, erhielten entsprechend positive Konkavitäts- und Konvexitätswerte. Wäre eine Hangeinheit in jedem Falle nur einem Areal zuzuordnen, so könnte mit einer einzigen Variable operiert werden, da ja Konkavität und Konvexität sozusagen komplementäre Merkmale darstellen: Ist Konkavität vorhanden, so muß Konvexität ausgeschlossen werden. Aus quantitativer Sicht: Mit steigendem Konkavitätsgrad (d. h. abnehmendem Radius bei Konkavität) steigt auch die negative Ausprägung des Konvexitätsgrades entsprechend.

Da sehr große Fazetten die Kontinuität der hangab- bzw. -aufwärtigen Neigungsveränderung stören, wurden Einheiten mit einer Basisbreite von

> 150 m keinem der Wölbungsareale zugeordnet, sondern als separate Segmente (= gestreckte Hangeinheiten) im Sinne YOUNG's (1964) behandelt. Der Wölbungsradius liegt in solchen Fällen bei über 1000m.

Zur Ermittlung des Wölbungsgrades könnten natürlich neben der oben beschriebenen Methode auch andere, vergleichbare Ergebnisse liefernde Verfahren angewandt werden (vergl. etwa YOUNG 1964, 19; DOORNKAMP/KING 1971, 129; BLONG 1975, 409 u. a.). Bei der vorliegenden Studie wurde jedoch auf die Formel von DOMOGALLA et al. (1974) zurückgegriffen, da ihre Verwendung den Richtlinien des Arbeitskreises GMK der Bundesrepublik Deutschland (vergl. LESER/STÄBLEIN (Hrsg.) 1975) entspricht und somit Wölbungsvergleiche mit anderen Untersuchungsgebieten ermöglicht.

In die vorangegangene Liste der Wölbungsvariablen wurden auch die Merkmale V20 und V19 eingereiht. Dieses Vorgehen entspricht der Überlegung, daß jede Fazettengrenze als Wölbungslinie aufzufassen ist, da sich an ihr die Hangneigung ändert. Ein brauchbares und leicht zu berechnendes Maß des Wölbungsgrades an diesen Grenzlinien ist die Neigungsdifferenz der aneinandergrenzenden Fazetten (Neigungsdiskontinuität, vergl. auch DOORNKAMP/KING 1971, 129 ff.). Die Neigungsdiskontinuität einer bestimmten Hangeinheit errechnet sich daher wie folgt:

$$Du/o = NX - \frac{\sum S_i n_i}{\sum S_i} , \text{ wobei}$$

NX = Neigung der Fazette X

S = Längen der oberen bzw. unteren Grenzteilstrecken. Anzahl der Grenzteilstrecken = Anzahl der hangab- bzw. hangaufwärts angrenzenden Fazetten.

n = Neigung der hangauf bzw. hangab angrenzenden Fazetten.

2.2.3.4 Rauheit und Kleinformen

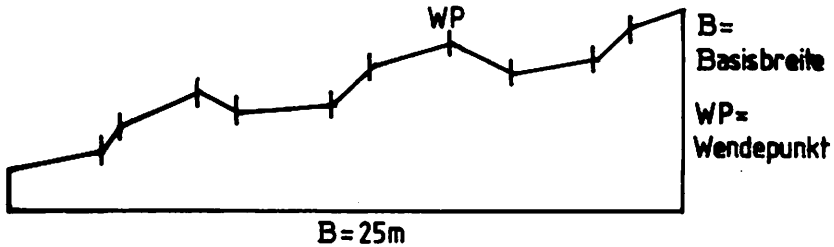
Im Rahmen der geomorphologischen Detailkartierung der Bundesrepublik Deutschland wird die Oberflächenrauheit im allgemeinen nicht durch quantitative Angaben charakterisiert, sieht man einmal von der numerischen Kennzeichnung der Stufen (Stufenhöhe, Basisbreite, Neigung) ab. Es erfolgt im allgemeinen lediglich eine qualitative Darstellung der nicht mehr in Reliefelemente auflösbaren kleinen Einzelformen bzw. -formengruppen (vergl. z.B. LESER/STÄBLEIN 1978, 79 ff. in STÄBLEIN 1978).

Nicht dimensionierbare Größen können jedoch ebenfalls einer quantitativen Erfassung zugänglich gemacht werden, wenn z.B. bestimmte Einzelformen bzw. Reliefelemente wie Dellen, Rillen, Stufen etc. in ihrer Dichte oder bestimmte Kleinformenassoziationen (z.B. Vergesellschaftung von Höckern und Rinnen) in ihrer Häufigkeit betrachtet werden (vergl. auch AHNERT 1973, 105). Soll jedoch nicht die Vielfalt der kleinen Einzelformen, sondern lediglich die Oberflächenunregelmäßigkeit oder -rauheit im gesamten berücksichtigt werden, so bieten sich mehrere Möglichkeiten der numerischen Charakterisierung an, wie auch aus der entsprechenden Übersicht von PITY (1969) zu ersehen ist (vergl. auch BLONG 1975, 408).

Im Rahmen der großmaßstäbigen Raumaufteilung in Fazetten ließen sich Kleinformen (hier meist Hangdellen) oder Stufen in kleinere Hangeinheiten (Fazetten) auflösen und als solche quantitativ beschreiben, falls sie eine Basisbreite von im allgemeinen 15 m nicht unterschritten und sich durch bestimmte Neigungsdiskontinuitäten (vergl. Kap. 2.1) von ihrer Umgebung abhoben. Eine Quantifizierung noch kleinerer Einzelformen oder Formelemente war aufgrund des schon großen Aufwands bei der Erhebung der übrigen Daten nicht möglich. Jeder Fazette konnte jedoch ein Grad allgemeiner Oberflächenrauigkeit (V142) zugewiesen werden.

Als ein einfach zu berechnendes und doch relativ genaues Rauheitsmaß bietet sich für Hangprofile der Quotient aus "groundsurface length" und "number of turning points" an (vergl. BLONG 1975, 427). Diese Verhältniszahl kann auch bei einer Berechnung auf Fazettenbasis verwendet werden und zwar in folgender Formel:

\sphericalangle FPL Hierbei ist FPL die wahre Länge und WP die Anzahl der
Wendepunkte eines in Richtung der Hangfalllinie ver-
 \sphericalangle WP laufenden Fazettenprofils. Die Anzahl der zu vermes-
senden Profile wurde von der maximalen isohypsenparallelen Erstreckung der Hangeinheit (Kap. 2.2.3.5) abhängig gemacht (1 Profil pro 25 m). Die Ermittlung der Wendepunkte soll folgende Abbildung schematisch veranschaulichen (siehe auch SAVIGEAR 1967: Intercept profile):



Somit läßt sich der Wendepunkt als eine Abwandlung der Richtung oder Art der Neigungsänderung definieren (vergl. BLONG 1975, 409). Ein Richtungswechsel setzt mit einer Expositionsänderung ein; ein Wechsel in der Art der Böschungswinkeländerung entspricht einer Neigungsdiskontinuität im Sinne SAVIGEAR's (1967). Eine solche liegt z.B. vor, wenn nach fortlaufender hangab- oder hangaufwärtiger Neigungszunahme wieder eine Abnahme der Steigung festzustellen ist.¹⁾

Die relative Genauigkeit der obigen Formel liegt wohl darin begründet, daß sie sowohl die Größe der Kleinformen durch Einbeziehung der wahren Oberfläche als auch die Unregelmäßigkeiten im Profil (Wendepunkte) berücksichtigt.

Ein gewisses Problem stellt nur noch die Anzahl der Wendepunkte dar, da sie vom Betrachtungsmaßstab abhängig ist. Somit sollte eine für die jeweilige Fragestellung noch relevante Mindestgröße der Kleinformen festgelegt werden. Bei der vorliegenden Untersuchung mußten Formen mit einer Basisbreite von weniger als 5 m aufgrund der Aufwand-Nutzen-Relation vernachlässigt werden.

1) Die Ausgliederung kleinräumiger, nicht mehr mit Hilfe des Neigungsmessers zu erfassender Profilabschnitte ist natürlich in gewissem Maße von der subjektiven Wahrnehmungsfähigkeit abhängig, insbesondere wenn eine dichte Vegetation die Geländeformen verdeckt.

2.2.3.5 Größe der Formeinheiten

Auch die Erfassung der Fazettengröße ist von gewissem Interesse, da für manche Stichproben signifikante Beziehungen zwischen der Hangneigung und Größenvariablen morphologischer Einheiten nachgewiesen wurden. So zeigen z.B. DOORNKAMP und KING (1971, 158), daß der Böschungswinkel mit der Länge einer Hangeinheit (parallel zur Talachse) positiv und mit ihrer Breite (senkrecht zur Talachse) negativ korreliert.

Die im Rahmen der vorliegenden Untersuchung erfaßten Dimensionsmerkmale sind folgende:

V24 = Projektionsfläche in m^2

V25 = Maximale isohypsenparallele Länge (m)

V26 = Maximale hangfalllinienparallele Länge (m)

V119 = Fazettenhöhe (m) = Höhenspanne

(vergl. hierzu auch KUGLER 1964, 615; STRAHLER 1964, 65 f.; DOORNKAMP/KING 1971, 131; BLONG 1975, 408; SWAN 1970; WHITE 1966; WOOD & SNELL 1960 zit. in BLONG 1975, 408).

Alle Variablen wurden durch Kartenmessung erfaßt (Deutsche Grundkarte 1 : 5 000). Das hierbei auftretende Problem der Mißrepräsentation der "wahren" Oberfläche durch die projizierte Fläche, das bei großmaßstäblicher Darstellung im wesentlichen nur die stark geneigten Fazetten ($> 20^\circ$) betrifft, kann mittels einer Formel von KUROWSKI (zit. in SOHLBACH 1978, 30) auf einfache Art und mathematisch weitestgehend korrekt (vergl. SOHLBACH 1978, 30) gelöst werden:

$$\text{"Wahre" Fläche} = \frac{\text{Projektionsfläche}}{\cos \alpha}$$

Hierbei stellt α die mittlere Neigung der betreffenden Fazette dar. Ein ähnliches Verfahren bei Verwendung von Hangneigungsklassen mit kleiner Klassenbreite, das dementsprechend mit einem geringen Fehler behaftet ist, findet man bei HORMANN 1971, 61 f. (vergl. auch SOHLBACH 1978, 30). Zur Diskussion des Verhältnisses topographischer Fläche/wahre Fläche sei desweiteren verwiesen auf KUROWSKI (1888), FINSTERWALDER (1890), PEUCKER (1890, zit. in SOHLBACH 1978), SLAUCITJS (1936) und DEMEK 1976, 73.

2.2.4 Substantielle Reliefeigenschaften (Oberflächennaher Untergrund)

Die Beschaffenheit des oberflächennahen und geologischen Untergrundes als des Baumaterials der Oberflächenformen stellt einen Komplex bedeutsamer Relieffaktoren dar, die untereinander in mannigfaltiger Weise gekoppelt sind (vergl. etwa KUGLER 1964, 616 ff.; SCHOLZ in DEMEK 1976, 190 f.; WERNER 1977, 37 ff.; GÜBEL 1978, 60 f.). Theoretisch kann eine ganze Vielzahl von Gesteins- und Bodenmerkmalen einer numerischen Erfassung zugänglich gemacht werden. In diesem Rahmen können jedoch lediglich die wesentlichsten geomorphologisch relevanten Substrateigenschaften Berücksichtigung finden, sofern eine Quantifizierung möglich und vom Aufwand her zu bewältigen ist. Die Quellenlage bei der vorliegenden Untersuchung ist insgesamt recht günstig, weil einerseits eine bodenkundliche und geologische Kartierung des Untersuchungsgebietes im erforderlichen Maßstab 1 : 5 000 und andererseits wichtige pedologische Labordaten vorhanden sind (siehe SCHEGIEVAL 1972, 1976).

2.2.4.1 Pedologische Daten

Die größte Anzahl der pedologischen Werte wurde der Untersuchung SCHEGIEVAL (1976) entnommen. Die räumliche Differenzierung seiner Ergebnisse (vergl. SCHEGIEVAL 1976, Karte im Anhang) erscheint im allgemeinen hinreichend genau,

- 1) aufgrund des relativ dichten Netzes der Bohrungen (im Viereckverband und in diagonaler Anordnung mit einem Abstand auf Hangflächen von 20-30 m),
- 2) hinsichtlich der Darstellung aller aufgenommenen, z.T. sehr kleinräumig verbreiteten Subtypen und Varietäten der unterschiedlichen Ausgangssubstrate (Bodenformenkarte).

Die Labor- und Geländewerte SCHEGIEVALs beziehen sich räumlich auf typische Standorte bestimmter Kartiereinheiten. Letztere sollen pedologisch ähnliche Standorte zusammenfassen. Insbesondere dort, wo eine bodenkundliche Kartiereinheit mehrere Fazetten enthält, ist jedoch mit einer gewissen Variationsbreite einzelner Variablen zu rechnen, so daß Kontrollbohrungen auf unterschiedlich geböschten Hangfazetten der jeweiligen Bodenformareale notwendig waren. Dabei war vor allem

eine größere Variabilität der Profil- und Horizontmächtigkeiten festzustellen.

Was Textur und Steingehalt betrifft, so erwiesen sich die Kartiereinheiten als durchaus homogen, sofern dies überhaupt mittels der geläufigen Feldmethoden (Fingerprobe etc.) feststellbar war. Zu Kontroll- und Vergleichszwecken konnte in diesem Zusammenhang auch die Karte der Reichsbodenschätzung herangezogen werden.

Die in die Untersuchung aufgenommenen pedologischen Daten sind nunmehr folgende:

- V35 = Mittlere Gründigkeit (m) = Mittlere Mächtigkeit des Lockermaterials über dem Festgestein
- V63 = Mittlere Mächtigkeit des A-Horizonts (H1)
- V64 = Mittlere Mächtigkeit des B-, S-, M- bzw. G-Horizonts (H2)
- V65 = Mittlere Mächtigkeit des schwach verwitterten C-Horizonts (H3)
- V66 = Mittlerer Tonanteil in H1 (% des Feinmaterialgehalts)
- V67 = Mittlerer Tonanteil in H2 (% des Feinmaterialgehalts)
- V68 = Mittlerer Tonanteil in H3 (% des Feinmaterialgehalts)
- V69 = Mittlerer Tonanteil im Gesamtprofil
- V70 bis V73 = Mittlerer Schluffanteil (siehe analog V66 bis V69)
- V74 bis V77 = Mittlerer Sandanteil (siehe analog V66 bis V69)
- V78 = Mittlerer Skelettanteil im Gesamtprofil (%)
- V101 = Mittlere Mächtigkeit fossiler Verwitterungsrelikte (Tertiär)
- VL = Mittlere Entwicklungstiefe (Mächtigkeit des Solums)

Alle Angaben sind auf die Fazette als räumliche Basis bezogen und stellen somit arithmetische Mittel einzelner Werte dar. Handelte es sich dabei um Repräsentativwerte bestimmter pedologischer Kartiereinheiten (SCHEGIEVAL), so erfolgte eine Berechnung gewichteter Mittel nach dem Flächenanteil jener Einheiten an der betreffenden Fazette.

2.2.4.2 Petrographische Variablen

Die "Härte" bzw. Verwitterungsresistenz des geologischen Untergrunds gilt bei der vorliegenden Fragestellung als das wesentlichste der zu untersuchenden Gesteinsmerkmale. Letztere können jedoch auch mit immensem technisch-apparativem und zeitlichem Aufwand keiner "echten" quantitativen Erfassung zugänglich gemacht werden (siehe auch DOORNKAMP/KING 1971, 172).

Unter Berücksichtigung vorliegender Tabellen zur Wertigkeit einzelner Festgesteine (siehe MAULL 1958, SCHUMANN 1950) ergeben sich jedoch Möglichkeiten einer Quasiquantifizierung durch die Zuweisung von begründbaren Rangziffern als Ausdruck bestimmter "Härtegrade". Jedoch auch hierbei treten im allgemeinen Schwierigkeiten auf, da die Resistenz eines Gesteins in starkem Maße von den Klimaverhältnissen bestimmt wird und gegebenenfalls im Laufe verschiedener paläoklimatischer Phasen entsprechenden Veränderungen unterlag. Nun sind die zu betrachtenden Hangformen, wie bereits betont wurde, im wesentlichen Resultat periglazialer Morphodynamik. Somit scheint mit der Resistenz gegen Frost und Frostwechsel eine einheitliche Grundlage für die Bewertung der auftretenden Festgesteine gegeben zu sein. Es ist jedoch zu bedenken, daß der kaltzeitlichen Abtragung zunächst bereits verwittertes tertiäres Substrat zur Verfügung stand, dessen Mächtigkeit je nach Widerständigkeit der Ausgangsgesteine gegenüber tertiären Verwitterungsprozessen vermutlich beträchtliche Schwankungen aufwies. In verschiedenen Teilen des Untersuchungsgebiets könnte sich die Hangentwicklung daher über unterschiedlich lange Zeiträume im alten Verwitterungsmaterial vollzogen haben. In einigen Hangbereichen sind noch heute Relikte tertiären Substrats vorhanden (SCHEGIEVAL 1976).

Unter Berücksichtigung dieser Sachverhalte erstellte der Autor eine alternative Wertigkeitsabstufung der im Untersuchungsgebiet anstehenden Gesteine:

<u>GESTEIN</u>	<u>RANGZIFFER (34)</u>	<u>RANGZIFFER (VG)</u>
<u>Grauwacke/Tonschiefer</u>	2	1
Basalt	1	2
Trachyttuff	3	3
tertiäre Lockersedimente (Tone und Sande)	4	4

(höherer Rang = höherer Abtragungswiderstand)

Die Rangziffern der Variable V34 beruhen auf einer Bewertung des durchschnittlichen Widerstands gegenüber der Gesamtheit aller möglichen Abtragungsprozesse, der mit der Resistenz gegen physikalische Verwitterung korreliert (vergl. MAULL 1958, SCHUMANN 1950, 174 ff.). VG hingegen klassifiziert die Festgesteine insbesondere nach ihrer allgemeinen Zersetzbarkeit durch chemische Prozesse, welche bei den devonischen Materialien wegen des hohen Grauwackenanteils geringer sein dürfte als beim Basalt (siehe z.B. MAULL 1958).

Weiterhin wurden folgende einfacher zu bestimmende petrographische Variablen berücksichtigt:

- V79 = % - Anteil der Fläche mit Basalt als Oberflächenformation an der Gesamtfläche der Fazette
- V80 = % - Anteil: Grauwacken und Tonschiefer ... (analog V79)
- V81 = % - Anteil: Trachyttuff ... (analog V79)
- V82 = % - Anteil: Löß ... (analog V79)
- V87 = % - Anteil der Fläche mit Basalt als geologischem ("tieferem") Untergrund oder als Oberflächenformation an der Gesamtfläche der Fazette
- V88 = % - Anteil: Grauwacken und Tonschiefer (analog V87)
- V89 = % - Anteil: Trachyttuff ... (analog V87)
- V90 = % - Anteil: tertiärer Ton ... (analog V87)
- V91 = % - Anteil: tertiäre Sande und Quarze ... (analog V87)
- V140 = % - Anteil mit Löß und Gehängelehm als Oberflächenformationen (analog V87)
- V141 = V90 + V91.

Neben eigenen Beobachtungen (Weganschnitte, Blockschutt etc.)¹⁾ und Bohrungen (Pürckhauer) konnten als Quellen zur Erfassung der obigen Variablen die bereits mehrfach zitierten geologischen und bodenkundlichen Untersuchungen SCHEGIEVALs (1972, 1976), inklusive der geologischen Karte 1 : 5 000 der Nordabdachung des Siebengebirges, herangezogen werden.

Da bei einer geologischen Kartierung häufig auch die Reliefverhältnisse als Indikator fungieren, besteht bei morphogenetischen Untersuchungen, in denen geologische Karten als Kartierungshilfe benutzt werden, oftmals die Gefahr eines Zirkelschlusses. Ein solcher ist jedoch angesichts der systematisch und - insbesondere bei stark wechselnden Substratgegebenheiten - dicht angesetzten Bohrungen SCHEGIEVAL's nicht zu erwarten. So stellte die vorliegende großmaßstäbige geologische Karte (1:5000) bei der Aufnahme des präquartären Untergrunds eine große Hilfe dar.

2.3 QUANTITATIVE ERFASSUNG DER RELIEFFAKTORENKOMPLEXE

Als wesentliche Faktoren der Reliefbildung nennen LESER et al. (1975) die Komplexe Ausgangsgestein und Tektonik, Klima und Verwitterung, Hydrographie und Basisdistanz, Vorzeitrelieffinfluenz, Bodennutzung und Humaninfluenz (vergl. LEHMEIER 1981, 14 ff., siehe auch DOORNKAMP/KING 1971, 158 ff.). Es gilt nun, diese Relieffaktoren ebenfalls so weit wie möglich quantitativ zu bestimmen bzw. entsprechende quantifizierbare Indikatoren zu finden.

1) Vergl. auch Werner 1977, 61.

2.3.1 Ausgangsgestein

Zur Erfassung des Ausgangsgesteins sei auf das vorangegangene Kapitel verwiesen.

2.3.2 Tektonik und Makroklima

In diesem Zusammenhang sind vor allem die stetige Gebirgshebung des Pleistozäns, die durch die klimatischen Schwankungen infolge des Eishaushalts in zyklische Abläufe umgemünzt wurde, sowie die diese überlagernden, abschwächenden bzw. verstärkenden (bruch)-tektonischen Impulse für die Reliefgenese des Untersuchungsgebiets von Bedeutung (vergl. AHORNER 1962, FRÄNZLE 1969, bes. 10-18, HESEMANN 1975, bes. 299 f.). Die tektonischen Impulse sind nach bisherigen Erkenntnissen zeitlich vor allem an der Wende Plio/Pleistozän, während der älteren und jüngeren Hauptterrassenbildung und in der Phase Mindel-Riß anzusetzen (vergl. FRÄNZLE 1969, 13 und HESEMANN 1975, 299).

Die pleistozäne Tektonik und Klimazyklik kommen (neben weiteren Faktoren) in gewissem Umfang in höhenwärtigen Abfolgen von Hangprofilsequenzen zum Ausdruck. Die Distanz der Fazette zum Minimal- bzw. Maximalabschnitt solcher Hangfolgen kann unter bestimmten Voraussetzungen (Kap. 4.1) als Indikator makroklimatischer bzw. tektonischer Einflüsse fungieren, welche für die Genese der Hangeinheit von Bedeutung waren (vergl. Kap. 2.2.2)¹⁾. In welchem Maße pleistozäne Tekto- bzw. Klimazyklen nun zur Erklärung der Böschungsvarianz herangezogen werden können, hängt bei der vorliegenden Studie u.a. davon ab, inwieweit ein Einfluß der übrigen meßbaren Relieffaktoren statistisch abgesichert werden kann (vergl. Kap. 6).

Bereits in Kap. 1.4.2 wurde auf die tektonische Teilung des Untersuchungsgebietes in zwei Bruchschollen hingewiesen. Allen Fazetten im Bereich des Hardthorstes wurde daher die Rangziffer 1 für relativ stärkere, allen Hangeinheiten im Bereich des Siebengebirgsgrabens die Rangziffer 2 für relativ geringere Heraushebung zugewiesen (siehe Variable VT). Auch in diesem Falle konnte also nur eine Quasiquantifizierung vorgenommen werden.

1) Vergl. YOUNG 1964, SAVIGEAR 1967, DOORNKAMP/KING 1971, ROHDENBURG 1971.

2.3.3 Expositions-klima

Eigene aktuelle Klimadaten wurden im Rahmen dieser Studie nicht erhoben, zumal es ja im wesentlichen um die Ermittlung vorzeitlicher Klimaunterschiede geht. Die räumliche Klimavarianz im Untersuchungsgebiet ist bzw. war vor allem ein Ergebnis der Expositions-differenzierung. Somit erscheinen also in erster Linie die richtungsabhängigen Elemente Strahlung und Wind von Relevanz. Da eine Rekonstruktion lokaler mittlerer Windverhältnisse (auf der Basis vorliegender aktueller Windmessungen und bisheriger Erkenntnisse bezüglich der Luftdruckverteilung und Windrichtungen im Eiszeitalter, vergl. z. B.: POSER 1948, 1950, FRENZEL 1967) mit großen Unwägbarkeiten verbunden wäre, wird auf eine solche im Rahmen dieser Untersuchung verzichtet. Einige strahlungsabhängige klimatische Differenzierungen werden zu einem gewissen Teil schon durch die in Kap. 2.2.3.1 definierten Expositionsmerkmale indiziert. Als klimatische Merkmale wurden noch die folgenden Variablen berücksichtigt:

V30 = Jahresmittel der Bodentemperatur, in der entsprechenden Exposition (nach den Messungen KERNERS in 70 cm Tiefe an den acht Hauptexpositionen im Inntalgebiet 1891, 707).

V31 = Jahresstrahlungssumme (in $1\ 000\ \text{cal}/\text{cm}^2$) der betreffenden Hangauslage bei 15° Hangneigung (berechnet von KAEMPFERT/MORGEN 1952) für den 50. nördlichen Breitengrad bei mittlerer Trübung, vergl. auch GESSLER 1925).

Zu V30: Die Erforschung paläoklimatisch bedingter Reliefasymmetrie in Mitteleuropa hat gezeigt, daß die KERNER'schen Bodentemperaturwerte gebietsweise als Indikatoren einer expositions-klimatisch gesteuerten Differenzierung periglazialer Abtragungsprozesse (Gelisolifluktion, fluviale Lateralerosion) geeignet sind (vergl. LÜSCHE 1930, POSER/MÜLLER 1951, KARRASCH 1970 und SIEGBURG 1978). Bezüglich der interregionalen Übertragbarkeit dieser Daten sei insbesondere auf die Diskussionen in KARRASCH (1970) und SIEGBURG (1978, 90 ff.) verwiesen (vergl. auch Kap. 2.2.3.1).

Zu V31: Bei der Bestimmung der Variable V31 wurde die Hangneigung konstant gehalten, da im gegebenen Zusammenhang lediglich die Expositionsvarianz des Klimafaktors (bzw. -elements) zu ermitteln war. Die Neigungsunterschiede sind zu einem gewissen Teil erst eine Folge expositionsbedingter Klimavarianzen.

2.3.4 Hydrographie

Einige hydrographische Variablen wurden in Form morphometrischer Indikatoren in die Analyse mit einbezogen:

V15 = Gefälle des nächsten, an die hangabwärtige Verlängerung der Fazette stoßenden Tiefenlinienabschnitts = Vorfluterlängsgefälle (%)¹⁾.

V16 = Entfernung des oben genannten Tiefenlinienabschnitts vom Ursprung der Tiefenlinie²⁾ = Ursprungsentfernung des nächsten Vorfluters (m).

V17 = Ursprungsentfernung des nächsten Vorfluters in % der Gesamtlänge des Vorfluters.

V42 = Gefälle des nächsten Vorfluters zumindest zweiter Ordnung (analog V15).

V43 = Ursprungsentfernung des nächsten Vorfluters zumindest zweiter Ordnung (analog V16).

Die Bedeutung der Gefällsvariablen ist evident, da theoretisch mit steigendem Längsgefälle der fließenden Gewässer die Fließgeschwindigkeit und damit die Erosionsenergie wächst, setzt man eine Konstanz der Schuttbelastung und anderer Standortbedingungen voraus.

Die Ursprungsentfernung andererseits korreliert signifikant mit der Größe des Einzugsgebiets des betreffenden Tiefenlinienabschnitts sowie mit dessen Ordnung und fungiert daher als Indikator einer entsprechenden Wasser- und Materialführung des Vorfluters.

Die Beziehung zwischen der Ordnung eines Einzugsgebietes/Vorfluters und der Hangneigung wurde u.a. bereits von CARTER und CHORLEY (1961) untersucht. Mittels Varianzanalyse konnte eine signifikante Korrelation zwischen maximalem Böschungswinkel und Ordnung des Einzugsgebiets festgestellt werden. Dabei wuchs die Neigung betreffender Talhänge bis zur vierten Ordnung aufwärts. Für Einzugsgebiete höherer Ordnung waren keine signifikanten Steigerungen mehr nachweisbar (vergl. hierzu DOORNKAMP/KING 1971, 163 und ROHDENBURG 1971, 5 f.).

1) Der Begriff "Vorfluter" umfaßt in diesem Zusammenhang nicht nur die periodisch und perennierend fließenden Gewässer, sondern auch die Tiefenlinien der Trockentäler.

2) Diese Entfernung wird definiert als die Länge der Tiefenlinienstrecke zwischen dem Ursprung der Tiefenlinie und dem oben genannten Tiefenlinienabschnitt. Kommt es talaufwärts zu einer Gabelung der Tiefenlinie, so gilt der am weitesten von der Gabelung entfernte Talanfang als Ursprung. Eine so definierte Variable 'Ursprungsentfernung' besitzt in unserem Fall einen hohen Indikatorwert für hydrographische/hydrologische Bedingungen.

Im Untersuchungsgebiet übertrifft der Rhein als einzige Tiefenlinie die Ordnung 3, sodaß vom kleinsten bis zum größten Einzugsgebiet eine fortlaufende tendenzielle Zunahme der mittleren Neigung zu erwarten ist

2.3.5 Erosionsbasis und Reliefenergie (Taltiefe)

Auf die Erfassung der Basisdistanz wurde schon in Kap. 2.2.2 eingegangen. In diesem Zusammenhang sind jedoch noch einige weitere Variablen von Bedeutung, die ganz offensichtlich zur Hangneigung in Beziehung stehen (vergl. Kap. 5.2):

V4 = Mittlere Höhenlage der Denudationsbasis (m)

V105= Höhendifferenz (m) zwischen dem Denudationsbasispunkt und der Gipfelhöhe des Untersuchungsgebietes (145,9 m) (= Taltiefe I).

V109= Höhendifferenz zwischen dem D-Basispunkt und demjenigen Punkt auf einer Wasserscheide (eines Einzugsgebietes zumindest 2. Ordnung), welcher mit dem Fazettenschwerpunkt durch eine Falllinie verbunden werden kann (=Taltiefe II).

Während die Merkmale V4, V105 und V109 die jeweilige heutige D-Basis berücksichtigen, soll durch die Erfassung des Merkmals V113 auch eine gewisse Einbeziehung vorzeitlicher Denudationsbasen gewährleistet sein:

V113 = Höhendifferenz (m) zwischen den Minimalabschnitten der die Fazette enthaltenden und der sich hangaufwärts anschließenden Hangfolge (=Sequenztiefe). Die Schwerpunkte der beiden Minimalabschnitte können durch eine Falllinie miteinander verbunden werden.

Dort, wo alle ursprünglichen Hangsequenzen weitgehend erhalten geblieben sind und nicht z.B. durch Lateralerosion sukzessive von unten aufgezehrt wurden, stellen die vorhandenen Minimalabschnitte Reste fossiler Denudationsbasen dar. Wo nachzuweisen ist, daß es sich um Talbodenreste handelt, ist der Vertikalabstand zwischen zwei Minimalabschnitten (V113) annähernd mit dem Betrag der Tiefenerosion in der betreffenden Hangentwicklungsphase gleichzusetzen. Jenes Ausmaß der klimatisch, tektonisch bzw. strukturell gesteuerten Tieferlegung eines Bach-/Flußbettes kann sich theoretisch in der gegenwärtigen klinographischen Ausprägung der betreffenden Fazetten widerspiegeln (vergl.

auch YOUNG 1964).

2.3.6 Anthropogene Faktoren

Verstärkte quasinatürliche Hangformung dürfte im Gebiet der Dollen-dorfer Hardt insbesondere an den spätestens seit dem 10. Jahrhundert durch Weinbau genutzten Hängen zu erwarten sein (zur Geschichte des Weinbaus im Siebengebirge vergl. STANG 1962); solche Hänge findet man im Bereich der unterdevonischen Tonschiefer und Grauwacken an der Südwest- bis Westflanke der Hardt.

An den dortigen Steilböschungen abgespültes Verwitterungs- bzw. Bodenmaterial wurde in den betreffenden Unterhanglagen als Kolluvium sedimentiert. Den Ausführungen SCHEGIEVALs zufolge handelt es sich hierbei um weitestgehend "rezente" Ablagerungen (SCHEGIEVAL 1976, 24 f., 27). Da sich in diesen jedoch bereits eine deutlich horizontierte Braunerde entwickelt hat (mit Ausnahme der Horizontmächtigkeiten ähnelt sie makroskopisch der Braunerde an den Steilhängen, vergl. SCHEGIEVAL 1976, 25), muß wohl eine etwas frühere nicht rezente Entstehung angenommen werden. Die enge räumliche Gebundenheit der kolluvialen Sedimente an die weinbaulich genutzten Flächen legt es jedoch nahe, auf Boden-erosionsprozesse zu schließen.

Ein Vorkommen maßgeblicher Neigungsdiskontinuitäten aufgrund anthropogen bedingter Formungsdynamik ist, im Gegensatz zu den weinbaulich genutzten Flächen, in den seit der Römerzeit auf mannigfaltige Weise wald- bzw. forstwirtschaftlich genutzten Arealen (vergl. PACYNA 1973) nicht zu erwarten.

Der Effekt quasinatürlicher Abtragung und Sedimentation auf die Hangformentwicklung kann in gewissem Maße über die statistische Korrelation der Kolluvienmächtigkeiten (vergl. Kap. 2.2.4.1.) mit der Hangneigung der betreffenden Erosions- und Akkumulationsstandorte erfaßt werden.

3. HANGNEIGUNGSANALYSE AUF DER BASIS EINDIMENSIONALER HÄUFIGKEITSVERTEILUNGEN

3.1 METHODISCHE VORBEMERKUNGEN

Empfiehl sich auch ein Einsatz multivariater Methoden aufgrund der komplexen Steuerung der Hangneigungsentwicklung, so sollte man sich dennoch, wie bei jeder statistischen Analyse, zunächst mit Hilfe einfacher herkömmlicher Verfahren an das Problem herantasten. Diese bieten häufig bereits ausreichende Grundlagen für Interpretationsansätze.

Bei geomorphometrischen Arbeiten hat sich insbesondere die Verwendung klinographischer Histogramme bewährt, wie aus einer Reihe entsprechender Untersuchungen zu ersehen ist (STRAHLER 1956, SCHUMM 1956, MOSELY 1961, VILLINGER 1967: auch zit. in SOHLBACH 1978; SOHLBACH 1978; vergl. auch KRUMBEIN und GRAYBILL 1965, GREGORY und BROWN 1966, DOORNKAMP/KING 1971 u.a.).

In der vorliegenden Arbeit wird unter klinographischem Histogramm (bzw. Polygon) eine prozentuale Häufigkeitsverteilung von klassifizierten oder einzelnen Neigungswerten bestimmter Hanggruppen in Form von Säulendiagrammen (bzw. Häufigkeitspolygonen) verstanden. Hierbei wird die prozentuale Häufigkeit entweder als Anteil der Fazetten mit einem bestimmten Böschungswinkel an der Gesamtzahl der untersuchten Fazetten (Abb. 6-26 a) oder aber als Flächenanteil bestimmter Neigungsklassen an der Gesamtheit der betrachteten Hangfläche angegeben (Abb. 6-26 b). Letztere Angabe erscheint zweifellos bedeutsamer und aussagekräftiger, da bei der Erstellung einer Häufigkeitsverteilung auf Fazettenbasis die unterschiedliche Größe (m^2) der Untersuchungseinheiten nicht berücksichtigt und somit keine entsprechende Gewichtung vorgenommen wird (vergl. GREGORY und BROWN 1966). In Anpassung an die dem Untersuchungsgebiet eigene klinographische Struktur wurde eine Klassenbildung mit unregelmäßiger Klassenbreite der Konstruktion von Klassen mit gleicher Wertespanne vorgezogen. Es erwies sich hierbei, wie bei jeder Neigungswertegruppierung, in Anbetracht des Ausdünnens höherer Werte als sinnvoll, die Klassenbreiten nach oben hin anwachsen zu lassen. Die klinographischen Histogramme dienen zunächst der rein deskriptiven Charakterisierung der Neignungsverhältnisse. Bei Einteilung der gesamten Hangfläche in Gruppen nach gewissen Homogenitätskriterien (z.B. Gesteinsart, Exposition etc.) wird mittels Vergleich verschiedener Hi-

stogramme und ihrer Parameter jedoch u.U. bereits eine morphogenetisch ausgerichtete Hypothesen- und Theorienbildung bzw.-prüfung ermöglicht. Daher kann das statistisch beschreibende Verfahren der Häufigkeitsanalyse durchaus zur Lösung analytisch-geomorphologischer Probleme, wie etwa dem der Hangformgenese, beitragen.

3.2 DIE EXPOSITIONSABHÄNGIGKEIT DER HANGNEIGUNG

Die Hypothese einer Expositionsabhängigkeit der Hangneigung veranlaßte zunächst eine gesonderte Betrachtung der klinographischen Häufigkeitsverteilungen in den acht Hauptexpositionen. Die entsprechenden Ergebnisse sind den Abbildungen 6 bis 12 zu entnehmen. Aus allen Verteilungen heben sich diejenigen in südlichen (SO-SW) Auslagen sehr deutlich durch die Ähnlichkeit bzw. Gleichheit ihrer statistischen Parameter¹⁾ hervor:

Auffällig sind

- 1) die im Verhältnis zu den übrigen Verteilungen auf höhere Neigungsklassen bzw. -werte verschobenen Häufigkeitsmaxima (Modalwerte bzw. Klassen), sowie das seltenere Auftreten von Böschungswinkeln unter 9° ,
- 2) die z.g.T. hierauf beruhenden relativ hohen arithmetischen Mittel (\bar{x}) von wenigstens 15° (vergl. etwa die Verteilung bei westexponierten Fazetten mit $\bar{x} = 10,3$ bzw. $11,8$),
- 3) die vergleichsweise niedrigen Standardabweichungen und Variationskoeffizienten (V), welche die Standardabweichung (S) in Prozent von \bar{x} angeben. Sie zeigen eine verhältnismäßig geringe durchschnittliche Schwankung der betreffenden Neigungswerte um das hohe arithmetische Mittel an,
- 4) die starke Annäherung an die Normalverteilung (siehe g = Schiefe), sieht man von der positiven Schiefe in Südexposition (0,9) ab, die jedoch nur durch das Vorhandensein einiger weniger Ausreißer zustande kommt.

1) Die Berechnung der verwendeten deskriptiven Parameter soll hier nicht erläutert werden, da sie jeweils den gängigen Lehrbüchern der Statistik entnommen werden kann, wie z.B. BAHRENBURG/GIESE 1975, HANTSCHEL/THARUN 1980.

Insonderheit die Punkte 1 bis 3 bekräftigen die oben genannte Hypothese unter Berücksichtigung der paläoklimatischen und geomorphologischen Rahmenbedingungen (vergl. Kap. 1.4.6 und 4.1). Die formgestaltende Wirkung hangverflachender Prozesse¹⁾ konnte in südlichen Auslagen durch steilhangbildende Vorgänge, die in anderen Expositionen nicht in solchem Maße wirksam wurden, syn- oder postgenetisch überlagert (abgeschwächt) werden.

Die Frage nach der Ursache hierfür ist auf Anhieb nicht eindeutig zu beantworten, da die relative Steilheit der erwähnten Hänge sowohl auf expositions-klimatische Faktoren als auch (zumindest zu einem Teil) auf die in Ober- bzw. Unterhanglage anstehenden Basalte und Grauwacken zurückgeführt werden kann. Jedoch treten solche verwitterungsresistenten Gesteine in der im arithmetischen Mittel deutlich flacheren Westexposition in ähnlichen Hanglagen auf; zudem sind die westausgelegten Fazetten einem Talabschnitt mit tiefer gelegener D-Basis (größerer Tal-tiefe) zuzuordnen, so daß die Hypothese einer wenigstens teilweise expositions-klimatisch bedingten Versteilung oder Steilerhaltung der SO-SW-exponierten Hänge bestätigt werden kann. Unter periglazialen Bedingungen wurden Hänge mit südlicher Auslage durch fluviatile Lateralerosion einseitig unterschritten und dabei versteilt. Theoretisch könnten die Steilstufen auch als Kryoplanationsterrassenhänge (vergl. KARRASCH 1972, 160) bzw. als Frostkliffs (vergl. DEMEK 1963) gedeutet werden. Sie wären dann auf nivationsbedingte Unterschneidung zurückzuführen. Eine solche Interpretation kann jedoch im vorliegenden Fall aus folgenden Gründen nicht unterstützt werden:

- 1) In der näheren und weiteren Umgebung des Untersuchungsgebietes (Südville, Pleiser Hügelland) sind sekundär-asymmetrische Täler mit südlicher Steilhangexposition sehr stark verbreitet (siehe hierzu etwa FRÄNZLE 1969 und SIEGBURG 1978). Auch die das Siebengebirge querenden Tälchen sind zu einem Teil durch eine solche Neigungsasymmetrie gekennzeichnet, die ja bekanntermaßen auf einseitig verstärkte Lateralerosion zurückgeführt wird (vgl. POSER/MÜLLER 1951, KARRASCH 1970). Bei Fehlen dieses Vorflutereffekts in gerin-

1) Die entsprechenden Histogramme zeigen, daß in SO-SW-Auslage Hangverflachungen gebietsweise erhalten sind.

gerer Ursprungsentfernung z.B. sind gerade die sonnexponierten Hänge die flacheren.

- 2) An Massenkalkkuppen der Schwäbischen Alb konnte KARRASCH (1972, 163) "embryonale Kryoplanationsterrassen" nur an N-NO-exponierten Flanken beobachten, während die S-W-ausgelegten Hänge solifluidal geglättet waren.
- 3) Genetisch mit Kryoplanationsterrassen zu parallelisierende Kryopedimente (MACAR 1969) treten z.B. im bayerischen Tertiärhügelland (KARRASCH 1972, 164) und in der südlichen Vile (FRÄNZLE 1969, 32) bezeichnenderweise an den schattseitigen Flachhängen asymmetrischer Täler auf.

Dort, wo im folgenden also eine Expositionsabhängigkeit steiler, süd-ausgelegter Talhänge nachgewiesen werden kann, wird auf eine intensivierte Lateralerosion als wesentlicher Hangformungsprozeß geschlossen.

Die Frage, in welchem Wirkungsverhältnis die (hier) steilhangbildenden Relieffaktoren Expositions-klima und Gestein untereinander und zu anderen reliefbildenden Kräften (wie etwa der infolge tektonischer Impulse verstärkten Tiefenerosion) stehen, kann offensichtlich auf der Basis der betrachteten Histogramme nicht geklärt werden.

Neben den genannten Gemeinsamkeiten weisen die klinographischen Häufigkeitsverteilungen südlicher Expositionen auch nennenswerte Eigenheiten auf, nämlich

- 1) die in SO-Auslage mit Ausnahme der extremen Neigungen (0-2, 2-5 und > 25) recht ausgeglichene Verteilung der übrigen Werteklassen einerseits sowie das sprunghafte Hervortreten des 21°-Böschungswinkels andererseits; letzteres ist insbesondere auf die Steilhangentwicklung innerhalb einiger Nebentälchen zurückzuführen und damit möglicherweise hydrographisch bedingt;
- 2) die Lage der Modalwerte im Bereich 15-19° bzw. 20-25° bei der SW-Gruppe im Unterschied zur S-Gruppe, bei der die Spanne 9-14° die modale Klasse darstellt (d.h. die Klasse maximaler Häufigkeit); dieser Sachverhalt könnte auf die tiefere Lage der D-Basis sowie auf die größere Verbreitung "harter" Festgesteine in Südwestexposition zurückgeführt werden.

- 3) Angesichts dessen überrascht es, daß gerade in SW-Auslage die Klasse 2-5° deutlich häufiger ist als in den anderen südlichen Expositionen; hierin dokumentiert sich die Wirkung eines weiteren, bislang nicht berücksichtigten Relieffaktors.

Auch die Histogramme der übrigen Hangauslagen lassen im Detail klare Unterschiede erkennen, die eine Vielzahl hangformgestaltender Faktorenkonstellationen ausweisen. Andererseits können jedoch auch hier gewisse Parallelitäten festgestellt werden:

- 1) Im Unterschied zu den südlichen Auslagen entfallen die maximalen Häufigkeiten - ostexponierte Hänge ausgeschlossen - auf die Neigungsklasse 5-9° (modale Klasse). Verstärkt konnten in Nord- und Nordostexposition hangverflachende Agenzien zur Wirkung kommen¹⁾, was hauptsächlich mit den vergleichsweise höher gelegenen D-Basen und potentiell auch mit einer bevorzugten Lösssedimentation in Verbindung zu bringen ist. Bei verhältnismäßig tieferer Lage der D-Basis und auch deutlich geringerer Mächtigkeit der Lößbedeckung treten jedoch in O- und W-Auslage ebenfalls recht ausgedehnte Flachhänge auf (mit Neigungen von gebietsweise < 5°). In diesem Zusammenhang muß abermals auf die Wirkung bislang nicht berücksichtigter Faktoren hingewiesen werden, so z.B. auf die tektonisch/klimatisch gesteuerte phasenweise Reduzierung der Vorflutereintiefung und spezifische hangeigene Formungsprozesse des Periglaziärs.
- 2) Abgesehen von der W-Exposition zeigt sich eine gewisse Mehrgipfligkeit der Einzelwertverteilung (bei NO- und O-Auslage mit primären und sekundären Häufigkeitsmaxima). Die höheren Modi liegen zwischen 10° und 12°, die niedrigeren zwischen 4° und 6° bzw. bei 8°. Da sich dieser Verteilungstyp anscheinend unabhängig von bestimmten substantiellen, strukturellen oder basisdistanzbezogenen Standortbedingungen in den genannten Expositionen aufzeigen läßt, besteht auch hier die Möglichkeit einer ursächlichen Verknüpfung mit Veränderungen im Hang-Vorfluter-Verhältnis bzw. mit der Wirkung spezifischer periglazialer Hangformungsprozesse.

1) Vergl. \bar{x} sowie %-Anteil der Klassen geringer Neigung ($\leq 9^\circ$)

Aufgrund der Heterogenität der Standortbedingungen im Untersuchungsgebiet konnte die Darstellung der klinographischen Häufigkeitsverteilungen einzelner Expositionen neben der (gebietsweise) expositionsklimatischen Bedingtheit des Böschungswinkels noch andere Abhängigkeiten der Hangneigung aufdecken. Diese können jedoch zunächst nur sehr hypothetisch und abstrakt formuliert werden.

Ein Vergleich von Histogrammen führt zu eindeutigeren Ergebnissen, wenn die betrachteten Fazettengruppen eine größere Zahl gemeinsamer Standortbedingungen aufweisen. Will man die Bildung zu kleiner Gruppen vermeiden, so ist dies allerdings bei einem eng begrenzten, sehr heterogenen Untersuchungsgebiet nur schwerlich realisierbar. Nichtsdestoweniger ergab sich aus der Analyse klinographischer Verteilungen folgender homogenerer Fazettengruppen eine weitere Bestätigung der Annahme, daß die Hangentwicklung in Südauslage teilweise expositionsklimatisch gesteuert wurde:

- 1) Gruppe Grauwacke/Tonschiefer in SO- bis SW-Exposition
- 2) " " " " W-Exposition
- 3) " Trachyttuff in SO-SW-Exposition
- 4) " " " W-Exposition

(Abbildungen Nr. 13 bis 16).

Trotz der im Durchschnitt tiefergelegenen D-Basis der westexponierten Hangeinheiten in Grauwacke/Tonschiefer weisen diese niedrigere Mittelwerte (\bar{x} , D) auf als die entsprechenden südlichen Auslagen, was hauptsächlich in der (größeren bzw. geringeren) Häufigkeit der extremeren Neigungsklassen ($2-5^\circ$, $> 25^\circ$) begründet liegt.

Ähnliche Verhältnisse zeigen sich bei den beiden Trachyttuffgruppen. Hier nehmen \bar{x} und D trotz höherer Lage der D-Basis in der SW-SO-Exposition höhere Werte an; die niedrigeren Böschungswinkelklassen (zwischen 2° und 14°) zeichnen sich gegenüber den höheren ($\geq 14^\circ$) durch ein im Vergleich zur W-Auslage wesentlich geringeres prozentuales Übergewicht aus.

Es konnte somit nochmals die Hypothese gestützt werden, daß bei südlich ausgelegten Hängen eine expositionbedingte Steilhanggenese erfolgte. (Diese wurde höchst wahrscheinlich durch eine einseitig verstärkte Lateralerosion hervorgerufen).

Im folgenden sollen nun die Neigungshäufigkeiten im Bereich einzelner Substrattypen untersucht werden (vergl. Abb. 17 bis 21).

3.3 DIE SUBSTRATABHÄNGIGKEIT DER NEIGUNG

Die Tonschieferareale mit Grauwackensandsteineinlagerungen heben sich deutlich von den übrigen Substratgruppen aufgrund ihrer weitaus höheren Mittelwerte (\bar{x} , D) ab, wobei der Variationskoeffizient bei relativ hoher Standardabweichung recht niedrig ausfällt (vergl. S und V). Dem ersteren entsprechend unterscheiden sich die klinographischen Histogramme der Tonschiefer/Grauwackenbereiche von den Vergleichstypen auch durch ihre modale Klasse (14-19° bzw. >19-25° im Unterschied zu 5-9° bzw. >9-14°).

Die Verwitterungs- bzw. Abtragungsresistenz der Gräuwackensandsteine erscheint somit als ein Relieffaktor von hervorragender Bedeutung. Es ist jedoch zu bedenken, daß die entsprechenden Hangeinheiten im Verhältnis zu den Fazetten der anderen Substratgruppen durchschnittlich tiefer eingeschnittenen Talzügen zuzuordnen sind. Darüber hinaus liegen sie im Gegensatz zu diesen ausschließlich im Bereich des geologischen Horstes. Zu erwähnen ist in diesem Zusammenhang auch die weitgehende Unterhanglage der "Grauwackefazetten" sowie die vergleichsweise größere Ursprungsentfernung (größere Wassermenge) der betreffenden Vorfluter; dies brachte im Periglaziär bei ruckweiser Wasserführung eine größere Gefährdung durch fluviale lateralerosive Prozesse mit sich.

Die hohen mittleren Böschungswinkel der Grauwacke/Tonschiefer-Fazetten sind somit nicht notwendigerweise als primär gesteinsbedingt zu interpretieren, sondern können gleichermaßen anderen Relieffaktoren zugeschrieben werden. Sicherlich wäre es wünschenswert, die unterschiedliche Bedeutung dieser Steuergrößen der Hangneigungsentwicklung zahlenmäßig zu beschreiben (vergl. Kap. 6.2).

Auch die Basaltgruppe weist aufgrund des relativ häufigen Auftretens der Klassen >19-25° und >25 bis 40° ein vergleichsweise hohes arithmetisches Mittel auf (13,6 bzw. 13,7°). Interessant ist jedoch, daß der Modus und die modale Klasse beim Vergleich mit den übrigen Substrattypen - die Lößgruppe ausgenommen - auf flachere Hänge (>5-9°) entfallen, so daß sich insgesamt verhältnismäßig hohe Werte für die Standardabweichung (8,4°) und den Variationskoeffizienten (62%) ergeben.

Die klinometrische Differenzierung der Basaltfazetten liegt also nicht in erster Linie in der Verwitterungsresistenz begründet, sondern war von der unterschiedlichen Ausprägung anderer reliefbildender Faktoren in stärkerem Maße abhängig, wobei, wie die räumliche Verteilung der Basalteinheiten zeigt, Variablen wie Taltiefe, Exposition und Bruchtektonik eine Rolle gespielt haben mögen. Mit der hoch gelegenen D-Basis können vor allem die N-NO-exponierten flacheren Hänge in Verbindung gebracht werden. Ähnlich flache Fazetten findet man jedoch auch bei tiefergelegener D-Basis in West- und Nordwestlage, allerdings in geringerer Ausdehnung. Es ist weiterhin erwähnenswert, daß die Böschungsmaxima der Basalteinheiten schon im Bereich der zum Siebengebirgsgraben gehörigen Bruchscholle (Weiße Erde) bei nur durchschnittlicher Taltiefe auftreten und andererseits bei relativ tiefer Lage der D-Basis in südwestlicher Exposition (Am Sülzenberg) Basaltfazetten mit lediglich $9-14^{\circ}$ Neigung vorkommen.

Die Lößgruppe ist durch die niedrigsten arithmetischen Mittel gekennzeichnet ($8-9,2^{\circ}$); ihre modale Klasse weist die vergleichsweise schwächsten Neigungen auf ($5-9^{\circ}$). Im Bereich der stärker geneigten bis steilen Böschungen ($>14^{\circ}$) zeigt das betreffende Histogramm eine abrupte Verkürzung der Säulen, welche minimale Häufigkeiten angeben.

Auch für diese Sachverhalte gibt es verschiedene Deutungsmöglichkeiten:

- 1) Geht man davon aus, daß der Löß in allen Expositionen recht gleichmäßig zur Ablagerung kam (vergl. etwa HEINE 1970 b; siehe auch SIEGBURG 1978, 37 f.), so unterlag er jedoch an denjenigen Hängen, die einen bestimmten Böschungswinkel überschritten, den hier verstärkt ablaufenden denudativen Abtragungsprozessen (vorweg wahrscheinlich der Abspülung) und blieb daher insbesondere in flacheren Bereichen erhalten, in die er primär sowie durch sekundäre Verlagerung gelangte.

Bekanntermaßen kann also die Lössedimentation durch präexistente Neignungsverhältnisse gesteuert werden und in solchen Fällen nur verstärkend, jedoch nicht auslösend, zur Flachhangentwicklung beitragen. Dies trifft mit Sicherheit für die Fazetten mit geringmächtiger Lößüberdeckung zu ($<1,20$ m), wie großflächig etwa am Westhang in der Umgebung von "Am Hütchen".

- 2) Setzt man voraus, daß der Löß aufgrund langzeitlich richtungs-konstanter Winde in manchen Expositionen bevorzugt akkumuliert wurde und dabei die Anlagerung im unteren Hangbereich die Abtragung überwog, so kann Hangverflachung primär auf Lössedimentation zurückgehen.

Diese zweite Möglichkeit könnte theoretisch z.B. "am Hercherötgen" (NW-Hang) realisiert sein, wo primärer Löß (vergl. SCHEGIEVAL 1976, 14, Profil I) die Oberflächenformation bildet.

- 3) Vollständig im Löß ausgebildete Oberflächenformen, so z.B. Hangdellen oder -tälerchen waren aufgrund der besonderen Anfälligkeit vor allem der Grobschluffkomponente gegen Abspülprozesse für eine Flachhangausbildung prädestiniert (vergl. hierzu etwa GOSSMANN 1970, 69 f.; SPÄTH 1973, 24 f.; STEIN 1975, 107 f.).

Die Frage, welcher der hier genannten Interpretationsansätze im Untersuchungsgebiet an welchem Standort Gültigkeit hat, kann ausschließlich mit Hilfe statistischer Verfahren nicht geklärt werden. Erst entsprechende Substratuntersuchungen, d. h. die Ermittlung der Lößmächtigkeit mittels eines Bohrgestänges, kombiniert mit der Erfassung bestimmter morphometrischer Werte (z.B. der Hangneigungen) liefern die zur Klärung der obigen Frage notwendigen Informationen.

Schließlich sei noch auf die klinographischen Verteilungen der Gruppen "tertiäre Sande/Tone" und "Trachyttuff" hingewiesen (Abb. 18,21). Wie erwartet nimmt letztere hinsichtlich der arithmetischen Mittel eine Zwischenstellung ein. Die Neigungen im Bereich der Lockersedimente (Tone und Sande) fallen mit einem sehr großen Anteil der Wertespanne zwischen 9 und 14° (=modale Klasse) im Durchschnitt allerdings unerwartet hoch aus. Dieser Sachverhalt wird jedoch verständlich, berücksichtigt man, daß ein großer Teil der betreffenden Fazetten/Hangflächen südlich exponiert ist (s.o.).

Die Ergebnisse einer Beziehungsanalyse zwischen Hangneigung und Art des geologischen bzw. oberflächennahen Gesteinsuntergrundes auf der Basis klinographischer Häufigkeitsverteilungen können folgendermaßen zusammengefaßt werden:

- 1) Im Hinblick auf die mittleren Neigungen (\bar{x} , D) verschiedener Substratgruppen konnte durchaus die Hypothese einer gewissen Steuerung der klinographischen Entwicklung durch die allgemeine Verwitterungs- und Abtragungsresistenz des Anstehenden bestätigt werden. Die "harten" Grauwacken/Tonschiefer und Basalte weisen im Gegensatz zu den übrigen Substrattypen deutlich überdurchschnittliche Mittelwerte auf. Ein sehr starker Zusammenhang ist jedoch aufgrund der erwähnten Inkonsistenzen kaum zu erwarten.
- 2) Da offensichtlich im Bereich "harter Gesteine" mehrere Faktoren die Steilhangbildung begünstigt haben (die Gesteinsverhältnisse eingeschlossen), läßt sich mittels der bislang angewandten Verfahren kaum abschätzen, in welchem Ausmaß die Abtragungsresistenz des Anstehenden in der dortigen klinographischen Entwicklung zur Wirkung gekommen ist.

3.4 BEZIEHUNGEN ZWISCHEN D-BASIS (TALTIEFE) UND HANGNEIGUNG

Die Histogramme und zugehörigen Parameter der Abb. 22-26 a) und b) machen deutlich, daß die auf durchschnittlich höher gelegene D-Basen eingespielten Fazettengruppen niedrigere Mittelwerte (\bar{x} , D) und höhere positive Schiefen aufweisen, welche einen jeweiligen Häufigkeitsschwerpunkt auf unteren Neigungswerten anzeigen. Somit läßt sich ein gewisser Zusammenhang zwischen Taltiefe und Böschungswinkel nachweisen.

Die klinographische Verteilung im Bereich der Rheintalflanke des Untersuchungsgebiets (Abb. 22) kann allerdings nicht der oben beschriebenen Tendenz angepaßt werden. Bei maximaler mittlerer Taltiefe (d.h. hier minimaler durchschnittlicher Höhenlage der D-Basis) nimmt \bar{x} jeweils nur einen mittelhohen (11,7 bzw. 12,9), D gar einen vergleichsweise niedrigen Wert (6) an. Dem entspricht eine relativ hohe positive Schiefe ($g=0,6$), welche - unter Beachtung der gegebenen Rahmenbedingungen - anzeigt, daß die Wirkung pleistozäner flachhangbildender Prozesse sich trotz beachtlicher Taltiefe in den heutigen Neignungsverhältnissen widerspiegelt. Es wurde schon in anderem Zusammenhang deutlich, daß selbst die maximalen Neigungswerte im Bereich der Westflanke nicht notwendigerweise auf die Taltiefe bzw. nicht in erster Linie auf diese zurückgeführt werden müssen, sondern zumindest teilweise auch ein Substrateinfluß unterstellt werden kann, da sie z.g.T. auf

Basalt bzw. Grauwackenareale entfallen. Wie bereits ausgeführt, bestehen vergleichbare Doppel- bzw. Mehrdeutigkeiten auch bei den Mühltalhängen, die ja hauptsächlich durch südliche Expositionen gekennzeichnet sind.

3.5 ZUSAMMENFASSUNG

Die Analyse klinographischer Häufigkeitsverteilungen unterschiedlicher, nach expositionellen, substrat- und reliefenergiebezogenen Kriterien gebildeter Fazettengruppen brachte die folgenden wesentlichen Ergebnisse:

- 1) Die Annahme einer expositions-klimatisch bedingten Steilhangentwicklung im Bereich der Südauslage wurde u.a. mittels Vergleich verschiedener Histogramme und der zugehörigen Parameter weitgehend bestätigt.
- 2) Die Hypothesen einer Abhängigkeit des Böschungswinkels von der Verwitterungs- bzw. Abtragungsresistenz des geologischen bzw. oberflächennahen Untergrunds sowie von der absoluten Höhenlage der D-Basis konnten ebenfalls gestützt werden. Die betreffenden Zusammenhänge kommen allerdings aufgrund der Effekte weiterer Reliefaktoren gebietsweise kaum in der klinographischen Struktur zum Ausdruck, so daß die statistische Korrelation der Hangneigung mit den genannten Variablen als relativ schwach zu bezeichnen ist (vergl. Kap. 5.2.2).
- 3) Das Verfahren der klinographischen Häufigkeitsanalyse eignet sich im Zusammenhang mit Karteninterpretationen nicht nur zur Überprüfung geomorphologischer Hypothesen, sondern dient auch der Aufdeckung nicht berücksichtigter reliefbildender Faktoren und erfüllt somit in gewissem Maße heuristische Zwecke.
- 4) Bei zu großer Heterogenität der Standortbedingungen kann die Häufigkeitsanalyse der Neigungen bestimmter Hanggruppen zu morphogenetisch mehrdeutigen Resultaten führen.
- 5) Die für die Hangentwicklung verantwortlichen morphodynamischen Prozesse lassen sich auf der Basis der vorliegenden Daten mit Hilfe statistischer Verfahren freilich nur hypothetisch ableiten. In dem ein oder anderen Fall könnten traditionelle Verfahren diesbezüglich sicher zu klareren Ergebnissen führen.

4. HANGFORMANALYSE AUF DER BASIS HYSOKLINOGRAPHISCHER KURVEN

4.1 METHODISCHE EINFÜHRUNG

Die im folgenden als hypsoklinographische oder Hypsoklinkurven (HORMANN 1968) bezeichneten Abbildungen dienen der Hangformbeschreibung und damit der graphischen Darstellung höhenwärtiger Neigungsveränderungen. Hierzu erfolgt eine Berechnung der mittleren Hangneigung einer jeden Höhenstufe (vergl. u.a. KORISTKA 1858, zit. in SOHLBACH 1978, 29; FINSTERWALDER 1890; MOSELEY 1961; HORMANN 1971; STOCKER 1971; SOHLBACH 1978). Dabei werden aufgrund unterschiedlicher Flächenanteile einzelner Neigungswerte gewichtete arithmetische Mittel gebildet.

Da nun die einzelnen Höhenstufen (hier jeweils mit einer Höhenspanne von 10 m) flächenmäßig unterschiedlich repräsentiert sind, ändert sich dementsprechend die Aussagekraft und Bedeutung einer Hypsoklin-Kurve in ihrem Verlauf. Aus diesem Grunde wurden in Anlehnung an SOHLBACH (1978, 29, 143 ff.; vergl. auch STOCKER 1971, 7 ff.) sogenannte Hypsogramme konstruiert, die jeweils eine Hypsoklin- und eine besondere hypsometrische Kurve enthalten. Letztere erhält man, wenn für jede Höhenstufe die Summe aus dem (durch die Hypsoklin-Kurve dargestellten) mittleren Neigungswert und dem Flächenanteil (in m^2) der betreffenden Stufe errechnet wird; die jeweilige räumliche Bezugsbasis der für die Berechnung herangezogenen Flächen-, Höhen- und Neigungsangaben bildet die Fazette. Dies hat zur Folge, daß die gesamte Fläche einer Fazette und damit auch deren mittlere Neigung jeweils derjenigen Stufe zugeordnet wird, auf welche die durchschnittliche absolute Höhe der Hangeinheit entfällt (vergl. hierzu Seite 67). Der Abstand zwischen hypsoklinographischer und hypsometrischer Kurve zeigt schließlich die Bedeutung des mittleren Böschungswinkels einer jeden Höhenstufe an. Um die unterschiedlichen Abstände graphisch besser zum Ausdruck bringen zu können, wurden die Flächenanteile der einzelnen Stufen jeweils verdoppelt (vergl. Abb. 27-34).

Das Untersuchungsgebiet konnte nun in neun Teilbereiche mit jeweils ähnlicher Höhenlage der D-Basis untergliedert werden; für jeden einzelnen Bereich wurde ein gesondertes Hypsogramm erstellt, da bei einer gewissen Schwankung der Basishöhe innerhalb eines Tales derselbe Hangprofilabschnitt (z.B. eine bestimmte Verflachung) in unterschiedlichen Höhenstufen vertreten ist und somit charakteristische Neigungsverhält-

nisse bei einer Gesamtdarstellung durch nur eine Hypsoklin-Kurve verwischt würden (vergl. auch STOCKER 1971, 10).

Eine sinnvolle Anwendung hypsoklinographischer Kurven ist insonderheit im Rahmen großmaßstäblicher Analysen auf Fazettenbasis, vor allem unter Voraussetzung einer geringen Intervallbreite der Höhenstufen, gewährleistet, da gewisse, in der Natur des Verfahrens gelegene Fehlerquellen dann weitgehend eingedämmt werden können (vergl. SOHLBACH, 1978, 144). SOHLBACH nennt zwei Arten möglicher Fehler:

- 1) Kumulative Fehler. Sie entstehen z.B., wenn genetisch voneinander unabhängige, aber dennoch gleichgeneigte Hangabschnitte, aufgrund tektonischer Verstellung teilweise in derselben Höhenstufe vertreten sind. In einem solchen Fall wird die entsprechende Formungstendenz im Bereich dieser Stufe überbewertet. Einem derartigen Fehler kann jedoch durch die Ausgliederung kleinerer Teiluntersuchungsgebiete mit annähernd konstanter Basishöhenlage weitgehend vorgebeugt werden (vergl. STOCKER 1971).
- 2) Mindernde Fehler. Sie kommen zustande, wenn bestimmte Hangabschnitte in mehreren Höhenstufen vertreten oder in ihrer Vertikalausdehnung geringer sind als die Intervallbreite der Stufen; hierdurch kann die Signifikanz des entsprechenden Hangabschnitts in der Hypsoklin-Kurve abgeschwächt oder verdeckt werden. Da die Fazetten unabhängig von ihrer Größe nur jeweils einer bestimmten Höhenstufe zugeordnet und darüberhinaus eine Intervallbreite von nur 10 m gewählt wurde, konnte das Auftreten mindernder Fehler weitgehend verhindert werden.

Ein weiterer Vorteil der Hypsogrammanalyse besteht bei großmaßstäbigen Untersuchungen in der Minimierung der auf Mittelwertstatistik beruhenden Glättung des Neigungsprofils. Charakteristische Hangabschnitte treten daher deutlich genug in Erscheinung; andererseits reicht jedoch der Grad der Abstraktion aus, um wenig bedeutsame Zufälligkeiten in befriedigendem Maße zu filtern.

Bei der Interpretation einer kombinierten hypsoklinographischen/hypsometrischen Kurve sind noch folgende Sachverhalte zu berücksichtigen, die auch bei STOCKER (1971) bzw. bei SOHLBACH (1978) erwähnt werden:

- 1) Bei Verwendung der Projektionsfläche anstatt der "wahren" Fläche nimmt erstere natürlich bei wachsender Hangneigung ab. Wie bereits erwähnt, empfiehlt sich daher eine Umrechnung der Projektionsfläche mittels der Formel: $\frac{F}{\cos d}$ (wobei F = Projektionsfläche, d = Neigung).
- 2) Die durch die Hypsoklin-Kurven angegebenen Neigungen sind aufgrund ihres Mittelwertcharakters nicht notwendigerweise mit konkreten Meßwerten betreffender Höhenstufen identisch. Andererseits werden, wie bereits angedeutet, vorhandene Extremwerte durch die Bildung arithmetischer Mittel abgeschwächt.

Ziel des geschilderten methodischen Vorgehens ist die Erfassung eines mittleren Neigungsprofils für jedes der Teiluntersuchungsgebiete. Mit Hilfe dieser Profile werden die regelhaften, charakteristischen Hangabschnitte und -sequenzen der betreffenden Raumausschnitte aufgezeigt.

Es könnte nun der Einwand erhoben werden, ein solches Ausmaß an statistischer Verarbeitung sei bei großmaßstäblichen Teilbereichen eines an sich schon kleinräumigen Untersuchungsgebietes überflüssig, da allein die Analyse eines repräsentativen "realen" Hangprofils ähnliche Ergebnisse hervorbrächte. Dem ist entgegenzuhalten, daß, sofern die kleinräumige Differenzierung überhaupt die Auswahl eines solchen Repräsentativprofils erlaubt, ein Hypsogramm die mittleren Neigungsverhältnisse objektiver darzustellen vermag. Den gleichen Vorteil besitzt es gegenüber dem rein visuellen Vergleich mehrerer "wahrer" Neigungsquerschnitte. Durch eine hypsoklinographische Kurve werden alle möglichen Querschnitte zu einem mittleren Profil zusammengefaßt.

Die Genese einer hypsometrischen Hangsequenz kann nun auf die zeitliche Varianz großräumig wirksamer Relieffaktoren (wie etwa Makroklima, Tektonik) und/oder die zeitliche bzw. räumliche Differenzierung lokaler Standortbedingungen (z.B. hydrographischer, expositioneller oder substantieller Variablen) zurückgeführt werden. Diese wiederum steuern die morphodynamischen Prozesse bzw. Prozeßbereiche, deren Bedeutung für die Hangformentwicklung in den vergangenen Jahren im Rahmen der quantitativen Hangforschung lebhaft diskutiert worden ist. Die mathematischen Hangent-

wicklungsmodelle zeigen aufgrund unterschiedlicher Annahmen bzw. Randbedingungen eine Reihe verschiedener theoretischer Möglichkeiten auf. So machen z.B. die Modelle ROHDENBURGs et al. (1976) deutlich, daß eine Hangfolge¹⁾-unter bestimmten Modellvoraussetzungen und bei Abspülung als Denudationsagenz - als Ergebnis eines fluvialen Formungszyklus auftreten kann. Ein solcher Zyklus beginnt mit einer tektonisch/klimatisch gesteuerten Intensivierung der Vorflutereintiefung; ist ein Kulminationspunkt erreicht, so wird die Geschwindigkeit der Tiefenerosion daraufhin graduell auf ein Minimum reduziert. Die Konkavität und der Maximalabschnitt der Hangfolge sind in einem solchen Falle auf die Phase gesteigerter, die Konkavität sowie der Minimalabschnitt auf die Phase verlangsamter Tiefenerosion zurückzuführen (vergl. W. PENCK 1924). Andererseits zeigen die GOSSMANNschen Simultionsmodelle (GOSSMANN 1970, 1976, 1981), daß die Hangentwicklung bei bestimmten Randbedingungen an der Hangoberkante in wesentlich geringerem Maße durch die Vorfluteraktivität gesteuert wird, wenn letztere nicht besonders spektakulär ausfällt; vielmehr ist die Formgenese dann an prozeßspezifische Wirkungen hangeigener Abtragungsmechanismen gebunden (vergl. auch LOUIS 1973). Auch die Modelle ROHDENBURGs (1976) lassen die Möglichkeit einer von solchen Transportvorgängen abhängigen Formung offen, allerdings im wesentlichen nur bei Massenbewegungen bzw. bei Stabilität der Tiefenerosion, die allerdings nicht als der Regelfall angesehen werden kann. Ist sie dennoch gegeben, so können z.B. Spülvorgänge im Abtragungsbereich zur Bildung von Konkavitäten führen (ROHDENBURG et al. 1976, 133 f.).

Eine hauptsächlich an die spezifische Wirkung hangeigener denudativer Transportprozesse gebundene Hangprofilgenese soll im folgenden als "sekundäre"²⁾ Hangformung bezeichnet werden. Folgt die Entwicklung jedoch weitgehend der Vorfluteraktivität, so wird von primärer²⁾ Formung die Rede sein. Eine solche liegt im übrigen auch vor, wenn Se-

1) Z.B. die Folge Konkavität, Maximalabschnitt, Konkavität, Minimalabschnitt.

2) Zum Komplex primäre/sekundäre Hangformung vergl. auch W. PENCK 1924, JESSEN 1935, SCHWINNER 1936, SPREITZER 1960, zit. in STOKKER 1971, 5; YOUNG 1964, STOCKER 1971, LOUIS 1973 u. a.

quenzen auf lateralerosive Unterschneidung zurückzuführen sind oder - bei fehlendem Vorfluter - das Ergebnis einer bruchtektonischen Dislokation darstellen¹⁾.

In diesem Zusammenhang ist auch die Möglichkeit einer polygenetischen Entwicklung von Hangprofilen und -sequenzen zu berücksichtigen. So mag z.B. eine durch Verlangsamung der Tiefenerosion angelegte Konkavität bei weitgehendem Stillstand der fluvialen Eintiefung durch Abspülung verstärkt und erweitert werden. Andererseits kann sich ein durch Solifluktion entstandenes Konkav-Konvex-Profil nach Veränderung der morphodynamischen Bedingungen zu einem vollständig konvexen Profil weiterentwickeln, wenn z.B. am Hangfuß postgenetisch lateralerosive Prozesse wirksam werden.

Eine Interpretation hypsoklinographischer Kurven hinsichtlich der Vorfluteraktivität ist also mit Vorsicht anzugehen, da, wie oben ausgeführt, Sequenzen und Sequenzabschnitte nicht notwendigerweise ein (alleiniges) Ergebnis primärer Formung sind. Wird jedoch nachgewiesen, daß Hangfolgen und -abschnitte vergleichbarer Höhenlage nicht an bestimmte lokale Standortbedingungen (wie z.B. Exposition, Gesteinsuntergrund, Hydrographie)²⁾ gebunden sind, so gilt unter den gegebenen Rahmenbedingungen³⁾ und bei statistischer Glättung der Neigungsprofile dennoch folgendes:

Jede einzelne einer höhenwärtigen Abfolge von Hangsequenzen fungiert als Indikator zumindest eines⁴⁾ Zyklus der Tiefenerosion oder aber zumindest einer Phase der lateralerosiven Hangunterschneidung; jeder Mi-

-
- 1) Die Begriffe "primär" und "sekundär" werden hier etwa im Sinne STOCKERS (1971, 157) gebraucht.
 - 2) Eine Sequenz kann z.B. auch auf die Zwischenschaltung einer resistenten Gesteinsbank zurückzuführen sein (vergl. YOUNG 1964) und muß somit nicht notwendigerweise mit der Aktivität eines Flusses oder Baches in Verbindung stehen.
 - 3) Als Rahmenbedingungen der Hanggenese im Untersuchungsgebiet werden verstanden:
 - a) Wechsel von Warm- und Kaltzeiten bzw. Stadialen und Interstadialen - zyklische Klimaänderungen
 - b) periglaziales Klima in den Kaltzeiten
 - c) stetige Gebirgshebung mit tektonischen Impulsen (vergl. HESE-MANN 1975, 299) und korrespondierende Taleintiefung
 - d) Lagebedingungen (vergl. Kap. 1.4.1).
 - 4) Infolge denudativer Prozesse oder einer Aufzehrung von der Hangbasis aus durch Lateralerosion können mehrere Sequenzen zu einer einzigen zusammenwachsen (vergl. u.a. YOUNG 1964).

nimalabschnitt innerhalb eines Profils ist ein Indiz für eine relative Verlangsamung bzw. einen Stillstand der Tiefenerosion, jeder Maximalabschnitt läßt auf eine Phase intensivierter Vorfluteraktivität schließen, wenn auch die jeweiligen Abschnitte selbst nicht das Produkt primärer Prozesse sein sollten.

4.2 ANALYSE EINZELNER HYP SOGRAMME

4.2.1 Fazettengruppe I (Rheintalseite, D-Basis bis 70 m ü. NN)

Die auf die untere Mittelterrasse des Rheins eingestellten Hangeinheiten (Abb. 27) sind klinographisch durch 4 Maxima und 5 Minima gekennzeichnet. Die Neigungsmaxima entfallen auf die Höhenstufen 100-110, 150-160, 190-200 und 230-240 m, wobei das letztere keine flächenmäßige Signifikanz aufweist, wie der geringe Abstand zwischen Hypsoklin- und hypsometrischer Kurve anzeigt.

Durch einen relativ hohen Flächenanteil sowie starke mittlere Hangneigungen ($> 20^\circ$) treten die Höhenstufen 100-110 und 190-200 m besonders augenfällig in Erscheinung. Eine eindeutige Interpretation dieser Peaks ist jedoch auf Anhieb nicht möglich, da sie beide auf Bereiche verwitterungsresistenter Untergrundgesteine entfallen (Grauwacken, Basalte) und somit nicht notwendigerweise auf Phasen verstärkter Vorfluteraktivität schließen lassen (verg. S.69). Da jedoch im Basaltareal bei gleicher Exposition und Taltiefe (vergl. Kap. 3.) auch ein Abschnitt minimaler Neigung (215 m ü. NN) auftritt, kann eine solche Schlußfolgerung für das 195m-Maximum letztlich nicht von der Hand gewiesen werden.

Die Minima der Gruppe I entfallen auf die Stufen 60-70, 130-140, 150-160, 210-220 (s.o.) und 240-250 m, wobei die letzten beiden flächenmäßig stark unterrepräsentiert sind; eine Deutung dieser Peaks sollte daher mit Vorsicht angegangen werden. Beim 65 m-Niveau handelt es sich offensichtlich um die untere Mittelterrasse des Rheins (vergl. z.B: FRÄNZLE 1969; SCHEGIEVAL 1972; QUITZOW 1962, zit. in HESEMANN 1978, 302 f. u.a.) sowie die flachen Übergangsbereiche zwischen Terrassenfläche und Hang. Die sehr signifikante Verflachung in 130-140 m läßt sich hinsichtlich eines Schotterfundes nördlich von "Am Kessel" (140m), den SCHEGIEVAL (1972, 28 f.) der oberen Mittelterrasse zuordnet, wie auch die uMT mit einer Phase verringerter Tiefenerosion in Verbindung bringen. Ob dies auch für das sekundäre Minimum (ca 8° mittlere Neigung) in

165 m Höhe gilt, kann an dieser Stelle nur vermutet werden¹⁾, da die Ausbildung jener Flachfazetten auch dem geringen Abtragungswiderstand der hier bevorzugt anstehenden Tuffe zugeschrieben werden und somit vorwiegend substratbedingt sein könnte.

4.2.2 Gruppe III (Mühlental, Höhenlage der D-Basis: 86-97 m, Abb. 29)

Auffällig ist zunächst das Maximum der Stufe 120-130 m ü. NN, das allerdings keine flächenmäßige Signifikanz aufweist. Etwas stärker ausgeprägt ist das Minimum der mittleren Neigung in 150-170 m Höhe. Da sich beide Extreme jeweils durch Bereiche verschiedener Gesteinsresistenz und Exposition hindurch im Gelände verfolgen lassen und auch sonst keine bedeutsamen lokalen Besonderheiten feststellbar sind, erscheint auch in diesen Fällen der Schluß auf entsprechende Vorfluteraktivitäten angebracht; dies gilt insbesondere für das basisnahe Maximum in einem Bereich relativ junger Talbildung.

4.2.3 Gruppe II (Mühlental, D-Basis: 70-85 m Höhe, Abb. 28)

Die hinsichtlich des Flächenanteils vergleichsweise stark vertretenen Minimalwerte entfallen auf die Höhenstufen 70-80 und 150-160 m. Bei der ersteren besteht bei einem durchschnittlichen Böschungswinkel von 4° (vergl. auch Abb. 27, 135 m-Niveau) die Möglichkeit einer Zuordnung zur unteren Rheinmittelterrasse. Auch das 150-160 m-Minimum könnte auf eine Verlangsamung der Vorflutereintiefung hindeuten, da die betreffenden Verflachungen auch im Bereich widerständiger Gesteine auftreten (Basalt und Grauwacken). Die Exposition ist in der Gruppe II weitgehend homogen (südliche Auslagen herrschen vor). Augenfällige Maxima mit mittleren Neigungen über 20° treten bei 105 und 225 m ü. NN auf. Liegt auch die flächenmäßig wenig signifikante 225 m-Stufe in einem Bereich oberflächennaher Basalte, so kann mit Verweis auf vorangegangene Ergebnisse bei gleichem Substrat (s.o.) auch hier von einer nicht

1) (vergl. Kap. 7.2.1 und Fazettentypenkarte Abb. 75)

allein petrographischen Bedingtheit dieses Peaks ausgegangen werden. Ein gesteinsbedingtes Auftreten der Maximalwerte im Höhenintervall 90-120 m (mit oberflächennah anstehenden Grauwacken) läßt sich andererseits nicht ohne weiteres ausschließen.

4.2.4 Gruppe VI (D-Basis 130-150 m)

Das betreffende Hypsogramm (Abb. 32) zeigt 3 ausgeprägte Maxima in den Stufen 130-140, 170-180 und 220-230 m sowie 2 deutliche Minima in 200-210 und 150-160 m ü. NN. Der 135er Peak ist flächenmäßig nicht signifikant (Kurve b). Das 175 m-Maximum tritt demgegenüber wesentlich klarer hervor, es kann allerdings, da es in Süd- bis Südostauslage auftritt, auch als expositionsbedingt interpretiert werden (vergl. Kap. 3.2). Auch der Peak im Intervall 220-230 m könnte an lokale Sonderbedingungen gebunden sein, da hier der relativ resistente Basalt oberflächennah ansteht. Es wurde jedoch schon mehrfach erwähnt, daß im Basaltareal der Dollendorfer Hardt auch Minimalabschnitte auftreten. Sie weisen z.T. Böschungswinkel von $<4^{\circ}$ auf und sind nicht an bestimmte Expositionen oder Taltiefen gebunden. Eine makroklimatisch/tektonische Bedingtheit des 225er Peaks ist also durchaus möglich. (In einem solchen Falle wäre er als Indikator einer Phase verstärkter Vorfluteraktivität zu betrachten). Indikatoren verringerter Flußvertiefung stellen die Minima in den Stufen 150-160 und 200-210 m dar. Zwar treten sie ausschließlich im wenig resistenten Tuff und dazu noch in Ostexposition (vergl. Kap. 3.2) auf, jedoch sind die Maxima der Intervalle 170-180 und 220-230 m ü. NN ebenfalls im Trachyttuff bzw. in Ostexposition ausgebildet.

Die Besprechung der Einzelergebnisse soll an dieser Stelle nicht weiter fortgesetzt werden, da die wenigen Beispiele bereits verdeutlichen, daß, unter Beachtung und Abwägung wichtiger lokaler Standortbedingungen (z.B. Exposition, Substratbeschaffenheit), mit Hilfe der hypsoklinographischen Kurven eine gewisse Zyklik bzw. Mehrphasigkeit der Vorfluteraktivität im Untersuchungsgebiet aufgezeigt werden kann. Im folgenden geht es nun um einen noch weiterführenden methodischen Schritt.

4.3 HYPSONOMETRIE DER HANGEINHEITSTYPEN

4.3.1 Methodische Vorbemerkungen

In Anlehnung an das YOUNG'sche Verfahren der Hangprofilanalyse (YOUNG 1964) wurden die Hypsoklin-Kurven der Teiluntersuchungsgebiete in Maximal- und Minimalabschnitte sowie in Abschnitte hangaufwärtiger positiver bzw. negativer Neigungsveränderung (Konkavitäten bzw. Konvexitäten) eingeteilt (vergl. auch STOCKER 1971). - Diese Sektoren sollen im folgenden als Hangeinheitstypen bezeichnet werden. - Daraufhin wurde der jeweilige prozentuale Flächenanteil der verschiedenen Hangeinheitstypen einer Höhenstufe an der Gesamtfläche dieser Höhenstufe berechnet; dies diente der Erstellung einer entsprechenden hypsometrischen Kurve, durch welche charakteristische Tendenzen der Hangentwicklung in bestimmten Höhenlagen deutlich gemacht werden sollten. Ein solches Vorgehen führt natürlich in erwünschtem Maße zu einer weiteren Abstraktion der Neigungs- und Formverhältnisse und somit gegebenenfalls zur Herausarbeitung einer für das gesamte Untersuchungsgebiet repräsentativen Hangfolge.

Die Tatsache, daß nun Bereiche mit verschiedener Höhenlage der D-Basis zusammengefaßt werden, eröffnet jedoch die bereits diskutierten Möglichkeiten der Fehlinterpretation, da z.B. Maximal- und Minimalabschnitte unterschiedlicher Hangentwicklungsphasen bei diesem Vorgehen in derselben Höhenstufe auftreten können. Bruchtektonische Verstellungen führen, wie erwähnt, im allgemeinen noch zu einer weiteren Erschwerung der Deutung. Eine eventuelle Auswirkung der bruchtektonischen Verhältnisse auf den Verlauf der hypsoklinographischen Kurven ist jedoch bei einer Untersuchung eines so kleinen Landschaftsausschnitts bei ausreichender Kenntnis der topographischen und geologischen Verhältnisse leichter zu kontrollieren. Auch das erstere Problem kann sicherlich dann weitgehend umgangen werden, wenn nur bei einem deutlichen prozentualen Übergewicht eines bestimmten Hangeinheitstyps im Bereich eines Höhenintervalls der Versuch einer Interpretation unternommen wird. Denn es ist zu erwarten, daß die Nichtbeachtung von Schwankungen der Basishöhenlage bei der Konstruktion von Hypsoklin-Kurven zu einem quantitativen Ausgleich verschiedener Einheitstypen innerhalb einer Höhenstufe führt.

4.3.2 Hypsometrie der Minimalabschnitte

Ein Minimalabschnitt ist rein deskriptiv betrachtet umso bedeutender, je geringer sein Böschungswinkel und je größer die Neigungsdifferenz zu oben und unten anschließenden Hangeinheiten ist. Aus diesem Grunde wurde für jede Höhenstufe ein Quotient (Q) aus der mittleren maximalen Neigungsdiskontinuität an den Begrenzungen der Minimalabschnitte und deren mittlerer Neigung gebildet. Je größer Q, desto deutlicher heben sich im Mittel die Minimalabschnitte einer Höhenstufe von ihrer Umgebung ab (vergl. hierzu auch STOCKER 1971). Zur besseren graphischen Verdeutlichung wurde der jeweilige Verhältniswert mit 10 multipliziert und zum Flächenanteil (%) der Minimalabschnitte des betreffenden Höhenintervalls (Abb. 35, Kurve a) hinzuaddiert; hieraus ergab sich schließlich Kurve b). Der Abstand zwischen Kurve a) und b) gibt also die Größe des Quotienten Q an. Die Aussage der Kurve a) ist für die Interpretation allerdings von primärer Bedeutung.

Die Abb. 35 zeigt nun ein relativ klares Bild. Verteilungsmaxima von 50 bis zu 100 % treten in den Höhenstufen 60-70, 120-140, 210-220 und 240m ü. NN auf. Der 60-70er Peak ist wahrscheinlich mit der Genese der unteren Rheinmittelterrasse in Verbindung zu bringen, wie auch schon bei der Interpretation der Hypsoklin-Kurven (Gruppe I und II) angedeutet wurde (vergl. auch UDLUFT 1939, FRÄNZLE 1969, SCHEGIEVAL 1972). Die Hangverflachungen im Bereich 130-140 m, die im wesentlichen auf die Rheinseite entfallen, (Abb. 27) lassen sich andererseits leicht mit dem nach BERG und BURRE 1939, FRÄNZLE 1969 sowie SCHEGIEVAL 1972 als obere Mittelterrasse bzw. Muffendorfer Terrasse bezeichneten Formkomplex parallelisieren. Bei den für südostexponierte Hänge relativ schwachen Unterhangneigungen von im Mittel 10° bei "Im Wäldchen" (Mühlenbachtal) könnte es sich der Höhenlage nach um Hangverflachungen handeln, die auf eine Verringerung der Vorflutereintiefung in der oberen MT-Zeit zurückzuführen sind. Eine rein sekundäre Hangformung ist jedoch andererseits ebensowenig auszuschließen. Sie könnte durch den geringen Abtragungswiderstand des hier anstehenden Substrats (Tone und Trachyttuff) begünstigt worden sein. (Vergl. Abb. 32, Hypsogramm Gruppe VI). Das 245er Niveau ist morphologisch deutlich als eine plateauartige Verebnung ausgebildet und kann hinsichtlich der Ergebnisse in QUITZOW (1962, zit. in HESEMANN 1978, 303) mit dessen unterer Höhenterrasse bzw. mit der TR3- Terrasse (nach BIBUS 1980) parallelisiert werden und ist daher ins ältere Pleistozän

Vorgünzzeit) zu stellen. Schwieriger zu interpretieren ist die 215er Verteilungsspitze der Minimalabschnitte, die aus den Hypsoklinkurvenminima der Gruppen I, IV und IX resultiert (Abb. 27, 30, 34); die zugehörigen Hänge stellen mit Neigungsmitteln zwischen 8° und 14° relative Verflachungen dar. Unterdurchschnittliche Böschungswerte der Höhenstufe 210-220 sind auch den Hypsogrammen V und VI zu entnehmen (Abb. 31, 32). Hinsichtlich ihrer Höhenlage ließen sich die Verflachungen als Folge einer Reduzierung der Tiefenerosion in der oberen HT-Zeit interpretieren (vergl. QUITZOW 1962, BIBUS 1980). Auch in diesem Falle ist jedoch eine von primären Prozessen unabhängige Formung ebenso wahrscheinlich. Warum in W-S-Exposition vorwiegend Steilböschungen an die Stelle jener Verflachungen treten, kann hier noch nicht eindeutig geklärt werden; fazielle Differenzierungen im Basalt, bruchtektonische Verstellung wie auch expositions-klimatische Gegebenheiten könnten für diesen Sachverhalt verantwortlich gemacht werden (vergl. hierzu Kap. 9).

Einen weiteren Peak weisen die Minimalabschnitte in der Stufe 180-190 m auf. Der angezeigte prozentuale Anteil (Abb. 35) ist allerdings geringer als der der Konvexitäten desselben Höhenintervalls (Abb. 37). Für die Interpretation ergeben sich jedoch hieraus keine Schwierigkeiten, da im Bereich 180-190 m ü. NN im Untersuchungsgebiet und seiner näheren Umgebung Verebnungen auftreten, die hinsichtlich der dortigen Schottervorkommen als Terrassenreste identifiziert werden können (vergl. SCHEGIEVAL 1972, 25 ff.). Nach Geröll- und Schwermineralanalysen spricht SCHEGIEVAL in diesem Zusammenhang von der Oberterrasse, die mit der mittleren HT QUITZOWs (1962) zu parallelisieren ist.

Hangverflachungen, die hinsichtlich ihrer Höhenlage als postgenetisch überformte Reste der mHT gedeutet werden könnten, befinden sich z.B. an der Westseite der Hardt nordnordöstlich von "Knarre" (4° Neigung), nördlich von "Weiße Erde" (8° - 9°) und rund 200 m westsüdwestlich von Schlüsselbund (8°).

4.3.3 Hypsometrie der Maximalabschnitte

Die deskriptive Bedeutung der Maximalabschnitte steigt mit zunehmender Neigung (N) sowie mit wachsender Böschungsdiskontinuität (D) an deren Grenzen. So wurde auch in die Abb. 36 mit Kurve b) eine Zusatz-

information aufgenommen, die das Verhältnis zwischen D und N (D in Prozent von N) anzeigt und aus Gründen der besseren Vergleichbarkeit der Kurven a) und b) zum Flächenanteil (Kurve a)) hinzuaddiert wurde. Letzterer allerdings besitzt aus bereits erwähnten Gründen einen höheren morphogenetischen Zeigerwert (siehe zum Vergleich STOCKER 1971, 16 ff.).

Die markantesten prozentualen Verteilungsspitzen (80 -100%) der Maximalabschnitte entfallen auf die Höhenstufen 100-110, 170-180 und 220-230 m ü. NN (Abb. 36). Im Intervall 100-110 m, das durch einen 100%-Peak gekennzeichnet ist, treten klinographische Profilmaxima hauptsächlich im Bereich der Grauwacken/Tonschiefer auf, doch sind sie nicht auf diesen beschränkt. Auch die anderen beiden Verteilungsspitzen lassen sich nicht auf den Gesteinsuntergrund zurückführen, ebensowenig auf ein bestimmtes Expositions-klima, da die zugehörigen relativen Versteilungen über abtragungsresistentem und weniger widerständigem Material sowie in Sonn- und Schattlagen vorkommen. Bemerkenswert ist, daß die Westseite des Untersuchungsgebiets im genannten Höhenintervall keine Hypsoklin-Kurven-Maxima aufweist, obwohl kleinflächig relative Hangversteilungen durchaus auftreten.

Der 135er Peak ist hinsichtlich des angezeigten %-Werts der am wenigsten signifikante, eine Tatsache, die auch der Hypsometrie der Minimalabschnitte entspricht (Kap. 4.3.2). Dennoch heben sich die Maximalabschnitte dieser Höhenstufe, wie es der Abstand zwischen den Kurven a) und b) anzeigt, relativ deutlich von ihrer Umgebung ab.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, daß die klinographische Entwicklung mit gewisser Wahrscheinlichkeit zumindest innerhalb der Höhenstufen 100-110, 170-180 und 220-230 durch primäre Formungsprozesse, d.h. in diesen Fällen durch erhöhte Vorfluteraktivität (Tiefenerosion, Seitenerosion) beeinflußt wurde. Diese Feststellung basiert auf der flächenmäßigen Signifikanz der zugehörigen Hypsoklinkurvenmaxima sowie einer weitreichenden Unabhängigkeit der betreffenden Hangversteilungen von der Differenzierung lokaler Standortbedingungen.

4.3.4 Hypsometrie der Konkav- und Konvexabschnitte

Hinsichtlich der Konkav- und Konvexsektoren interessiert als Zusatzinformation die mittlere (positive bzw. negative) Veränderung der Böschungswinkel, die leicht anhand der entsprechenden Hypsoklinkurven-

abschnitte berechnet werden kann; sie soll in Grad pro 10 m Höhenunterschied erfaßt und wiederum aus Gründen der Darstellung mit 10 multipliziert und zur Kurve a) des Flächenanteils hinzuaddiert werden. (Abb. 37, 38).

Beachtenswerte Prozentanteile weisen die Konkavsektoren vor allem in den Höhenintervallen 80-100 und 200-210 m ü. NN auf, die Konvexsektoren innerhalb der Stufe 110-120 m, wobei die stärksten mittleren Winkelveränderungen auf die Hypsoklinkurvenabschnitte im Intervall 80-100 m entfallen. Letzteres ist in seiner Ausdehnung fast ausschließlich auf den Bereich der Grauwacken und Tonschiefer beschränkt, wohingegen die Konkavitäten der Stufe 200-210 m in unterschiedlichen Substraten verbreitet sind; das gleiche gilt auch für die Konvexitäten im Höhenintervall 110-120 m.

Im folgenden sollen nun die prozentualen Flächenanteile aller Hangeinheitstypen einer jeden Höhenstufe in einer Abbildung (Abb. 39) dargestellt werden, um zusammenfassend auf die wesentlichen, im Untersuchungsgebiet nachweisbaren Phasen fluvialer Aktivität hinzuweisen.

4.4 DIE PHASEN FLUVIALER AKTIVITÄT

Angesichts der im vorangegangenen und in Abb. 39 dargestellten Ergebnisse können zumindest vier Phasen verminderter und drei Phasen intensivierter Vorfluteraktivität nachgewiesen werden. Unter den gegebenen Rahmenbedingungen sind die Ursachen tektonischer und/oder klimatischer Art. Bei Erhöhung der Fließgeschwindigkeit durch Hebung bzw. Kippung¹⁾ oder Zunahme der Erosionsenergie insbesondere etwa in den auslaufenden Hoch- und in den Spätglazialen²⁾ konnte die Tiefenerosion jeweils intensiviert werden; wenn dabei die Tieferschaltung des Flusses größer war als diejenige der steilsten Hangabschnitte, kam es zu einer Neigungsverstärkung (vergl. ROHDENBURG 1971, 1 ff.). In der Folgezeit konnte der dabei entstandene Steilhang aufgrund neigungsbedingter Erhöhung der Abtragungsgeschwindigkeit nahezu parallel zu sich

1) Vergl. LOUIS/FISCHER, 1979, 353 ff.

2) Vergl. z.B.: BÜDEL 1961, WIRTHMANN 1964, HEINE 1970 u.a.

selbst zurückweichen (vergl. z.B. GOSSMANN 1970, 123 ff.; W. PENCK 1924). Eine Steilhangbildung konnte an den Unterhängen besonders in den Früh- und beginnenden Hochglazialen auch durch Lateralerosion erfolgen (vergl. z.B. HEINE 1970). Bei abnehmender Vorfluteraktivität (z.B. im Hochglazial) wurde bei noch anhaltender Geli-solifluktion hingegen eine Hangverflachung begünstigt¹⁾, falls sich die Unterhangakkumulation gegen die Lateralerosion durchsetzen konnte. Es sei nochmals betont, daß die heutigen Hänge nicht notwendigerweise als "eine Art Museum von in Höhenlagen unveränderten Formen"²⁾ betrachtet werden, welche in ihrer Genese nur vom Vorfluterverhalten gesteuert worden sind. Dennoch fungierten sie, in der beschriebenen Art und Weise und unter den gegebenen Rahmenbedingungen, als Indikatoren primärer Formungsprozesse. Eine Interpretation von Sequenzabfolgen eines Profils hinsichtlich fluviabler Zyklen muß jedoch, wie gesagt, die Differenzierung der lokalen Standortbedingungen mit berücksichtigen.

Die Phasen reduzierter Vorflutereintiefung werden in der Abbildung 39 durch Säulen mit vergleichsweise hohem Anteil der Minimalabschnitte angezeigt. Dies betrifft die Höhenstufen 60-80, 130-140, 210-220 und 245 m ü. NN. Zum Teil finden sich hier auch Verflachungen, die als mehr oder weniger sekundär überprägte Felsterrassenreste interpretiert werden können. Nach den Höhenlagen zu urteilen³⁾, handelt es sich dabei um die untere und obere MT, die obere HT sowie die untere Höhenterrasse (nach der Terminologie QUITZOWs 1962). Auch die Minimalabschnitte der Stufe 180-190 m ü. NN. können zumindest teilweise der mittleren Hauptterrasse zugeordnet werden, wie es Schotterfunde in der betreffenden Höhenlage in unmittelbarer Umgebung des Untersuchungsgebietes nahelegen (nach Schotteranalysen SCHEGIEVALs 1972). Somit ergäbe sich noch der Hinweis auf eine weitere Phase reduzierter Vorflutereintiefung. Zumindest drei Phasen intensivierter Vorfluteraktivität lassen sich andererseits aus dem extrem hohen Flächenanteil der Maximalabschnitte in den Höhenintervallen 100-110, 170-180 und 220-240 m ableiten (vergl. Abb. 39). Der große Säulenanteil der Kon-

1) Vergl. z.B. GOSSMANN 1970, 130, ROHDENBURG 1971, 228 f., 240

2) GERBER/SCHIEDEGGER 1966, zit. in STOCKER 1971, 158

3) Vergl. QUITZOW 1962, FRÄNZLE 1969, SCHEGIEVAL 1972, HESEMANN 1975, BIBUS 1980

vexsektoren der Stufe 110-120 sowie der extreme Prozentsatz der Konkavitäten im Intervall 80-100 m ü. NN fügen sich gut in die obigen Befunde ein. Sie indizieren die Übergänge zu den durch die Maximalabschnitte der Stufe 100-110 bzw. die Minimalabschnitte des Intervalls 60-80 m ü. NN angezeigten Phasen verstärkter bzw. verringerter Vorflutereintiefung.

4.5 ZUSAMMENFASSENDE SCHLUBBEMERKUNG (KAP. 3 UND 4)

Eine Überprüfung bzw. Ableitung bestimmter geomorphogenetisch relevanter Hypothesen war sowohl auf der Basis klinographischer Häufigkeitsverteilungen als auch mittels einer Analyse hypsometrischer und hypsoklinographischer Kurven möglich. Zum einen konnten gewisse Zusammenhänge zwischen der Hangneigung und den Relieffaktoren Expositionsklima, Untergrundbeschaffenheit und Lage der D-Basis (bzw. Taltiefe) aufgezeigt werden. Zum anderen gelang - unter Beachtung gegebener Standortbedingungen¹⁾ - der Nachweis, daß auch klimatisch und/oder tektonisch gesteuerte Schwankungen der Vorfluteraktivität die Entwicklung der heutigen Hanggestalt in ihrer Anlage beeinflußt haben.

Die bislang angewandten Verfahren erlauben jedoch keine quantitative Erfassung der Bedeutung einzelner Hangform- oder Neigungsfaktoren, d.h. keine Überprüfung ihres jeweiligen Einzelbeitrags zur klinographischen Entwicklung. Multivariate Methoden können diesbezüglich zu klareren Ergebnissen führen (vgl. Kap. 6).

1) Substratbeschaffenheit, Exposition, Hydrographie

5. HANGNEIGUNGSANALYSE AUF DER BASIS EINFACHER KORRELATIONEN

5.1 METHODISCHE VORBEMERKUNGEN

Bevor nun die offengebliebenen Probleme mit Hilfe verschiedener multivariater Verfahren angegangen werden, wird durch die Analyse der Einfachkorrelationen zunächst noch ein unkomplizierterer Weg zur Aufdeckung statistischer Zusammenhänge beschritten.

Im Rahmen der gegebenen morphogenetischen Problematik (Hangformgenese) ist vor allem die Abhängigkeit der Hangneigung einer Fazette (V18) von verschiedenen Relieffaktoren bzw. Indikatoren reliefbildender Größen (im folgenden kurz Rf genannt) zu untersuchen; denn jede Hangformdifferenzierung stellt ein Ergebnis raumzeitlich differenzierter klinographischer Entwicklung dar.

Ziel der Korrelationsanalysen ist die Quantifizierung der Stärke obiger Zusammenhänge durch Produktmoment- bzw. Rangkorrelationskoeffizienten, die im übrigen auch zum Zwecke der Variablenselektion bzw. -reduktion verwendet werden. Diejenigen Merkmale, die nicht oder nur sehr schwach ($r < 0,2$) mit V18 korrelieren, werden bei der weiteren Untersuchung nicht mehr berücksichtigt. Hiervon sind dann potentiell auch geringfügige partielle Korrelationen betroffen, die aus einer bivariaten Analyse nicht notwendigerweise hervorgehen (vergl. hierzu BAHRENBERG/GIESE 1975a).

Der Berechnung von Zusammenhangsmaßen lagen 82 Merkmale zugrunde, die durch Messung im Gelände, Berechnung sowie manuelle Karten- und Quellenauswertung für jeweils 474 Hangfazetten erfaßt wurden (vergl. Kap. 2.1, 2.2); die 82 Variablen wurden aus einer Vorauswahl von 131 potentiellen Rf als die vermutlich wesentlichsten selektiert, um den Aufwand der Datenerhebung noch in gewissen Grenzen zu halten. (Die Merkmale behielten die ihnen in der Vorauswahl zugewiesenen Nummern bei, vergl. Tab. 1 u. Kap. 2.2, 2.3). Da schließlich nahezu 39000 Einzelwerte vorlagen, erfolgte die Aufbereitung und Analyse der Datenmenge nicht auf manuellem Wege, sondern mit Hilfe elektronischer Rechanlagen.

Nun ist der Aussagewert bzw. die Anwendbarkeit einer Vielzahl bi- und multivariater Maße und statistischer Prüfgrößen bekanntermaßen an eine Reihe von Voraussetzungen gebunden, die z.B. die Werteverteilung von Zufallsvariablen oder - vor allem bei geographischen Fragestellungen - die räumliche Anordnung der Daten bzw. Meßpunkte u.v.m. betreffen (vergl. z.B. BAHRENBERG/GIESE 1975 a+b, FRANTZOK 1976, SILK 1979, NORCLIFFE 1981, DE LANGE u. WITTENBERG 1982 u.a.). Es soll daher eingehend geprüft werden, inwieweit nun diese oft sehr restriktiv erscheinenden Anforderungen im Rahmen der vorliegenden Untersuchung erfüllt sind. Die betreffenden Ergebnisse sind im folgenden zu diskutieren.

5.1.1 Zum Prinzip der Zufallsstichprobe

Eine Stichprobe muß eine Zufallsauswahl darstellen, will man aus ihr Schlüsse allgemeiner Gültigkeit ableiten. Die untersuchten Hangfazetten sind als räumlich zusammenhängende Einheiten jedoch eigentlich nicht als Zufallsstichprobe, sondern vielmehr als Grundgesamtheit aufzufassen. Daher erscheint auch die Anwendung sämtlicher inferenzstatistischer Verfahren und damit die Angabe von Signifikanzniveau und Standardfehler als wenig zweckmäßig oder gar widersinnig (vergl. FRANZTOK 1976, 8 f.). Die in dieser Studie erzielten Ergebnisse haben also im strengen Sinne keinen gesetzlichen, sondern nur deskriptiven Charakter und können somit keine über den betrachteten Raum hinausgehende Gültigkeit beanspruchen (vergl. LAUX, 1977, 16). Andererseits ist jedoch auf die relativ große Heterogenität des Untersuchungsgebiets hinzuweisen, die eine vielseitige Auswahl von großmaßstäblichen geomorphologischen Formeinheiten und Bildungsbedingungen und somit in gewissem Maße repräsentative Ergebnisse gewährleistet; letzteres gilt aber lediglich für kleinräumige Gebiete mit ähnlichen geologischen, paläoklimatischen und geomorphologischen Rahmenbedingungen (vergl. analog auch LAUX 1977, 16). Dennoch soll im Hinblick auf berechnete Zweifel bei einer Handhabung der Fazettengesamtheit als Zufallsstichprobe in der Regel von Signifikanztests zu schließenden Zwecken abgesehen werden.

5.1.2 Zur Normalverteilung

Auch bei der Betrachtung von Grundgesamtheiten zu beschreibenden Zwecken ist die Interpretierbarkeit etwa von Produktmoment - Korrelationskoeffizienten oder hierauf beruhenden Faktoren (als Resultat einer Faktoren- oder Hauptkomponentenanalyse) vom Vorhandensein einer bi- bzw. multidimensionalen Normalverteilung der Ausgangsvariablen abhängig. Ist eine solche nicht gegeben, so beschreiben die Korrelationskoeffizienten nur die Stärke der linearen Zusammenhänge; unter dieser Voraussetzung gehen natürlich auch in die komplexen Faktoren nur lineare Anteile der Variablenbeziehungen ein (vergl. etwa BAHRENBERG/GIESE 1975 a+b, GÜSSEFELD 1978, NORCLIFFE 1981, u.a.).

Da in der Praxis ein Test auf mehrdimensionale Normalverteilung kaum durchführbar ist, wurden alle Variablen im Rahmen dieser Studie nur einzeln auf Normalität ihrer Verteilungen hin überprüft, wie dies auch allgemein üblich ist. Hierzu dienen neben der rein visuellen Kontrolle anhand von Histogrammen oftmals die formalen Kriterien der Schiefe und Kurtosis; so kann z.B. die Annahme der Normalverteilung einer Variablen mit 99% bzw. 95% Wahrscheinlichkeit als verworfen gelten, wenn

$$\left| \frac{g}{sf} \right| > 2.58 \text{ (1\% Niveau) bzw. } > 1.96 \text{ (5\% Niveau), mit}$$

$$g = \text{Schiefe} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3}{n \cdot s^3} ; s = \text{Standardabweichung}$$

$$sf = \text{Standardfehler} = \frac{6n(n-1)}{(n-2)(n+1)(n+3)} ; n = \text{Stichprobenumfang}$$

(Vergl. BAHRENBERG/GIESE 1975 b, 12; siehe auch KILCHENMANN 1968, PUDLATZ 1975, NORCLIFFE 1981).

Wie man leicht erkennt, handelt es sich hierbei um ein Verfahren der schließenden Statistik, dessen Anwendung bei Grundgesamtheiten wenig sinnvoll ist (Kap. 5.1.1). Dennoch kann die Schiefe g natürlich auch zu rein deskriptiven Zwecken verwendet werden. Nach einem Vergleich der verschiedenen Histogramme und der zugehörigen Schiefewerte wurde daher ein Grenzwert $g = \pm 0,5$ festgelegt, bei dem die Annäherung an eine symmetrische Verteilung als noch ausreichend akzeptiert wurde. Bei 42 von 82 Variablen war $g \geq |0,5|$ (z.g.T. positive Schiefen). Die betreffenden Daten wurden durch ihrer jeweiligen Verteilung entsprechend transformiert ($\lg, 1/\sqrt{\quad}$).

- Derartigen Datentransformationen begegnen verschiedene Forscher mit gewissem Vorbehalt: Die Ergebnisse solcher Umformungen seien schwierig zu interpretieren und überdies öffne ein solches Verfahren unterschiedlichsten Manipulationen Tür und Tor (vergl. z.B. ÜBERLA 1971, GOULD 1970, zit. in LAUX 1977, 15). Nach Meinung des Verfassers ist jedoch nicht so sehr von Bedeutung, ob und in welcher Weise ein System von Maßeinheiten manipuliert wird, sondern ob eine solche Manipulation zweckmäßig und sinnvoll erscheint (vergl. NORCLIFFE 1981, 52); denn sowohl transformierte als auch nicht transformierte Daten sind nur "Abbilder" der Differenziertheit empirischer Sachverhalte und in diesem Sinne nicht objektiv. Jedes Abbild bzw. jede Transformation kann als nützlich oder zweckmäßig gelten, wenn es (sie) die Erstellung eines verbesserten Modells und damit Erkenntnisgewinn ermöglicht.

5.1.3 Zur Linearität der Merkmalsbeziehungen

Wie bereits erwähnt, kann aus einem Produktmoment-Korrelationskoeffizienten $r=0$ nur dann geschlossen werden, daß kein Zusammenhang irgendwelcher Art zwischen den betreffenden Variablen besteht, wenn diese bivariat normalverteilt sind; ist diese Voraussetzung nicht erfüllt, so mißt r lediglich die Stärke der linearen Beziehung (BAHRENBERG/GIESE 1975 a, 149 f. + 1975 b, 107). Da eine bivariate Normalverteilung nicht notwendigerweise vorliegt, wenn die einzelnen in die Korrelationsberechnung eingehenden Merkmale für sich jeweils normalverteilt sind, sollte eine Prüfung der Zusammenhänge auf Nichtlinearität erfolgen. Es sei hierzu auf Kap. 5.2.1 verwiesen.

5.1.4 Zum Skalenniveau der Daten

Bei einer Reihe statistischer Verfahren (z.B. Berechnung von arithmetischen Mitteln, Standardabweichungen und Maßkorrelationskoeffizienten etc.) wird das Verhältnis- bzw. Intervallskalenniveau der zu verarbeitenden Daten gefordert (vergl. die gängigen Lehrbücher der Statistik). Diese Bedingung ist bei 75 der insgesamt 82 Variablen gegeben; von den übrigen Merkmalen sind sechs ordinalskaliert, die somit nur zu einer Berechnung von Rangkorrelationen herangezogen werden können. FRANTZOK (1976, 70ff.) stellte allerdings im Rahmen einer kritischen Auseinandersetzung mit der multiplen Regressionsanalyse fest, daß selbst bei einer Einbeziehung nominaler Variablen "der allein im Meßniveau gegebene Unterschied" zu quantitativen Merkmalen keinen nennenswerten Einfluß auf die Regressionsergebnisse ausgeübt habe (a.a.O., 131). Bei eigenen Berechnungen ergab sich nach einer Transformation metrischer Variablen in rangskalierte Merkmale ebenfalls keine wesentliche Veränderung der Resultate. Es erscheint aus diesen Gründen berechtigt, wenn hier mit ordinalskalierten Variablen genauso verfahren wird wie mit intervall- oder ratioskalierten, sofern dies der Überprüfung von Hypothesen und Theorien und dem Aufbau verbesserter (statistischer) Modelle dienlich ist.

5.1.5 Zum Aggregationsniveau

Eine variierende Größe der Bezugseinheiten, wie sie bei der vorliegenden Arbeit auftritt, kann gewisse Probleme aufwerfen, da in einem solchen Falle nicht allen Werten eines Merkmals das gleiche Gewicht zukommt. Die Frage des Aggregationsniveaus wurde z.B. in FRANTZOK 1976 und LAUX 1977 diskutiert, auf die hier verwiesen werden soll. In der vorliegenden Untersuchung werden die Fazetten als Individuen betrachtet, die kleinste ("homogene") morphographische Raumeinheiten darstellen.

Weitere Voraussetzungen hinsichtlich des Datenmaterials, vor allem im Zusammenhang mit der multiplen Regressions- und Faktorenanalyse sollen in späteren Kapiteln zur Sprache gebracht werden.

5.2 BIVARIATE KORRELATIONEN ZWISCHEN DER HANGNEIGUNG UND DEN VERSCHIEDENEN RELIEFFAKTOREN BZW. DEREN INDIKATOREN (Rf)

5.2.1 Nicht-lineare Variablenbeziehungen

Bevor die Produktmoment- und Rangkorrelationen diskutiert werden, empfiehlt es sich, die Linearität der einzelnen Merkmalsbeziehungen zu prüfen (vergl. Kap 5.1.3). Dies geschieht einmal visuell anhand von Streuungsdiagrammen, zum anderen durch einen jeweiligen F-Test des nicht-linearen Anteils im Rahmen einfaktorieller Varianzanalysen (zum F-Test und zur Varianzanalyse vergl. z.B. BAHRENBURG/GIESE 1975a, 110 ff.). Die betreffenden Signifikanzniveaus wurden rein deskriptiv verwendet. Durch die visuelle Kontrolle bzw. aufgrund der Linearitätstests ergaben sich für die Kovariation von V18 (Hangneigung) mit folgende Variablen beachtenswerte nicht-lineare Korrelationen (Signifikanzniveau = 0,01): V4, V17, V105 und V109, V66-77 (vergl. Abb. 40, 42, 43a-d,-51, 52-53 und Tab 1). Diese Beziehungen lassen sich folgendermaßen beschreiben:

- 1) Mit abnehmender Höhe der D-Basis (V4) nimmt die Hangneigung im allgemeinen zu; unterhalb einer Basishöhenlage von ca. 100 m ü. NN ist mit fallendem V4-Wert jedoch eine tendenzielle Neigungsabnahme zu verzeichnen.
- 2) Mit zunehmender Ursprungsentfernung in Prozent des gesamten Fluß-/Bachlaufes = V17) wächst auch V18 ca. bis zur 55%-Marke, oberhalb derer eine Umkehr dieser Tendenz zu beobachten ist.
- 3) Auch mit wachsender Taltiefe (V105 u. V109) läßt sich zunächst eine Neigungszunahme feststellen; bei Überschreiten eines bestimmten Tiefewerts (ca. 145 m) ist jedoch eine tendenzielle Abnahme zu verzeichnen.

Da V4, V17 und V105 miteinander korrelieren, wobei mit wachsender Ursprungsentfernung im allgemeinen die Taltiefe zu- und damit die Höhenlage der D-Basis abnimmt, können die bislang aufgezeigten nicht-linearen Beziehungen als Folge einer gemeinsamen Ursache betrachtet werden. Denkbar wäre, daß (ab einer bestimmten Marke) mit zunehmender Ursprungsentfernung die gleichzeitig wachsende Auslastung der Schleppkraft eines Baches oder Flusses zur Verminderung der Vorflutereintiefung führte und somit die Wirkung flachhangbildender Agenzien begun-

stigt wurde (vergl. HORMANN 1965 a). Letzteres war auch dann möglich, wenn die mittleren und oberen Hangteile ursprungsfern bei nun größerer Hanglänge nicht mehr (in dem Maße) unter dem Einfluß der Ereignisse an der Vorfluterbasis standen.

4) Einige weitere nicht-lineare Zusammenhänge sollten hier zumindest noch erwähnt werden. Sie betreffen die Beziehung zwischen V18 und den Korngrößenvariablen (s.o.):

Bei wachsender Hangneigung steigt in der Tendenz auch der Prozentanteil einer Korngrößenklasse bis zu einem bestimmten mittleren Schwellenwert. Dieser variiert entsprechend in den verschiedenen Bodenhorizonten und Fraktionen. Im Gesamtprofil liegt er beim Ton bei ca. 25% (V69), beim Schluff bei etwa 55% (V73) und bei der Sandfraktion schließlich bei ca. 19% (V77) (vergl. Abb. 43-51). Werden jene Prozentanteile überschritten, so läßt sich gleichzeitig eine tendenzielle Abnahme der Hangneigungsstärke beobachten.

5.2.2 Lineare Korrelationen

Die Ergebnisse der Korrelationsberechnungen sind der Tab. 1 zu entnehmen. Von den insgesamt 82 berechneten Rang (R) - bzw. Produktmoment - Korrelationskoeffizienten (r) zeigen 36 schwache bis mittelstarke Zusammenhänge über $|0,3|$ an; davon liegen 17 Koeffizienten über $|0,4|$, sechs über $|0,5|$, wovon nur einer den Wert $r = |0,6|$ überschreitet. Berechnet man für die Variablenpaare mit einem ordinalskalierten Merkmal anstatt des Rangkorrelationskoeffizienten (R) das Pearson'sche Maß (r), so zeigen die vergleichbaren Ergebnisse kaum nennenswerte Unterschiede. Die höchste Differenz beträgt 0,04. Bei Verzicht auf alle Datentransformationen nahmen die Koeffizienten im allgemeinen etwas niedrigere Werte an (höchste Differenz = 0,15). Transformierte Merkmale erscheinen somit in diesem Falle für eine Erklärung der klinographischen Varianz ein wenig vorteilhafter.

Am stärksten korreliert die Hangneigung (V18) mit der Variable 271 = Fazettenhöhe¹⁾, wobei $r = +0,67$. Fazetten mit größerer absoluter

1) Die Variablen mit Nummern ≥ 200 sind transformierte Merkmale

Vertikalerstreckung sind demnach meist steiler geböschert als solche mit geringerer Höhe; kurze Steilhänge sowie langgezogene, größere Höhendistanzen verbindende Fazetten geringerer Neigung treten vergleichsweise seltener auf. Der relativ hohe Koeffizient war natürlich zu erwarten, da bei gleicher Basisbreite steilere Hänge per definitionem größere Vertikaldistanzen aufweisen. Die morphogenetische Aussage der Einfachkorrelation V18/V271 ist daher nur sehr begrenzt.

Auch die relativ hohen Koeffizienten ($> |0,5|$) der Korrelationen "Hangneigung mit V93¹⁾, V217, V262, V275" - Merkmale, die im wesentlichen die horizontale bzw. vertikale Entfernung zum Maximalabschnitt der Hangsequenz beschreiben - sind bereits durch die Definition jener vier Variablen in gewissem Maße vorprogrammiert. Mit zunehmender Distanz vom Maximalabschnitt ist eben in jedem Falle eine wie auch immer geartete Neigungsabnahme verbunden. Wie jedoch bereits die Erläuterungen im Kap. 2.2.2 verdeutlichen, wird die morphogenetische Aussage der genannten Zusammenhänge klarer, wenn diese in komplexe multivariate Analysen eingebracht werden (siehe auch die Ergebnisse in Kap. 6.1.2 - 6.1.8).

Vergleichsweise starke Korrelationen ($> |0,4|$) bestehen weiterhin zwischen dem Böschungswinkel und den morphometrischen Variablen V272, V19 und V20. Zum einen ist also eine tendenzielle Zunahme der Neigung mit wachsender Höhe über dem Minimalabschnitt (V272) zu beobachten. Auch dies versteht sich gewissermaßen von selbst, denn die Hangneigung wächst in jedem Falle vom Fußpunkt in Richtung Maximalabschnitt. Die Oberhangkonvexitäten, in denen der Böschungswinkel hangaufwärts natürlich abnimmt, kommen in entsprechendem Maße im genannten Koeffizienten zum Ausdruck. Sie fallen umso weniger ins Gewicht, je stärker ihre Neigung im Verhältnis zum Sequenzmittel und je mehr Maximalabschnitte hangaufwärts direkt an die Minimalabschnitte der nächsthöheren Hangfolgen angrenzen. Desweiteren zeigt sich, daß die Neigungsdiskontinuitäten an den oberen und unteren Fazetten-

1) Diese Variable wurde zusätzlich in die Untersuchung aufgenommen. Sie ist ordinalskaliert und bringt auf eine noch andere Weise die Nähe einer Fazette zum Maximalabschnitt der betreffenden Hangfolge zum Ausdruck: Maximalabschnitt = 3, Konvex- und Konkavsektoren = 2, Minimalabschnitt = 1.

begrenzungen (V19, V20) tendenziell mit dem Böschungswinkel der Hangeinheit wachsen. Mit anderen Worten: Je steiler die Fazette, desto stärker hebt sie sich neigungsmäßig von den oben und unten anschließenden Hangeinheiten ab. Ohne Berücksichtigung der gegebenen Standortbedingungen läßt auch dieser Zusammenhang keine eindeutige morphogenetische Interpretation zu.

Relativ hohe Koeffizienten ($>0,4$) wurden auch für die Beziehungen zwischen der Neigung und einigen Substratvariablen registriert (V34, V215, V238, V65, V78, V248, V255, VL). Wie bereits aus Kap. 3.3 hervorgeht, weisen insbesondere die Areale mit abtragungs- bzw. verwitterungsresistentem Untergrundgestein, vor allem diejenigen mit hohem Grauwacke/Tonschiefer-Anteilen (V248, V255), stärker geneigte Böschungen auf. Weiterhin zeigte sich, daß mit wachsender Neigung tendenziell auch die Mächtigkeit der Lockersedimentdecke (V215) und der Bodenhorizonte (V238, V239, V65) sowie die Entwicklungstiefe des Bodens (VL) abnehmen und damit verständlicherweise der Skelettgehalt (V78) zunimmt. Dieses Ergebnis erscheint wiederum trivial und morphogenetisch kaum auswertbar, da auf stärker geneigten Hängen die Abtragungsprozesse, unter periglazialen Verhältnissen insbesondere die Abspülung, naturgemäß verstärkt ablaufen und somit die Bodenbildung bzw. Akkumulation eingeschränkt werden. Andererseits wurde aber in Kap. 3.3 u.a. auch auf die Möglichkeit einer primären Flachhangbildung durch Lößakkumulation hingewiesen, welche den genannten Zusammenhang teilweise zu erklären vermag (siehe auch die Korrelation V18/V82).

Überraschend war zunächst, daß das Längsgefälle der Vorfluter (V15) nur in sehr geringem Maße mit der Hangneigung korrelierte ($r = 0,2$). Dieser Sachverhalt läßt sich jedoch damit erklären, daß eine stärkere Beziehung zwischen Neigung und Vorflutergefälle erst oberhalb eines bestimmten Gefällswertes (hier $\sim 4\%$, vergl. Abb. 41) besteht. Darüber hinaus ist zu bedenken, daß sich die gefällsbedingte Eintiefung eines Bachlaufes lediglich auf die Formung derjenigen Hänge auswirken kann, die eine bestimmte Distanz zum Vorfluter nicht überschreiten (vergl. ROHDENBURG 1971, 3 f.). Aus diesem Grunde wurde eine zusätzliche Variable VN aus dem Produkt der Merkmale V15 und V9 (Horizontaldistanz der unteren Fazettengrenze zum nächsten Vorfluter) gebildet. Letztere wurden zu diesem Zweck in ordinalskalierte Variablen mit folgender Wertezuweisung transformiert:

<u>Variable</u>	<u>Ursprünglicher Wert</u>	<u>Neuer Wert (Rangziffer)¹⁾</u>
V15	> 21%	3
	4% - 21%	2
	< 4%	1
V9	1 - 25 m	3
	> 25 - 50 m	2
	> 50 m	1

$VN = V15 \cdot V9$ (Produkt der jeweiligen Rangziffern). Dementsprechend nimmt VN bei starkem Gefälle und geringer Distanz zum Vorfluter maximale, im jeweils umgekehrten Fall minimale Werte an.

Die Schwellenwerte der ursprünglichen Variablen basieren, mit Ausnahme der 4%-Marke ($=40.00$), die dem Korrelationsdiagramm V18/V15 (Abb. 41) entnommen wurde, auf Beobachtungen im Gelände. Für die Korrelation zwischen V18 und den transformierten Variablen V15 bzw. VN ergaben sich nunmehr vergleichsweise höhere Koeffizienten, die in beiden Fällen mit $r = 0,39$ bzw. $r = 0,42$ schwach positive Zusammenhänge anzeigen. Es wird somit deutlich, daß die Hangneigungsstärke mit zunehmendem Längsgefälle sowie mit wachsendem Produkt aus Längsgefälle und Vorfluterdistanz (VN) tendenziell zunimmt.

In schwach positiver bzw. negativer Beziehung ($0,4 > r > 0,3$) steht die Neigung überdies zu den Variablen V117, VE, VE2, V105 und V109 sowie V4. Der Böschungswinkel wächst in der Tendenz mit zunehmender Annäherung an die Südexposition (V117), mit abnehmender expositionsbedingter Resistenz der Hänge gegen fluviale Lateralerosion unter periglazialen Bedingungen (soweit diese durch VE und VE2 erfaßt werden konnte) sowie mit zunehmender Taltiefe (V105, V109). Eine tendenzielle Abnahme zeigt er bei wachsender Höhe der D-Basis (V4). Diese schon im Rahmen der Häufigkeitsanalyse erzielten Ergebnisse finden somit im gesamten eine weitgehende Bestätigung und Präzisierung.

1) eine höhere Ziffer kennzeichnet hypothetisch eine stärkere Tendenz zur Steilhangbildung

5.2.3 Zusammenfassung und methodischer Ausblick

Die Korrelationsanalysen lassen eine Beziehung der Hangneigung zum Expositions-klima, zur Verwitterungs- und Abtragungsresistenz des geologischen Untergrundes sowie zu reliefenergiebezogenen Variablen (Taltiefe, Höhenlage der D-Basis, Vorfluterlängsgefälle) erkennen. Die Zusammenhänge sind mit Koeffizienten zwischen $|0,3|$ und $|0,45|$ jedoch nur relativ schwach ausgeprägt, wie es für einen Teil auch schon die Häufigkeitsanalyse erwarten ließ. Es wird somit deutlich, daß die Hangform ein komplexes, multikausales Reliefmerkmal darstellt, welches durch einfache bivariate Zusammenhänge kaum zu erklären ist.

Die höheren Korrelationskoeffizienten über $|0,45|$ sind wenig aussagekräftig, da sie sich in gewissem Maße zunächst nur auf recht triviale statistische und/oder funktionale Beziehungen zurückführen lassen (z.B. V18/V93, V18/V271) oder keine eindeutigen morphogenetischen Schlüsse erlauben (siehe z.B. V18/V215). Im übrigen ist der Aussagewert eines bivariaten statistischen Zusammenhangs an sich schon begrenzt, da dieser u.a. auch auf indirekten Effekten bzw. dem Einfluß von Drittvariablen beruhen kann (vergl. z.B. DE LANGE und WITTENBERG 1982, 157f.). Oftmals liegt auch nur eine nicht ursächliche formale Korrelation vor, die auf rein zufällige chorologische Beziehungen zurückzuführen ist.

Somit empfiehlt sich eine Untersuchung des Beziehungsgeflechts der Variablen mit Hilfe multivariater Verfahren. Aufgrund der zu erwartenden Multikollinearität der Rf und der Vielzahl der analysierten Merkmale wurden zunächst mehrere Faktorenanalysen mit insgesamt 51 erklärenden Variablen durchgeführt; hierbei handelt es sich um diejenigen Merkmale, die mit der Hangneigung auf einem Signifikanzniveau von 0,00% korrelieren (bei zweiseitiger Fragestellung). Das Signifikanzniveau wurde als deskriptive Größe behandelt. Die hohe Anzahl der Fälle (474), bei der eine hohe Signifikanz relativ leicht erreicht wird, rechtfertigt das strenge Auswahlkriterium.

6. EMPIRISCHES MODELL ZUR ERKLÄRUNG DER HANGNEIGUNG IM UNTERSUCHUNGS- GEBIET AUF DER GRUNDLAGE MULTIVARIATER VERFAHREN

6.1 FAKTORENANALYSE UND MULTIPLE KORRELATION

Zur Zielsetzung, Durchführung und Problematik faktorenanalytischer Verfahren und Ansätze im allgemeinen liegt bereits eine Vielzahl von Literaturbeiträgen vor, so daß im Rahmen dieser Studie auf eine eingehende Betrachtung jener generellen Aspekte verzichtet werden kann. Aus dem großen Angebot entsprechender Veröffentlichungen seien hier nur die folgenden Beiträge neueren Datums von GIESE 1978, HELBIG 1980, GÜSSEFELD 1981 und BULLINGER 1982 sowie die grundlegende Darstellung von ÜBERLA 1968 erwähnt.

6.1.1 Ziele der Faktoren- und multiplen Korrelationsanalyse in dieser Untersuchung

Im vorangegangenen Kapitel wurde deutlich, daß zwischen der Hangneigung und der Vielzahl von Relieffaktoren (bzw. deren Indikatoren) nur relativ schwache oder allenfalls mäßig starke bivariate Korrelationen bestehen. Im Hinblick auf ein multiples Regressionsmodell erlaubt dieser Sachverhalt folgende extreme gegensätzliche Annahmen:

- a) Die klinographische Varianz kann auf der Basis der erfaßten Steuer-variablen statistisch nicht in befriedigendem Maße erklärt werden. Das multiple Bestimmtheitsmaß ist nämlich nicht wesentlich höher als die einfachen, da die R_f sehr starke Interkorrelationen aufweisen.
- b) Die Neigungsvarianz läßt sich weitestgehend auf das räumlich differenzierte Zusammenwirken mehrerer Relieffaktoren zurückführen. Da letztere stochastisch unabhängig sind, ergibt sich das multiple aus der Summierung der betreffenden einfachen Bestimmtheitsmaße.

Die unter a) und b) geschilderten Sachverhalte sind nun allerdings in der Realität kaum zu erwarten, da die Zusammenhangsstruktur der Relief-faktoren im Normalfalle zwischen den beiden genannten Extremen anzuordnen ist. Selbst auch sogenannte "unabhängige Variablen" sind in gewissem Maße komplex oder paarweise interkorreliert. Will man nun die Neigung mit Hilfe eines multiplen Regressionsmodells erklären, so ist die Stärke der Interkorrelationen zwischen den "Unabhängigen" zu prüfen. Sind die Steuervariablen relativ eng miteinander verknüpft, so wirkt sich dies

in erheblichem Maße auf die Regressionsgleichung aus, wobei die wahre Bedeutung bestimmter Erklärungsfaktoren verwischt werden kann. Dieses Problem der Multikollinearität wird u.a. von FRANTZOK (1976) sehr eingehend dargestellt und diskutiert.

Die vorliegende Problematik macht eine Analyse der komplexen Merkmalsbeziehungen der Rf erforderlich. Aus genannten Gründen (Kap. 5.2.3) bietet sich hierzu die Faktorenanalyse als ein geeignetes Verfahren an, zumal sich dabei im Falle orthogonaler Rotation der Faktoren in der Tat stochastisch unabhängige Größen ergeben. Im konkreten werden mit der Faktoren- und multiplen Korrelationsanalyse vier Ziele verfolgt:

- 1) Die Aufdeckung Ordnung und Transparenz der innerhalb des Variablenkomplexes der Rf bestehenden Abhängigkeiten und Unabhängigkeiten.
- 2) Die hypothetische Deduktion grundlegender, für die Hangformgestaltung verantwortlicher Mechanismen und Größen. Zu diesem Zweck soll festgestellt werden, in welchem Maße die Neigung mit jedem einzelnen der Faktoren korreliert. Da letztere stochastisch unabhängig sind, besteht die Möglichkeit, den jeweiligen isolierten Beitrag der hypothetischen Einflußgrößen zur klinographischen Entwicklung und damit zur Hangformgenese zu erfassen.

Die multivariaten Verfahren werden hier also zur Ergründung von Kausalbeziehungen eingesetzt. Natürlich handelt es sich bei den Faktoren um rein mathematische Konstrukte, die allerdings eine Hypothesenbildung bezüglich der funktionellen Steuerung komplexer Sachverhalte ermöglichen.

- 3) Die Prüfung, ob und inwieweit einige der in Kap. 5.2 analysierten Trivialkorrelationen zwischen V18 und bestimmten morphometrischen Parametern, etwa den die Hangsequenzen beschreibenden Variablen V93, V217, V226 etc., auf bestimmte, nicht direkt meßbare hypothetische Größen (z.B. die Klimazyklik) zurückzuführen sind.
- 4) Die Konstruktion standardisierter Werte, welche die Merkmalsausprägungen anzeigen, die ein hypothetischer Faktor in den einzelnen Raumeinheiten (Fazetten) annimmt (Faktorenwerte). Die Faktorenwerte stellen eine Grundlage für die morphogenetische Deutung der Hangformverhältnisse in ihrer räumlichen Differenzierung dar.

Es wurde nun mit variierender Variablenanzahl (bis zu 51 Merkmale, vergl. Kap. 5.2) eine Reihe von Hauptachsenfaktorenanalysen (ohne Iteration) mit orthogonaler Rotation nach dem Varimax-Kriterium durchgeführt, deren eingehende Darstellung sicherlich den Rahmen dieser Arbeit sprengen würde. Diese Experimentierphase diente der Auffindung einer Faktormatrix, die folgende Bedingungen erfüllen sollte:

- 1) Die Varianz der Hangneigung wird durch die Gesamtheit der Faktoren in befriedigendem Maße erklärt.

Ob dies der Fall war, ließ sich jeweils mit Hilfe einer multiplen Regressions- und Korrelationsanalyse überprüfen, wobei die Neigungswerte mit den Faktorwerten der einzelnen Faktoren korreliert wurden (vergl. hierzu Kap. 6.2 und Tab 4 g).

- 2) Die durch die Faktormatrix aufgezeigten Abhängigkeiten und Unabhängigkeiten innerhalb des Komplexes der Ausgangsvariablen sowie die Abhängigkeit zwischen diesen und V18 ermöglichen eine Hypothesenbildung und -prüfung bezüglich grundlegender geomorphogenetischer Einflußgrößen bzw. -mechanismen.

- 3) Die rotierte Faktormatrix weist eine Einfachstruktur auf, die eine nicht-zufällige Konfiguration der Variablen im mehrdimensionalen Faktorraum (ÜBERLA 1968, 175 ff.) anzeigt und somit garantiert, daß die Faktoren Indikatoren tatsächlich existenter Einflußgrößen darstellen und nicht ausschließlich auf der "spezifischen Zusammensetzung der Variablenauswahl" beruhen (vergl. BULLINGER 1982, 33). GÜSSEFELD (1981, II) weist darauf hin, daß bei "fehlender Einfachstruktur des Ladungsmusters" die Ausprägung der Faktorenwerte durch Zufälligkeiten beeinflußt wird, was sich wiederum auf die Darstellung räumlicher Differenzierungen betreffender Faktoren auswirken kann.

Ein befriedigendes Ergebnis hinsichtlich der oben genannten Bedingungen lieferte schließlich eine Faktorenanalyse mit 38 Variablen. Dabei wurden nach dem sogenannten Eigenwertkriterium (vergl. z.B. ÜBERLA 1968, 124 f., siehe u.a. HEILIG 1980, 20) neun Faktoren extrahiert und nach dem Verfahren KAISERS orthogonal rotiert (vergl. z.B. BULLINGER 1982, 28 ff.); das Ladungsmuster der rotierten Faktoren wurde anhand der Kriterien BARGMANNs und THURSTONEs auf Einfachstruktur hin überprüft (vergl. ÜBERLA 1963, 175 ff.). Den ohne Zweifel sehr strengen Anforderungen des BARGMANN-Tests entsprachen die Faktoren 3, 6, 7

und 9 bei $\alpha \leq 0,01$ bzw. die Faktoren 2,3,5,6,7 und 9 bei $\alpha \leq 0,25$.

Die Einfachstruktur ist demnach bei 3 von 9 Faktoren nicht ausreichend gesichert. Allerdings erscheint dennoch eine Interpretation der gesamten rotierten Matrix als gerechtfertigt, da die THURSTONE'schen Bedingungen weitestgehend erfüllt sind. Definierte man im übrigen auch Ladungen zwischen $|0,10|$ und $|0,15|$ noch als "Nullladungen", so wäre nach dem BARGMANN-Test die Einfachstruktur sämtlicher Faktoren signifikant (mit $\alpha \leq 0,01$ bzw. $\alpha \leq 0,25$ bei Faktor 4).

Die neun Faktoren erklären 85,2% der Gesamtvarianz der Ausgangsvariablen. In Anbetracht der vorliegenden Fragestellung ist jedoch wesentlich bedeutsamer, daß die Hangneigungsvarianz zu 80% erklärt werden konnte. Dabei entfiel auf die Faktoren 3 und 8 ein Anteil von rund 47%, während weitere vier Faktoren geringere Anteile zwischen 6 und 9% erklären.

Diese Angaben stellen, wie bereits angedeutet, das Resultat einer schrittweisen multiplen Korrelations- und Regressionsanalyse dar; hierbei wurde der isolierte Beitrag eines jeden Faktors zur Neigungsvarianz berechnet (vergl. Kap. 6.2 und Tab 4 g).

6.1.2 Faktor 1 (F1): Expositionsklimafaktor

a) Erklärter Anteil an der Gesamtvarianz der Ausgangsvariablen (VA): 26,1%.

b) Erklärter Anteil an der Hangneigungsvarianz (VH): 6,9 %

c) Höchste Faktorladungen (L) durch die Variablen (V):

- <u>Jahresstrahlungssumme</u>	(V31) - L = 0,96
-Südabweichung	(V117) - -0,95
-Expositionsbedingte Resistenz gegen lateralerosive Abtragungsprozesse un- ter periglazialen Bedingungen	(VE2) - 0,94 (VE) - 0,88
-Jahresmittel der Bodentemperatur nach KERNER (in der betreffenden Exposition).	(V30) - 0,85

Offensichtlich faßt Faktor 1 nur auslagebedingte Parameter zusammen und kann somit als ein Expositionsfaktor bezeichnet werden; er ist nahezu identisch mit der Jahresstrahlungssumme und kennzeichnet daher insbesondere den Gegensatz Nord-Süd, wie es auch die hohe negative Ladung der Variable V117 anzeigt. In seiner Bedeutung für die klinographische Gesamtentwicklung im Untersuchungsgebiet nimmt er mit nur 6,9% erklärter Neigungsvarianz lediglich die 4. Stelle hinter den Faktoren 3, 8 und 6 ein. Aufgrund der positiven Korrelation zwischen F1 und V18 (vergl. Tab. 4 g) und unter Berücksichtigung der extrem hohen Negativ-Ladung der Variable V117 (Südabweichung) erscheint die Annahme einer teilweise expositions-klimatisch bedingten Steilhangentwicklung in Südauslage (durch lateralerosive Prozesse) gerechtfertigt (vergl. Ladungen der Variablen VE, VE2, siehe Kap. 3.2).

Betrachtet man die räumliche Verteilung der Faktorenwerte, so zeigt sich erwartungsgemäß ein sehr klares Muster (Abb. 54): Im Bereich aller SO-SW-exponierten Hanglagen ist F1 stark positiv ausgeprägt, wobei die meisten der südlich ausgelegten Grauwacke/Tonschiefer-Fazetten vergleichsweise etwas niedrigere Werte annehmen (0,5 - 1,0 im Unterschied zu 1,0 - 2,0). Mittelhohe Werte (-0,5 bis 0,5) weisen im allgemeinen die Westauslagen auf. In NW-O-Exposition schließlich zeigt F1 vorwiegend negative Ausprägungen unter -0,5, womit in der Regel z.B. relativ geringe Jahresstrahlungssummen und niedrige Bodentemperaturwerte verbunden sind. Die räumliche Differenzierung der F1-Werte bringt einen Teilaspekt der Expositionsvarianz des Klimas zum Ausdruck, welcher in beschriebenem Maße (s.o.) für die Hangformgestaltung während des Periglaziärs mit verantwortlich zu machen ist.

Es soll nun an dieser Stelle vor dem möglichen Mißverständnis gewarnt werden, ein mit der Neigung korrelierender Faktor müsse notwendigerweise dort vorrangig zur Wirkung gekommen sein, wo er stark negative oder stark positive Faktorwerte annimmt; dies trifft nicht zu, da sein Effekt nämlich durch andere Steuergrößen beeinträchtigt werden kann. In welchem Maße er zur Formentwicklung bestimmter Hangeinheiten beitragen konnte, läßt sich erst durch Vergleich der Faktorenwertkarte mit Neigungskartierungen und mittels weiterführender statistischer Analysen (vergl. Kap. 7) erschließen.

6.1.3 Faktor 2 (F2): Höhenlage

VA = 14,8%; VH = 2,7%

<u>V</u>	<u>L</u>
- Absolute Höhenlage des Maximalabschnitts der betreffenden Sequenz (V62)	0,91
- Absolute Höhenlage: nächster hangaufwärtiger Minimalabschnitt der betreffenden Sequenz (V41)	0,91
- Absolute Höhenlage der Fazette (V1)	0,90
- Absolute Höhenlage des Minimalabschnitts der betreffenden Sequenz (V95)	0,87

Mit 2,7% erklärt Faktor 2 nur einen unbedeutenden Anteil der Hangneigungsvarianz. Eine eingehende Diskussion erübrigt sich aus diesem Grunde. Wie die angegebenen Ladungen erkennen lassen, ist Faktor 2 im wesentlichen durch die Differenzen in der Höhenlage der Fazetten definiert.

6.1.4 Faktor 3 (F3): Makroklima und Tektonik I (Pleistozän)

VA = 11,8%; VH = 32%

<u>V</u>	<u>L</u>
- Horizontalabstand zum Maximalabschnitt I (V217)	0,94
- Horizontaldistanz zum Maximalabschnitt II (V262)	0,94
- Vertikaldistanz zum Maximalabschnitt (V275)	0,92
- Distanz zum Minimalabschnitt (V93, vergl. Kap. 5.2.2)	-0,92

Mit 32% erklärter Neigungsvarianz stellt dieser Faktor die für die klinographische Entwicklung des Untersuchungsgebiets bedeutendste Größe dar. Er begründet den Gegensatz sowie die konkaven bzw. konvexen Übergänge zwischen Minimal- und Maximalabschnitt, da die höchsten Ladungen über |0,90| ausschließlich auf die Entfernungen zu den beiden klinographischen Extremen der Hangsequenz entfallen. F3 ist damit für die Entwicklung von Hangfolgen verantwortlich.

Wie erwähnt, lassen sich diese auf sehr unterschiedliche Einflüsse oder Vorgänge zurückführen, so z.B. auf Schwankungen der Eintiefungsgeschwindigkeit, bruchtektonische Verstellung, das Ausstreichen resistenter Gesteinsschichten, hangeigene Prozesse, lateralerosive Unterschneidung etc... Nun können hier weniger die für die Entwicklung von Hangfolgen verantwortlichen Prozesse als vielmehr deren Steuergrößen mit Hilfe der Faktorladungen ermittelt werden. Letztere zeigen, daß Faktor 3 nicht oder nur recht schwach mit den lokal variierenden Merkmalen korreliert; es handelt sich dabei um die Komplexe Substrat, Hydrographie, Reliefenergie, Basis-(Vorfluterdistanz), Höhenlage und Exposition. Somit fungiert F3 im wesentlichen als Indikator großräumig wirksamer tektonischer bzw. klimatischer Einflußgrößen, die im entsprechenden Ausmaß Art und Intensität primärer und sekundärer¹⁾ Formungsprozesse gesteuert haben. Angesichts der Ergebnisse hypsometrischer Untersuchungen (Kap. 4) sowie der allgemeinen klimatischen und geologischen Rahmenbedingungen sind die Hangsequenzen auf der Prozeßseite zu einem großen Teil den Schwankungen der Erosionsgeschwindigkeit zuzuschreiben, welche ihrerseits ein Ergebnis entsprechender Klimaänderungen und/oder tektonischer Instabilität darstellen (vergl. PENCK 1924, YOUNG 1964, STOCKER 1971, ROHDENBURG 1971, ROHDENBURG, SABELBERG, WAGNER 1976 u.a.). Mit periglazialklimatisch bedingter sekundärer Formung andererseits ist insbesondere bei denjenigen Hangabschnitten zu rechnen, die über längere erdgeschichtliche Zeiträume dem Einflußbereich jüngerer Vorflutereintiefung entzogen waren (vergl. z.B. STOCKER 1971, siehe auch GERBER/SCHNEIDEGGER 1966). Dies trifft vor allem für die basisferneren Lagen sowie für den Nordosthang des Untersuchungsgebietes zu, der zu einem großen Teil auf das Niveau der mittleren Hauptterrasse eingespielt ist. Jedoch erst kombinierte Wölbungs- und Substratuntersuchungen lassen konkretere Schlußfolgerungen bezüglich einer sekundären Hangentwicklung zu (vergl. ROHDENBURG et al. 1976).

Die Faktorenwertkarte (Abb. 55) läßt flächendeckend die höhenwärtige Abfolge verschiedener Sequenzen in den unterschiedlichen Hanglagen erkennen; bei Minimalabschnitten ist F3 stark positiv, bei Maximalab-

1) Die sekundäre Hangentwicklung vollzieht sich zwar in gewissem Maße autonom (hangeigene Entwicklung, vergl. GOSSMANN 1970), jedoch in einem Rahmen, der durch die genannten Relieffaktoren gesteckt wird.

schnitten stark negativ ausgeprägt; die Faktorenwerte der im Bereich der Konvexitäten oder Konkavitäten gelegenen Fazetten nehmen in ausreichender Entfernung vom Maximal- bzw. Minimalabschnitt eine dementsprechende intermediäre Stellung ein.

Im allgemeinen weist die Faktorenwertkarte für den zum Rhein abdachenden Westhang 3-4 (vergl. Kap. 4.2.1), für den Heisterbachtalhang 2-3, für die Ostabdachung 3 und für¹⁾ die Nordostabdachung schließlich 2 vollständige Hangsequenzen aus. Desweiteren konnten auch für den NW-N-exponierten Pirlenbachtalhang zumindest 2 Folgen ausgegliedert werden, die allerdings durch die vorliegende Karte räumlich nicht vollständig erfaßt sind. Zusammenfassend sei nochmals betont, daß die im Untersuchungsgebiet auftretenden Hangsequenzen aufgrund der Faktorenanalyse z. g. T. den makroklimatisch-/tektonischen Bedingungen des Pleistozäns und somit in ihrer primären Anlage bestimmten Tekto- bzw. Klimazyklen zuzuschreiben sind.

6.1.5 Faktor 4 (F4) D-Basis und Hydrographie 1

VA = 9,6%; VH = 6,7%

	<u>V</u>	<u>L</u>
- Höhenlage der D-Basis (V4)		-0,89
- Ursprungsentfernung des nächsten Vorfluters (zumindest 2. Ordnung) (V221)		0,84
- Taltiefe I (V105)		0,85
II (V109)		0,77

Der Faktor F4 wird im wesentlichen durch morphometrische bzw. hydrographische Charakteristika des Talabschnitts bestimmt, dem eine Hangseinheit zuzuordnen ist. Die höchsten positiven Faktorenwerte treten bei maximaler Talursprungsentfernung (V221) und Vertikalerstreckung (V105 und 109) sowie bei minimaler absoluter Höhe der Talsohle (D-Basis) auf, d.h. also im Bereich der Rheintalflanke (vergl. Abb. 56;) die F4-Werte der zugehörigen Unterhänge fallen allerdings leicht ab,

1) Bei der Zählung wurden die nicht durch Faktorenwerte gekennzeichneten Talsohlenstrecken des Heisterbachsystems als Minimalabschnitte berücksichtigt.

da der Faktor in geringem Maße auch mit der Basisdistanz negativ korreliert (V205). Im Gegensatz zum Rheintalabschnitt sind die Hänge im Bereich der Quellläufe und Talanfänge des Eichen-, Pirlen- und Heisterbachs sowie die auf eine Verebnung (Terrasse) in 180 m ü. NN eingestellten Fazetten im allgemeinen durch stark negative Faktorenwerte gekennzeichnet.

Die Varianz der F₄-Werte spiegelt eine gewisse, von der Ursprungsentfernung¹⁾ abhängige Differenzierung der Wasser- und Materialführung der Vorfluter wider, die für deren Erosionsenergie und somit für die Reliefbildung von Bedeutung war.²⁾ Darüber hinaus dokumentiert sich in der Höhenvarianz zwischen den zum heutigen unteren Mittelrhein- und Pleisbachsystem gehörigen Hangdenudationsbasen/Talsohlen²⁾ die jeweils im gesamten unterschiedliche Eintiefung(sgeschwindigkeit) und Erosionskraft der betreffenden Vorfluter.

Faktor 4 erklärt nun lediglich 6,7% der klinographischen Gesamtvarianz. Die Korrelation zwischen V18 und F₄ ist erwartungsgemäß schwach positiv (vergl. Kap. 6.2); d.h. mit wachsender Ursprungsentfernung und Taltiefe sowie fallender Höhenlage der Hangdenudationsbasis ist eine gewisse Tendenz zur Neigungsverstärkung festzustellen; diese wird jedoch in größerer Ursprungsentfernung u.a. wohl aufgrund der großen Frachtbelastung nahezu umgekehrt (Abb. 103). Der nicht-lineare Anteil der Beziehung F₄/V18 kann allerdings durch die Korrelationsberechnungen nicht erfaßt werden (vergl. Kap. 5.2.1).

1) Diese korreliert, wie die Faktorladungen zeigen, mit der Taltiefe und D-Basis-Höhenlage.

2) Zwar ist offensichtlich, daß die heutigen absoluten Werte bestimmter morphometrischer Indikatorvariablen (z.B. die Höhenlagen der Denudationsbasis) nicht notwendigerweise mit den pleistozänen identisch sind, dennoch können sich nicht erfaßbare vorzeitliche Varianzen solcher Merkmale in der heutigen Werteverteilung widerspiegeln.

6.1.6 Faktor 5 (F5): Substratfaktor

VA = 6,9%; VH = 6,9%

c)	<u>V</u>	<u>L</u>
- %-Anteil der mit LÖB bedeckten Fläche (V140)		-0,87
- %-Anteil der mit LÖB und Gehängelehm bedeckten Fläche (V82)		-0,82
- Abtragungs- bzw. Verwitterungsresistenz des geologischen Untergrundes:		
VG		0,81
V34		0,80
- Mächtigkeit der Lockermaterialauflage (V215)		-0,58

F5 stellt einen Substratfaktor dar, der hauptsächlich durch das Ausmaß der LÖB- und Gehängelehmbedeckung sowie den Abtragungswiderstand des Gesteinsuntergrundes definiert wird. Er kann daher als ein komplexer Indikator der entsprechenden Relieffaktoren fungieren. Mit lediglich 6,9% erklärter Neigungsvarianz nimmt er allerdings nur die 5. Position unter den multivariaten Faktoren ein (Tab 4 g). Die durch die Variablen V34 und VG beschriebene Resistenz des geologischen Untergrundes sowie die Lösssedimentation haben demnach im Hinblick auf die Neigungsdifferenzierung des Gesamtraumes nur eine untergeordnete Rolle gespielt!

Berücksichtigt man die Ladungsvorzeichen der Variablen V140, V82, VG, V34, V215 sowie die Korrelation zwischen F5 und V18 (Tab. 4 g), so lassen sich die folgenden evidenten Zusammenhänge erkennen:

Im beschriebenen Maße hat eine hohe Gesteinsresistenz an den betreffenden Standorten die Steilhangentwicklung begünstigt, die Flachhangbildung hingegen eingeschränkt; infolge eines so entstandenen starken Hanggefälles ist die Abtragung der vornehmlich schluffig-lehmigen Lockermaterialauflage entsprechend forciert worden. Bei geringer Resistenz des geologischen Untergrundes wurde dessen Verwitterung und effektive Denudation gesteigert und damit eine Entwicklung schwacher bis mäßiger Böschungen gefördert; dies führte schließlich zu einer Begünstigung insbesondere der Lössakkumulation, die ihrerseits wiederum ein zusätzliches hangverflachendes Moment darstellt. Es sei nochmals betont, daß die auf F5 zurückzuführenden Zusammenhänge nicht vorrangig

für die klinographische Gesamtentwicklung verantwortlich zu machen sind.

Bei hoher Gesteinsresistenz und/oder geringer LÖSüberdeckung nimmt F5 stark positive, im umgekehrten Fall stark negative Faktorenwerte an (vergl. Abb. 57). Wie der Abb. 57 zu entnehmen ist, sind insbesondere die Grauwacken/Tonschiefer- und Basaltareale und einige Fazetten im nordöstlichen Zipfel des Untersuchungsgebiets (südwestlich bis westlich von "Auf dem Scheid") durch stark positive F5-Werte gekennzeichnet. Negative Ausprägungen lassen sich zum Beispiel am mittleren West- und mittleren bis unteren Nordosthang der Hardt, am Nordwesthang des Pirlenbachtals sowie am unteren Südost- und Nord- bis Nordwesthang des Heisterbachtals feststellen.

6.1.7 Faktor 6 (F6): Hydrographie 2 (Vorfluterlängsgefälle)

VA = 5,4%; VH = 8,7%

c)	<u>V</u>	<u>L</u>
- Längsgefälle des nächsten Vorfluters (V15)		0,91
- Produkt aus dem Längsgefälle des nächsten Vorfluters und der Vorfluterdistanz (VN)		0,90

An der Definition des Faktors 6 sind mit V15 und VN im wesentlichen nur 2 Variablen beteiligt; sie besitzen extrem hohe positive Ladungen und weisen die F6-Werte als Indikatoren derjenigen Varianz der Vorfluterfließgeschwindigkeit aus, die sich aus der lokalen Differenzierung des Längsgefälles der Tiefenlinien ergibt (ergab)¹⁾.

Mit 8,7% erklärter Hangneigungsvarianz steht der Faktor bezüglich seiner Bedeutung für die klinographische Gesamtentwicklung an dritter Position. Die Korrelation mit V18 ist erwartungsgemäß positiv, da natürlich mit ansteigendem Längsgefälle der Tiefenlinien in der Tendenz auch die Eintiefung der Bäche und Flüsse aufgrund zunehmender Fließgeschwindigkeit intensiviert und damit eine Steilhangentwicklung begünstigt wird.

1) Auch die vorzeitliche Differenzierung des Längsgefälles kann sich in gewissem Maße in der heutigen Werteverteilung widerspiegeln.

Natürlicherweise lassen die Faktorenwerte (Abb. 58) eine stark positive Ausprägung des Faktors 6 im Bereich kleiner gefällsreicher Hangtäler im Westen und Süden des Untersuchungsgebiets erkennen. - Da diese z.T. keine rezenten Wasserläufe besitzen bzw. ihre Tiefenlinien am Hang auslaufen, d.h. nicht die heutige Erosionsbasis erreichen, können sie weitgehend als vorzeitlich (vorwiegend pleistozän) eingestuft werden. - Die Steilhangbildung bzw. -erhaltung in Bereichen des südlichen bis westlichen Hardthanges erklärt ihr starkes Längsgefälle, das gebietsweise noch eine weitere Versteilung der schon recht stark geböschten Flanken hervorgerufen hat.

6.1.8 Faktor 8 (F8): Makroklima und Tektonik II

a) 3,4% b) 14,7%!

c)	<u>V</u>	<u>L</u>
- Sequenztiefe (VT)		0,60
- Vertikaldistanz zum Minimalabschnitt der betreffenden Sequenz (V272)		<u>0,69</u>
- Fazettenhöhe (V271)		0,62

Im Gegensatz zu den übrigen Faktoren wird F8 nicht durch extrem hoch ladende Indikatorvariablen konstituiert, was natürlich seine Interpretation erschwert. Andererseits sind die oben genannten Merkmale (VT, V271, V272) unter denen, die in der Analyse berücksichtigt wurden, noch am besten geeignet, den Faktor zu beschreiben, da sie dort ihre eindeutig höchsten Ladungen aufweisen. Für die Hangformgenese war F8 von größerer Bedeutung, da er die Hangneigungsvarianz zu 14,7% erklärt und somit auf der Basis der erhobenen Daten als die zweitwichtigste Dimension im Rahmen der klinographischen Gesamtentwicklung zu kennzeichnen ist.

Da V18 mit F8 positiv korreliert ($r = 0,38$, vergl. Tab. 4 g), wächst die Hangneigung tendenziell mit steigendem Faktorwert. Die obigen Ladungen lassen erkennen, daß ein positiver Faktorenwert insbesondere bei größerer Vertikalerstreckung der Sequenz und der zugehörigen Hangseinheit sowie bei vergleichsweise großer Höhe des Fazettenschwerpunkts über dem klinographischen Minimum der Hangfolge auftritt (vergl.

Abb. 59). Die Korrelation der Variablen VT, V271 und V272 ist offensichtlich, da größere Vertikaldistanzen zum Minimalabschnitt natürlich mit größeren Sequenztiefen einhergehen, die ihrerseits ein Vorkommen relativ hoher Fazetten erwarten lassen (vergl. Kap. 5.2.2).

Aus morphogenetischer Sicht kann Faktor 8 in erster Linie mit einem weiteren Komplex großräumig wirksamer tektonischer und/oder makroklimatischer Steuergrößen in Verbindung gebracht werden, da er mit den lokal differenzierten Komplexen Meso-/Mikroklima, Substrat, Hydrographie, Basisdistanz, Reliefenergie etc. nicht korreliert (vergl. die betreff. Ladungen).

Auf der morphodynamischen Ebene ist der Wert des Faktors 8 in einer Raumeinheit mehrdeutig hinsichtlich seiner Indikatorfunktion: Bei guter Anpassung an die Regression F8/V18 (vergl. Kap.7) kann er die Wirkung bzw. relative Intensität verschiedener Prozesse innerhalb einer bestimmten Periode der Hangentwicklung anzeigen, so z.B.:

1) Die Geschwindigkeit der Hebung/Kippung bzw. Vorflutereintiefung¹⁾. In Abhängigkeit von der Effektivität anderer Faktoren beeinflusst sie die Variablen 'Sequenztiefe', 'Fazettenhöhe' und 'Hangneigung' in unterschiedlichem Maße. Bei konstanten Randbedingungen wächst mit zunehmender Geschwindigkeit der Tiefenerosion auch die Vertikalerstreckung und Steilheit der Sequenz bzw. Fazette (vergl. Korrelation VT u. V271/V18).

Falls die fluviatile Eintiefung eine recht schnelle Intensivierung und eine nur langsame und kontinuierliche Abschwächung erfährt, können, unter Voraussetzung homogener Standortbedingungen und einer gewissen Eintiefungsgeschwindigkeit, konkave Schleppenprofile mit den steilsten Böschungen im oberen Sequenzbereich und nur schmalen Oberhangkonvexitäten die Folge sein (vergl. die theoretischen Hangentwicklungsmodelle ROHDENBURG's 1971, sie auch ROHDENBURG et al. 1976, STOCKER 1971, vergl. GOSSMANN 1981 u.a.). In einem solchen Fall bestünde eine positive Korrelation zwischen dem Böschungswinkel und der Vertikaldistanz der Fazette zum Minimalabschnitt der Hangfolge (vergl. V272/V18).

1) Im Unterschied zu F8 fungiert F3 nur als potentieller Indikator der Tendenzveränderungen der Vorfluteraktivität innerhalb bestimmter Hangentwicklungszyklen (Zunahme, Abnahme etc.).

2) Die Intensität der fluvialen Lateralerosion.

Neben expositions-klimatischen Bedingungen, die hier allerdings im wesentlichen durch Faktor 1 abgedeckt sind, wird sie u.a. von der Art der Wasserführung und der Frachtbelastung (Auslastung der Transportkraft) des fließenden Gewässers bestimmt. Eine verstärkte fluviale Seitenerosion kann zur Bildung eines Unterschneidungshanges (oftmals mit relativ scharfem Mittel- oder Oberhangknick) führen, dessen Obergrenze sich mit zunehmender Intensität der lateralerosiven Prozesse hangaufwärts verlagert, wobei die untere Talflanke an Höhe (V271) und Steilheit (V18) zunimmt. Ggfs. können nach oben anschließende Sequenzen durch fortschreitende Lateralerosion mit dem Unterhang zu einer Hangfolge oder Fazette verbunden werden.

3) Die Wirkung hangeigener Abtragung

Wie bereits erwähnt, arbeiten nicht zuletzt auch "hangeigene" Prozesse in spezifischer Weise an der Form und Morphometrie des Hanges. Geht man z. B. von den GOSSMANN'schen Kriech-Spül-Modellen der periglazialen Hangentwicklung aus, so ergeben sich bei hohem Anteil des Spülvorgangs am Gesamttransport bei bestimmten Randbedingungen und Transportfunktionen weithin konkave Profile mit dementsprechend hangaufwärtiger Neigungsverstärkung und relativ schmaler Oberhangkonvexität (s. GOSSMANN 1970, z. B. Modell II b). Auch in diesem Falle bestünde also eine starke Korrelation zwischen V272 und V18.

In Anbetracht der geologischen und klimageomorphologischen Rahmenbedingungen könnten theoretisch alle unter Punkt 1-3 genannten morphodynamischen Steuergrößen die Hangentwicklung im Untersuchungsgebiet beeinflussen haben. Bei einem "Hang-Vorfluter-Ungleichgewicht", wie es hier in der Regel vorgelegen hat, postulieren ROHDENBURG et al. (1976, 133 f) allerdings, daß der unter 3 erwähnte Abspülungseffekt der Wirkung der Fluvialerosion untergeordnet ist. GOSSMANN (1981, 213) weist hingegen darauf hin, daß die Hangform "in einem erheblichen Toleranzbereich der Vorfluteraktivität... weit weniger von dieser als vielmehr von den Randbedingungen an der Hangoberkante beeinflusst wird" (vergl. zur hier angeschnittenen Problematik auch LOUIS 1973).

Es sei noch vermerkt, daß F8, abgesehen von großräumigen klimatischen und tektonischen Bedingungen, auch auf lokale bruchtektonische Dislokationen hinweisen könnte, die im übrigen ebenfalls zur Bildung von Hangsequenzen führen: Dabei ist zu einem gewissen Teil die Geschwindigkeit der bruchtektonischen Verstellung für die Sequenztiefe bzw. den Böschungswinkel verantwortlich.

6.1.9 Zusammenfassung

Die klinographische Entwicklung im gewählten großmaßstäblichen Landschaftsausschnitt wurde von lokal differenzierten (substantiellen, expositions-klimatischen, reliefbezogenen und hydrographischen) Größen einerseits sowie von großräumig wirksamen klimatischen und/oder tektonischen Vorgängen andererseits in erheblichem Maße beeinflusst. Im einzelnen wird die Hangneigungsvarianz des Untersuchungsraums durch folgende stochastisch unabhängige Faktoren erklärt:

<u>Faktor</u>	<u>Indikator für folgende Steuerkomplexe</u>	<u>Erklärte Neigungsvarianz</u>
F3	Primär Makroklima und Großraumtektonik im Pleistozän (→ zeitliche Schwankungen der Vorfluteraktivität innerhalb einzelner Hangentwicklungsphasen, Art und Ausmaß sekundärer Hangformung)	32,3%
F8	Primär Makroklima und Großraumtektonik im Pleistozän (→ Ausmaß bzw. Geschwindigkeit der Tiefen- und Lateralerosion, abspülungsbedingte Transportrate am Hang u.a.)	14,7%
F6	Lokales Vorfluterlängsgefälle (→ Fließgeschwindigkeit → Tiefenerosion)	8,7%
F1	Expositions-klima (→ lateralerosive Prozesse, Gelisolifluktion, Abspülung, Nivation etc.)	6,9%
F5	Abtragungs- und Verwitterungsresistenz des geologischen Untergrunds (→ Ausmaß denudativer Prozesse), Ausmaß der Lösssedimentation	6,9%
F4	Ursprungsentfernung der Vorfluter und/oder Senkungsgeschwindigkeit der Denudationsbasis (→ Wasser- u. Materialführung, Fließgeschwindigkeit → Ausmaß der Eintiefung und Seitenerosion)	6,7%

Da F2, F7 und F9 insgesamt nur weitere 4% der Neigungsvarianz erklären, wurde von einer Interpretation dieser Faktoren abgesehen.

Die weitestgehend großräumig wirkenden Steuerkomplexe zeichnen sich gegenüber den lokal differenzierten Faktoren (F1 und F4-F6) durch einen höheren prozentualen Anteil erklärter Neigungsvarianz aus. Dennoch mag die morphogenetische Bedeutung dieser beiden Faktorengruppen als annähernd gleich groß eingestuft werden, da zu berücksichtigen ist, daß vor allem kleinräumige Differenzierungen, so z.B. fazielle Gesteinsunterschiede, aufgrund der Erhebungsmethodik nicht vollständig erfaßt worden sind. Die insgesamt durch die genannten Faktoren erklärte Varianz der Hangneigung beträgt inklusive F2, F7 und F9 rund 80%.

Die hangsequenzbezogenen Distanzmerkmale (V93, V217, V262, V272, V275, VT), deren Einfachkorrelation mit V18 nur Trivialitäten und morphogenetische Mehrdeutigkeiten zum Ausdruck brachte, erwiesen sich im Rahmen der multivariaten Analysen bei stochastischer Unabhängigkeit der Relieffaktoren als nützlich. Zwar konnten sie nicht als spezifische Indikatoren bestimmter Steuergrößen verwendet werden, dennoch ermöglichten sie die Aufdeckung hangformrelevanter Faktorenkomplexe (F3, F8) sowie eine Quantifizierung der entsprechenden Effekte.

Die Wirkungen der Faktoren Makroklima und Tektonik I und II (F3 + F8) lassen sich nur pauschal ermitteln. Eine getrennte Erfassung der tektonischen und klimatischen Einflüsse einerseits sowie der hiervon abhängigen hangeigenen und fluvialen Effekte andererseits ist auf der Grundlage der gegebenen Daten mit Hilfe der angewandten statistischen Verfahren nicht möglich.

6.2 MULTIPLE REGRESSION VON DER HANGNEIGUNG NACH DEN RELIEFFAKTOREN

6.2.1 Vergleich zweier Regressionsmodelle

Die Faktorenanalyse diente u.a. der Aufdeckung von Zusammenhangsstrukturen innerhalb des Komplexes der erklärenden Merkmale (Rf); hierdurch sollten stochastisch weitgehend unabhängige "Steuergrößen" für ein multiples Regressionsmodell ermittelt werden, um einer eventuellen

Multikollinearität vorzubeugen (vergl. Kap. 6.1.1). Als Unabhängige (Y_1) einer Regressionsanalyse eignen sich die Indikatormerkmale der Faktoren eben aufgrund deren statistischer Independenz.

Im vorliegenden Fall ist nun die gleichzeitige lineare Abhängigkeit der Hangneigung von mehreren reliefbildenden Größen bzw. von deren Indikatoren (Rf) zu errechnen. Während auf dem Wege der multiplen Korrelationsanalyse der Grad jener Abhängigkeit durch entsprechende Korrelationskoeffizienten erfaßt wird (vergl. Kap. 6.1, siehe Tab 4 g), geht es bei der multiplen Regression um die Art des Zusammenhanges, d.h. um die Frage, inwieweit die Hangneigung bei Berücksichtigung des Effekts der übrigen unabhängigen Variablen variiert, wenn sich ein Relieffaktor um eine Maßeinheit ändert. In der vorliegenden Studie wurde von der schrittweisen multiplen Regression Gebrauch gemacht, die man im einzelnen wie folgt durchführt:

Im ersten Schritt wird die mit Y (hier die Neigung = V18) am höchsten korrelierende Variable (X_1) in die Analyse einbezogen und die lineare Einfachregression von Y nach X_1 berechnet. Im zweiten Schritt sind zuerst die partiellen Korrelationskoeffizienten zwischen Y und den noch nicht einbezogenen Variablen (Z_1) zu berechnen, indem das Merkmal X_1 "konstant" gehalten, d.h. sein Einfluß rechnerisch eliminiert wird (siehe hierzu BAHRENBERG/GIESE 1975 a, 184 ff.). Die unabhängige Variable, welche den höchsten partiellen Korrelationskoeffizienten aufweist, wird als 2. Merkmal in die Regressionsanalyse aufgenommen. Sie ist nämlich für den größten Anteil der nicht durch X_1 erklärten Varianz der abhängigen Variable verantwortlich. Dieser Vorgang wird solange fortgesetzt, bis alle unabhängigen Variablen (X_1) in die Analyse einbezogen sind. Das lineare multiple Regressionsmodell hat im allgemeinen die Form

$Y = a + b_1 X_1 + b_2 X_2 + \dots + b_n X_n$. Bei den b_i handelt es sich um die partiellen Regressionskoeffizienten; sie geben an, in welchem Maße Y variiert, wenn sich das entsprechende X_i um eine Maßeinheit ändert und zwar bei gleichzeitiger Berücksichtigung des Effekts (d.h. sozusagen unter "Konstanthaltung") der übrigen unabhängigen Variablen (s.o.). Da die einzelnen Merkmale im allgemeinen mit Hilfe verschiedener Maßeinheiten erfaßt werden, empfahl sich die Berechnung standardisierter b_i (Beta-Werte), um eine Vergleichbarkeit der partiellen Regressionskoeffizienten zu gewährleisten. Neben den b_i enthält die Gleichung im übrigen noch den Wert "a", welcher eine Konstante dar-

stellt (vergl. BAHRENBERG/GIESE 1975 a, 195; NORCLIFFE 1981, 197 ff.; FRANTZOK 1976, 5 ff.; zur partiellen Korrelations- bzw. Regressionsrechnung vergl. z.B. BAHRENBERG/GIESE 1975 a, 184 ff., NIE/HULL 1983, 209 u.a.). Im Modell 1 der vorliegenden Studie stellen die X_i , wie angedeutet, diejenigen Merkmale dar, welche einen Faktor der vorangegangenen Faktorenanalyse maximal laden, im einzelnen also:

V31 (F1) = X_5 = Jahresstrahlungssumme

V217 (F3) = X_1 = Horizontalabstand zum Maximum I

V4 (F4) = X_2 = Höhenlage der D-Basis (mind. 2. Ordnung)

V140 (F5) = X_6 = Flächenanteil der Löss- und Gehängelehme

V15 (F6) = X_4 = Längsgefälle des nächsten Vorfluters

V272 (F8) = X_3 = Vertikaldistanz zum Minimalabschnitt

Die Regressionsgleichung lautet nunmehr wie folgt:

$$Y (V18) = 14,08 - 0,5 X_1 - 0,26 X_2 + 0,22 X_3 + 0,19 X_4 + 0,16 X_5$$

$$- 0,09 X_6 \text{ (Modell 1), (vergl. Tab. 3 d).}$$

Dies besagt beispielsweise, daß die Hangneigung mit dem Vorfluterlängsgefälle bei "Konstanthaltung" der vorher in das Modell aufgenommenen Variablen (V217, V4, V272) um den Faktor 0,19 wächst oder mit der Höhenlage der D-Basis bei Berücksichtigung der Variable V217 um den Faktor 0,26 abnimmt. Die Größenordnung der Beta-Werte sagt zwar im Einzelfall nichts aus, sie ermöglicht jedoch, wie bemerkt, einen direkten Vergleich der R_f hinsichtlich des Effekts auf die Neigungswinkel (vergl. analog FRANTZOK 1976, 6).

Setzt man nun anstatt der Indikatorvariablen die komplexen Faktoren¹⁾ in das multiple Regressionsmodell ein, so ergibt sich folgende Gleichung:

$$Y (V18) = 12,3 - 0,57 F3 + 0,39 F8 + 0,29 F6 + 0,26 F1 + 0,26 F5 + 0,26 F4 \text{ (Modell 2), (vergl. Tab 4 g).}$$

¹⁾ Dies ist auf der Basis der Faktorenwerte möglich, welche die Wertigkeit oder Ausprägung der Faktoren in den einzelnen Untersuchungseinheiten angeben.

Der Vergleich der Modelle 1 und 2 und der entsprechenden multiplen Korrelationsanalysen (Tab. 3 und 4) ergab einen deutlich geringeren Prozentanteil erklärter Neigungsvarianz beim Modell 1 (65,8%); dies war zu erwarten, da hier mit 6 Rf gegenüber 38 beim Faktorenmodell eine wesentlich kleinere Variablenanzahl berücksichtigt wurde. Darüber hinaus lassen die beiden Modelle eine Inkonsistenz hinsichtlich der relativen Bedeutung des Faktors 4 und der entsprechenden Indikatorvariable V4 erkennen: Während F4 im Modell 2 (zusammen mit F1 und F5) nur die 4. Position einnimmt, steht V4 im Modell 1 noch vor V272 (dem Indikator des Faktors 8) an 2. Stelle. Da V272 den Faktor 8 mit "nur" 0,69 lädt, kann angenommen werden, daß ein Teil der durch F8 erklärten Neigungsvarianz im Modell 1 auf die Variable V4 entfällt.

Der Stellenwert des Merkmals V272 wird zudem noch durch eine (schwache) Korrelation dieser Variable mit V217 und V4 geschmälert, wie es auch die Toleranzwerte nach dem zweiten Schritt verdeutlichen¹⁾ (vergl. Tab. 3 a). Desweiteren zeichnet sich der Substratfaktor (F5) im Modell 2 gegenüber seiner Indikatorvariable (V140) im Modell 1 durch einen relativ höheren Stellenwert aus, da V140 einen gewissen, für die Neigungsentwicklung bedeutenden Varianzanteil der Abtragungs- und Verwitterungsresistenz (V34, VG) statistisch nicht zu erklären vermag.

Somit wurde im weiteren Verlauf der Untersuchung auf das Modell 2 zurückgegriffen, zumal die Faktoren völlig unkorreliert sind (wie es auch die betreffenden Toleranzwerte anzeigen (vergl. Tab. 4 a-f)).

6.2.2 Die Residuen der multiplen Regression (Modell 2)

Die Abweichungen der tatsächlich gemessenen Böschungswinkel von den aufgrund der Regressionsgleichung zu erwartenden Hangneigungen werden als die Residuen (Restschwankungen) der obigen Regressionen bezeichnet. Sie geben Auskunft über den Grad der Modellanpassung der einzelnen Fazetten. (Zur Berechnung und Anwendung von Residuen vergl. z.B. THOMAS

1) Die Toleranz (t) gibt den Varianzanteil einer unabhängigen Variable an, der durch die anderen, schon in die Regressionsgleichung einbezogenen X_i nicht erklärt ist. t stellt dabei die Differenz zwischen dem Wert 1 und dem quadrierten Koeffizienten der multiplen Korrelation mit den übrigen X_i dar (Bestimmtheitsmaß), vergl. auch NIE/HULL 1983, 184 + 220.

1960, LAUER 1973, GIESE 1974, BAHRENBURG/GIESE 1975 a, FRANTZOK 1976, LAUX 1977, NORCLIFFE 1981 u.a.).

Als Anwendungsvoraussetzung der Regressionsanalyse wird an die Restschwankungen bekanntermaßen die Anforderung der räumlichen Zufallsverteilung gestellt. Das bedeutet: Von einem Residuum einer bestimmten Raumeinheit kann nicht auf die Residuen der benachbarten Einheiten geschlossen werden. Ist ein solcher Schluß jedoch möglich, so liegt eine räumliche Autokorrelation vor¹⁾.

Den Einfluß autokorrelierter und nicht autokorrelierter Variablen auf Regressionsparameter hat FRANTZOK (1976, 48ff.) eingehend untersucht; hierbei konnten allerdings keine signifikanten Unterschiede festgestellt werden, so daß jenes Problem der räumlichen Abhängigkeit möglicherweise überschätzt worden ist. In diesem Zusammenhang wies FRANTZOK darauf hin, daß lediglich die Funktional- und Kausalbeziehungen richtig zu erkennen seien, um auf rein chorologischen Beziehungen beruhende Scheinkorrelationen entlarven zu können.

Betrachtet man die räumliche Verteilung der standardisierten Residuen im Untersuchungsgebiet (Modell 2), so läßt sich eine systematische Anordnung nur schwerlich erkennen. Erst bei näherem Hinsehen werden einige Verteilungsschwerpunkte deutlich. Mehr oder weniger positive Abweichungen (0,5 - 2,0) von den nach Modell 2 zu erwartenden Neigungswerten konzentrieren sich am N-bis NW-exponierten Pirlenbachtalhang in einem Bereich östlich bis nordöstlich von "Am Hercherötgen" (oberer Kartenrand). Eine gewisse lokale Verdichtung positiver Residuen (0,5 bis > 2,0) ist darüber hinaus in folgenden Bereichen erkennbar:

- Südlicher Heisterbachtalhang bei "Weiße Erde" und "Unter dem Stein" sowie bei "Zengeling" und "Am Hellenberg";
- Oberste Lagen des westlichen Hardthanges bei "Hardtrappen";
- Untere Lagen des westlichen Hardthanges nördlich und südlich von "Am Kessel".

Bei diesen Lokalitäten handelt es sich vor allem um Basalt- und Ton-schiefer/Grauwacken-Standorte.

1) Zum Problem der Autokorrelation vergl. z.B. JOHNSTON 1972, BAHRENBURG/GIESE 1975 a, 198 ff.; FRANTZOK 1976, 48 ff.; LAUX 1977, 16; KEMPER 1978.

Relative Verdichtungen negativer Residuen sind demgegenüber an folgenden Lokalitäten zu beobachten:

- Mittlerer Westhang der Hardt (z. B. westlich Hardtrappen);
- Unterster Westhang des Untersuchungsgebiets im Übergang zur unteren Mittelterrasse;
- Oberster N- bis O-exponierter Hardthang.

Eine Beziehung zu bestimmten Untergrundverhältnissen kann in diesen Fällen nicht festgestellt werden.

Restschwankungen beruhen zum einen auf Meßfehlern oder unbedeutenden lokalen "Zufälligkeiten", andererseits jedoch auch auf der Wirkung wesentlicher, noch nicht im Regressionsmodell berücksichtigter Steuergrößen (vergl. z.B. BAHRENBURG/GIESE 1975 a, 101; FRANTZOK 1976, 24 f. u.a.). Letzteres dürfte insbesondere bei hohen Restwerten der Fall sein. Die oben beschriebenen Residuen ließen sich z.T. auf eine nicht erfaßte Varianz vorzeitlicher hydraulischer bzw. hydrologischer Bedingungen zurückführen¹⁾, die mit dem Begriff "Eigenleben" der Bäche und Flüsse (FRÄNZLE 1969) umschrieben werden kann; hiermit ist die spezifische Wassermenge, Geröllmenge, Geröllgröße und Bettbeschaffenheit der fließenden Gewässer gemeint (vergl. HORMANN 1965a). Diese Variablen werden durch die vorliegenden morphometrischen Indikatormerkmale nicht abgedeckt. Auch fazielle Differenzierungen des geologischen Untergrunds sind möglicherweise für einen Teil der Residuen verantwortlich, insbesondere wohl für die der Festgesteinsareale (Basalt, Grauwacken/Tonschieferstandorte, s.o.). Die hier genannten Steuergrößen können jedoch ohne erheblichen Meß- und Kartieraufwand nicht zusätzlich in die Analyse einbezogen werden. Auch eine Abschätzung der räumlichen Wirkungsbereiche unberücksichtigter Lokalfaktoren auf der Basis der Residuenkarte ist aufgrund des insgesamt doch recht diffusen Verteilungsmusters der Restwerte problematisch.

1. Möglicherweise z.B. bei "Am Hercherötgen", N-NW-Hang des Pirlenbachtals

In Anbetracht der Heterogenität des Untersuchungsraumes und der wachsenden Bedeutung lokaler Differenzierungen mit dem Betrachtungsmaßstab stellt das Modell 2 mit einer erklärten Neigungsvarianz von 80% (vergl. Tab 4 g) dennoch einen befriedigenden Ansatz dar.

7. MORPHOGENETISCHE FAZETTENTYPISIERUNG AUF DER GRUNDLAGE VON REGRESSIONSRESIDUEN

7.1 METHODISCHE VORBEMERKUNGEN

Die im Kap. 6.1 dargestellte Faktorenanalyse führte zur Bildung stochastisch unabhängiger Dimensionen, die durch morphometrische, klimatische und substratbezogene Variablen beschrieben und hinsichtlich morphogenetischer Steuerkomplexe interpretiert wurden. Durch jene Faktoren konnte die Hangneigungsvarianz im Rahmen einer multiplen Korrelations- und Regressionsanalyse zu 80% statistisch erklärt werden (vergl. Kap. 6.2, Modell 2).

Ging es bislang um die Erstellung eines Erklärungsmodells, welches den Untersuchungsraum als Gesamtheit in seiner klinographischen Differenzierung betrifft, so soll nunmehr der Versuch unternommen werden, jede einzelne Hangeinheit (Fazette) im Hinblick auf die jeweiligen, genetisch bedeutsamen Relieffaktoren zu charakterisieren.

Das methodische Vorgehen sei im folgenden beschrieben:

Zunächst wurden die jeweiligen linearen Einfachregressionen von V18 nach F1 bis F9 mit den jeweils zugehörigen absoluten Residuen berechnet. Da die extrahierten Faktoren (F1 bis F9) statistisch unkorreliert sind, können auch die obigen bivariaten Regressionen als unabhängige Modelle dargestellt werden, welche jeweils einen eigenen Anteil der Neigungsvarianz erklären; letzterer stimmt weitgehend mit dem Varianzanteil überein, den der entsprechende Faktor im Rahmen des multiplen Regressionsmodells erklärt¹⁾; so ist natürlich auch das Bestimmtheitsmaß der multiplen Korrelation (Modell 2) nahezu identisch

1) vergl. RSQ Change in Tab 4 g mit dem entsprechenden R Square in Abb. 62-67; bei F4 und F5 weichen die zu vergleichenden Determinationskoeffizienten um 0,7% voneinander ab.

mit der Summe aller Bestimmtheitsmaße der linearen Einfachkorrelationen zwischen V18 und F1 bis F9.

Im nächsten Schritt wurden, jeweils separat für jede einzelne Hangeinheit, die absoluten Residuen der verschiedenen Einfachregressionen (von V18 nach F1, F3 bis F6 und F8¹⁾) miteinander verglichen, um den Einfluß eines Faktors auf die Neigungsentwicklung einer bestimmten Hangeinheit im Verhältnis zur Auswirkung der übrigen Faktoren zu untersuchen. Diese Vergleiche beruhen auf der Voraussetzung, daß die Bedeutung eines Faktors für die Entwicklung einer Fazette mit abnehmender (positiver bzw. negativer) Restschwankung wächst (vergl. Kap. 7.2).

Zur Interpretation der Restschwankungen der unabhängigen Einfachregressionsmodelle wurden auch die Residuen der multiplen Regression herangezogen. Ist z.B. eine Hangeinheit aufgrund der Einfachregressionen in jedem Falle durch hohe Restschwankungen gekennzeichnet, so gibt das entsprechende Residuum des multiplen Modells Auskunft darüber, ob dies auf die Nichtberücksichtigung einer oder mehrerer zusätzlicher Steuergrößen zurückzuführen ist oder aber auf die Tatsache, daß erst der Gesamteffekt aller berücksichtigten Faktoren die spezifische Neigungsentwicklung der Fazette in befriedigendem Maße zu erklären vermag; im ersten Fall läge ein hohes, im zweiten ein niedriges (positives bzw. negatives) Residuum der multiplen Regression vor.

Die Ergebnisse der Einfachregressionen (Regressionsgraden, Streudiagramme, Fazettentypisierung) sind den Abb. 62-73 zu entnehmen. Es muß hierbei in jedem Fall berücksichtigt werden, daß sie auf der Analyse einer Grundgesamtheit basieren, so daß Fragen bezüglich bestimmter Vertrauensbereiche für Koeffizienten (Konfidenzintervalle) wenig sinnvoll erscheinen und sich damit eigentlich die Forderung nach Normalität und Homoskedastizität bezüglich der Restwerte erübrigt (siehe hierzu z.B. : NORCLIFFE 1981, 197 ff.; BAHRENBERG/GIESE 1975 a, 138 ff.; FRANTZOK 1976, 7 f.). Der einem Faktor zugewiesene Stellenwert im Rahmen der klinographischen Entwicklung einer bestimmten Fazette

1) Wie schon in Kap. 6.1 angedeutet, wurden lediglich die genannten 6 Faktoren bei der weiteren Analyse berücksichtigt, da F2, F7 und F9 nur unbedeutende Anteile der Neigungsvarianz erklären.

ist somit nur auf die innergebietliche Neigungsdifferenzierung bezogen.

Es sei angemerkt, daß in den Streuungsdiagrammen der Einzelregressionen (Abb. 62 - 67) jeweils vier Ausreißer auffallen, die sich in ihrer Hangneigung (über $30-40^{\circ}$) deutlich von den übrigen Punkten abheben. Bei entsprechender Veränderung der Grundgesamtheit war jedoch festzustellen, daß sie sich wegen der großen Anzahl der Fälle (474) kaum merklich auf den Verlauf der Regressionsgeraden ausgewirkt haben.

7.2 DIE MORPHOGENETISCHEN FAZETTENTYPEN

Jede Fazette ist durch eine von ihrer Umgebung abweichende Exposition und/oder Hangneigung gekennzeichnet. Die räumliche Differenzierung des Böschungswinkels ist nun auf Veränderungen der Art, der Intensität und/oder der effektiven Leistung morphodynamischer Prozesse oder Prozeßkombinationen in Raum und Zeit zurückzuführen, was seinerseits in der räumlich bzw. zeitlich variierenden Ausprägung reliefbildender Faktoren begründet liegt¹⁾. Letztere haben in jeweils unterschiedlichem Maße zur Entwicklung einer Fazette beigetragen. Eine Steuergröße kann dabei, der Ausprägung der übrigen Faktoren entsprechend, in ihrer Wirkung unterstützt, verstärkt, abgeschwächt oder gar neutralisiert werden. Die relative Bedeutung der Faktoren F1, F3 - F6 und F8 im Rahmen der klinographischen Entwicklung einer Hangeinheit wird durch den Vergleich der betreffenden Residuen der unabhängigen Einfachregressionsmodelle ermittelt. Diese Verfahrensweise eröffnet eine Fülle interpretatorischer Aspekte und führt zu einer Vielzahl von Detailergebnissen, deren gesamtheitliche Behandlung den Rahmen dieser Studie sprengen würde. Aus diesem Grunde wurden bei der Beschreibung der einzelnen genetischen Typen nur jeweils bestimmte Gesichtspunkte und Sachverhalte hervorgehoben, die die Anwendung der Residuen im Rahmen der gegebenen morphogenetischen Fragestellung demonstrieren sollen.

1) Die Distanzvariablen werden hier ebenfalls als Relieffaktoren betrachtet!

7.2.1 Typ A: Makroklima und Tektonik als primäre Relieffaktoren

Wesentliche Prozesse:

Fluviale Erosion, Gelisolifluktion, Abspülprozesse, Nivation u.a.

Variablen der Morphodynamik:

Geschwindigkeit der Vorflutereintiefung, Intensität der Lateralerosion, Verlagerungsrate am Hang aufgrund Abspülung, Solifluktion etc.

Primäre Relieffaktoren:

Makroklima und Tektonik

Unabhängige morphometrische

Indikatoren der Relieffaktoren:

F3 und F8

F3 und F8 können jeweils als Indikatoren sowohl makroklimatischer als auch tektonischer Bedingungen des Pleistozäns interpretiert werden (vergl. Kap. 6.1). Die aufgrund der Restwertberechnungen primär auf die Faktoren 3 oder 8 zurückzuführenden Fazetten bilden daher einen gemeinsamen Obertyp (A); denn auch auf anderem Wege war nicht festzustellen, ob die Hangneigung im Einzelfall eher dem Makroklima oder der Tektonik oder aber beiden Steuerkomplexen gleichermaßen zuzuschreiben ist. So könnte z.B. eine gesteigerte Tiefenerosion unter den gegebenen Rahmenbedingungen (vergl. Kap. 4.1) sowohl auf klimatischen Schwankungen (→ Veränderungen der Wassermenge und der Art der Wasserführung) als auch auf tektonischen Impulsen (Hebung, Kippung) beruhen. Auch Abspülung und Gelisolifluktion waren zum einen von klimatischen Bedingungen abhängig, wie etwa der Menge des Schneesiederschlags oder der Intensität der Schneeschmelze (→ Abfluß), zum anderen jedoch auch von tektonischen Einflüssen; so konnte z.B. eine Vergrößerung der Reliefenergie durch Hebung bzw. Kippung bei entsprechenden Klimabedingungen zu einer Beschleunigung der Tiefenerosion und damit zu einer Erhöhung des Hanggefälles führen, die ihrerseits eine gesteigerte Abtragung durch Massenbewegungen und Spülprozesse zur Folge hatte.

Die Intensität der Solifluktions- und Abspülprozesse wird natürlich nicht allein von klimatischen und tektonischen Größen bestimmt, sondern darüber hinaus von einer Reihe weiterer Standortfaktoren, wie z.B. dem Feinmaterialgehalt des Verwitterungssubstrats (Infiltrations-

kapazität). Jedoch ist in unserem Zusammenhang zu berücksichtigen, daß die den Typ A bestimmenden Faktoren F3 bzw. F8 von Substrat- und sonstigen lokalen Einflüssen weitgehend unabhängig sind (vergl. Faktorenanalyse, Kap. 6.1.4 und 6.1.8). Natürlich korrelieren sie mit dem Hanggefälle, das jedoch beim Typ A wiederum in erster Linie auf die Komplexe Makroklima und Tektonik zurückgeführt werden muß (vergl. Kap. 6.1.4 und 6.1.8). Es ist allerdings einzuräumen, daß die Entwicklung der genannten Fazetten auch in gewissem Maße autonom nach den Gesetzen der "hangeigenen Formung" ablaufen konnte (vergl. z.B. GOSSMANN 1970, 7 f.). Diese vollzog sich jedoch in einem von F3 und F8 gesteckten Rahmen.

7.2.1.1 Typ A1: Primäre Bildung durch fluviale Erosion (Felsterrassenreste)

Diesem Typ wurden nur diejenigen Fazetten zugeordnet, die am besten den Regressionsmodellen F3 bzw. F8 angepaßt sind und zudem noch in bestimmten typischen Terrassenniveaus (s.u.) auftreten, wo eine Hangneigung von $1,5^{\circ}$ nicht überschritten wird. Nur in diesen Fällen ist bei fehlendem Schotternachweis die Wahrscheinlichkeit groß, daß (möglicherweise leicht überprägte) kaltzeitliche Felsterrassenreste und somit Formeinheiten vorliegen, deren Bildung weitgehend auf fluviale Prozesse zurückgeht (Abnahme der Vorflutereintiefung, Intensivierung der Lateralerosion).

Die Entwicklung der übrigen Hangverflachungen (mit geringfügig stärkeren Neigungen zwischen 2 und $4,5^{\circ}$) ohne nachweisbare Schottervorkommen in situ¹⁾ könnte durch morphodynamische Prozesse sekundärer Art in stärkerem Maße beeinflusst worden sein. Die betreffenden Hangeinheiten sollten daher dem morphogenetischen Typ A2 zugeordnet werden.

Die Fazetten des Typs A1 wurden aufgrund ihrer Lage in 63 bis 70 m, 133m, 180-190 m und 245 m ü. NN als Felsterrassenreste der unteren bzw. oberen MT, der mittleren HT (nach QUITZOW) bzw. der TR5 (nach BIBUS) sowie der unteren Höhenterrasse bzw. der TR3 gedeutet (vergl. UDLUFT 1939, BURRE 1939, QUITZOW 1962, FRÄNZLE 1969, HESEMANN 1975 und BIBUS 1980).

1) siehe hierzu UDLUFT 1939, SCHEGIEVAL 1972, 1976

Sie treten an folgenden Lokalitäten auf:

1. Oberdollendorf - uMT (Nr. 1 - 5),
2. Am Schlüsselweiher (N-W-exponierter Heisterbachtalhang nördlich Kloster Heisterbach) - oMT (Nr. 435);
3. Hinterste Wielbitze und Am Scharwinkel (Nordosthang) - jHT bzw. mHT (Nr. 169, 385 - 387, 412, 416, 445);
4. südlich der Ortschaft Vinxel bei "Am Bahnstein" (Pleiser Ländchen) - jHT bzw. mHT (Nr. 157, 336);
5. Gipfelplateau der Hardt - uHÖT (Nr. 270, 278).

7.2.1.2 Typ A2: Bildung durch fluviale Erosion und/oder "hangeigene periglaziale Prozesse"

Die den verschiedenen Untertypen der Gruppe A2 zugeordneten Flachfazetten ($2 - 4,5^\circ$ Neigung), die aufgrund der Regressionsresiduen, der hypsoklinographischen Kurven (vergl. Kap. 4.3.2) und der Höhenlage als Felsterrassenreste mit (unterschiedlich starker) sekundärer Überprägung durch periglazialen Hangabtrag charakterisiert werden können, wurden in Abb. 75 gesondert gekennzeichnet. Es handelt sich um Verflachungen in folgenden Höhenintervallen (m ü. NN):

<u>Höhenlage</u>	<u>Terrassenbezeichnung nach</u>				
	BURRE 1939	QUITZOW 1962	FRÄNZLE 1969	SCHEGIEVAL 1972	BIBUS 1980
62-80 ¹⁾	jüngere MT	untere MT	untere MT	untere MT	TR9
105-110	ältere MT	mittlere MT	-	-	TR8
125-147	Muffendor- fer Terras- se	obere MT	obere MT	obere MT	TR7?
158-172	Hauptteras- se	untere HT	jüngere HT	-	TR6?
180-190	Hauptteras- se	mittlere HT	↓ ----- ältere HT	Oberterrasse	TR5
200-210	-	obere HT	-	-	TR4
240-246	-	untere Höhenter- rasse	-	-	TR3

Beispiele für dem Typ A2 zugeordnete Hangverflachungen mit wahrscheinlich fluvialer Anlage finden sich an folgenden Lokalitäten:

- Oberdollendorf, westlich von "Am Kessel" - uMT: Nr. 381, 385;
- Am Hütchen, Westhang (Rheinseite) - oMT: Nr. 79, 80, 31;
- Nördlich von Noldenbitze (NW-exponierter Heisterbachtalhang) - mHT: Nr. 315;
- Westlich von "Knärre" (Westhang, Rheinseite) - uHT: Nr. 101, 454;
- Am Scharwinkel (unterster Nordosthang) - mHT: Nr. 163, 411;
- Mittlerer Osthang (400 m westlich von Schlüsselbund) - oHT: Nr. 347, 348, 350, 352;
- Gipfelplateau der Hardt - uHöt: Nr. 277, 283.

1) Die untere MT ist nach SCHEGIEVAL 1972 und UDLUFT 1939 im Untersuchungsgebiet z.T. als Schotterterrassenrest erhalten, was sich allerdings im Handbohrer nicht nachweisen läßt.

7.2.1.2.1 Typ A2a: Abtragungs- und Verwitterungswiderstand des geologischen Untergrundes als sekundärer Reliefaktor

Die diesem Typ zuzuordnenden Fazetten passen sich am besten den Modellen F3 bzw. F8 an, am zweitbesten dem Regressionsmodell F5 (Substatfaktor). Sie liegen - mit Ausnahme zweier Einheiten - entweder in Bereichen oberflächennah anstehender Grauwacken und Tonschiefer oder aber in Gebieten mit Trachyttuff als Untergrundformation. Bei den ersteren handelt es sich um sehr steile ($>20^\circ$), bei den letzteren um unterdurchschnittlich geböschte Hangeinheiten ($\leq 9^\circ$). Die u.a. in Grauwackensandstein ausgebildeten Fazetten dieses Typs bilden sehr häufig die Maximalabschnitte im Bereich der steilen Mittel- bis Oberhänge der betreffenden Sequenzen. Hier ist die Neigungsentwicklung aufgrund der Abtragungsresistenz des Gesteins sowie der örtlich noch durch tektonische Impulse verstärkten mittelpleistozänen Hebung¹⁾ weniger durch "hangeigene" Prozesse, als vielmehr durch die Geschwindigkeit der Vorflutereintiefung gesteuert worden. Im Anschluß an die tektonisch/klimatisch bedingte Intensivierung der Tiefenerosion und die damit verbundene Ausräumung des z.T. wohl tertiären Verwitterungsmaterials (vergl. SCHEGIEVAL 1976) als Folge der Steilhangentwicklung konnte die Verwitterungsresistenz der dann zutage tretenden Grauwackebänke zur Wirkung kommen; Abspülung und Solifluktion haben hier zudem wegen des relativ geringen Feinmaterialanteils der pleistozänen Verwitterungsprodukte der Grauwacken eine Einschränkung erfahren (vergl. GOSSMANN 1970, SPÄTH 1973, STEIN 1975 u.a.). Eine nennenswerte prozessspezifische Versteilung durch Spülvorgänge (vergl. die Modelle GOSSMANN'S 1970, 40 ff. und 1981) dürfte demnach im Bereich dieser Hänge nicht vorliegen.

Der Abtragungs- und Verwitterungswiderstand des geologischen Untergrunds war auch bei der Entwicklung der schwach geneigten Einheiten vom Typ A2a als sekundärer Reliefaktor wirksam. Die hauptsächlich klimatisch/tektonisch zu begründende Ausbildung dieser Flachhänge wurde

1) Vergl. z.B. AHORNER 1962, FRÄNZLE 1969, HESEMANN 1975; die betreffenden Hangeinheiten liegen nämlich höhenmäßig zwischen den Niveaus der unteren und oberen Mittelterrasse und gehören darüber hinaus zu dem in Kap. 1.4.2 erwähnten Hardthorst (vergl. WILCKENS 1927; SCHÜNEMANN 1958).

durch den geringen Abtragungswiderstand der hier anstehenden Tuffe und den höheren Feinmaterialanteil ihrer Verwitterungsprodukte¹⁾ entsprechend begünstigt. Sekundäre Formungsprozesse waren somit an der Genese der flachen A2a Fazetten in stärkerem Maße beteiligt als an der Entstehung der Grauwackeneinheiten desselben Typs. A2a-Fazetten mit entsprechend geringer Hangneigung sind z.B. an folgenden Lokalitäten zu beobachten:

- Am Westhang bei "Knarre": Nr. 454-455, 98, 191;
- Am Südhang des Heisterbachtals bei "Unter dem Stein" sowie bei "Steinrüschen Knarre": Nr. 368, 369, 131;
- Nordwestlich von "Laurentiuspütz" am NW-exponierten Heisterbachtalhang: Nr. 315.

Es fällt auf, daß die hier genannten Einheiten meist entweder mit Minimalabschnitten identisch sind oder aber im unteren Teil der betreffenden Konkavitäten an diese angrenzen (Abb. 55). Hier haben also, nach den Residuen zu urteilen, klimatische und/oder tektonische Einflüsse die Flachhangentwicklung stärker vorangetrieben, als es allein aufgrund der Substratverhältnisse zu erwarten gewesen wäre; diese konnten jedoch, wie gesagt, eine Entstehung schwach bis mäßig geneigter Hänge im allgemeinen unterstützen (vergl. den durch die betreffenden Restwerte angezeigten Stellenwert des Faktors F5).

7.2.1.2.2 Typ A2b: Abtragungswiderstand des geologischen Untergrundes und Lössedimentation als sekundäre Faktoren

Dem Typ A2b wurden diejenigen Hangeinheiten zugeordnet, die sich am besten den Modellen F3 bzw. 8 und F5 (in dieser Reihenfolge) anpassen und die zudem durch eine nicht mehr im Handbohrer zu erfassende Lössmächtigkeit gekennzeichnet sind. Sie sind ausschließlich über Trachytuff verbreitet und weisen unterdurchschnittliche Hangneigungen auf ($\leq 9^\circ$).

1) Die hier angesprochenen Tuffstandorte weisen Tonanteile von >30 bis >60% auf (vergl. SCHEGIEVAL 1976).

Somit konnte die Hangentwicklung in diesen Fällen durch in erster Linie klimatisch bzw. tektonisch verursachte fluviale und denudative Prozesse gesteuert werden, wobei jedoch der geringe Abtragungswiderstand des Tuffs begünstigend zur Flachhanggenese beitrug. Im Nachhinein wurde durch Lößakkumulation eine weitere Nivellierung hervorgerufen. Die Ablagerung des Lösses erfolgte sowohl primär (z. B. bei "Am Herchenrötgen", NW-exponierter Pirlenbachtalhang) als auch durch Umlagerung (z.B. bei "Schlüsselbund", unterer Osthang der Hardt); bevorzugte Sedimentationsbereiche waren in den Fällen des Typs A2b die Minimalabschnitte bzw. die unteren Konkavsektoren der betreffenden Sequenzen. Eine zum Mittelhang hin auskeilende Lößakkumulation von etwa 3 m Mächtigkeit am Hangfuß - wie sie z. B. in einem Aufschluß bei Gut Frankenforst zu beobachten ist - (vergl. auch SCHEGIEVAL 1972) ruft, bei geraden Hängen mit einer ursprünglichen Basisbreite von 100 m, eine Neigungsveränderung von etwa 3° hervor. Nach UDLUFT ist stellenweise gar mit einer Lößmächtigkeit von 10 m zu rechnen (1939, 31 f.), was bei maximaler Sedimentation im Hangfußbereich und lößfreiem Oberhang eine Neigungsabnahme von 5° bedeutete (obige Randbedingungen vorausgesetzt).

7.2.1.2.3 Typ A2c: Das Expositionsklima als sekundärer Faktor

Hinsichtlich der Regressionsresiduen nimmt der Faktor F1 bei diesem Fazettentyp den zweiten Rangplatz ein. Die zugehörigen Hangeinheiten kommen in allen Expositionen vor, wobei NW- bis O-ausgelegte Fazetten als Minimalabschnitte oder als konvexe Übergänge zur hangabwärts anschließenden Sequenz in Erscheinung treten und ausschließlich Neigungen $\leq 9^{\circ}$ aufweisen. Die südost- bis südwest-exponierten Einheiten fallen in der Mehrzahl in die Neigungsklasse 14° bis 19° , z.T. sind sie der Klasse $19-25^{\circ}$ zuzuordnen; nur dreimal wurden Neigungen unter 14° registriert. Die südlich ausgelegten Fazetten können keinem spezifischen Hangeinheitstypus (Kap. 4.3) zugeordnet werden.

Das Expositionsklima hat bei der Entwicklung des in erster Linie makroklimatisch bzw. tektonisch bedingten genetischen Typs A2c insbesondere in den NW bis O- Auslagen eine Flach-, in den SO-SW-Expositionen des Mühlenbachtals und seiner Quellläufe hingegen eine Steilhangbildung begünstigt. Für diese Divergenz kann im wesentlichen das unterschiedliche Ausmaß der lateralerosiven Prozesse (vergl. Kap. 3.2) aufgrund

früheren und intensiveren Auftauens¹⁾ des Permafrostbodens in südlichen Auslagen verantwortlich gemacht werden (vergl. Kap. 3.2, siehe auch POSER/MÜLLER 1951, KARRASCH 1970, SOHLBACH 1978, SIEGBURG 1978 u.a.). Setzt man voraus, daß in den Kaltzeiten westliche Winde vorherrscht haben (vergl. hierzu BÜDEL 1949, POSER 1951, FRENZEL 1967), so ließe sich die Flachhangentwicklung in den leeseitigen NO-O-Expositionen zumindest teilweise auch auf eine expositions-klimatisch verstärkte frühjährliche bzw. sommerliche Abspülung und Gelisolifluktion zurückführen; denn in den Wintermonaten konnte unter den angenommenen Bedingungen hier bevorzugt Schnee akkumuliert werden (vergl. BÜDEL 1977, siehe auch FRÄNZLE 1969). Nach Untersuchungen KARRASCHs (1970, 254 ff.) an Vollformen und Talriedeln der fossilen Periglazialgebiete Mitteleuropas läßt sich jedoch gerade für die sonn- und luvseitigen Hänge eine größere Transportrate aufgrund Gelisolifluktion und Abspülung postulieren, da sie - dem Einfluß der Lateralerosion weitgehend entzogen - vorzugsweise flacher sind als ihre schatt- bzw. leeseitigen Gegenhänge. Es ist jedoch nicht ausgeschlossen worden, daß die Windtheorie gebietsweise als ein brauchbarer Ansatz zur Erklärung solcher Neigungsdivergenzen herangezogen werden kann, wie sie oben beschrieben wurden.

Da sich die südlich exponierten Fazetten des Typs A2c relativ gut dem Modell F1 anpassen, kann davon ausgegangen werden, daß das Vorfluterverhalten in diesen Fällen vor allem auch als makroklimatisch/tektonisch gesteuerte Einflußgröße der Hangentwicklung wirksam war; dies gilt insbesondere, wenn die resistenten Basalte oder Grauwacken den oberflächennahen Untergrund bilden (Kap. 7.2.1.2.1). Eine stärkere Wirkung der Vorfluteraktivität im Verhältnis zum Effekt "hangeigener" Formung ist auch dann wahrscheinlich, wenn die betreffende Fazette bei optimaler Anpassung an das Modell F8 Teil einer im Talgrund auslaufenden konvexen Sequenz ist.²⁾Eine in erster Linie durch "hangeigene" periglaziale Prozesse gesteuerte Neigungsentwicklung dürfte nämlich in der Regel nur bei fehlender Abspülung und Dominanz von Massenbewegungen zu einer Bildung gänzlich konvex auslaufender Profile ge-

1) Dies betrifft insonderheit die frühjährliche Auftauphase

2) Z.B. nördlich von Schlüsselbund Nr. 174, 179, vergl. Abb. 59

führt haben (vergl. GOSSMANN 1970, ROHDENBURG et al. 1976). Es ist jedoch anzunehmen, daß Abspülungsprozesse im Untersuchungsgebiet im allgemeinen an der Hangabtragung beteiligt waren (vergl. FRÄNZLE 1969).

7.2.1.2.4 Typ A2d: Das Vorflutergefälle als sekundärer Faktor

Wie alle Untertypen der Gruppe A, so sind auch die A2d-Fazetten in ihrer Entwicklung primär durch die Faktoren Makroklima und Tektonik beeinflusst worden; das u.a. hiervon abhängige Vorfluterverhalten kann im Hinblick auf die Hanggenese dann wiederum als besonders wirksam eingestuft werden, wenn abtragungswiderständige Gesteine den oberflächennahen Untergrund bilden (vergl. Kap. 7.2.1.2.1)¹⁾ oder wenn die betreffende Fazette zu einer unmittelbar an die Talsohle oder den Bachlauf angrenzenden konvexen Hangfolge gehört²⁾ (vergl. hierzu Kap. 7.2.1.2.3).

Abgesehen von den Regressionen F3 bzw. F8 lassen sich die Einheiten des Typs A2d am besten mit Hilfe des Modells F6 (lokale Differenzierung des Vorfluterlängsgefälles) erklären. Was die Hangeinheitstypen betrifft, so kann eine Anzahl flacherer Fazetten ($\leq 9^\circ$) den Minimalabschnitten bzw. den Konkav- oder Konvexsektoren zugeordnet werden (z.B. Nr. 9, 10, 47, 82, 214); andere Hangeinheiten im Einzugsgebiet gefällsreicherer Talabschnitte oder Hangtälchen mit Neigungen $> 9^\circ$ bilden die Maximalabschnitte der betreffenden Sequenzen (z.B. Nr. 129, 428, 462, 476).

Das relativ große Längsgefälle der Hangtälchen im südlichen Teil des Untersuchungsgebiets ist an das vergleichsweise steile Ausgangsrelief gebunden, welches die Fließgeschwindigkeit der zugehörigen Bachläufe und somit deren Erosionsenergie förderte. Die angesichts des Regressionsmodells F6 mit dem heutigen geringen Gefälle des Rheins oder des unteren Mühlenbachs in Verbindung zu bringenden Flachfazetten spiegeln möglicherweise eine Phase der Talentwicklung wider, in der - bei noch weitgehender tektonischer Ruhe vor Beginn der mittelpleistozänen Hebung und/oder einer noch eingeschränkten Erosionsfähigkeit im aus-

1) z.B. am unteren West- und Südwesthang, Nr. 9, 10, 16, 17, 82, 85, 184

2) siehe z.B. bei "Schlüsselbund", Nr. 462, 465

laufenden kaltariden Mindel-Hochglazial I - das bestehende Längsgefälle eine nur geringe Entiefung des Vorfluters unterstützte.

7.2.1.2.5 Typ A2e: Ursprungsentfernung und D-Basis (F4) als sekundäre Faktoren

Aufgrund der Regressionsresiduen nimmt der Faktor 4 (nach den Faktoren F3 und/oder F8) bei diesem Typ den zweiten (bzw. dritten) Rangplatz ein. Die zugehörigen Fazetten sind bei unterdurchschnittlicher Neigung ($\leq 9^\circ$) z.g.T. im östlichen bis nordöstlichen Teil des Untersuchungsgebiets im Übergang zum Pleiser Hügelland verbreitet und hier auf eine hohe Lage der D-Basis eingestellt; darüber hinaus treten sie - bei Neigungen $> 9^\circ$ - auch in ursprungsnahen Hang- bzw. Nebentalstrecken auf¹⁾. Die Mehrzahl der Einheiten dieses Typs mit Böschungswinkeln $> 14^\circ$ findet man an der rheinzugewandten obersten Westseite der Hardt und zwar im Bereich des oberflächennah anstehenden Basaltes in Höhenlagen zwischen 185 und 225 m ü. NN (Nr. 126, 132, 133, 236, 239).

Nach dem Residuenverhältnis zu urteilen kann die klinographische Entwicklung der genannten Fazetten primär den Faktoren Makroklima und/oder Tektonik zugeschrieben werden. Die Restschwankungen zeigen darüber hinaus, daß die Entstehung der Neigungsdivergenz zwischen den Steilfazetten am oberen Hardtwesthang und den flachen Einheiten im Übergang zum Pleiser Ländchen u.a. durch die Varianz der Erosionskraft des unteren Mittelrhein- und Pleisbachsystems begünstigt wurde und möglicherweise auch durch die Unterschiede in der Senkungsgeschwindigkeit der zugehörigen Erosionsbasen. Im Ursprungsbereich der kleinen Hang- und Nebentälchen andererseits war das hier noch geringe Ausmaß der Wasserführung ein wichtiger Sekundärfaktor der Hanggenese.

Im übrigen ist zu betonen, daß die Entwicklung der steilen Basalteinheiten des Typs A2e nach den Residuen zu urteilen nicht primär durch die Gesteinsresistenz verursacht wurde, was auch schon die entsprechenden Ergebnisse der Häufigkeitsanalysen und Feldbeobachtung

1) Siehe z.B. westlich von "Auf dem Scheid" (Nr. 175, 431, 439, 181) oder am Südosthang nordöstlich von "Weiße Erde" (Nr. 376, 396)

erkennen ließen. Der Resistenzfaktor konnte allerdings zur Verstärkung der durch F3 bzw. F4 hervorgerufenen Entwicklungstendenz beitragen, wie es die positiven Residuen der betreffenden Modelle (F3, F4) nahelegen.

Angesichts der relativ guten Anpassung an das Modell F4 sowie der Substratresistenz der Basaltfazetten wird eine primäre Abhängigkeit der Neigungsentwicklung vom Ausmaß der Tiefenerosion angenommen; diese kann ihrerseits zumindest zu einem Teil auf tektonische Impulse der Hauptterrassenzeit zurückgeführt werden, berücksichtigt man die Höhenlage dieser Einheiten in 185-225 m ü. NN (s.o., vergl. HESEMANN 1975, AHORNER 1962).

7.2.2 Typ B: Die Substratverhältnisse als primärer Relieffaktor (F5)

Wichtige Prozesse: Gellisolfuktion, Abspülung, Lösssedimentation, (evtl. Lateralerosion)

Variablen der Morphodynamik: Verlagerungsrate aufgrund Solifluktion, Abspülung etc., Mächtigkeit der Lössdecke, (evtl. Geschwindigkeit der lateralerosiven Unterschneidung)

Primärer Relieffaktor: Substratverhältnisse

Morphometrischer Indikator: F5

Die Einheiten des genetischen Typs B entsprechen am ehesten dem Modell F5 und verteilen sich auf alle Hangeinheitstypen (Kap. 4.3.1) und Neigungsklassen mit Ausnahme des Intervalls 0° - 2° . Es fällt auf, daß sie nur im Norden und Nordosten des Untersuchungsgebiets nicht verbreitet sind. Hier war neben klimatischen/tektonischen Größen vor allem der Faktor 4 für die Hangformung von entscheidender Bedeutung. Gesteinsresistenz, Lösssedimentation und fazielle Differenzierungen konnten lokal die Wirkung der Faktoren F3 und F8 auf verschiedene Weise begünstigen, überlagern bzw. vermindern. So weisen z.B. die im Konkavitätssektor des unteren West- bis Südwesthanges gelegenen Fazetten deutlich höhere Böschungswinkel auf, als dies aufgrund F3 bzw. F8 zu erwarten war (vergl. z.B.: die entsprechenden Residuen der Nr. 7, 12, 13, 84, 203, Abb. 72, 73). Hier haben die verwitterungsresistenten Grauwacken eine intensivere Abspülung bzw. Gellisolfuktion verhindert und somit bei reduzierter Vorfluteraktivität (als Folge veränderter makroklimatischer/tektonischer Bedingungen) einer Hangverflachung entgegen gewirkt. Der generelle vorzeitliche Trend zur Flachhangentwicklung in den betreffenden Höhenlagen wird durch die entsprechenden hypsoklinographi-

schen Kurven (vergl. Abb. 39) angezeigt.

Bei Maximalabschnitten dieses Typs im Bereich der leicht erodierbaren Trachyttuffe waren aufgrund F3 und F8 höhere Werte zu erwarten, als es die Messungen ergaben (vergl. die entsprechenden Residuen der Nr. 92, 388, 419, Abb. 72, 73, mittlerer Westhang und bei "Auf dem Acker"). Neben der geringen Resistenz des Substrats kann hierfür bei 388 und 419 auch eine verstärkte Lößakkumulation am Hangfuß verantwortlich gemacht werden.

An einigen dem Typ B zuzuordnenden Lokalitäten im Bereich der Basalt- und Grauwackenareale führte vermutlich eine besondere, faziell bedingte Gesteinsresistenz zu einer bedeutenden Verstärkung der durch die Faktoren 3 und 8 initiierten und durch weitere Steuergrößen unterstützten Steilhangentwicklung. Die betreffenden Fazetten weisen maximale Residuen sowohl im Rahmen der einfachen als auch der multiplen Regressionen auf, so daß keiner der in der vorliegenden Studie berücksichtigten Faktoren zu einer ausreichenden Erklärung herangezogen werden kann. Sie wurden daher in der Abb. 75 besonders gekennzeichnet.

7.2.3 Typ C: Das Expositionsklima als primärer Relieffaktor

Wichtigster Prozeß: Fluviale Seitenerosion (vergl. Kap. 3.2)

Variable der Morphodynamik: Intensität lateralerosiver Unterschneidung

Primärer Relieffaktor: Expositionsklima

Morphometrischer Indikator: F1

Der Typ C paßt sich am besten dem Einfachregressionsmodell F1 an und kommt in allen Expositionen vor, wobei er in Westauslage (Rheinseite) allerdings nur mit zwei Fazetten vertreten ist. Weiterhin fällt auf (Abb. 4), daß keiner der ausgesprochenen Steilhangabschnitte ($> 19^\circ$) diesem Typ zugeordnet werden kann; ihre Entwicklung war demnach nicht primär von expositionsklimatischen Verhältnissen abhängig.

Die Neigungen der SO-SW-ausgelegten C-Fazetten liegen zwischen 9° und 19° , die der NW-O-exponierten hingegen zwischen 0° und 14° . Die expositionbedingte Entstehung bzw. Begünstigung solcher Winkeldifferenzen ist im vorangegangenen bereits erläutert worden (vergl. Kap. 7.2.1.2.3). Die jeweilige südlich exponierte Talseite wurde aufgrund des frühjährlichen intensiven Auftauens des Permafrostbodens im-

1) Das Ausmaß des frühjährlichen Auftauens war nach POSER/MÜLLER (1951) aufgrund der dann optimalen Schmelzwasserführung der Bäche für die Lateralerosion von besonderer Bedeutung.

mer wieder bevorzugt unterschritten und somit lateralerosiv versteilt, wobei sie sich sukzessive vom Gegenhang entfernte; denudative Prozesse konnten daher vor allem an der nördlich exponierten Flanke wirksam werden.

Es wird deutlich, daß die spezifischen expositions-klimatischen Bedingungen - z.T. im Zusammenwirken mit weiteren lokalen Faktoren - zu einer stellenweisen Überlagerung und Abschwächung des Effekts großräumiger tektonischer/klimatischer Verhältnisse führen konnten. So sind z.B. einige Maximalabschnitte dieses Typs im Nordosten lediglich den Neigungsklassen 9° - 14° bzw. 5° - 9° zuzuordnen, obwohl sie der Höhenlage nach zu urteilen (220-235 m ü. NN) durch eine Phase verstärkter Vorfluteraktivität geprägt worden sein müßten (siehe z.B. Nr. 146, 147, 311, 313. Vergl. die Ergebnisse in Kap. 4.3.3 und Abb. 39). Letzteres wird auch durch die z.T. hohen negativen Residuen (Abb. 72, 73) der betreffenden Fazetten (Modelle F3 und F8) angezeigt.

Einige C-Einheiten am Südhang des Heisterbachtals sind hingegen durch positive Restwerte der Regressionen F3 und F8 gekennzeichnet; dies deutet darauf hin, daß hier vor allem infolge der expositions-klimatisch begünstigten Hangunterschneidung eine stärkere Versteilung herbeigeführt wurde, als sie aufgrund makroklimatischer/tektonischer Bedingungen zu erwarten gewesen wäre (z. B. Nr. 111, 138, 152).

7.2.4 Typ D: D-Basis und Ursprungsentfernung der Vorfluter als primäre Faktoren (F4)

Wichtiger Prozeß: Fluviale Erosion

Variablen der Morphodynamik: Geschwindigkeit der Vorflutereintiefung (und evtl. der lateralerosiven Unterschneidung)

Primäre Relieffaktoren: D-Basis und Ursprungsentfernung der Vorfluter
Morphometrischer Indikator: F4

Die betreffenden Einheiten zeigen eine optimale Anpassung an das Regressionsmodell F4. Sie sind in ihrer Verbreitung auf keine besondere Hanglage, Exposition und auch auf keinen bestimmten Hangeinheitstypus beschränkt. Die rheinseitigen und am Unterlauf des Heisterbachtals gelegenen Fazetten dieses Typs weisen im allgemeinen Neigungen zwischen 9° und 19° auf, diejenigen im Bereich des Heisterbachoberlaufs und Pirlenbachtals 9° - 14° und die im Nordosten (Übergang zum Pleiser Hügelland) lediglich 9° und weniger. Hierin kommt deutlich die mit der

Ursprungsentfernung zunehmende Wasser- und Materialführung der Bäche/ Flüsse zum Ausdruck, darüber hinaus jedoch auch die Zugehörigkeit der Fazetten zu unterschiedlichen Flußeinzugsgebieten (d.h. zum unteren Mittelrhein oder Pleisbach) mit verschieden großer Erosionsenergie der betreffenden Vorflutersysteme.

Deutliche Verbreitungsschwerpunkte der D-Fazetten findet man im Nordosten sowie am Südosthang (SO-Auslage) des Mühlenbachtals. Darüber hinaus treten sie auch häufig im Einzugsgebiet kleiner Hang- und Nebentälchen auf, wo die noch geringe Wasser- und Materialführung eine Genese flacherer Fazetten gefördert hat¹⁾.

Im Nordosten konnte F4, teils im Zusammenspiel mit F1 bzw. F5 (Expositionsklima, Substrat)²⁾ stellenweise eine stärkere Flachhangbildung hervorrufen, als sie allein aufgrund allgemeiner tektonischer/ klimatischer Gegebenheiten zu erwarten gewesen wäre; dies lassen die negativen Residuen der Regressionen F3 und F8 bei optimaler bzw. guter Anpassung an die Modelle F4 bzw. F1 oder F5 erkennen (vergl. Abb. 69-73, z.B. Nr. 156, 162, 334, 356). In der Entwicklung der vergleichsweise stärker geneigten südöstlichen Einheiten (9° - 14°) kamen in erster Linie die erhöhte Wasserführung und Menge an "Erosionswaffen" bei größerer Ursprungsentfernung sowie die an sich größere Erosionsenergie der zum Einzugsgebiet des unteren Mittelrheins gehörigen Vorfluter zum Ausdruck. Die Genese dieser Fazetten wurde durch die Faktoren "Expositionsklima" und "lokales Vorflutergefälle" begünstigt, wie es die relativ gute Anpassung an die Regressionen F1 bzw. F6 verdeutlicht (vgl. z.B. Nr. 369, 402, 424, 471).

7.2.5 Typ E: Das Vorfluterlängsgefälle als primärer Faktor (F6)

Wichtiger Prozeß: Fluviale Tiefenerosion

Variable der Morphodynamik: Geschwindigkeit der Vorflutereintiefung

Primärer Relieffaktor: Vorfluterlängsgefälle

Morphometrischer Indikator: F6

1) Siehe z.B.: Nr. 372 nordwestlich von "Im Wäldchen" oder Nr. 23 westlich Kesselläppers Kreuz

2) Vergl. die relativ niedrigen Residuen der Regressionen F1 bzw. F5 für die betreffenden Einheiten (z.B. Nr. 156, 162, 334, 356)

Die Fazetten des genetischen Typs E - sie entsprechen am ehesten dem Modell F6 - lassen sich, wie auch die D-Einheiten, keiner bestimmten Hanglage oder Exposition und keinem spezifischen Hangeinheitstypus zuordnen. Erwartungsgemäß besitzen sie ihre Verbreitungsschwerpunkte in den gefällsreichen Hangtälchen¹⁾, wo sie im allgemeinen Neigungen über 14° annehmen; verständlicherweise wurden hingegen für die Einheiten im Bereich des Heisterbach- bzw. Rheintals (2% - 4% bzw. 0,01% Längsgefälle) fast ausschließlich kleinere Böschungswinkel zwischen 9 und 14 Grad gemessen²⁾. Im flacheren Nordosten des Untersuchungsgebiets ist der Typ E nicht verbreitet. Neben den großräumig wirksamen Faktoren (F3, F8) waren hier F4 und F1 für die Hanggestaltung von entscheidender Bedeutung (vergl. Residuen Abb. 69, 71).

Im Zuge der Entwicklung jener Hangtäler, deren Längsgefälle hier z.g. T. an die präexistente Neigung des Ausgangsreliefs gebunden ist, konnten sich infolge des relativ großen Vorflutergefälles und der damit verbundenen hohen Fließgeschwindigkeit in gewissen Hangpartien beachtliche Steilhangabschnitte ausbilden. Hierbei wurde der in gewissem Maße gegenläufige Effekt der substratbedingten (F5), expositionsklimatischen (F1) oder großräumig wirksamen Faktoren (F3, F8) entsprechend gemindert (vergl. z.B. Nr. 373, 49, 227, 87, 252, 302, 112). Diese Feststellung leitet sich aus dem Residuenvergleich ab: Bei optimaler Anpassung an das Modell F6 ergeben sich positive Restwerte der Regressionen (Y nach) F1, F5, F3 bzw. F8. Diese Faktoren konnten also die Entwicklung der genannten Fazetten nur sekundär beeinflussen, so jedenfalls legt es der Restwertvergleich nahe.

7.2.6 Zusammenfassung

Um die Bedeutung (den Stellenwert) bestimmter Steuergrößen (Relief-faktoren) bei der Hangneigungsentwicklung einzelner Fazetten beurteilen zu können, wurden, separat für jede Untersuchungseinheit (Fazette), die Residuen mehrerer "unabhängiger" Einfachregressionsmodelle mitein-

1) z.B. Nr. 122, 209, 210 bei Zengeling

2) z.B. Nr. 118, 198-200 südöstlich von "Am Hercherötgen"

ander verglichen. Bei den Steuervariablen (Y) handelte es sich um komplexe morphometrische, klimatische und substratbezogenen Größen, die aus einer Faktorenanalyse hervorgingen.

Als Gesamtergebnis können die folgenden wesentlichen Punkte festgehalten werden:

- 1) Die Entwicklung von 255 der 474 untersuchten Fazetten (54%) war in erster Linie von großräumig wirksamen klimatischen und/oder tektonischen Bedingungen des Pleistozäns (F3, F8)¹⁾ abhängig; 66 Fazetten (14%) sind primär dem lokalen Vorfluterlängsgefälle (F6), 53 (11%) dem Expositions-klima (F1), 51 (11%) den Substratverhältnissen (F5) und schließlich 49 Hangeinheiten (10%) der D-Basis bzw. der von der Talursprungsentfernung abhängigen Wasser- und Materialführung des Vorfluters (F4) zuzuschreiben. Dies entspricht in etwa der Bedeutung der einzelnen Faktoren im Rahmen des multiplen Regressionsmodells (Modell 2, vergl. Kap. 6.2.1).
- 2) Die Wirkung der Faktoren F3 und F8 ist heute in allen Höhenlagen, Hangpositionen und -expositionen mit Hilfe der angewandten Verfahren nachweisbar. F3 und F8 sind keine bestimmten Hangeinheitstypen oder Wölbungsgrade, noch irgendwelche spezifischen Neigungsklassen zuzuordnen. Die makroklimatischen und tektonischen Verhältnisse des Pleistozäns haben sich somit stark diversifizierend auf die Reliefgestaltmerkmale ausgewirkt.
- 3) Der flächenmäßig größte Anteil der im Süden und Westen des Untersuchungsgebiets in Ober- bzw. Unterhanglage verbreiteten Steilstufen verdankt seine Genese primär den Faktoren 3 und 8 (s.o.); die hier anstehenden resistenten Basalte und Grauwacken konnten die Hangformungstendenz lediglich verstärken.

Hauptverantwortlich sind die pleistozänen makroklimatischen/tektonischen Bedingungen darüber hinaus für die Entstehung von 88% aller Fazetten mit Neigungen $<5^{\circ}$. Die übrigen 12% liegen fast ausschließlich im Nordosten des Untersuchungsgebiets; ihre Genese wurde primär durch F1 bzw. F4 bestimmt (Expositions-klima, D-Basis sowie von

1) Siehe Punkt 4)

der Talursprungsentfernung abhängige Wasser- und Materialführung der Vorfluter).

- 4) Eine jeweilige Aufgliederung der komplexen Faktoren Makroklima und Tektonik I und II (F3, F8) in einzelne Komponenten war auf der Grundlage der vorliegenden Daten und angewandten Verfahren nicht möglich. F3 und F8 beeinflussen im wesentlichen folgende Steuervariablen:

- Geschwindigkeit der Tiefenerosion
- Intensität der Lateralerosion
- Verlagerungsraten aufgrund periglazialen Hangabtrags (Gelisolifluktion, Abspülung, Nivation etc.)

- 5) Das Vorfluterverhalten (Geschwindigkeit der Tiefen- und Intensität der Lateralerosion) spiegelt sich in zu beachtendem Maße in den heutigen Neigungsverhältnissen wider: Die Faktoren F1, F4 und F6, die weitestgehend die lokale Differenzierung der Fließgeschwindigkeit, Wasserführung und expositionsbedingten Lateralerosion beschreiben, waren bei einer ansehnlichen Zahl von 168 Fazetten (35%) als primäre Relieffaktoren wirksam. Darüberhinaus müssen zumindest auch die in resistentem Untergrundgestein ausgebildeten Maximalabschnitte des Typs A2a (F3/F8 als primäre, Substratverhältnisse als sekundäre(r) Faktor(en)) sowie die Fazetten des Typs A1 (Abb. 75) der Intensität fluvialer Erosion als Hauptsteuergröße (der Neigungsentwicklung) zugeschrieben werden.

Dieses Ergebnis kommt in gewissem Maße auch den PENCK'schen Vorstellungen (1924) entgegen, die von einem bedeutenden Einfluß des Vorfluterverhaltens auf die Hangformgenese ausgehen (vergl. auch ROHDENBURG 1971, 22; ROHDENBURG et al. 1976, Kap. 4.1).

8. DIE DEUTUNG VON HANGFORMEN UND WÖLBUNGSGRADEN (WÖLBUNGSTYPEN) AUF DER BASIS DER REGRESSIONSRESIDUEN

Die Residuen der unabhängigen Einfachregressionsmodelle können nun nicht nur zur Erklärung der fazettenspezifischen Hangneigungen herangezogen werden, sondern in gewisser Weise auch zur Interpretation der Hangformen und Wölbungsgrade. Die Karte der morphogenetischen

Fazettentypen bietet hierfür eine brauchbare Grundlage, da nämlich die Wölbung als ein Resultat der hangabwärtigen Böschungswinkeländerung und der Krümmungsgrad als eine Funktion der mittleren Neigungsdiskontinuität pro Längen- bzw. Flächeneinheit betrachtet werden können (vergl. Kap. 5.1). Die Abbildung der Wölbungsareale bzw. -grade (siehe Kap. 2.2.3.3, vergl. Abb. 74) zeigt eine recht deutliche räumliche Struktur, welche sich in ihren wesentlichen Grundzügen wie folgt beschreiben und auf der Basis der Fazettentypenkarte erklären läßt.

8.1. KONVEX-KONKAV-PROFILE

Auffällig sind zunächst die sehr klar ausgeprägten Konvex-Konkav-Profile mit entsprechend hohen Krümmungsgraden von -6 bzw. -3 insbesondere im Bereich des SO-SW-exponierten Unter- bis Mittelhanges der Dollendorfer Hardt sowie im Gebiet der obersten westlichen Hanglagen bei Hardtrappen (Basaltdecke).

Wie die Karte der genetischen Fazettentypen zeigt, ist z.B. am unteren bis mittleren rheinseitigen Hang und bei "Am Sülzenberg" die Entwicklung der steilen Mittel- und flachen Unter- und Oberhänge der Konkav- bzw. Konvexareale¹⁾ primär von den Faktoren 3 bzw. 8 abhängig, läßt man einmal die kleineren Hangtäler außer Betracht. Dies bedeutet, daß die Genese der Hangformen und Wölbungsgrade hier in der Hauptsache von großräumigen tektonischen/klimatischen Bedingungen bzw. Schwankun-

1) Der Begriff Konkavareal soll in der vorliegenden Studie einen konkaven Hangabschnitt bezeichnen, der entweder von 2 Reliefwechsellinien (vergl. LESER/STÄBLEIN 1975, 16) oder aber von einer Reliefwechsellinie und einer Ebene bzw. einem gestreckten Hang begrenzt wird. Er unterscheidet sich somit von dem im vorangegangenen benutzten Begriff "Konkavität" (bzw. Konkavsektor), der an der YOUNG'schen Hangformbeschreibung (1964) orientiert ist und somit einen durch einen Minimal- und Maximalabschnitt eingegrenzten Hangteil bezeichnet. Demgegenüber verläuft die obere Grenze einer Konkavität innerhalb eines Maximal-, die untere innerhalb eines Minimalabschnitts, wenn nicht eine jener Grenzen einen Streckhang bzw. eine Ebene darstellt. In analogem Sinne wird der Begriff "Konvexareal" gebraucht.

gen gesteuert wurde. Diese wirkten sich u.a. auf die Geschwindigkeit der Vorflutereintiefung aus, die an den genannten Lokalitäten aus erwähnten Gründen (Kap. 7.2.1.2.1) eine wesentliche Steuergröße der Hangformung darstellte. Aufgrund der hohen Verwitterungs- und Abtragsresistenz der Grauwacken konnte im Bereich der meist dem Typ A2a zuzuordnenden Maximalabschnitte bei Intensivierung der Tiefenerosion eine Verstellung noch begünstigt, im Übergang zum Niveau der uMT hingegen bei Verlangsamung der Eintiefung eine weitgehende Glättung der Neigungsdiskontinuitäten verhindert werden, wie der dortige hohe Anteil des Typs B anzeigt. In den flachen Oberhangbereichen der erwähnten Konvexareale andererseits trug der geringe Abtragungswiderstand der hier anstehenden Tuffe sekundär zur Entwicklung der hohen Krümmungsgrade bei; denn hier dominiert wiederum der Typ A2a.

Für die Konvex- und Konkavareale bei Hardtrappen gilt hinsichtlich der primären Entstehungsfaktoren im allgemeinen das gleiche wie für die oben erwähnten Lokalitäten. Die hauptsächlich durch F3/F8 initiierte Bildung positiver Neigungsdiskontinuitäten wurde hier allerdings insbesondere durch F4 begünstigt (Ursprungsentfernung des Vorfluters und Lage der D-Basis²⁾; die steilsten Abschnitte (Mittelhänge) der betreffenden Konkav- und Konvexareale sind nämlich dem Typ D zuzuordnen. Wie sich weiterhin aus der Typenkarte entnehmen läßt (vergl. z.B. Nr. 258, 457, 458), spielte natürlich als Gunstfaktor hoher Wölbungsgrade auch die Resistenz der hier anstehenden Basalte eine Rolle. Diese können jedoch, wie betont, nicht primär für die Bildung der Konvex-Konkavprofile bei Hardtrappen verantwortlich gemacht werden.

Anders verhält es sich am Standort "Weiße Erde", dessen Böschungsmaxima als hauptsächlich substratbedingt (Typ B) gekennzeichnet wurden. Offenbar ist hier eine faziell bedingte größere "Härte" des als Lagergang in den Tuff eingedrungenen Basalts, in dem Quarz in Form von Fremdeinschlüssen auftritt¹⁾, für die hohen Krümmungsgrade vor allem des Konkavareals verantwortlich. Die flachen Unterhangabschnitte dieses konkaven Bereichs weisen nämlich noch Neigungen bis zu 19° auf, während die Steilabhänge bis zu 40° geböscht sind; somit liegen wohl

1) Vergl. SCHEGIEVAL 1972, 22

2) Die D-Basis (Lage der D-Basis) steht hier und im folgenden als Indikator für die Gesamterosionsenergie des zugehörigen Fluß-/Bachsystems

wesentlich größere Diskontinuitäten vor als sie bei Fehlen bzw. anderer Härteausprägung des Basalts zu erwarten gewesen wären. Ein ähnlicher Fall wie am Standort "Weiße Erde" tritt bei Zengeling auf (vergl. Nr. 204); es ist anzunehmen, daß hier das Vorkommen einer kompakten Grauwackenbank primär für die Entwicklung der extremen Wölbungsgrade verantwortlich ist.

Auch bei "Am Dichberg", "Am Hellenberg" und "Am Hasenberg" sind die Wölbungsgrade einiger Konvex-Konkav-Profile in erster Linie auf Steilhangbildung zurückzuführen, wie ein Vergleich der Neigungs- und Wölbungskarte zeigt (Abb. 4, 74). Als primäre Relieffaktoren sind in diesem Zusammenhang vor allem wiederum die tektonischen/klimatischen Bedingungen (F3/F8), im speziellen das hierdurch gesteuerte Vorfluterverhalten (vergl. Kap. 7.2.1.3.1), zu nennen, deren Wirkung sekundär durch die Resistenz des geologischen Untergrundes verstärkt wurde (siehe Typenkarte, z.B. Nr. 93, 250, 264).

Im Bereich einiger Hangtäler wurde die Entwicklung markanter Konvex-Konkav-Wölbungen auch durch die räumliche Differenzierung des Vorfluterlängsgefälles begünstigt, so z.B. nordöstlich von "Weiße Erde" und westlich von "Am Hütchen", (bei Nr. 45, 49, 161); die Bildung von Steilböschungen im jeweiligen Mittelhangbereich beruht primär auf dem starken Oberlaufgefälle der Hangvorfluter (Typ D); die flachen Oberhänge der Konvexareale hingegen sind in erster Linie erneut den Faktoren F3 und F8 zuzuschreiben (Typ A). Die Unterhänge der Konkavareale stellen mit $>19^\circ$ Neigung lediglich relative Verflachungen dar. Somit wurden die zugehörigen hohen Wölbungsgrade vor allem durch die Versteilung im mittleren Hangbereich verursacht.

Es sei noch erwähnt, daß bestimmte Unterhangabschnitte einiger im Trachyttuff ausgebildeter Konkavareale dem Typ B zuzuordnen waren; hier hat demnach die geringe Abtragungsresistenz des Anstehenden wesentlich zu einer Verstärkung der Hangkrümmung beigetragen (z.B. Nr. 320, 436 bei "Unter dem Stein" bzw. "Am Wäldchen").

Allein die wenigen, unter Punkt 8.1 aufgeführten Interpretationsbeispiele zeigen, daß die Genese der stark gewölbten Konvex-Konkav-Profile nicht auf der Wirkung eines bestimmten Hauptfaktors oder einer bestimmten Faktorenkombination beruht; die Entwicklung gleicher oder ähnlicher Formen ist z.T. von unterschiedlichen Hauptursachen abhängig.

Vor allem makroklimatische/tektonische Einflüsse, im speziellen etwa die hiervon abhängige Zyklik der Vorflutereintiefung, aber auch die hierauf beruhende Varianz der lateralerosiven Unterschneidung oder der "hangeigenen" prozeßspezifischen Formung, sind in diesem Zusammenhang zu nennen. Auch einige Lokalfaktoren konnten sich als maßgebende Steuergrößen in der Wölbungsentwicklung einiger Konvex-Konkav-Areale bemerkbar machen. Diesbezüglich ist vor allem an das Vorkommen resistenter Gesteinsfazies sowie die Entwicklung von Hangvorflutern mit streckenweise starkem Längsgefälle zu denken.

8.2 KONVEX-PROFILE

Bei weiterer Betrachtung der Wölbungskarte fallen einige konvex auslaufende Unterhänge mit Wölbungsgraden >6 auf, die einen zweiten Profiltyp darstellen. Wie die Fazettentypenkarte erkennen läßt, handelt es sich hierbei in der Hauptsache wiederum um primär makroklimatisch/tektonisch¹⁾, z.T. jedoch auch um expositions-klimatisch bedingte²⁾ bzw. vom lokalen Längsgefälle der Tiefenlinien abhängige Formelemente³⁾. Nur stellenweise waren die Ursprungsentfernung der Vorfluter bzw. die D-Basis (F4) für die Entwicklung stark konvexer Unterhangkrümmungen ausschlaggebend⁴⁾. Da die erwähnten Areale unmittelbar an die Talsohlen angrenzen, liegt es nahe, im speziellen vor allem das Vorfluterverhalten (hier Erhöhung der Eintiefungsgeschwindigkeit und/oder Intensivierung der lateralerosiven Unterschneidung) für die beträchtlichen Krümmungsgrade verantwortlich zu machen; theoretisch ist jedoch eine vorwiegend oder rein sekundäre Formung nicht auszuschließen (vergl. hierzu GOSSMANN 1970, 36 ff., 1981). Da allerdings für einige Konvexprofile der statistische Nachweis einer primären Abhängigkeit von F1 (Expositions-klima), F6 (Vorfluterlängsgefälle) bzw. F4 (s.o.) erbracht wurde, kann zumindest in jenen Fällen von einer maßgeblichen fluvialen Steuerung der Hangentwicklung ausgegangen werden (siehe hierzu Kap. 7.2.2, 7.2.4, 7.2.5, 3.2, 3.5, vergl. Abb. 75).

1) vergl. z.B.: Nr. 360, 363, 442-444 bei "Am Bahnstein" bzw. östlich von "Am Scharwinkel"

2) vergl. z.B.: Nr. 410, 421 südlich von "Am Scharwinkel", bzw. südwestlich von "Im Wäldchen"

3) z.B. Nr. 226, 251 östlich von Zengeling

4) vergl. z.B.: Nr. 136 südlich von "Am Hasenberg"

8.3. SCHWACH GEWÖLBTE HÄNGE

Relativ schwach gewölbte bzw. fast gestreckte Hangfolgen mit Krümmungsgraden kleiner als ± 2 sind im Untersuchungsgebiet flächenmäßig stark verbreitet. Sie treten vor allem am mittleren bis oberen West- und Südhang sowie im Nordosten der Dollendorfer Hardt und im Übergang zum Pleiser Ländchen auf. Stärkere Neigungsdiskontinuitäten konnten hier also nicht entwickelt werden bzw. wurden mit der Zeit nivelliert.

Die Böschungswinkelkarte (Abb. 4) läßt im Nordosten, im Übergang zum Pleiser Hügelland und am rhein zugewandten mittleren Westhang eine größere Anzahl kleinerer, räumlich zusammenhängender oder aber einzelne großflächige Flachfazetten erkennen; die schwachen Wölbungen in diesen Bereichen sind somit Ergebnisse einer relativ weiträumigen Flachhangentwicklung. Die Karte der genetischen Fazettentypen legt den Schluß nahe, daß insbesondere im Übergang zum Pleiser Ländchen eine geringe Intensität der Tiefenerosion bzw. ein verstärkter Einfluß der denudativen Prozesse als Folge makroklimatischer/tektonischer Bedingungen hierfür ausschlaggebend waren. Die Entwicklung am Nordosthang ist stellenweise auf die relativ geringe, vom Einzugsgebiet abhängige Wasserführung der Vorfluter bzw. die D-Basis, stellenweise auf die expositions-klimatischen (schattseitigen) Bedingungen (vergl. Kap. 7.2.2, 7.2.4, 7.2.5) als jeweilige Hauptfaktoren zurückzuführen. Am mittleren Westhang haben die leicht ausräumbaren Tuffe eine Entwicklung schwach gewölbter Profile begünstigt oder primär bedingt.

Die weitgehend gestreckten Abschnitte am mittleren bis oberen Südwesthang unterscheiden sich von den bislang erwähnten schwach gewölbten Hangfolgen durch ihre im Mittel beträchtlich höheren Böschungswinkel ($> 9^\circ - 19^\circ$ und mehr). Bei einem Blick auf die Fazettentypenkarte wird deutlich, daß sich hier die räumlich variierenden Effekte verschiedener Relieffaktoren in einer komplexen Weise verzahnen. Das von der Form recht homogene Streckprofilareal stellt somit ein multikausales Gebilde dar; d.h. die einzelnen, dieses Areal aufbauenden Fazetten sind unterschiedlichen Faktorenkonstellationen zuzuschreiben. Allerdings kann die Mehrzahl der Hängeinheiten dem Typ C (z.B. Nr. 138, 230, 233) oder dem Typ A2c (z.B. Nr. 144, 256, 267) zugeordnet werden. Dies läßt auf eine maßgebliche Beteiligung des Expositions-klimas an der Entstehung der SW-ausgelegten, schwach gewölbten Profilabschnitte

schließen; wahrscheinlich hat hier die expositionsklimatisch bedingte Verstärkung der Lateralerosion eine Flachhangentwicklung in bestimmten Phasen der Hangformung verhindert, so daß letztlich der obere südwestliche Steilhang ohne größere Diskontinuitäten mit dem Mittelhang verknüpft wurde. Eine Bildung von Konkavarealen war daher nicht möglich.

8.4. ZUSAMMENFASSENDER SCHLUBBEMERKUNG

Die Homogenität des Wölbungstyps innerhalb eines Hangareals war nicht notwendigerweise an eine gleichartige Morphogenese der das Areal konstituierenden Einzelprofile geknüpft. Eine gewisse Formkonvergenz konnte selbst bei einer sehr kleinräumigen Differenzierung der Wirksamkeit einzelner bzw. der Wirkungskombination verschiedener Steuergrößen festgestellt werden.

Die Karte der genetischen Fazettentypen leistet bei der Hangneigungs- und -formerklärung einen durchaus beachtenswerten Beitrag. Zwar ist sie im vorliegenden Falle nicht geeignet, den großen Komplex der makroklimatischen und tektonischen Einflüsse und Wirkungen zu differenzieren, jedoch erweist sie sich bei der Unterscheidung großräumiger und verschiedener lokaler Effekte sowie bei der Identifizierung und Charakterisierung der Multikausalität eines Formelements als besonders hilfreich.

9. ZUSAMMENFASSUNG

Der vorliegende Beitrag beinhaltet die Reliefanalyse eines großmaßstäbigen Landschaftsausschnittes (Maßstab 1 : 5 000) durch Einsatz statistischer Verfahren. Er zielte letztlich auf die morphogenetische Typisierung der einzelnen Hangfazetten (vergl. Kap. 2.1), die in ihrer Abhängigkeit von bestimmten Relieffaktoren (z.B. Makroklima, Tektonik, Gesteinsuntergrund, Gefälle der Tiefenlinien, Höhenlage, Exposition etc.) charakterisiert werden. Zu diesem Zweck wurde die statistische Beziehung der Hangneigung zu verschiedenen morphometrischen, klimatischen und substratbezogenen Variablen untersucht¹⁾.

1) Hiermit war automatisch auch eine Analyse der Hangform verknüpft, da letztere sich aus der räumlichen Differenzierung des Böschungswinkels ergibt.

Diese Analyse erfolgte mittels uni-, bi- und multivariater Methoden, deren Möglichkeiten und Grenzen im Rahmen der gegebenen Fragestellung überprüft wurden. Im einzelnen kamen zur Anwendung:

- 1) Eindimensionale Häufigkeitsanalyse,
- 2) Analyse hypsoklinographischer Kurven (Hangprofilanalyse),
- 3) einfache Korrelationsrechnung,
- 4) Faktorenanalyse (im engeren Sinne),
- 5) multiple Korrelations- und Regressionsanalyse,
- 6) Berechnung von Residuen linearer Einfachregressionen.

Die quantitative Erfassung der verschiedenen Variablen (Kap. 2.2) erfolgte auf der Basis der morphographisch weitgehend homogenen Fazetten (zu deren Definition und Konstruktion vergl. Kap. 1.2.1 und 2.1).

Zu 1) Eindimensionale Häufigkeitsanalyse

Ergebnis:

Durch Vergleiche klinographischer Häufigkeitsverteilungen bestimmter, mit Hilfe einer oder mehrerer Klassifikationsvariablen¹⁾ gebildeter Hanggruppen (vergl. Kap. 3.1) konnten erwartungsgemäß Zusammenhänge zwischen der Hangneigung der Fazetten und den Merkmalen Höhenlage der Denudationsbasis (D-Basis), Abtragungsresistenz des Substrats und Exposition aufgezeigt werden. Die Expositionsabhängigkeit beruht hauptsächlich auf einer bevorzugten lateralerosiven Unterschneidung und Versteilung südlich ausgelegter Hänge unter periglazialen Bedingungen (Kap. 3.2). Die statistische Abhängigkeit der Neigung von den Substratbedingungen und der D-Basis wird durch den Einfluß weiterer Reliefaktoren geschwächt (vergl. Kap. 6).

Zum Verfahren:

Der Vergleich klinographischer Häufigkeitsverteilungen kann auf der Basis der vorliegenden Daten wichtige Indizien zur Überprüfung geomorphogenetischer Hypothesen liefern. Allerdings führt das Verfahren zu mehrdeutigen Ergebnissen hinsichtlich der Morphogenese, wenn die Hanggruppen zu heterogen, d.h. die lokalen Standortbedingungen insgesamt zu uneinheitlich sind. Zur Konstruktion der Histogramme empfiehlt sich bei vertretbarem Arbeitsaufwand eine Bildung möglichst kleiner Neigungsklassen (Günstig wäre das 1^o-Intervall).

1) z.B. Exposition, Taltiefe, Gesteinsuntergrund

Zu 2) Hangprofilanalyse

Zum Verfahren:

Das Verfahren der Hangprofilanalyse erfolgte in drei Schritten:

- a) Aufteilung des Untersuchungsgebiets in Hangflächen ähnlicher Höhenlage der Denudationsbasis,
- b) Erstellung und Analyse der jeweiligen hypsoklinographischen Kurven (Kap. 4.1).
- c) Berechnung der flächenmäßigen Anteile der Maximal-, Minimal-, Konkav- und Konvexabschnitte der hypsoklinographischen Kurven für die einzelnen Höhenstufen. Ziel dieses Vorgehens war die Erfassung einer charakteristischen höhenwärtigen Abfolge von Hangsequenzen ¹⁾, die hinsichtlich makroklimatisch/tektonisch bedingter, fluvialer Formungszyklen ausgewertet wurde (Kap. 4.3). Hierbei ist im allgemeinen zu beachten, daß Hangfolgen nicht allein ein Produkt vorflutergesteuerter primärer, sondern auch hangeigener sekundärer Formung darstellen. Im übrigen können sie theoretisch auch auf rein lokale Gegebenheiten zurückgeführt werden, so z.B. auf eine resistente Gesteinsbank oder ein bestimmtes Expositions-klima (→lateralerosive Hangunterschneidung, vergl. Kap. 3.2). Ist jedoch nachweisbar, daß die Sequenzen von der Differenzierung lokaler Faktoren unabhängig sind, so dient eine Hangfolge unter den gegebenen Rahmenbedingungen (vergl. Kap. 4.2.1) als Indiz zumindest eines fluvialen Zyklus. Dies gilt auch bei Überprägung der Sequenz durch hangeigene Prozesse (sekundäre Formung).

Ergebnis der Analyse:

Unter Berücksichtigung der lokalen Standortbedingungen konnten für das Untersuchungsgebiet zumindest drei Phasen verstärkter Tiefen- und Seitenerosion sowie vier Phasen verlangsamter bzw. unterbrochener Taleintiefung nachgewiesen werden, welche auf makroklimatische und/oder tektonische Zyklen im Pleistozän zurückzuführen sind. Sie werden durch die jeweilige flächenmäßige Dominanz der Maximal- bzw. Minimalabschnitte in bestimmten Höhenlagen dokumentiert.

1) Eine Hangsequenz besteht im Normalfall aus der hangabwärtigen Folge Konvexität, Abschnitt maximaler Neigung, Konkavität, Abschnitt minimaler Neigung, zumindest jedoch aus der Folge Maximalabschnitt, Minimalabschnitt

Zu 3) Einfache Korrelationsanalyse

Die einfache Korrelationsanalyse (Kap. 5) zeigte folgende morphogenetisch wesentliche Beziehungen auf: Die Hangneigung einer Fazette wächst tendenziell mit Zunahme der Taltiefe, des Vorfluterlängsgefälles sowie der Abtragungs- und Verwitterungsresistenz des Anstehenden; sie nimmt ab bei wachsender Abweichung von der Südexposition und abnehmender Höhenlage der Denudationsbasis. Dieses z.g.T. zu erwartende Ergebnis ist weniger bedeutsam als der Befund, daß alle genannten Zusammenhänge mit Koeffizienten unter |0,45| nur relativ schwach ausgeprägt sind (vergl. Tab. 1).

Dies ist vor allem eine Folge der Multikausalität der Hanggenese. - DOORNKAMP/KING (1971, 177) sprechen in einem solchen Zusammenhang von "the multivariate nature of slopes". - Verständlicherweise ist die kleinräumige Varianz des Böschungswinkels in der Regel durch lediglich ein oder zwei Steuervariablen nur unzulänglich erklärbar. Bei einer bivariaten Analyse der mittleren Hangneigung größerer Untersuchungseinheiten liegt der erklärte Prozentsatz häufig höher, da sich der Einfluß "zufälliger" Lokalfaktoren infolge des kleineren Betrachtungsmaßstabs und der Mittelwertbildung in geringerem Maße bemerkbar macht. SOHLBACH (1978) z.B. konnte bei einer Untersuchung im Maßstab 1:25 000 allein durch die Variable "Längsgefälle der Tiefenlinie" rund 90% der Varianz des mittleren Böschungswinkels bestimmter Einzugsgebiete erklären.

Eine großmaßstäbige Analyse der Hangentwicklung kann sich somit nicht allein auf eine Berechnung linearer Einfachkorrelationen beschränken, zumal hierbei Einflüsse von Drittvariablen und indirekte Effekte unberücksichtigt bleiben. Darüber hinaus ist die Gefahr größer, daß rein chorologische Beziehungen als kausale Zusammenhänge aufgefaßt werden. Dies trifft in gleichem Maße für den Vergleich klinographischer Häufigkeitsverteilungen unterschiedlicher Hanggruppen zu (siehe zu 1). Im gesamten erweisen sich die uni- und bivariaten Verfahren also als durchaus ergänzungsbedürftig.

Zu 4) und 5) Faktorenanalyse und multiple Korrelations- und Regressionsanalyse

Die Multikausalität der Hangneigung und die Frage nach dem Vergleich der einzelnen Relieffaktoren hinsichtlich ihrer Bedeutung für die klinographische Entwicklung legte eine Anwendung der multiplen Regres-

sions- und Korrelationsanalyse nahe. Die isolierten Effekte der Steuergrößen auf die Hangneigung können jedoch mittels dieser Verfahren (vergl. Kap. 6.1 und 6-2) nur dann berechnet werden, wenn die "unabhängigen" Variablen in der Tat statistisch weitgehend unkorreliert sind. Aus diesem Grunde wurden zunächst mehrere Faktorenanalysen durchgeführt, die der Auffindung stochastisch unabhängiger Relieffaktorenkomplexe dienten (Kap. 6.1). Letztere wurden im Rahmen einer multiplen Regression und Korrelation zur Hangneigung in Beziehung gesetzt.

Ergebnis:

Die Varianz der Hangneigung konnte zu 80% erklärt werden. Auf die sechs wesentlichen Relieffaktoren (komplexe) entfielen folgende Anteile der Neigungsvarianz:

- Makroklima und Tektonik (F3, F8)	- 47%	} lokale Faktoren
- Vorfluterlängsgefälle (F6)	- 8,7%	
- Expositions-klima (F1)	- 6,9%	
- Substratbedingungen (F5)	- 6,9%	
- Höhenlage der D-Basis und Ursprungsentfernung der Vorfluter (F4)	- 6,7%	

(vergl. hierzu Zusammenfassung in Kap. 6.1.9)

Erstaunlich war die relativ geringe Bedeutung der Faktoren F5 und F4, deren Wirkung bei einer ersten Geländebegehung und Karteninterpretation als wesentlich größer eingeschätzt wurde.

Methodische Grenzen:

Eine jeweilige Auflösung von F3 und F8 in die Einzelkomponenten Makroklima und Tektonik sowie die hiervon abhängigen hangeigenen und fluvialen Steuergrößen war auf der Grundlage der gegebenen Daten nicht möglich.

Leistungen der Verfahren:

- 1) Die Bedeutung einzelner Relieffaktoren im Rahmen der Hangneigungsentwicklung des Untersuchungsgebiets konnte quantitativ bestimmt werden (in % der innergebietlichen Neigungsvarianz); somit wurden auch die Wirkungen der einzelnen, lokal differenzierten Steuergrößen von den großräumigen Effekten weitestgehend getrennt. Beim Einsatz herkömmlicher Methoden wäre dies sicherlich nicht möglich gewesen.

- 2) Es konnten gewisse Einflüsse der fluvialen Erosion auf die Hangformentwicklung nachgewiesen werden (vergl. Kap. 6.1.2, 6.1.5, 6.1.7).

Zu 6) Berechnung und Interpretation von Regressionsresiduen

Eine Berechnung der Residuen linearer Einfachregressionen von V18 (Hangneigung) nach den unabhängigen Faktoren (s.o.) ermöglichte schließlich eine genetische Typisierung der einzelnen Fazetten (vergl. Kap. 7. und Abb. 75). Jeweils separat für jede Fazette wurden die entsprechenden absoluten Restwerte der verschiedenen Regressionen miteinander verglichen, um den Einfluß eines Faktors auf die Neigungsentwicklung der betreffenden Hangeinheit im Verhältnis zur Auswirkung der übrigen Faktoren zu untersuchen. Es wurde davon ausgegangen, daß der Effekt einer Steuergröße bei einem Residuum von 0 optimal war.

Ein solches Vorgehen war möglich, da die jeweiligen Einfachregressionen aufgrund der Independenz der Faktoren als unabhängige Modelle gelten können, die jeweils einen eigenen Anteil der Neigungsvarianz erklären.

Letzlich wurden auf der Basis des Residuenvergleichs fünf genetische Fazettentypen und acht Untertypen definiert (vergl. Abb. 75), die auch bei der Hangformdeutung von Nutzen waren (vergl. Kap. 8.4.).

Die Fazettentypenkarte (Abb. 75) erlaubt eine vielfältige Auswertung (vergl. Kap. 7.2). Einige wesentliche Ergebnisse dieser Analyse sind:

- 1) Die resistenten Grauwacken und Basalte sind für die Ausbildung von Steilstufen im Bereich der Dollendorfer Hardt nicht primär verantwortlich. Hauptursache der Steilhangbildung waren der Faktor Makroklima sowie die tektonischen Impulse der Hauptterrassenzeit und des Mittelpleistozäns, die zu einer Beschleunigung der Tiefen- bzw. Intensivierung der Lateralerosion führten. Hierdurch wurden im Bereich des West- bis Südwesthanges die mittlere Mittel- und obere Hauptterrasse abgetragen.
- 2) Zumindest 168 = 35% aller Fazetten sind primär auf die Intensität der fluvialen Tiefen- und Lateralerosion zurückzuführen (vergl. Kap. 7.2.6).

3) Einige, aufgrund der Residuen als primär makroklimatisch/tektonisch bedingt zu klassifizierende Fazetten lassen sich hinsichtlich ihrer Höhenlage mit Flußterrassenniveaus des unteren Mittelrheins parallelisieren. Sie können daher als Felsterrassenreste interpretiert werden, die mehr oder weniger durch hangeigene periglaziale Prozesse überprägt wurden. Im einzelnen handelt es sich um

nach BIBUS

nach QUITZOW 1962

TR 9	untere Mittelterrasse	(Riß)
TR 7	obere Mittelterrasse	(Mindel)
TR 6	untere Hauptterrasse	(Günz)
TR 5	mittlere Hauptterrasse	(Donau)
TR 4	obere Hauptterrasse	(Biber)
TR 3	untere Höhenterrasse	(Präbiber, Alt-Pleistozän)

Weitere Ergebnisse sind der Zusammenfassung in Kap. 7.2.6 zu entnehmen.

10. SCHLUSSBEMERKUNG

Die statistischen Analysen können auf der Basis der gegebenen Daten (vergl. Kap. 2) wertvolle Hinweise bei der Überprüfung und Deduktion geomorphogenetisch relevanter Hypothesen liefern. Wie auch SOHLBACH (1978, 186) betont, sind sie in Fragen der Hangformdeutung allerdings nicht als beweisfähig im Sinne der exakten Naturwissenschaften anzusehen. Letzteres gilt freilich auch für traditionelle Methoden der Geomorphologie. Selbst in Bereichen der "reinen Naturwissenschaft" können gegensätzliche adäquate Modelle zur Erklärung ein- und desselben Phänomens nebeneinander existieren. FRANTZOK (1976, 83) spricht diesbezüglich von der "Entontologisierung" der Wissenschaften, die zu einer Aufwertung statistischer Verfahren auch im Rahmen geomorphogenetischer Fragestellungen führen kann.

Zum Zwecke der Modellbildung in der Geomorphologie ist eine Kombination aus statistischen Verfahren und traditionellen Methoden wünschenswert. Letztere sind nicht ersetzbar, jedoch andererseits durch-

aus ergänzungsbedürftig. Angesichts der Komplexität der Reliefgenese empfehlen sich vor allem multivariate Analysen, wobei eine stochastische Unabhängigkeit der erklärenden Variablen (Faktoren) von grossem Vorteil wäre, leider aber nur recht selten gegeben ist.

LITERATURVERZEICHNIS

- AANDAHL, A.R.: The characteristics of slope positions and their influence on the total nitrogen content of a few virgin soils of Western Iowa. Soil. Sci. Soc. Am. Proc., 13, 1948, 449.
- AHNERT, F.: Zur Rolle der elektronischen Rechenmaschine und des mathematischen Modells in der Geomorphologie. Geogr. Zeitschr., 54 (2), 1966, 118-133.
- An approach towards a descriptive classification of slopes. Zeitschr. f. Geomorph., Suppl. 9, 1970, 71-84.
 - A comparison of theoretical slope models with slopes in the field. Zeitschr. f. Geomorph., Suppl. 9, 1970 b, 88-101.
 - A general and comprehensive theoretical model of slope profile development. University of Maryland, Occasional Papers in Geography, 1, 1971.
 - Inhalt und Stellung der funktionalen Methode in der Geomorphologie. Erdkundliches Wissen, 33, 1973.
 - Darstellung des Struktureinflusses auf die Oberflächenformen im theoretischen Modell. Zeitschr. f. Geomorph., Suppl. 24, 1976 a, 11-22.
 - Introduction (Quantitative slope models). Zeitschr. f. Geomorphologie, Suppl. 25, 1976 b, V-VII.
 - Brief description of a comprehensive three-dimensional process-response model of landform development. Zeitschr. f. Geomorph., Suppl. 25, 1976 c, 29-49 (Abh.).
 - Über Beziehungen zwischen quantitativen, semiquantitativen und qualitativen Methoden in der Geomorphologie. Zeitschr. f. Geomorph., Suppl. 39, 1981, 1-28.
- AHORNER, L.: Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht. Eiszeitalter und Gegenwart, 13, 24-105.
- AMAL KAR u. A. GHOSH: A study of the evolution of hillside slopes around Panchmarhi. Geographical Review of India, 37 (4), 1975 378-381.
- AMMER, U.: Zur Quantifizierung der Landschaft. Landschaft und Stadt, 3, 1970.
- AMPFERER, O.: Über einige Beziehungen zwischen Tektonik und Morphologie. Zeitschr. f. Geomorph., 1, 1926, 83-104.
- ANDREWS, F. M. u. R. C. MESSENGER: Multivariable nominal scale analysis. Michigan 1973.
- ARMSTRONG, A. C.: A three-dimensional simulation of slope forms. Zeitschr. f. Geomorph., Suppl. 25, 1976, 20-28.

- ARMSTRONG, A. C.: A comment on the continuity equation model of slope profile development and its boundary conditions. *Earth Surface Processes and Landforms*, 7 (3), 1982, 283-284.
- ASCH, TH. van u. H. van STEIJN: Computerized morphometric analysis of drainage basins from maps. *Veröff. d. Geogr. Inst. d. Univ. Utrecht*, B, 51, 1973.
- BADER, M.: Qualitativ statistische Analyse der Landschaft am mittleren Oberrhein. *Karlsruher Manuskripte z. math. u. theoret. Wirtschafts- und Sozialgeographie*, 23, 1978.
- BÄHR, J.: Regionalisierung mit Hilfe von Distanzmessungen. *Raumforschung und Raumordnung*, 29, 1979, 11-19.
- BAHRENBURG, G. u. E. GIESE: *Statistische Methoden und ihre Anwendung in der Geographie*. Stuttgart 1975 a.
- Zum Problem der Normalität und der Transformation bei der Faktorenanalyse bzw. Hauptkomponentenanalyse. *Symposium "Quantitative Geographie"*, *Gießener Geogr. Schr.*, 32, 1975 b, 9-29.
- BAKKER, J.P. u. J. W. N. LE HEUX: Projective-geometric treatment of O. Lehmann's theory of the transformations of steep mountain slopes. *Proc. Koninklijke Nederlandsche Akademie van Wetenschappen*, 49 (5), 1946, 533-547.
- BARSCHE, D. u. H. LIEDTKE: *Methoden und Anwendbarkeit geomorphologischer Detailkarten*. *Berliner Geogr. Abh.*, 31, 1980.
- BARSCHE, D. u. W. SCHUSTER: Die Erfassung von Daten zum Substrat und zur Geomorphodynamik auf geomorphologischen Karten (GMK 25) mit dem geomorphologischen Symbolschlüssel (GM 5) und auf Computerkarte. *Zeitschr. f. Geomorph.*, Suppl. 39, 1981, 29-38.
- BARTELS, D.: Die Zukunft der Geographie als Problem ihrer Standortbestimmung. *GZ*, 56, 1968 a, 124-142.
- Zur wissenschaftstheoretischen Grundlegung einer Geographie des Menschen. *Erdkundliches Wissen, Beihefte z. GZ*, 19, 1968 b.
- BAULIG, H.: *Morphométrie*. *Ann. Geogr.*, 68, 1959, 385-408.
- BECKETT, P.H.T.: Soil formation and slope development. 1. A new look at Walther Penck's Aufbereitung concept. *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F. 12, 1968, 1-24.
- BERG, G.: *Geologische Beobachtungen im Siebengebirge*. *Decheniana*, 91, 1935, 99-134.
- BERRY, B.J.L.: Die wechselseitige Abhängigkeit zwischen Bewegungen im Raum und räumlichen Strukturen. *Zur Grundlage einer allgemeinen Feldtheorie*. *GZ*, 59, 1971, 82-100.
- BESOAIN, E.: *Untersuchungen von Böden aus Pyroklastiten (Asche und Tuffe) Chiles, Japans, Deutschlands und Italiens*. *Diss. Bonn* 1969.

- BETHUNE, P. de u. J. MAMMERICKX: Etudes clinométriques du laboratoire géomorphologique de l'Université de Louvain (Belgique). Zeitschr. f. Geomorph. Suppl. 1, 1960, 93-102.
- BEUTEL, P. u.a.: SPSS-Statistik-Programmsystem für die Sozialwissenschaften. Eine Kurzbeschreibung zur Programmversion 6. Stuttgart/New York 1976.
- BIBUS, E.: Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. Frankfurter Geowiss. Arb., D 1, 1980.
- BIGARELLA, J.J.: Slope development in Southeastern and Southern Brazil. Zeitschr. f. Geomorph., N.F. 10, 1966, 150-160.
- BIRKENHAUER, J.: Zur älteren Talentwicklung beiderseits des Rheins zwischen Andernach und Bonn. Erdkunde, 19, 1965, 58-66.
- Zur Chronologie, Genese und Tektonik der plio-pleistozänen Terrassen am Mittelrhein und seinen Nebenflüssen. Zeitschr. f. Geomorph., N.F. 17, 1973, 489-496.
 - Die Entwicklung des Talsystems und des Stockwerkbaus im zentralen Rheinischen Schiefergebirge zwischen dem Mitteltertiär und dem Altpleistozän. Arb. Rhein. Landeskd., 34, 1973.
 - Zum Stand der Untersuchungen über die Reliefentwicklung im zentralen Rheinischen Schiefergebirge. Zeitschr. f. Geomorph., Suppl. 33, 1979, 114-206.
- BIRKELAND, P.: Pedology, weathering and geomorphological research. New York, London, Toronto 1974.
- BIROT, P.: Etude quantitative des processus érosifs agissant sur les versants. Zeitschr. f. Geomorph., Suppl. 9, 1970, 10-43.
- BLENK, M.: Eine kartographische Methode der Hanganalyse, erläutert an zwei Beispielen: NW-Harz und Salinastal, Kalifornien. Nachtr. d. Ak. d. Wiss. Göttingen, 2. Math.-Phys. Kl., 1963, 29-44.
- BLONG, R.J.: Methods of slope profile measurement in the field. Australian Geographical Studies, 10 (2), 1972, 182-192.
- Hillslope morphometry and classification: a New Zealand example. Zeitschr. f. Geomorph., N.F. 19, 1975, 405-429.
- BÖHLK, W. u. H. DIETRICH: Lineare Programmierung. Methoden der empirischen Regionalforschung 1. Veröffentlichungen der Akademie für Raumforschung und Landesplanung, 87, 1973, 215-230.
- BÖHM, A.: Begriff und Berechnung der mittleren Neigung einer Gefällskurve. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 55, 1912, 40-62.
- BOESCH, H.: Ein Schema geographischer Arbeitsmethoden. Geogr. Helvetica, 25, 1970, 105-108.
- BOUSTEDT, O.: Grundriß der empirischen Regionalforschung, Teil I. Raumstrukturen. Veröffentlichungen der Akademie für Raumforschung und Landesplanung, Taschenbücher zur Raumplanung, 4, 1975.

- BOVENTER, E. von: Regressionsanalyse. Methoden der empirischen Regionalforschung 1, Veröffentlichungen der Akademie für Raumforschung und Landesplanung, Forsch.- und Sitz. ber., 87, 1973, 53-83.
- BRAUN, G.: Komplexes Faktorensystem räumlicher und zeitlicher Bewegungen. In: Räumliche und zeitliche Bewegungen. Würzburger Geogr. Arb., 3, 1972, 1-28.
- BRELIE, G. von der u. H. GRÜNHAGEN: Zur Verbreitung und stratigraphischen Einstufung der Trachyttuffe des Siebengebirges. Krefeld (unveröff.).
- BREMER, H. u. H. ZAKOSEK (Hrsg.): Relief und Boden. Zeitschr. f. Geomorph, Suppl. 33, 1979.
- BRIDGES, E. M. u. J. C. DOORNKAMP: Morphological mapping and the study of soil patterns. Geography, 48, 1963, 175-181.
- BRUNNACKER, K.: Quartär am Mittelrhein. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 28, 1978, 111-122.
- BRYAN, K. u. G. G. WICKSON: The W. Penck method of analyses in Southern California. Zeitschr. f. Geomorph., 6, 1931, 287-291.
- BÜDEL, J.: Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas. Die Naturwissenschaften, 36, 1949, 105-112 und 133-139.
- Morphogenese des Festlandes in Abhängigkeit von den Klimazonen. Die Naturwissenschaften, 9, 1961, 313-318.
 - Die Stellung der Geomorphologie im System der Naturwissenschaften. Zeitschr. f. Geomorph., Suppl. 23, 1975, 1-11 (Abh.).
 - Klima - Geomorphologie. Berlin/Stuttgart 1977 a.
 - Hanggeschichte und Hangalter. Zeitschr. f. Geomorph., Suppl. 28, 1977 b, 14-29.
- BÜRGENER, M.: Siebengebirge und Bad Godesberger Rheintal als landschaftliches Ensemble. In: Festschrift z. 36. Dt. Geogr. Tag, Wiesbaden 1967, 184-196.
- BULLINGER, D.: Die Faktorenanalyse als Instrument der empirischen Regionalforschung. Karlsruher Manuskripte z. math. u. theoret. Wirtschafts- und Sozialgeographie, 59, 1982.
- BURGHARDT, O.: Siebengebirge - Landschaft im Wandel. Krefeld 1979.
- BURGHARDT, O. u. E. von ZEJSCHWITZ: Flugstaubbefeuflusste Böden im Bereich des Siebengebirges. Geol. Jb., F, 1979.
- BURGER, D.: Reliefgenese und Hangentwicklung im Gebiet zwischen Sayn und Wied. Kölner Geogr. Arb., 42, 1982.
- BURRE, O.: Das Oberoligozän und die Quarzitlagerstätten unmittelbar östlich des Siebengebirges. Arch. Lagerstättenforsch., 47, 1930.

- Über den tertiären Vulkanismus in der Umgebung des Siebengebirges. Z. dt. geol. Ges., 86, 1934, 100-110.
 - Geologische Karte von Preußen. Erläuterungen zu Blatt Honnef - Königswinter. Berlin 1939.
- BURTON, I.: The quantitative revolution and theoretical geography. The Canad. Geographer, 7, 1963, 151-162.
- Quantitative Revolution und theoretische Geographie. Darmstadt 1975.
- CARRARA, A., GORRISO-VALVO, M. u. C. REALI: Analysis of landslide form and incidence by statistical techniques. Catena, 9, 35-62.
- CARSON, M. A.: Models of hillslope development under mass failure. Geogr. Analysis, 1, 1969, 76-100.
- Threshold and characteristic angles of straight slopes. In: E. YATSU (Hrsg.), Mass Wasting, 4th Guelph Symposium on Geomorphology, 1975, 19-34.
 - Slopes and slope processes. Progress in Physical Geography, 2 (1), 1978, 125-142.
- CARTER, C. S. u. R. J. CHORLEY: Early slope development in an expanding stream system. Geol. Mag., 98, 1961, 117-130.
- CHARLIER, R. H.: Quantitative analysis, geometrics and morphometrics. Zeitschr. f. Geomorph., N.F. 12, 1968, 375-387 (Abh.).
- CHORLEY, R. J.: Illustrating the laws of morphometry. Geol. Mag., 94, 1957, 140-150.
- Aspects of the morphometry of a "poly-cyclic" drainage basin. Geogr. Journ., 124, 1958, 370-374.
 - Geomorphology and general systems theory. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 500 B, 1962.
 - The application of statistical methods to geomorphology. In: G. H. DURY (Hrsg.), Essays in geomorphology, 1966, 275-387.
- CHRISTOFOLETTI, A. u. A. C. TAVARES: Contribuicao ao estudo das vertentes na área do Quadrilátero Ferrífero (MG). Geografia, Rio Claro, 1 (2), 1976, 67-87.
- CLARKE, J. J.: Morphometry from maps. In: G. H. DURY (Hrsg.), Essays in Geomorphology, 1966, 235-274.
- CLARKE, J. J., u. K. ORRELL: An assessment of some morphometric methods. Dept. of Geogr., Univ. of Durham, Occasional Papers, 2, 1958.
- CLAYTON, K. M.: The problem of field evidence in geomorphology. In: OSBORNE, BARNES u. DOORNKAMP (Hrsg.), Geographical essays in honour of K. C. Edwards. Univ. of Nottingham, 1970, 131-139

- CLOOS, H.: Das Siebengebirge. Nachr. -Bl. rhein. Heimatpfl., 2, 1931, 55-59
- COLE, A. J., (Hrsg.): Numerical taxonomy. New York 1969.
- COLE, J.P. u. C. A. M. KING: Quantitative geography. Techniques and theories in geography. London 1969.
- COX, N. J.: Comments on "Spatial variation of hillslope profiles in the Cumberland Plateau" by Edmund B. Woods. Professional Geographer, 27 (4), 1975, 488-489.
- Climatic geomorphology and fully developed slopes: a discussion. *Catena*, 4 (1-2), 1977, 229-231.
 - A note on a neglected early model of hillslope development. *Zeitschr. f. Geomorph.*, N.F. 21, 1977, 354-356.
 - Hillslope profile determination and analysis. In: A. GOUDIE et al., (Hrsg.), *Geomorphological techniques*, 1981, 62-65.
- CRAMPTON, C. B.: A note on asymmetric valleys in the central Mackenzie-River catchment. *Earth Surfaces Processes*, 2 (4), 1977, 427-429.
- CUNNINGHAM, R. R. u. W. GRIBA: A model of slope development and its application to the Grand Canyon, Arizona, USA. *Zeitschr. f. Geomorph.*, N.F. 17, 1973, 43-77.
- CURTIS, L. F., DOORNKAMP, J. C. u. K. J. GREGORY: The description of relief in field studies of soils. *J. Soil Sci.* 16, 1965, 16-30.
- CZUDEK, T. u. J. DEMEK: The slopes of the Central Moravian Carpathians: periglacial or temperate? *Studia Geomorphologica Carpato-Balcanica*, 10, 1976, 3-14.
- DALRYMPLE, J. B., BLONG, R. J. u. A. J. CONACHER: A hypothetical nine unit landsurface model. *Zeitschr. f. Geomorph.*, N.F. 12, 1968, 60-76.
- DANIELS, R. B., KELSON, L. A. u. E. E. GAMBLE: A method of characterizing nearly level surfaces. *Zeitschr. f. Geomorph.*, N.F. 14, 1970, 175-185.
- DAVEAU, S.: Façonnement des versants de l'Adrar Mauretaniens. *Zeitschr. f. Geomorph.*, Suppl. 5, 1964, 119-130.
- DEMEK, J.: Hangforschung in der Tschechoslowakei. *Neue Beitr. z. internationalen Hangforsch.*, 3, 1963, 102-109.
- Die Pedimentation im subnivalen Bereich, *Göttinger Geogr. Abh.*, 60, 1972, 145-154.
 - (Hrsg.): *Handbuch der geomorphologischen Detailkartierung*. Wien 1976.
- DEUTSCHER WETTERDIENST: Die Klimaverhältnisse im Großraum Bonn. Amtliches Gutachten. Wetteramt Essen, 1972.

- DEWHURST, N.R.: Towards a better understanding of slopes. *The Amateur Geologist*, 7 (1), 1973, 4-16.
- DOEXLER, O.: Einfluß von Petrographie und Tektonik auf die Gestaltung des Talnetzes im oberen Rißbachgebiet (Karwendelgebirge, Tirol). *Münchner Geogr. Abh.*, 23, 1975.
- DOMOGALLA, P., MAIR, G. u. R. -G. SCHMIDT: Ein Beitrag zur quantitativen Erfassung des Reliefs für die Darstellung in geomorphologischen Karten. *Kartogr. Nachr.*, 24, 1974, 99-104.
- DOORNKAMP, J. C. (Hrsg.): The use of computers in geomorphological research. *British Geomorphological Research Group, Occasional Papers*, 6, 1969.
- DOORNKAMP, J. u. C. A. M. KING: Numerical analysis in geomorphology - an introduction. London 1971.
- DYLIK, J.: The significance of the slope in geomorphology. *Bull. Soc. Sci. et lettres de Łódź*, 19, 1968, 1-19.
- Dolne zalamanie stoku i jego znaczenie morfogenetyczne (The lower break of slope and its morphogenetic importance). *Prace Komisji Geogr. -Geol. -Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół nauk, Wydział Matematyczno-Przyrodniczy*, 13 (1), 1972, 99-120.
- EGUY, C. P.: Introduction à l'emploi des méthodes statistiques en géographie physique. *Rev. d. Géogr. Alpine*, 36, 1948, 5-101.
- ELLENBERG, H.: Über Beziehungen zwischen Pflanzengesellschaft, Standort, Bodenprofil und Bodentyp. *Arbeiten aus der Bundesanstalt für Vegetationskartierung, (Angewandte Pflanzensoziologie, Hrsg.: R. TÜXEN)*, 15, 1958.
- ENGLAND, C. B.: Quantitative slope aspect determination. *Journal of Hydrology*, 12, 1971, 262-268.
- FELTEN, W.: *Das Rheinische Schiefergebirge*. Regensburg 1927.
- FEY, M.: *Geomorphologische Untersuchungen im Bergischen Land*. Düsseldorf *Geogr. Schr.*, 1, 1974.
- FINKE, L.: *Landschaftsökologisches Gutachten für das Siegmündungsgebiet*. *Beitr. z. Landesentwicklung*, 32, 1974.
- FINSTERWALDER, S.: Über den mittleren Böschungswinkel und das wahre Areal einer topographischen Fläche. *Sitz. ber. d. math. -phys. Kl. d. Kgl. Bayer. Ak. d. Wiss.*, 20 (1), 1890.
- FISCHER, M.: Eine Methodologie der Regionaltaxonomie: Probleme u. Verfahren der Klassifikation u. Regionalisierung in der Geographie u. Regionalforschung. *Bremer Beitr. z. Geographie u. Raumplanung*, 3, 1982.
- FLASKÄMPFER, P.: *Geographie und Statistik*. *Frankfurter Geogr. Hefte*, 53, 1980, 44-59.

- FLIRI, F.: Statistik und Diagramm. Das Geographische Seminar, Praktische Arbeitsweisen 2 A, Braunschweig 1972.
- FRÄNZLE, O.: Geomorphologie der Umgebung von Bonn. Arb. z. Rhein. Landeskd., 29, 1969.
- FRANKENBERG, P.: Vegetation und Raum. Paderborn 1982.
- FRANTZOK, K.: Die multiple Regressionsanalyse, dargestellt am Beispiel einer Untersuchung über die Verteilung der ländlichen Bevölkerung in der Gangesebene. Tübinger Geogr. Studien, 66, 1976,
- FRECHEN, J. u. K. VIETEN: Petrographie der Vulkanite des Siebengebirges (Berechneter Modus, Systematik, Nomenklatur). 2. Die peralkalische Gesteinsreihe Alkalitrachyt- Sanidinbasanit. -Decheniana, 122, 1970, 357-377.
- Petrographie der Vulkanite des Siebengebirges (Berechneter Modus, Systematik, Nomenklatur). 1. Die subalkalische Gesteinsreihe Quarztrachyt. -Latitbasalt. -Decheniana, 122, 1970, 337-356.
- FRECHEN, J.: Siebengebirge am Rhein - Laacher Vulkangebiet - Maargebiet der Westeifel - Vulkanologisch-petrologische Exkursionen. -Slg. geol. Führer, 56, 1976.
- FRENZEL, B.: Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters. Braunschweig 1967.
- FREY, K.: Morphometrische Untersuchungen der Vogesen. Baseler Beitr. z. Geogr. u. Ethn., Geogr. Reihe, H. 6, 1965.
- FURLEY, P. A.: Soil formation and slope development. 2. The relationship between soil formation and gradient angle in the Oxford area. Zeitschr. f. Geomorph., N.F. 12, 1968, 25-42.
- Soil formation and gradient angle. A reply to A. YOUNG: "The accumulation zone on slopes". Zeitschr. f. Geomorph., N.F. 13, 1969, 233-236.
- GALABOV, Z.: On the application of morphometric analysis in geomorphological investigations (in Bulgarian). In: Problemi na geogr. na Bálbarija, 2, 1968, 7-40.
- GEIGER, R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht. Die Wissenschaft, 78, Braunschweig 1961.
- GERBER, E. u. A. E. SCHEIDEGGER: Erosional and stress-induced features on steep slopes. Zeitschr. f. Geomorph., Suppl. 18, 1973, 38-49.
- GERRARD, H. J. W.: Hillslope profile analysis: Discussion. Area, 10 (2), 1978, 129-130.
- GESSLER, R.: Die Stärke der unmittelbaren Sonnenbestrahlung der Erde in ihrer Abhängigkeit von der Auslage unter verschiedenen Breiten und zu verschiedenen Jahreszeiten. Abh. Pr. Met. I, 8(1), 1925.

GIESE, E. (Hrsg.): Symposium "Quantitative Geographie". Gießen 1974
Gießener Geogr. Schr., 32, 1975.

- Kritische Anmerkungen zur Anwendung faktorenanalytischer Verfahren in der Geographie. GZ, 66, 1978, 161-182.
- The development and present state of research into "Quantitative Geography" in the German speaking countries. In: Bahrenberg, G. u. U. Streit (Hrsg.), German Quantitative Geography, Münstersche Geogr. Arb. 11, 1981, 9-26.

GLAVEČ, V. u. U. BOHN: Quantitative vegetationskundliche Untersuchungen zur Höhenstufengliederung der Buchenwälder im Vogelsberg. Schr. Reihe Vegetationskd., 5, 1970, 135-186.

GOEBEL, F.: Die Überreste der alttertiären Rumpffläche zwischen Ruhr und Sieg. Glückauf, 62, 1926, 665-668.

GÖBFL, P.: Vorschläge zur inhaltlichen und graphischen Gestaltung geomorphologischer Karten. Rhein-Mainische-Forsch., 87, 1978.

GOSSMANN, H.: Theorien zur Hangentwicklung in verschiedenen Klimazonen. Würzburger Geogr. Arb., 31, 1970.

- Slope modelling with changing boundary conditions-effects of climate and lithology. Zeitschr. f. Geomorph., Suppl. 25, 1976, 72-88.
- Fragen und Einsichten zum Einsatz von Hangmodellen in der geomorphologischen Analyse. Geoökodynamik, 2, 1981, 205-218.

GRABERT, H.: Eine ungewöhnlich tief reichende tertiäre Verwitterungszone im Devon des Siebengebirges bei Königswinter. Decheniana, 114, 1962, 171-176.

GRAMSCH, H.-J.: Die Entwicklung des Siegtales im jüngsten Tertiär und im Quartär. Bochumer Geogr. Arb., 31, 1978.

GRANÖ, G.: Geographische Ganzheiten. In: Das Wesen der Landschaft. Wege der Forschung 39, 1973.

GREEN-WOOTTEN, B.: A bibliography of statistical applications in geography. Commission on College Geography, Technical Paper, 9, Washington (D.C.) 1972.

GREGORY, S.: Statistical methods and the geographer. London 1968.

GREGORY, K. J. u. E. H. BROWN: Data processing and the study of land form. Zeitschr. f. Geomorph., N.F. 10, 1966, 237-263.

GREGORY, K.J. u. D. E. WALLING: Drainage basins, form and process. London 1973.

GRENDER, G. C.: Slope distribution and relationship to bedrock in Appalachian Ridges near Roanoke, Virginia. American Journal of Sciences, 237-A, 1973, 391-395.

- GRIGG, D.: Die Logik von Regionssystemen. In: D. BARTELS (Hrsg.),
Wirtschafts- und Sozialgeographie, Köln/Berlin 1970, 183-211.
- GÜSSEFELDT, J.: Probleme bei der Verwendung inferenzstatistischer
Modelle in geographischen Arbeiten. Karlsruher Manuskripte z.
math. u. theoret. Wirtschafts- und Sozialgeographie, 26, 1978.
- Some geographical aspects of the fallacy of contemporary facto-
rial equality. Karlsruher Manuskripte z. math. u. theoret.
Wirtschafts- und Sozialgeographie, 52, 1981.
- GUSTAFSON, G. C.: Quantitative Untersuchung zur Morphologie von Fluß-
becken unter Verwendung von Orthophotomaterial. Münchener
Geogr. Abh., 11, 1973.
- HÄGERSTRAND, T.: Der Computer und der Geograph. In: D. BARTELS (Hrsg.),
Wirtschafts- und Sozialgeographie (Sammelband), 1970, 278-300.
- HÄNDLE, F. u. S. JENSEN (Hrsg.): Systemtheorie und Systemtechnik.
Nymphenburger Texte zur Wissenschaft, Modelluniversität 15,
München 1974.
- HAHN, H. u. W. ZORN: Historische Wirtschaftskarte der Rheinlande um
1820. Arb. z. Rhein. Landeskd., 37 1973.
- HAKE, G.: Kartographische Bezugsflächen und ihre Bearbeitung durch
EDV. Veröffentlichungen der Akademie für Raumforschung und
Landesplanung, 115, 1977.
- HAMPE, J.: Die Bedeutung der Regressionsanalyse in der Regionalfor-
schung. Methoden der empirischen Regionalforschung 1, Veröffent-
lichungen der Akademie für Raumforschung Raumordnung, Forsch.
und Sitz. ber., 87, 1973, 85-100.
- HANSON-LOWE, J.: The clinographic curve. Geol. Mag., 72, 1935, 180-
184.
- HANTSCHHEL, R.: Die Datenverarbeitung in den Regionalwissenschaften.
Berlin 1974.
- HANTSCHHEL, R. u. E. THARUN: Anthropogeographische Arbeitsweisen.
Das geographische Seminar, Braunschweig 1980.
- HARD, T. u. G. HARD: Eine faktoren- und clusteranalytische Prüfung
von Expositionsunterschieden am Beispiel von Kalktriften.
Flora, 162, 1973, 442-466.
- HAUBRICH, H.: Morphologische Studien im Niederwesterwald. Beiträge
zur tertiären und quartären Entwicklungsgeschichte. Beitr. z.
L.d.pflege in Rheinland-Pfalz, Beiheft 1, 1970.
- HAUTAMÄKI, L.: The use of multi-variable methods in regional geographi-
cal analysis. Helsingin Yuopiston Maantiede Laitoksen
Julkaisu, A 85, 1970.

- HEBERHOLD , R.: Die Böden der Weinbergflurbereinigungsverfahren Siebengebirge 1 (Oberdollendorf), 2 (Niederdollendorf) und 3 (Königswinter). Krefeld 1975 (unveröff.).
- HERZOG, W. u. C. TROLL: Die Landnutzungskarte Nordrhein 1 : 100 000. Blatt 1, Köln-Bonn. Arb. z. Rhein. Landeskd, 29, 1968.
- HEILIG, G.: Die Faktorenanalyse als ein vorbereitendes Verfahren zur Bildung homogener Regionen mehrdimensionaler Definition. Karlsruher Manuskripte z. math. u. theoret. Wirtschafts- und Sozialgeographie, 39, 1980.
- HEIMATVEREIN SIEBENGEIRGE e.V. (Hrsg.): Königswinter und das Siebengebirge. Königswinter 1976.
- HEINE, K.: Fluß- und Talgeschichte im Raum Marburg. Bonner Geogr. Abh., 42, 1970 a.
- Einige Bemerkungen zu den Liefergebieten und Sedimentationsräumen der Lössse im Raum Marburg/Lahn auf Grund tonmineralogischer Untersuchungen. Erdkunde, 24, 1970 b, 180-194.
- HERRMANN, R.: Multivariate statistische Klimagliederung Nordhessens und angrenzender Gebiete. Nürnberger Geogr. Schriften, 60, 1973, 37-55
- HERZ, K.: Großmaßstäbliche und kleinmaßstäbliche Landschaftsanalyse im Spiegel eines Modells. In: Landschaftsforschung, Neef-Festschrift, Leipzig 1968, 49-56.
- HESEMANN, J.: Zum Vulkanismus des Siebengebirges. Decheniana, 122, 1970, 199-206.
- Geologie Nordrhein-Westfalens. Bochumer Geogr. Arb., Sonderdr. 2, 1975.
- HORMANN, K.: Rechenprogramme zur morphometrischen Kartenauswertung. Schr. d. Geogr. Inst. d. Univ. Kiel, 29 (2), 1965.
- Das Längsprofil der Flüsse. Zeitschr. f. Geomorph., N.F., 9, 1965 a, 437-456.
 - Rechenprogramme zur morphometrischen Kartenauswertung. Schr. d. Geogr. Inst. d. Univ. Kiel, XXIX, 1968, 1-54.
 - Geomorphologische Kartenanalyse mit Hilfe elektronischer Rechenanlagen. Zeitschr. f. Geomorph., N.F. 13 (1), 1969, 75-98.
 - Statistische Hangneigungsuntersuchungen in Süddeutschland. Dt. Geographentag Kiel, Tagungsberichte und wissenschaft. Abh., 1970, 379-390
 - Morphometrie der Erdoberfläche. Schr. d. Geogr. Inst. d. Univ. Kiel, 36, 1971.

- Maßstabsabhängige Größen und Begriffe in der Geographie, erläutert an den Beispielen Hangneigung, Bevölkerungsdichte, Klima, Schnee- und Baumgrenzhöhe, Pflanzenformation. Symposium "Quantitative Geographie", Gießener Geogr. Schr., 32, 1975, 181-193.
- HORTEN, R.E.: Drainage basin characteristics. Am. Geophys. Union Trans., 13, 1932, 350-361.
- Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. Geol. Soc. Am. Bull., 56, 1945, 275-370.
- HOWARD, A. D.: Geomorphological systems-equilibrium and dynamics. Am. Journ. Sci., 263, 1965, 305-307 u. 310-312.
- HOWARD, P. J. u. J. G. BONES: Relationships between process and geometrical form on High Arctic debris slopes, south-west Devon Island, Canada. Polar geomorphology, Institute of British Geographers, Special Publication 4, 1972, 139-153.
- HUGGETT, R.: Systems analysis in geography. Oxford 1980.
- HÜSER, K.: Die tertiärmorphologische Erforschung des Rheinischen Schiefergebirges. Karlsruher Geogr. Hefte, 5, 1973.
- Gedanken zum Objekt und zur Methodik der heutigen Geomorphologie. Beiträge zu Methodik und Methoden der Geomorphologie. Karlsruher Geogr. Hefte, 6, 1974, 9-28.
- JAHN, A.: Some remarks on evolution of slopes on Spitsbergen. Zeitschr. f. Geomorph., Suppl. 1, 1960, 49-58.
- JANSSEN, W.: Siedlung und Landausbau im frühmittelalterlichen Rheinland. Kölner Römer-Illustr., 2, 1975, 220-221.
- JARITZ, G.: Untersuchungen an fossilen Tertiärböden und vulkanogenen Edaphoiden des Westerwaldes. Diss. Bonn 1966.
- JOHNSTON, J.: Econometric methods. Tokyo 1972².
- JOKSCH, H. C.: Statistische Analyse der hypsometrischen Kurve der Erde. Zeitschr. f. Geophysik, 21, 1955, 109-112.
- JUVIGNE, E.: Analyse statistique d'études de pente, sur la base de mesures faites en Famenne (Belgique). Zeitschr. f. Geomorph., Suppl. 18, 1973, 50-65.
- KAEMPFERT, W.: Die solare Hangbestrahlung. Wiss. Arb. dt. met. Dienst, 1, 1947.
- KAEMPFERT, W. u. A. MORGEN: Die Besonnung. Zeitschr. f. Meteorologie, 6, 1952, 138-146.
- KAISER, E.: Geologische Darstellung des Nordabfalles des Siebengebirges. Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinld., 1897, 78-204.

- Die Basalte am Nordabfalle des Siebengebirges. Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinld., Westf. u. Reg.-Bez. Osnabrück, 56,
- KAISER, K. H.: Gliederung und Formenschatz des Pliozäns und Quartärs am Mittel- und Niederrhein sowie in den angrenzenden Niederlanden unter besonderer Berücksichtigung der Rheinterrassen. In: Festschrift z. 33. Dt. Geogr. tag 1961 Köln, 1961, 236-278.
- KANE, P.: Origins of valley asymmetry at Sarah Canyon, California. Yearbook-Association of Pacific Coast Geographers, 40, 1978, 103-115.
- KARRASCH, H.: Das Phänomen der klimabedingten Reliefasymmetrie in Mitteleuropa. Göttinger Geogr. Abh., 56, 1970.
- Flächenbildung unter periglazialen Klimabedingungen? Göttinger Geogr. Abh., 60, 1972, 155-168.
- KEMPER, F. -J.: Über einige multivariate Verfahren zur statistischen Varianzaufklärung und ihre Anwendung in der Geographie. Karlsruher Manuskripte z. math. u. theoret. Wirtschafts- und Sozialgeographie, 28, 1978.
- KENNEDY, B. A.: Valley-side slopes and climate. In: E. DERBYSHIRE, Geomorphology and climate, 1976, 171-201.
- KERNER, F. v.: Die Änderung der Bodentemperatur mit der Exposition. Sitz. ber. Akad. Wiss. Wien, II a, math. -nat. Kl., 100, 1891, 704-729.
- KERTESZ, H.: Morphometrical analysis and geomorphological mapping. In: International Conference on geomorphological mapping, Budapest 15th Oct. 1977, Budapest 1978, 98-109.
- KILCHENMANN, A.: Untersuchungen mit quantitativen Methoden über die fremdenverkehrs- und wirtschaftsgeographische Struktur der Gemeinden im Kanton Graubünden (Schweiz). Zürich 1968.
- Statistisch-analytische Arbeitsmethoden in der regionalgeographischen Forschung. Untersuchungen zur Wirtschaftsentwicklung von Kenia und Versuch einer Regionalisierung des Landes auf Grund von thematischen Karten. Ann Arbor 1970.
- Statistisch-analytische Landschaftsforschung. Geoforum, 12, 1971, 39-53.
- Die Merkmalsanalyse für Nominaldaten - eine Methode zur Analyse von qualitativen geographischen Daten basierend auf einem informationstheoretischen Modell. Geoforum, 15, 1973, 33-45.
- Zum gegenwärtigen Stand der "Quantitativen und Theoretischen Geographie". Karlsruher Manuskripte z. math. u. theoret. Wirtschafts- und Sozialgeographie, 1, 1974.

- Zum gegenwärtigen Stand der "Quantitativen und Theoretischen Geographie". Symposium "Quantitative Geographie", Gießener Geogr. Schr., 32, 1975, 193-208.
- KING, C. A. M.: Techniques in geomorphology, London 1967.
- Editor's comments on papers 12 through 46. In: C. A. M. KING, Landforms and geomorphology. Benchmark Papers in Geology, 28, 1976, 120-155.
- KING, L. J.: Statistical analysis in geography. Englewood Cliffs 1969.
- KIRKBY, M. J.: Deterministic continuous slope models. Zeitschr. f. Geomorph., Suppl. 25, 1976, 1-19.
- KLEIN, M.: A quantitative approach to the analysis of slope roughness and effective slope angle. Catena, 8 (3-4), 1981, 281-284.
- KLOSTERMANN, H.: Zur geomorphologischen Kennzeichnung kleiner Einzugsgebiete. Petermanns Geogr. Mitteil., 114 (4), 1970, 241-260.
- KLÜPFEL, W.: Die Bedeutung der Reliefgenerationen für die Vulkangebiete (Westerwald, Vogelsberg, Habichtswald, Hegau, Böhm. Mittelgebirge). Geol. Rdsch., 21 (3), 1930.
- KORISTKA, C.: Studien über die Methoden und Benutzung hypsometrischer Arbeiten, nachgewiesen an den Niveauverhältnissen der Umgebung von Prag. 1858.
- KÖSTER, E.: Möglichkeiten und Grenzen granulometrischer und morphometrischer Untersuchungsmethoden in der geogr. und geol. Forschung. Petermanns Geogr. Mitteil., 1962, 111-115.
- KRANZ, W.: Zur Tektonik des Siebengebirges. Z. dt. geol. Ges., 62 (2), 1910, 153-163.
- KRAUSE, A.: Wald- und Forstgesellschaften im Siebengebirge. Arb. ber. -Anst. Vegetationskde., Naturschutz u. Landsch.pflege, Bonn-Bad Godesberg 1972.
- KREBS, N.: Maß und Zahl in der Physischen Geographie. Petermanns Geogr. Mitteil., 209, 1930, 9-16.
- KRIVOLUTSKII, A. E.: Question of slope evolution. United States Cold Regions Research and Engineering Lab., Hanover, N.H. 1970.
- KRCHO, J.: Morphometric analysis of relief on the basis of geometric aspect of field theory. Acta geographica Universitatis comenianae, Geographicophysica, 1, 1973, 15-233.
- KRUMBEIN, W. C. u. F. A. GRAYBILL. An introduction to statistical models in geology. New York 1965.
- KUDRNOVSKA, O.: Morphometrische Methoden und ihre Anwendung bei der physisch-geographischen Raumgliederung. Československá Akademie VED Geografický USTAV BRNO. Studia Geographica, 45, 1975.

- KÜMMEL, K. u. A. HAHNE: Die Vegetation des Siebengebirges in ausgewählten Einzeldarstellungen. Bonn 1954.
- KÜMMEL, K.: Das Siebengebirge - Landschaft, Vegetation und Stellung im europäischen Raum. Decheniana, 108, 1956, 247-298.
- KÜMMEL, K.: Vegetation. In: Regierungspräsident in Köln (Hrsg.), Europäisches Diplom für das Siebengebirge, 1971, 30-33.
- KUGLER, H.: Die geomorphologische Reliefanalyse als Grundlage großmaßstäblicher Kartierung. Wiss. Veröff. d. Dt. Inst. f. Ldkde., N.F. 21/22, 1964, 541-655.
- Das Georelief und seine Modellierung. Diss. B., Martin-Luther-Univ., Halle-Wittenberg 1974.
 - Zur Methodik der geomorphologischen Rayonierung des Territoriums der Deutschen Demokratischen Republik. Petermanns Geogr. Mitteil., 119, 1975, 270-278.
- KUROWSKI, L.: Das reduzierte und das wahre Areal der Oetzthaler Gletscher. Ber. über d. 14. Vereinig. d. Ver. d. Geogr. Wien, 1888, 25-35.
- LAGAREC, D.: l'évolution des versants d'une partie de la colline de Québec. Cahiers de Géographie de Québec, 16, 1972, 57-76.
- LANGE, N. de u. W. WITTENBERG: Einführung in die Statistik für Geographen. Karlsruher Manuskripte z. math. u. theoret. Wirtschafts- und Sozialgeographie, 56, 1982.
- LASPEYRES, H.: Das Siebengebirge am Rhein. Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinld., Westf. u. Reg.-Bez. Osnabrück, 57, 1900, 119-596.
- LAUER, W.: Zusammenhänge zwischen Klima und Vegetation am Ostabfall der mexikanischen Meseta. Erdkunde, 17, (3), 1973.
- LAUX, H. D.: Jüngere Entwicklungstypen der Agrarstruktur, dargestellt am Beispiel des Landkreises Mayen/Eifel. Arb. z. Rhein. Landeskde, 41, 1977.
- LECARPENTIER, M.: Analyse numérique de la topographie et mesure des pentes. Cahiers de Géographie de Québec, 18 (45), 1974, 183-493.
- LEDER, A.: Morphometrische Flußgebietsuntersuchungen im Gebiet der DDR - Ein Beitrag zur quantitativen Geomorphologie. Wiss. Zeitschr. d. Humboldt-Univ. zu Berlin, Math. Nat. R., 22 (6), 1973, 655-669.
- LEHMEIER, F.: Regionale Geomorphologie des nördlichen Ith-Hils-Berglandes auf der Basis einer großmaßstäbigen geomorphologischen Kartierung. Göttinger Geogr. Abh., 77, 1981.
- LEMMER, R.: Die Faktorenanalyse im Rahmen der Regionalforschung. Möglichkeiten und Grenzen ihrer Anwendung. Raumforschung und Raumordnung, 29 (1), 1971, 6-11.

- LEOPOLD, L. B.: Review of studies of hillslopes - USA. Zeitschr. f. Geomorph., Suppl. 9, 1970, 57-66.
- LEOPOLD, L. B. u. T. DUNNE: Field method for hillslope description. British Geomorphological Research Group, Technical Bulletin, 7, 1971.
- LE ROUX, J. S.: Die gemiddelde helling van die Oranje-Vrystaat. South African Geographer, 5 (4), 1976, 321-326.
- LESER, H. u. G. STÄBLEIN (Hrsg.): Geomorphologische Kartierung. Arbeitskreis GMK der Bundesrepublik Deutschland, Berlin 1975.
- LESER, H.: Feld- und Labormethoden der Geomorphologie. Berlin/New York 1977 a.
- Der geomorphologische Ansatz und die Anwendung der Geomorphologie in der Umweltforschung. In: LOB, R. E. u. W. WEHLING (Hrsg.), Geographie und Umwelt, Meisenheim 1977 b, 98-128.
- LÖSCHE, H.: Lassen sich die diluvialen Breitenkreise aus klimabedingten Vorzeitformen rekonstruieren? Arch. dt. Seewarte, 48, 7.
- LOHNES, R. A. u. R. L. HANDY: Slope angles in friable loess. Journ. Geol., 76, 1968, 247-258.
- LOTZE, K. -P.: Korrelationsanalyse. Methoden der empirischen Regionalforschung 2, Veröffentlichungen der Akademie für Raumforschung und Landesplanung, Forsch. und Sitz. ber., 105, 1975, 73-85.
- LOUIS, H.: Über Weiterentwicklungen in den Grundvorstellungen der Geomorphologie. Zeitschr. f. Geomorph., N.F. 5, 1961, 194-210.
- Singular and general features of valley-deepening as resulting from tectonic or from climatic causes. Zeitschr. f. Geomorph., N.F. 13, 1969, 472-480.
 - Fortschritte und Fragwürdigkeiten in neueren Arbeiten zur Analyse fluvialer Landformung besonders in den Tropen. Zeitschr. f. Geomorph., N.F., 17, 1973, 1-42.
 - Zur Anlage des Mittelrheins. Bemerkungen zur Arbeit von H. W. Quitzow: Das Rheintal und seine Entstehung. Bestandsaufnahme und Versuch einer Synthese. Zeitschr. f. Geomorph., N.F. 20, 1976, 124-127.
- LOUIS, H. u. K. FISCHER: Allgemeine Geomorphologie. Berlin/New York 1979.
- LUCERNA, R.: Fazettierung. Petermanns Geogr. Mitteil., 77, 1931, 1-7.
- LUKE, J. C.: A note on the use of characteristics in slope evolution models. Zeitschr. f. Geomorph., Suppl. 25, 1976, 114-119.
- MABBUT, J. A.: Review and concepts of land classification. In: C.A.M. KING, Landforms and Geomorphology, Benchmark Papers in Geology, 28, 1976, 379-383.

- MACAR, P.: Etudes récentes sur les pentes et l'évolution des versants en Belgique. Neue Beiträge z. intern. Hangforsch., Nachr. Ak. Wiss. Göttingen, Math-phys. Kl. II, 1963, 71-84.
- MACAR, P. u. R. FOURNEAU: Relations entre versants et nature du substratum en Belgique. Zeitschr. f. Geomorph., Suppl. 1, 1960, 124-128.
- MACAR, P. u. A. PISSART: Etudes récentes sur l'évolution des versants effectuées à l'Université de Liège. Zeitschr. f. Geomorph., Suppl. 5, 1964, 75-81.
- MACAR, P.: Actions périglaciaires et évolution des pentes en Belgique. Builetyn Peryglacjalny, 19, 1969, 351-369.
- MÄHLICH, W.: Die Untersuchung räumlicher Verteilungen mittels Gitteranalyse. Methoden der empirischen Regionalforschung 2, Veröffentlichungen der Akademie für Raumerforschung und Landesplanung, Forsch. und Sitz.ber., 105, 1975, 13-21.
- MARTENS, R.: Probleme einer Messung der geographischen Landschaft: Unterlagen und Beiträge zur allgemeinen Theorie der Landschaft II. GZ, 58, 1970, 138-145.
- MARTONNE, E. de: Hypsométrie et morphologie. Ann. Géogr., 50. 1941, 241-254.
- MATHER, P. M. u. J. C. DOORNKAMP: Multivariate analysis in geography. Institute of British Geographers Transactions, 51, 1970, 163-187.
- MATSCHINSKI, M.: Die Erdoberfläche und die Gesetze und ihre Formen. Zeitschr. f. Geomorph., N.F. 8, 1964, 163-188.
- MAULL, O.: Geomorphologie. Leipzig und Wien 1938.
- MAYR, F.: Überlegungen zum Begriff Relief. Zeitschr. f. Geomorph., N.F. 17, 1973, 385-404.
- MAZURSKI, K. R.: Morfometryczno-statystyczne ocena ekspozycji stoków otoczenia kotliny klodzkiej. (Morphometrical-statistical evaluation on the exposure of slopes surrounding the Klodzko basin). Czasopismo Geograficzne, 46 (1), 1975, 79-86.
- MELTON, M. A.: An analysis of the relations among elements of climate, surface properties, and geomorphology. Columbia Univ., Dept. of Geol., Tech. Rept., 11, 1957, 1-102
- Correlation structure of morphometric properties of drainage systems and their controlling agents. Journ. Geol., 66, 1958, 442-460.
 - Use of punched cards to speed statistical analysis of geomorphic data. Geol. Soc. Am Bull., 1958, 355-357.
 - Intravalley variation in slope angles related to microclimate and erosional environment. Geol. Soc. Am Bull., 71, 1960, 134-144.

- MEYNEN, E. u. J. SCHMITHÜSEN: Handbuch der naturräumlichen Gliederung. Bundesanstalt f. Landespl. u. Raumf., I, 1953-62.
- MIZUTANI, T.: Theoretical and morphometrical analysis of the erosional development of mountain slopes and valleys. Report of the National Research Center for Disaster Prevention Tokyo, 8, 1974.
- MÖLLER, E. u. B. TAUCHE: Die Anwendung der Verhältnisskalierung in der geographischen und siedlungsplanerischen Praxis. Geogr. Berichte, 79 (2), 1976, 132-145.
- MORISAWA, M. E.: Accuracy of determination of stream lengths from topographic maps. Trans. Am. Geophys. Union, 38, 1957, 86-88.
- MOSER, M.: Die Faktoren der Hangformung in kristallinen Schiefern (Mittleres Lesachtal, Kärnten). Zeitschr. f. Geomorph., N.F., 1975, 40-65.
- MOSELEY, F.: Erosions surfaces in the Forest of Bowland. Proc. Yorkshire, Geol. Soc., 33, 1961, 173-196.
- MOSLEY, M. P. u. G. L. ZIMPFER: Explanation in geomorphology. Zeitschr. f. Geomorph., N.F. 20, 1976, 381-390.
- MÜCKENHAUSEN, E.: Geologie. In: H. OFFNER (Hrsg.), Naturpark, Naturschutzgebiet Siebengebirge, Europäisches Diplom für das Siebengebirge. Bonn 1971.
- Die Bodenkunde. Frankfurt 1975.
- MÜLLER, M. J.: Handbuch ausgewählter Klimastationen der Erde. Forschungsstelle Bodenerosion der Universität Trier, 5, 1979.
- MÜLLER-MINY, H.: Der Siebengebirge-Rhein-Westerwald-Park. Mitt. Ver. Naturschutzpark, 10, 1957, 316-321.
- Grundfragen zur naturräumlichen Gliederung am Mittelrhein. Ber. z. Dt. Landeskde, 21, 1958. a, 247-266.
 - Der Niederwesterwald und seine naturräumliche Gliederung. Ber. z. Dt. Landeskde, 28, 1958 b.
 - Das Mittelrheingebiet und seine naturräumliche Gliederung. Ber. z. Dt. Landeskde, 21, 1958 c, 316-321.
- NEUENSCHWANDER, G.: Morphometrische Begriffe. Zürich 1944.
- NIE, N. H. u. G. H. HULL: Statistik-Programm-Systeme für die Sozialwissenschaften. Stuttgart/New York 1981.
- NIENNEUHUIS, J. O. u. J. A. VAN DEN BERG: Slope investigations in the Mervan (Haut Folin area). Revue de Géomorphologie dynamique, 20 (4), 1971, 161-176.
- NORCLIFFE, G. G.: Schließende Statistik für Geographen. Berlin/Heidelberg/New York 1981.

- OETEL, A. C.: A procedure for stepwise regression analysis. Division of Soils Technical Paper, 16, 1973.
- OFFNER, H.: Landwirtschaft und Weinbau im Siebengebirge. In: H. OFFNER (Hrsg.), Naturpark, Naturschutzgebiet Siebengebirge, Europäisches Diplom für das Siebengebirge, Bonn 1971.
- ONGLEY, E. D.: Determination of rectilinear profile segments by automatic data processing. Zeitschr. f. Geomorph., N.F. 14, 1970, 383-391.
- OTREMB, G.: Zur Anwendung quantitativer Methoden und mathematischer Modelle in der Geographie. GZ, 59 (1), 1971, 1-22.
- OTTENDORFF-SIMROCK, W.: Siebengebirge. Bayreuth (o.J.).
- OTTMANN, L. u. J. TRICART: Application de la cartographie géomorphologique détaillée à l'étude des versants. Zeitschr. f. Geomorph., N.F. 5, 1964, 1-16.
- OVERKOTT, E.: Petrologische Untersuchungen an Trachyttuffen des Siebengebirges, unter besonderer Berücksichtigung der trachytischen Bestandteile. N. Jb. Mineral., 95, 1961, 337-369.
- PACYNA, M.: Die Forstwirtschaft im Siebengebirge. Staatsexamensarbeit Universität Bonn 1973.
- PALLISTER, J. W.: Slope development in Buganda. Geogr. Journ., 122, 1956, 80-87.
- PARSON, A. J.: An example of the application of deductive models to field measurements of hillslope form. Zeitschr. f. Geomorph., Suppl. 25, 1976, 145-153.
- Curvature and rectilinearity in hillslope profiles. Area, 9 (4), 1978, 246-251.
 - A technique for the classification of hillslope forms. Transactions Institute of British Geographers, 3 (4), 1978, 432-443.
 - Slope profile variability in first-order drainage basins. Surface Processes and Landforms, 7 (1), 1982, 71-78.
- PASCHINGER, V.: Die relative Höhe von Kärnten. Petermanns Geogr. Mitteil. 80, 1934, 331-333 u. 367-368.
- PEGGI, M.: Factors affecting slope evolution and formation of slope sediments in Hungary. Colloquium Geographicum, 12, 1970, 193-199.
- PENCK, A.: Die Morphologie der Erdoberfläche. Stuttgart 1894.
- PENCK, W.: Die morphologische Analyse. Stuttgart 1924.

- PESONEN, H.: Using an areal model to study the meaning of the normalisation and weighting of variable. *Ovlun Yliopiston Maantieteen*, 20, 1969.
- PEUCKER, C.: Der mittlere Neigungswinkel des Bodens. *Mitt. d. Dt. Österr. Alpenvereins*, 10, 1890.
- Beiträge zur orometrischen Methodenlehre. Diss. Breslau 1890.
- PILLEWIZER, W.: Talasymmetrie und Kartometrie. *Zeitschr. f. Geomorph.*, N.F. 16, 1972, 449-462.
- PIPPAN, T.: Hangstudien im Fuschertal in den mittleren Hohen Tauern in Salzburg unter besonderer Berücksichtigung der tektonischen und petrographischen Einflüsse auf die Hangbildung. *Zeitschr. f. Geomorph.*, Suppl. 5, 1964, 136-166.
- PITTY, A. F.: Some problems in the location and delimitation of slope-profiles. *Zeitschr. f. Geomorph.*, N.F. 10, 1966, 454-461.
- Some problems in selecting a ground-surface length for slope-angle measurements. *Rev. Géomorph. Dynamique*, 17, 1967, 66-71.
 - Some comments on the scope of slope analysis based on frequency distributions. *Zeitschr. f. Geomorph.*, N.F. 12, 1968, 350-355.
 - A scheme for hillslope analysis: 1. Initial considerations and calculations. *Univ. of Hull, Occ. Pap. in Geogr.*, 9, 1969.
 - Statistical comparison of Penckian and Davison views with actual slope forms. *Revue de Géomorphologie dynamique*, 21 (4), 1972, 171-176.
- POSER, H.: Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit. *Erdkunde*, 2, 1948, 53-68.
- Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima, Eiszeitalter und Gegenwart, 1, 1951, 27-55.
- POSER, H. u. T. MÜLLER: Studien an den asymmetrischen Tälern des niederbayrischen Hügellandes. *Nachr. d. Ak. d. Wiss., Math.-Phys. Kl. II b, Biol.-Phys.-Chem. Abt.*, 1, 1951.
- PUDLATZ, H.: Zur Transformation der Variable bei mangelnder Normalverteilung. *Gießener Geogr. Schriften*, 32, 1975, 29-33.
- QUITZOW, H. W.: Hebung und Senkung am Mittel- und Niederrhein während des Jungtertiärs und Quartärs. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 4, 1959, 389-400.
- Mittelrhein und Niederrhein. *Beiträge zur Rheinkunde*, 14, 1962, 27-39.
 - Das Rheintal und seine Entstehung. Bestandsaufnahme und Versuch einer Synthese. In: *L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la mer du nord méridionale*, Cent. Soc. Géol. Belgique, Liège 1974, 53-104.

- RANGE, W.: Morphometrische Untersuchungen in den Einzugsgebieten der Bayrischen Alpenflüsse. Veröff. a. d. Arbeitsber. d. Bayer. Ldstelle f. Gewässerkunde, 1961.
- RAPP, A.: Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, northern Scandinavia. Geogr. Ann., 42, 1960, 71-123.
- RASE, W. D.: Elektronische Datenverarbeitung in der Geographie. Elektronische Datenverarbeitung, 8, 1970, 343-350.
- Typisierung und Regionalisierung durch Cluster-Analyse. Informationstagung 1972 des Arbeitskreises für Anwendung der Datenverarbeitung in der Stadt- und Regionalplanung, Schriftenreihe des Deutschen Rechenzentrums, 24, 1972.
 - Clusteranalyse für räumliche Typisierungen. Symposium "Quantitative Geographie", Gießener Geogr. Schr., 32, 1975, 47-56.
- REMY, H.: Der Löß am Mittel- und Niederrhein. Eiszeitalter und Gegenwart, 11, 1960, 107-120.
- REYNOLDS, S. G.: Soil property variability in slope studies: suggested sampling schemes and typical required samples sizes. Zeitschr. f. Geomorph., N.F. 19, 1975, 191-208.
- RICHARDS, K. S.: Slope form and basal stream relationships: Earth Surface Processes, 2 (1), 1977, 87-95.
- RICHTER, M.: Landschaftsökologische Standortanalysen zur Ermittlung des natürlichen Potentials von Weinbergbrachen am Drachenfels. Arb. z. Rhein. Landeskd., 45, 1978.
- RINNE, F.: Gesteinskunde. Leipzig 1928.
- ROBINSON, D. A.: Slopes: form and process - a discussion. Area, 3 (3), 1971, 196-204.
- ROHDENBURG, H.: Einführung in die klimagenetische Geomorphologie, Gießen 1971².
- ROHDENBURG, H., SABELBERG, U. u. H. WAGNER: Sind konkave und konvexe Hänge prozessspezifische Formen? Ergebnisse von Hangentwicklungssimulationen mittels EDV. Catena, 3, 1976, 113-136.
- ROTH, H. J.: Das Siebengebirge. Rhein. Landsch., 13, 1977.
- ROTH, J.: Mathematische Statistik und Geographie in der Schweiz. Geogr. Helvetica, 17, 1962, 229-236.
- ROUGERIE, G.: Présentation de résultats analytiques obtenues sur versants couverts. Zeitschr. f. Geomorph., Suppl. 5, 1964, 73.
- RUHE, V. R.: Climatic geomorphology and fully developed slopes. Catena, 2 (3-4), 1975, 309-320.

- SAPPER, K.: Geologischer Bau und Landschaftsbild. Die Wissenschaft, 61, 1922.
- SAUBERER, M.: Quantitative Methoden in der Geographie und Raumforschung. Überblick und Arbeitsbeispiele. Wien 1973.
- SAVIGEAR, R. A. G.: A technique of morphological mapping. Ann. Ass. Am. Geogr., 55, 1955, 516-519.
- Technique and terminology in the investigation of slope forms. In: Premier rapport de la commission pour l'étude des versants. Amsterdam 1956.
 - Slopes and hills in West Africa. Zeitschr. f. Geomorph., Suppl. 1, 1960, 156-171.
 - The analysis and classification of slope profile forms. In: L'évolution des versants, Les Congrès et Colloque de l'Université de Liège, 40, 1967, 271-290.
- SCHAFFHAUSER, H.: Ein morphometrisches Rechenprogramm. Arbeit aus dem Geographischen Institut der Universität Graz, 19, Festausgabe zum 70. Geburtstag von Prof. S. Morawetz, 1973, 65-72.
- SCHALK, H. J.: Varianz- und Kovarianzanalyse. Methoden der empirischen Regionalforschung 2, Veröffentlichungen der Akademie für Raumforschung und Landesplanung, Forsch. und Sitz.ber., 105, 1975, 87-119.
- SCHEGIEVAL, A. D.: Geologische und bodenkundliche Untersuchungen am Nordabfall des Siebengebirges bei Römlinghoven. Bonn 1972. (Unveröff. Diplomarbeit Universität Bonn).
- Die Böden am Nordabfall des Siebengebirges und deren physikalische und chemische Eigenschaften in Abhängigkeit vom Ausgangsgestein. Diss. Bonn 1976.
- SCHEIDEGGER, A.E.: Theoretical geomorphology. Berlin 1961.
- The algebra of stream order numbers. U.S.Geol. Surv. Prof. Paper, 525 B, 1965, 187-189.
 - Theoretical geomorphology. Berlin/Heidelberg/New York 1970.
- SCHIMANSKI, J.: Die Forstgeschichte des Siebengebirges unter besonderer Berücksichtigung der Waldeigentumsentwicklung. Göttingen 1954 (unveröff.).
- SCHIPULL, K.: Geomorphologische Studien im zentralen Südnorwegen mit Beiträgen über Regelungs- und Steuerungssysteme in der Geomorphologie. Hamburger Geogr. Studien, 31, 1974.
- SCHMIDT, G.: Ein Graphen-modell des Geokomplexes zur Veranschaulichung der Möglichkeiten für die Anwendung mathematischer Methoden. Petermanns Geogr. Mitteil., 118 (2), 1974.
- Zur Bedeutung des Einsatzes mathematischer Methoden in den geographischen Wissenschaften. Geogr. Berichte, 78 (1), 1976, 54-58.

- SCHMIDT, H.: Aus der Wald- und Forstgeschichte des Siegkreises - Eine Auswertung des Archivs des Staatlichen Forstamtes Siegburg. Veröff. d. Geschichts- und Altertumsver. Siegburg u. Rhein-Sieg- Kreis e.V., 10, 1973.
- SCHMIDT, W.: Ein ausgeschürftes Tertiärprofil bei Uthweiler im Siebengebirge. Geol. Jb., 65, 1951, 602-610.
- SCHNÜTGEN, A.: Die Hauptterrassenabfolge am linken Niederrhein aufgrund der Schotterpetrographie. Forsch. -Ber. NRW, 2399, 1974.
- SCHOLZ, D.: Geographische Arbeitsmethoden. Gotha, Leipzig 1976.
- SCHÜNEMANN, H. W.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Tertiärs und Altpleistozäns am Südrand der Niederrheinischen Bucht. Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen, 2, 1958.
- SCHULZ, H.: Über neuere Forschungsmethoden in der Geomorphologie. Geogr. Berichte 1, 1956, 53-64.
- SCHUMANN, H.: Einführung in die Gesteinswelt. Göttingen 1950.
- SCHUMM, S. A.: Evolution of drainage systems and slopes in badlands of Perth Amboy. Geol. Soc. Am. Bull., 67, 1956, 597-646.
- SCHUMM, S. A., BIRD, J. B. u. J. STARKEL: Report of workgroup on classification of hillslopes. Zeitschr. f. Geomorph., Suppl. 9, 1970, 85-87.
- SCHWARZ, R.: Die Leistung mathematischer Ansätze zur Verarbeitung geographischer Daten. Geographische Rundschau, 26 (10), 1974, 381-390.
- Arealvarianter Zusammenhang von Nominalmerkmalen. Karlsruher Manuskripte z. math. u. theoret. Wirtschafts- und Sozialgeographie, 21, 1977.
 - Reale Systeme. Karlsruher Manuskripte z. math. u. theoret. Wirtschafts- und Sozialgeographie, 40, 1980.
- SEIDENSCHWANN, G.: Zur pleistozänen Reliefentwicklung in der südlichen Wetterau und im Ronneburger Hügelland. Probleme bei der geometrischen Kartierung eines Lößgebietes. Geol. Jb. Hessen, 109, 1981, 115-136.
- SERET, G.: Essai de classification des pentes en Famenne. Zeitschr. f. Geomorph., N.F. 7, 1963, 71-85.
- SEYHAN, E.: A morphometrical analysis in the Ardecke river basin, southern France. Utrechtse geografische Studies, 7, 1977.
- SIEGBURG, W.: Talasymmetrien in der Umgebung von Bonn. Staatsexamensarbeit Universität Bonn. 1978 (unveröff.).
- SILK, J.: Statistical concepts in geography. London 1979.

- SKANPTON, A. W. u. J. N. HUTCHINSON (Hrsg.): A discussion on valley slopes and cliffs in southern England: morphology, mechanics, and quaternary history. Philosophical Transactions Royal Society of London, A, 283 (1315), 1976, 421-635.
- SLAUCITAJS, L.: Der Begriff der Reliefentwicklung und Berechnung des wahren Areals einer topographischen Fläche. Petermanns Geogr. Mitteil., 82, 1936, 111-112.
- SMITH, B. J.: Aspect-related variations in slope angle near Béni Abbès, western Algeria. Geografiska Annaler, Series A, 60 (3-4), 1978, 175-180.
- SOHLBACH, K.: Computergestützte geomorphologische Analyse von Talformen. Göttinger Geogr. Abh., 71, 1978.
- SOKAL, R. R. u. P. H. A. SNEATH: Principles of numerical taxonomy. San Francisco 1963.
- SONKLAR, C.: Allgemeine Orographie. Wien 1873.
- SPÄTH, J.: Morphologie und morphologische Probleme in den Haßbergen und im Coburger Land. Würzburger Geogr. Arb. 39, 1973.
- SPEIGHT, J. G.: Parametric description of landform. In: G. A. Steward (Hrsg), Land evaluation. Papers of a CSIRO Symp. organ. in cooperation with UNESCO 1968, 1968, 239-250.
- SPITZNER, H. -J.: Hangneigungskarten - Neue Darstellungsmethoden unter besonderer Verwendung datenverarbeitender Rechenanlagen. Heidelberger Geogr. Arb., 38, 1973, 109-124.
- STÄBLEIN, G.: Der Einsatz der Faktorenanalyse und Printermap für die Regionalanalyse und die Regionalisierung. Symposium "Quantitative Geographie", Gießener Geogr. Schr., 32, 1975, 93-108.
- (Hrsg.): Geomorphologische Detailaufnahme. Berliner Geogr. Abh., 30, 1978.
 - Geomorphologische Standortaufnahme mit dem EDV-Symbolschlüssel, Beispiele von Dateien und Auswertungen. Zeitschr. f. Geomorph., Suppl. 39, 1981, 39-50.
- STANG, F.: Der Rückgang des Weinbaus im Siebengebirge. Ber. Dt. Landeskd., 28, 1962, 280-292.
- STATHAM, J.: Some limitations to the application of the concept of angle of repose to natural hillslopes. Area, 7 (4), 1975, 264-268.
- STEIN, C.: Studien zur quartären Talbildung in Kalk- und Sandgesteinen des Leine-Weser-Berglandes. Göttinger Geogr. Abh., 64, 1975.
- STEINER, A.: Morphometrische Studien unter besonderer Berücksichtigung des Aargauer Jura. Diss. Zürich 1939.

- STEINER, D.: Die Faktorenanalyse - ein modernes statistisches Hilfsmittel des Geographen für die objektive Raumgliederung und Typenbildung. Geogr. Helvetica, 20 (1), 1965, 20-34.
- STOCKER, E.: Hanguntersuchungen in der Kreuzeckgruppe (Kärnten). Diss. Wien 1971.
- STRAHLER, A. N.: Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis. Am Journ. Sci., 248, 1950, 673-696 und 800-814.
- Hypsometric (area - altitude) analysis of erosional topography. Geol. Soc. Am. Bull., 63, 1952, 1117-1142.
 - Statistical analysis in geomorphic research. Journ. Geol., 62 (1), 1954, 1-25.
 - Dimensional analysis in quantitative terrain description. Ann. Ass. Am. Geogr., 44, 1954, 282.
 - Quantitative slope analysis. Geol. Soc. Am. Bull., 67, 1956, 571-596.
 - Quantitative analysis of watershed geomorphology. Trans. Am. Geophys. Union, 38, 1957, 913-920.
 - Dimensional analysis applied to fluviially eroded landforms. Geol. Soc. Am. Bull., 69, 1958, 279-299.
 - Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In: V.T. Chow, Handbook of applied hydrology, section 4-11, 1964.
- STREIT, U.: Räumliche und zeitliche Erhaltensneigung als Ansatzpunkt stochastischer Modellbildung in der physischen Geographie. Karlsruher Manuskripte z. math. u. theoret. Wirtschafts- und Sozialgeographie, 30, 1978.
- SUKJODROVSKIJ, V. L.: Particularités de l'évolution des versants dans les régions de pergélisol. Builetyn Peryglacjalny, 24, 1975, 73-80.
- SUMMERFIELD, M. A.: Slope form and basal stream relationships: a case study in the westend Basin of the southern Pennines, England. Earth Surface Processes, 1 (1), 1976, 89-94.
- TEICHMÜLLER, R.: Die tektonische Entwicklung der Niederrheinischen Bucht. In: Illies, J. H. und K. Fuchs (Hrsg.), Approaches to Taphrogenesis, Inter-Union Comm. on Geodyn., Sci. Rep., 8, 1974, 269-285.
- THOMAS, E.N.: Maps of residuals from regression: their characteristics and uses in geographic research. Iowa City 1960, Department of Geogr., Monograph No. 2.
- THORNES, J. B.: Lithological control of hillslope erosion in the Soria area, Kueroseto, Spain. Boletin Geológico y Minero, 85 (1), 1975, 11-19.

- TÖPFER, K.: Überlegungen zur Quantifizierung qualitativer Standortfaktoren. Beitr. z. Raumplanung, 1, 1970, 149-163.
- TOY, T.J.: Hillslope form and climate. Geol. Soc. Am. Bull., 88 (1), 1977, 16-22.
- TRAUTMANN, W.: Vegetationskarte der Bundesrepublik Deutschland 1 : 200 000 - Potentielle natürliche Vegetation - Blatt CC 5502 Köln. Schr.-R. Vegetationskde, 6, 1973.
- TREICHEL, F.: Eine Definition des Begriffs Wasserscheide. Mitt. d. Österr. Geogr. Ges., 103, 1961, 187-189.
- TURNER, A. K. u. R. D. MILES: Terrain analysis by computer. Proc. Indiana Acad. of Sci., 77, 1967, 256-270.
- UDLUFT, H.: Geologische Karte von Preußen, Erläuterungen zu Blatt Siegburg. Berlin 1939.
- ÜBERLA, K.: Faktorenanalyse. Berlin/Heidelberg/New York 1971².
- UHLIG, J.: Die Entstehung des Siebengebirges. Rheinlande in naturwiss. u. geogr. Einzeldarst., 10, 1914.
- VILLINGER, H.: Statistische Auswertung von Hangneigungsmessungen im Tibesti-Gebirge. Berliner Geogr. Abh., 15, 1967, 51-66.
- VOGT, H.: Quelques problèmes de l'étude des versants. Recherches géographiques à Strasbourg, 1, 1976, 5-12.
- VOSKRESENSKII, S. S.: Slopes, their formation and structure. Vestnik Moskovskogo Universiteta Geografiya, 3, 1969, 27-34.
- WANDEL, G.: Neue vergleichende Untersuchungen über den Bodenabtrag an bewaldeten und unbewaldeten Hangflächen in Nordrheinland. Geol. Jb., 65, 1951, 507-550.
- WENTWORTH, C. K.: A simplified method for determining the average slope of a land surface. Am. Journ. Sci., 20, 1930, 184-194.
- WERNER, J.: Zur Bedeutung einer EDV-Relief-Datei für die Geomorphologie. Zeitschr. f. Geomorph., N.F. 18, 1974, 316-328.
- WERNER, R.: Geomorphologische Kartierung 1 : 25 000, erläutert am Beispiel des Blattes 5816 Königstein im Taunus. Rhein-Mainische Forsch., 86, 1977.
- WILCKENS, O.: Geologie der Umgegend von Bonn. Berlin 1927.
- WILSON, R.: Simple analysis of screen profile data. Amateur Geologist, 8 (2), 1978, 32-39.
- WIRTHMANN, A.: Die Landformen der Edge-Insel in Südost-Spitzbergen. Wiesbaden 1964.
- WOODS, E.B.: Spatial variation of hillslope profiles in the Cumberland Plateau, Kentucky. Professional Geographer, 26 (4), 1974, 416-420.

- WRIGHT, R. L.: Principles in a geomorphological approach to land classification. Zeitschr. f. Geomorph., N.F. 16, 1972, 351-373.
- YATSU , E.: Rock control in geomorphology. Tokyo 1966.
- YOUNG, A.: Characteristic and limiting slope angles. Zeitschr. f. Geomorph., 5, 1961, 126-131.
- Deductive models of slope evolution. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, II, math.-phys. Kl. 5, 1963 a, 45-66.
 - Some field observation of slope form and regolith and their relation to slope development. Trans. Inst. -Brit. Geogr., 32, 1963 b, 1-29.
 - Slope profile analysis. Zeitschr. f. Geomorph., Suppl, 5, 1964, 17-27.
 - Slopes. London 1972.
 - Slope profile survey. British Geomorphological Group, Technical Bulletin, 11, 1974 a.
- YOUNG, A. u. D. M. YOUNG: Slope development. London 1974.
- ZEPP, H.: Naturpark Siebengebirge. Beiträge zur Landesentwicklung, 39, 1982.

KARTENVERZEICHNIS

Topographische Karten

- 1 : 50 000 Blatt Bonn (5308)
1 : 25 000 Blatt Siegburg (5209)
Blatt Königswinter (5309)
1 : 5 000 Deutsche Grundkarte. Blatt Oberdollendorf (25⁸⁴ Rechts.
56¹⁸ Hoch)

Geologische Karten

- 1 : 25 000 Geologische Karte von Preußen und benachbarten
Ländern, Blatt Siegburg (5209)
Geologische Karte von NRW, Blatt Königswinter (5309)

SUMMARY

This case study is concerned with the large-scale relief analysis of a selected area in the "Siebengebirge" by means of statistical methods. Its objective is the morphogenetic classification of slope facets, which are studied in their dependence on various factors (i.e. climate, geology, aspect, stream channel slope, height above valley floor). For this purpose the slope angle, the variation of which determines the slope form, is statistically related to different morphometric, climatic and geological variables. The results and the considerations of the usefulness of the statistical analyses in a large-scale morphogenetic approach can be summarized as follows.

1) Concerning frequency distribution analysis

By means of frequency distribution analysis correlations were found between the slope angle of a facet and each of the following variables: rock type, aspect, height of erosion (denudation) level. The dependence of the slope angle on aspect is primarily due to the intensity of lateral erosion under periglacial conditions, which is greatest on the south-facing slopes.

The comparison of clinographic frequency distributions can provide important evidence for the testing of geomorphogenetic hypotheses; this method, however, may lead to ambiguous results in respect to morphogenesis, if the local boundary conditions (local environmental factors) vary beyond certain limits.

2) Concerning slope height and area height curves

Through the combined analysis of slope height (see MOSELY 1961) and area height curves (see CLARKE 1966) and their relation to local environmental factors a minimum of four pleistocene cycles of fluvial activity could be proved. In the study area the profile sequences (see YOUNG 1964) of the slope height curves are, to a considerable degree, statistically independent of the varying local factors; accordingly most sequences must be due to (pleistocene) macrotectonics and macroclimate.

3) Concerning product-moment correlation analysis

Product-moment correlation analysis revealed positive correlations between the slope angle of a facet and each of the following variables: relative relief of the valley side, stream channel slope, rock resistance; negative correlations were found between the slope angle of a facet and each of the factors "deviation from due south" and "height

of erosion (denudation) level. Though these relationships were to be expected, the calculated correlation coefficients are relatively low ($<|0,45|$). This fact is due to the multivariate nature of slopes, which limits the usefulness of product - moment correlation analysis and any other bivariate statistical method especially in a large scale morphogenetic approach.

4) Concerning factor analysis, multiple correlation and regression analysis

Factor analysis was applied to find uncorrelated factors of slope development; their isolated effects on slope formation could be determined by means of multiple correlation and regression analysis.

Results:

80% of the slope angle variation could be explained by 9 independent factors, of which 6 account for 76,9% of the variation, in detail

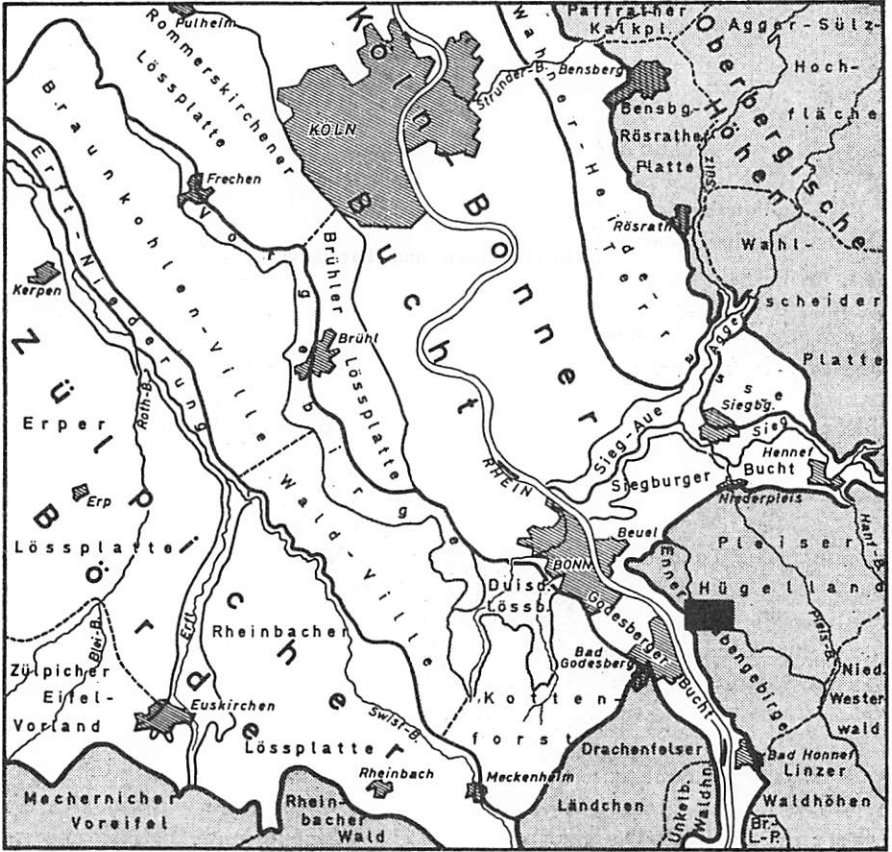
- macroclimate and tectonics (2 factors): 47,7%
- hydrography I (indicated by stream channel slope): 8,7%
- mesoclimate (indicated by aspect): 6,9%
- rock type and thickness of sedimentary cover: 6,9%
- hydrography II (indicated by height of denudation/erosion level and distance from the valley head): 6,7%

As can be seen from this, the effects of macroclimate and tectonics could not be separated, whereas the contributions of the local factors to the explanation of slope angle variance could be much more clearly distinguished.

5) Concerning analysis of residuals

Simple linear regression analysis was applied to study the relationships between the slope angle of a facet and each of the uncorrelated factors, followed by an analysis of the residuals. The absolute residuals from the various linear regressions were compared separately for every single facet, in order to find out, which factors were most significant in the development of a slope unit. Thus a morphogenetic classification of facets was developed, which was considered to be very useful for the interpretation of the slope form.

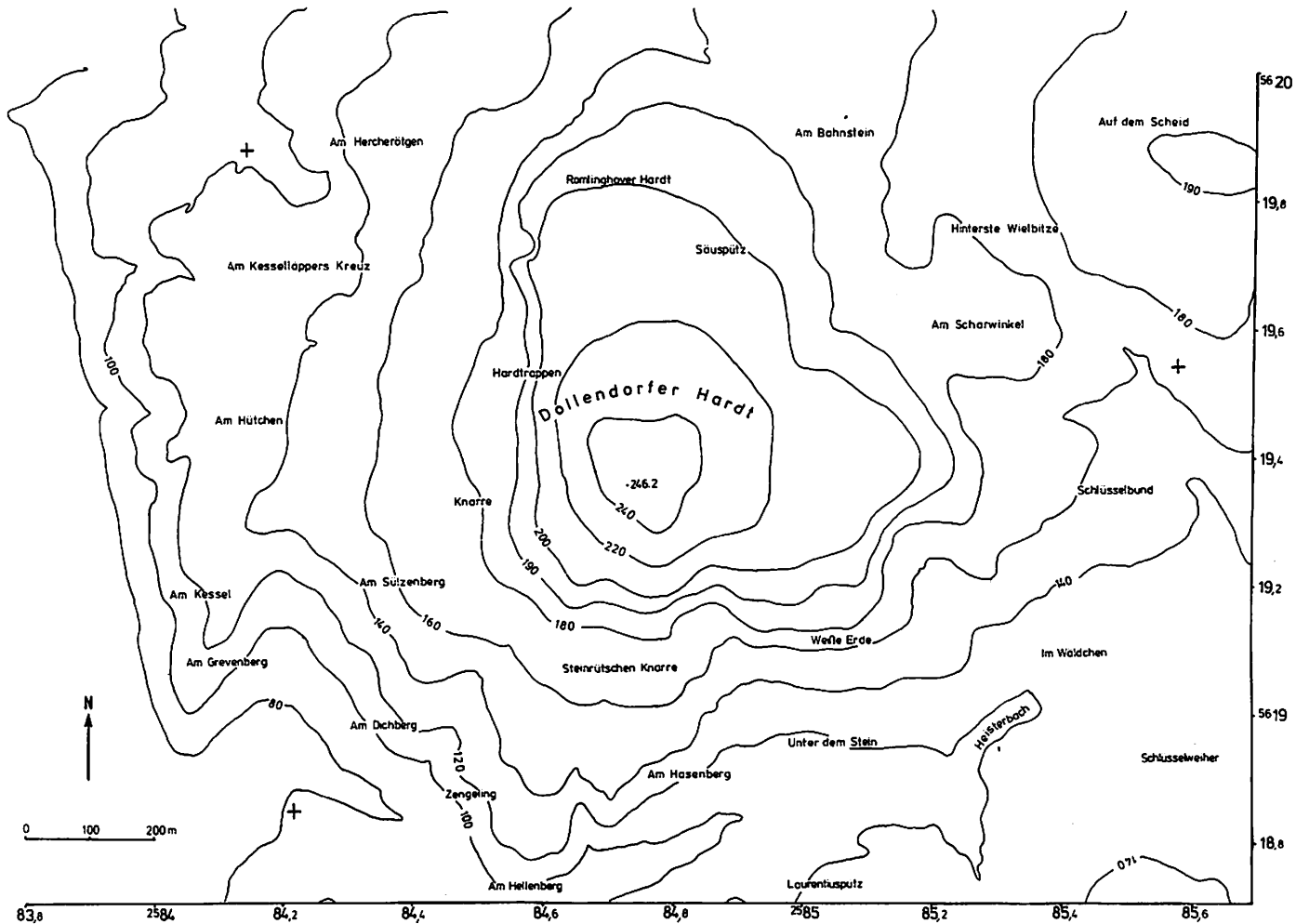
Abbildungen und Tabellen










■ Untersuchungsgebiet

Abb. 1a
Die Lage des Untersuchungsgebiets
Quelle: HERZOG, W. u. C. TROLL 1968











Abb. 1b
Das Untersuchungsgebiet (Überblick)



TERRESTRISCHE BÖDEN

Pararendzina Ranker		Pararendzina aus Löß, stellenweise stark kalkhaltige Braunerde	
		Ranker aus Basalt, zum Teil schwach verbraunt	
Braunerden		Braunerde aus Basaltschluff	
		Mittelenwickelte Braunerde aus Grauwacke und Tonschiefer (U. Devon)	
		Stark entwickelte Braunerde aus Grauwacke und Tonschiefer (U. Devon)	
		Mittelenwickelte Braunerde aus Trachyttuff	
		Stark entwickelte Braunerde aus Trachyttuff	
		Stark entwickelte Braunerde aus Fließerde (Trachyttuff)	
		Braunerde aus Basalt, meistens mit Lössschleier	
		Braunerde aus Löß	
		Braunerde aus Lößlehm über Sand und Kies (Oberterrasse)	
		Braunerde aus lehmigem Sand und Kies (Oberterrasse)	
		Braunerde aus Flugdecksand	
		Pseudogley-Braunerde aus Trachyttuff mit Lössschleier	
		Pseudogley-Braunerde aus Löß sowie aus Löß über Trachyttuff	
	Parabraunerden		Parabraunerde aus Lößlehm
			Parabraunerde aus Löß
		Pseudogley-Parabraunerde aus Löß über Sand und Kies (Oberterrasse), Trachyttuff und Tertiarthon	

HYDROMORPHE BÖDEN

Pseudogleye		Braunerde-Pseudogley aus Löß sowie aus Lössschleier über Oberterrasse und Tertiargesteinen (Basalt, Trachyttuff u. Ton)
		Parabraunerde-Pseudogley aus Lößlehm über Trachyttuff
		Pseudogley aus Trachyttuff, meistens mit Lössschleier
		Pseudogley aus Grauwacke und Tonschiefer (U. Devon)
		Pseudogley aus lehmigem Sand und Kies der Oberterrasse
		Pseudogley aus Lößlehm
		Pseudogley aus Löß
Böden der Täler		Durchschlämmte Altvege aus Hochflutlehm über Sand und Kies der Niederterrasse des Rheins
		Gley aus lehmigem Schluff (Talfüllung)
		Müllkippen und künstlich veränderte Flächen

SIGNATUREN:

- Bodenkundliche Grenzen ———
- Quellen Qu
- Bohrung ●
- Bodenkundliche Aufgrabungen für Probenentnahme ○
- Bodenphysikalische Meßstellen ■

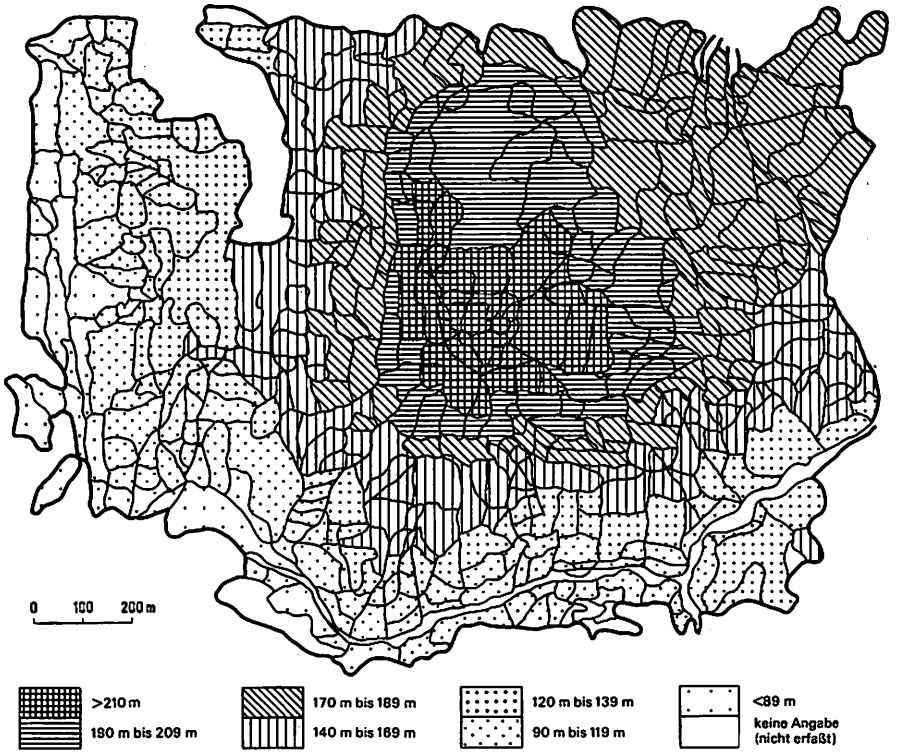


Abb. 3
Mittlere Höhe der Fazetten in m ü.NN

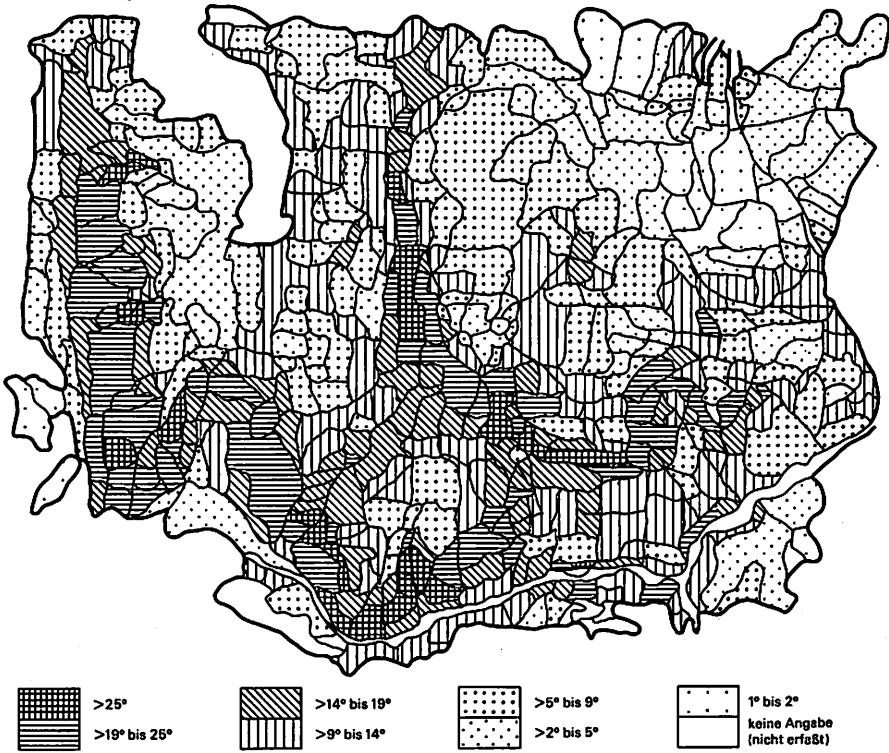
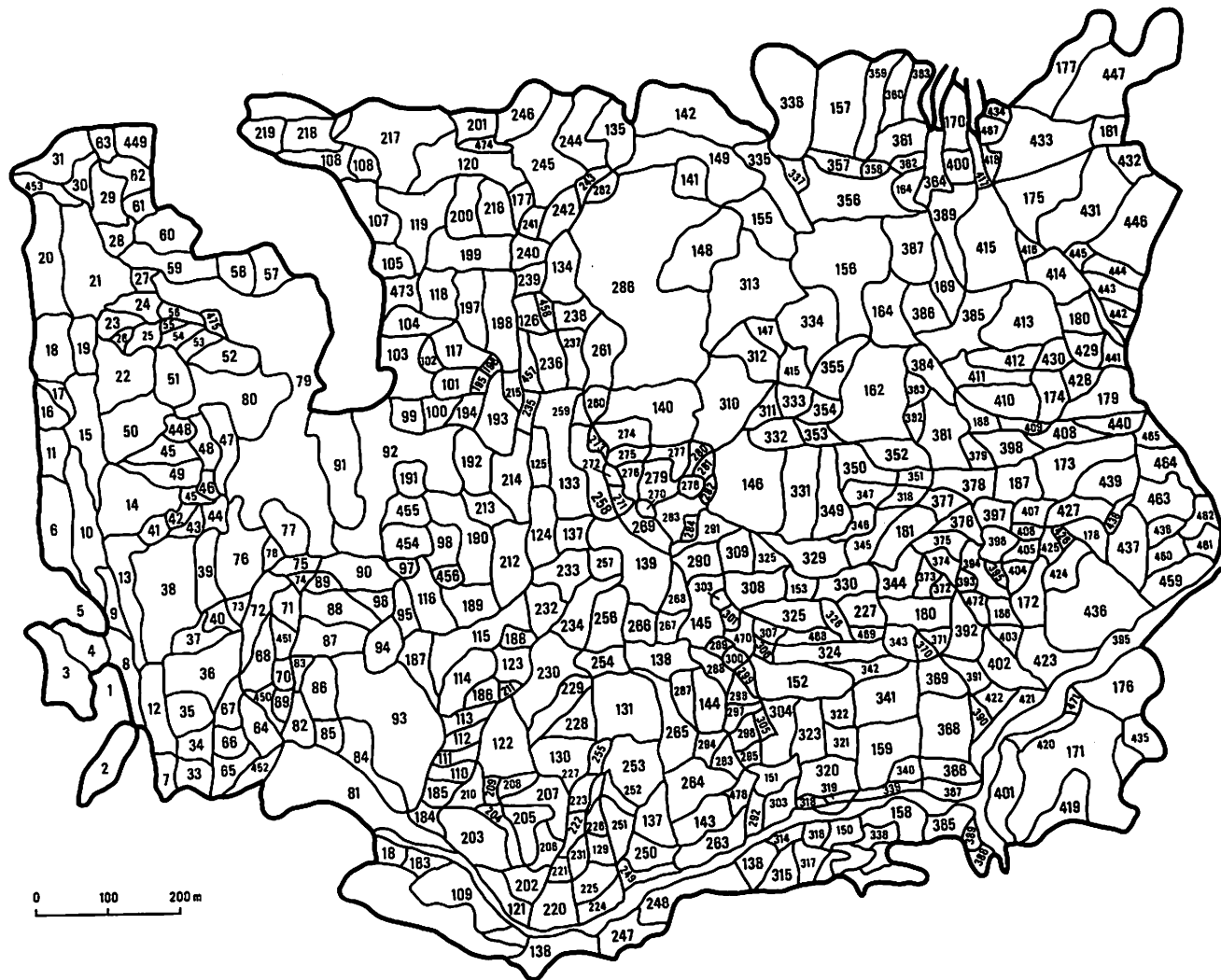
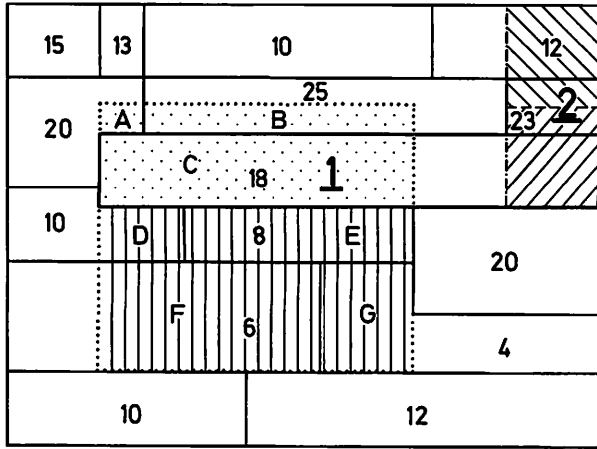


Abb. 4
Mittlere Hangneigung der Fazetten in Grad

Abb. 5a
Die Untersuchungseinheiten (Fazetten)





- 15 Fazette mit Neigungsangabe (Grad)
- 2 Fazettennummer
- Fazette 1 (vergl. Text)
- Wölbungsareal (der Fazette)1
- Aufspaltung der Fazette 1 in zwei Untersuchungseinheiten (vergl. Text)
- Wölbungsareale (der Fazette) 2 Reliefwechsellinie
- Teilflächen unterhalb der Linie stärkster Neigungsdiskontinuität des Wölbungsareals 1
- Teilflächen oberhalb der Linie stärkster Neigungsdiskontinuität des Wölbungsareals 1
- A - G** Teilflächen des Wölbungsareals 1

Abb. 5b
Illustration zur Wölbungsaufnahme (schematisch)

Abb 6a

Klinographische Häufigkeitsverteilung : Westexposition

- a) Flächenanteil (π) bzw Fazettenanteil (ρ) einzelner Neigungsklassen
- b) Fazettenanteil der einzelnen Neigungswerte (Häufigkeitspolygon)

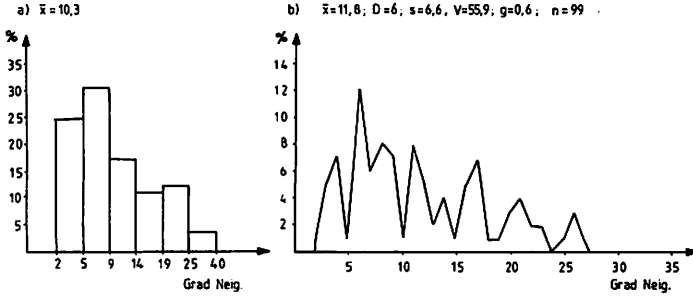
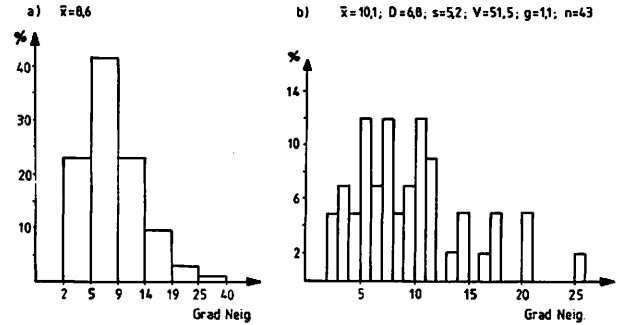


Abb 6b

Klinographische Häufigkeitsverteilung : Nordwestexposition



a) $\bar{x} = 8,0$

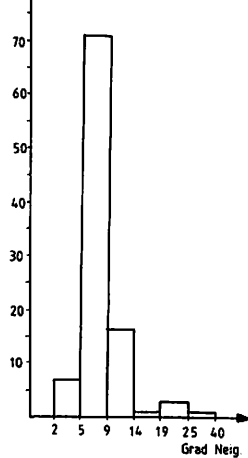


Abb 7

Klinographische Häufigkeitsverteilung : Nordoxposition

b) $\bar{x} = 11,3; D = 8,12; s = 8,4; V = 74,3; g = 2,4; n = 19$

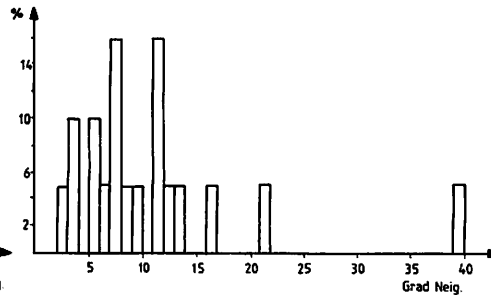


Abb 8

Klinographische Häufigkeitsverteilung : Nordostexposition

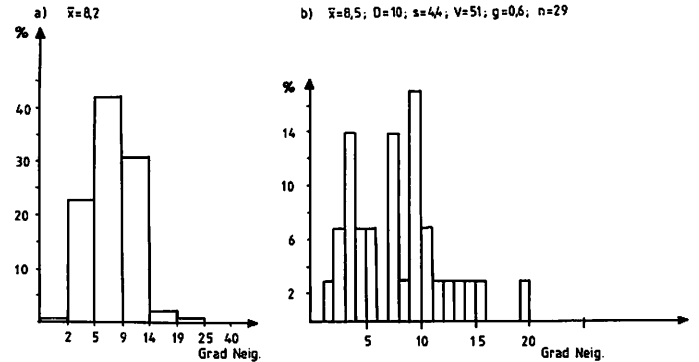


Abb. 9

Klimographische Häufigkeitsverteilung : Ostexposition

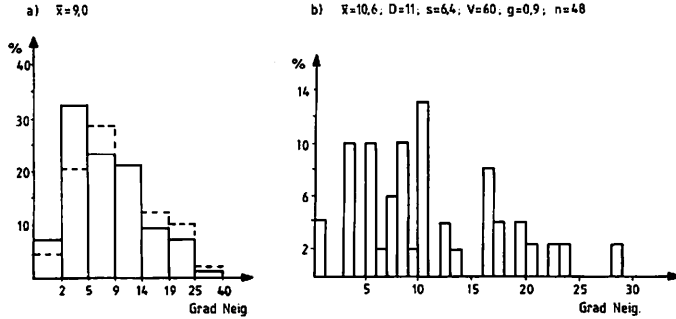


Abb. 10

Klimographische Häufigkeitsverteilung : Südostexposition

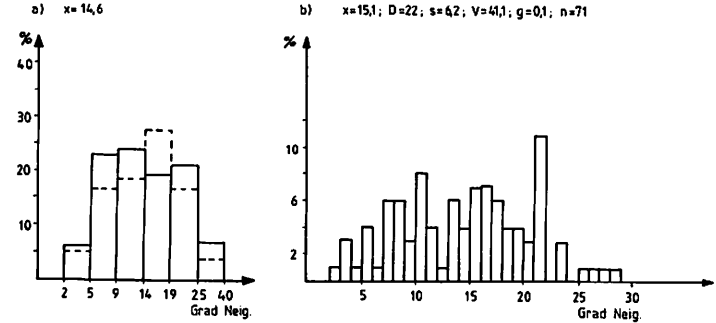


Abb. 11

Klimographische Häufigkeitsverteilung : Südexposition

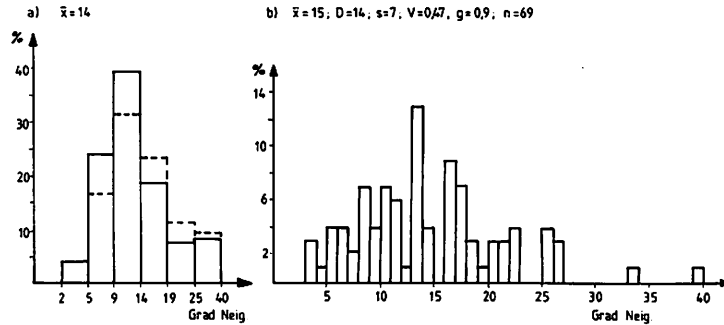


Abb. 12

Klimographische Häufigkeitsverteilung : Südwestexposition

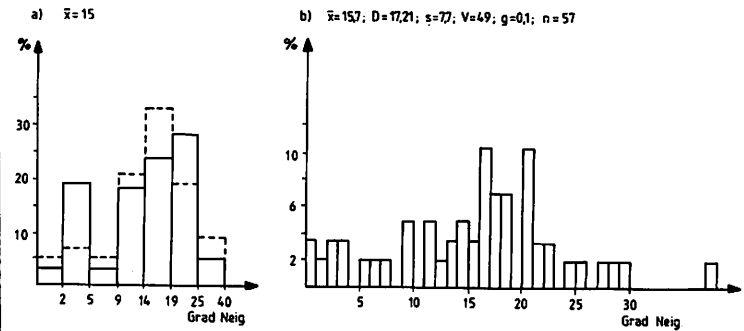


Abb. 13

Klinographische Histogramme: Gruppe Grauwacke/Tonschiefer in SE-SW-Exposition

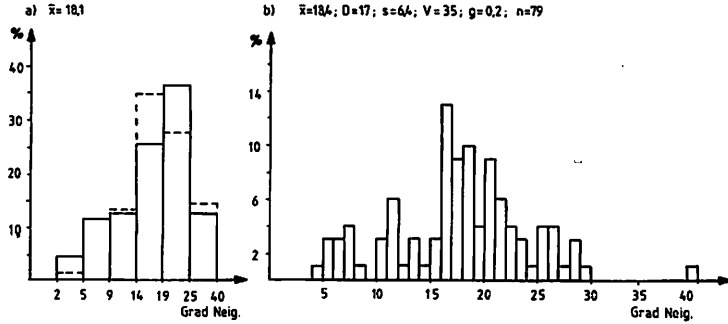


Abb. 14

Klinographische Histogramme: Grauwacke/Tonschiefer in Westexposition

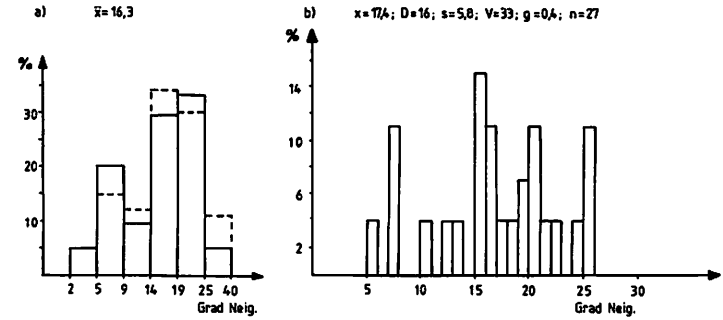


Abb. 15

Klinographische Histogramme: Trachyttuff in SE-SW-Exposition

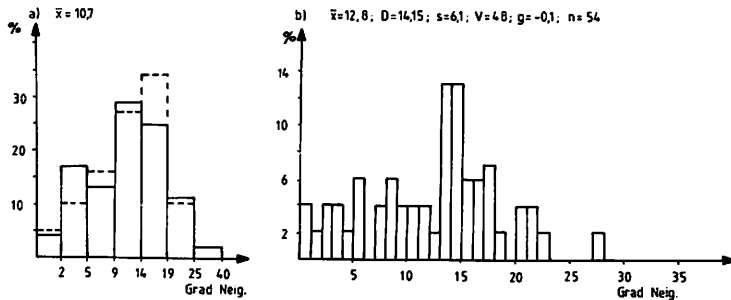


Abb. 16

Klinographisches Histogramm: Gruppe Trachyttuff-W-Exposition

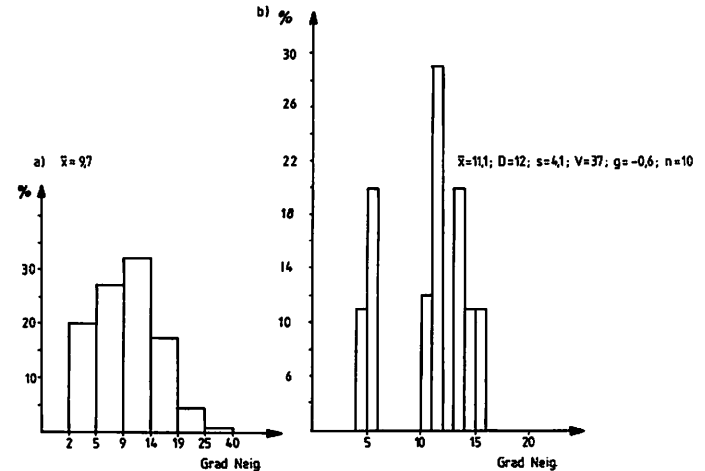


Abb 17

Klinographische Histogramme: Basaltgruppe

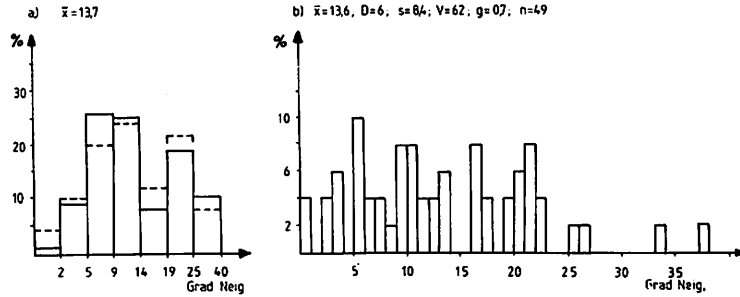


Abb 18

Klinographische Histogramme: Trach, tuffgruppe

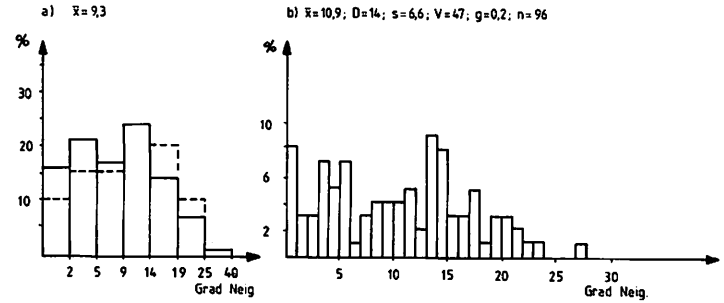


Abb 19

Klinographische Histogramme: Lößgruppe

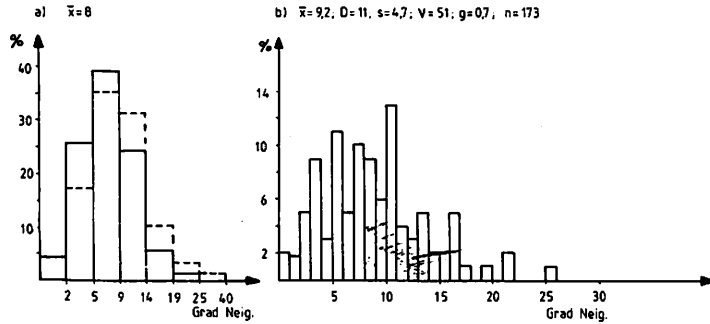


Abb 20

Klinographische Histogramme: Grauwacke / Tonschiefer

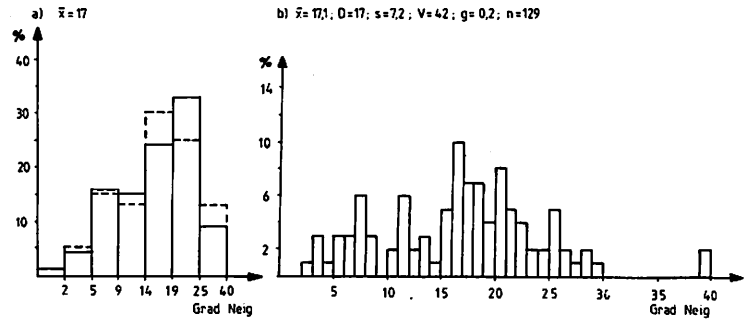


Abb 21

Klinographische Histogramme: Gruppe tertiärer Tone und Sande

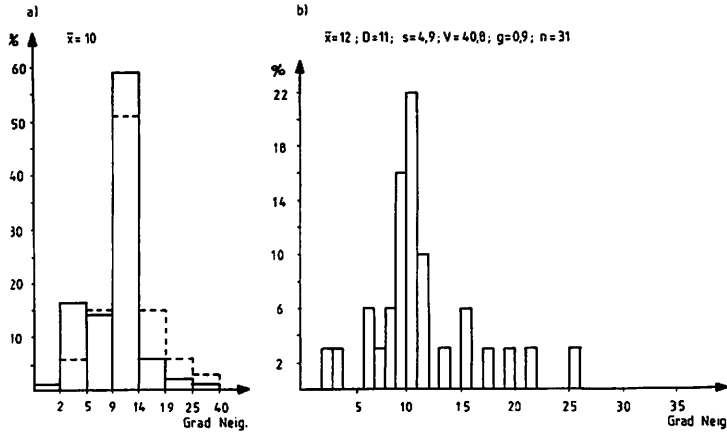


Abb 23

Klinographische Histogramme: D-Basis Mühlental (mittlere Lage der D-Basis: 102 m ü NN)

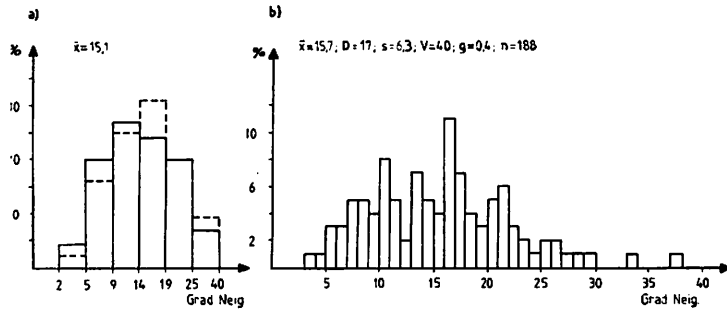


Abb 22

Klinographische Histogramme: D-Basis Rhein (Lage der D-Basis: = 70m ü NN)

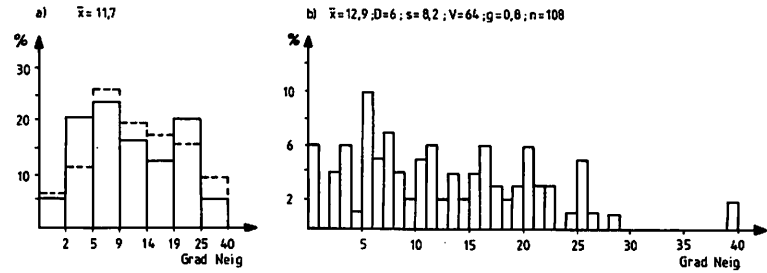


Abb 24

Klinographische Histogramme: D-Basis: 138m ü NN (Quelltau Mühlental)

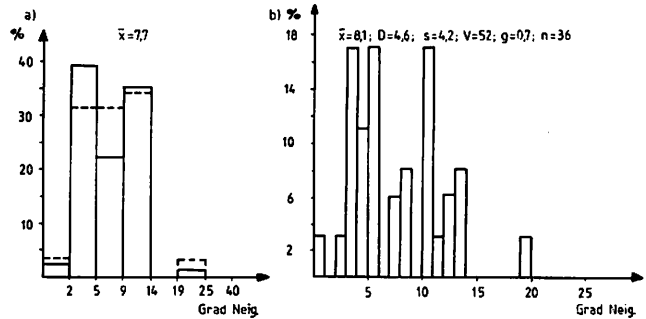


Abb. 25

Klinographische Histogramme : D-Basis: Pirlenbachtal (mittlere Höhenlage der D-Basis: 125m)

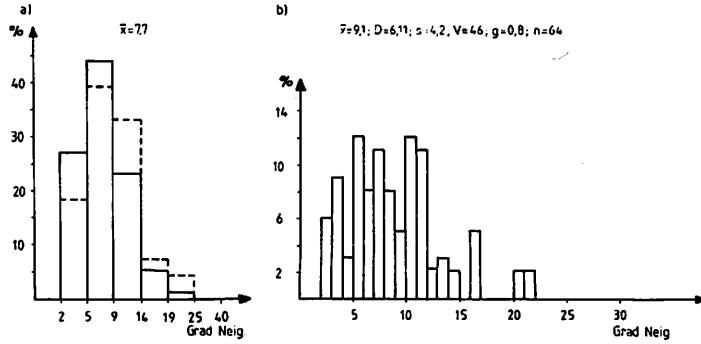


Abb 26

Klinographische Histogramme : D-Basis= Verebnung (Terrasse) bei 'Hinterste Wielbitze' (Lage der D-Basis: 180m ü.NN)

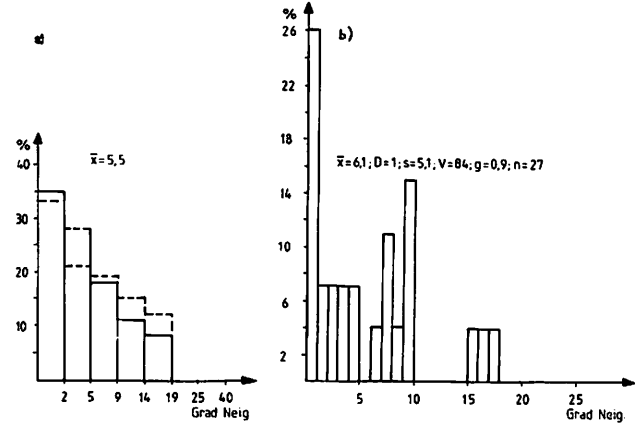


Abb. 27

Hypsogramm Gruppe I (D-Basis: Rhein)

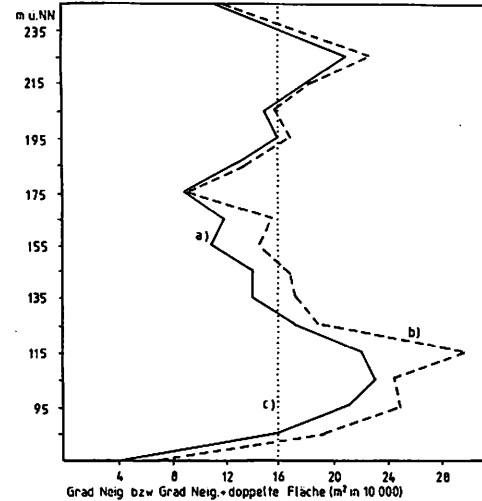
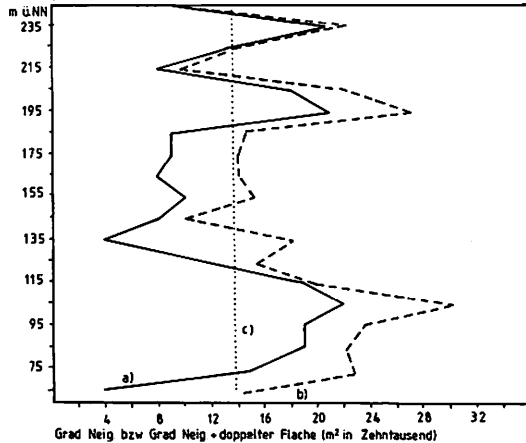


Abb. 28
Hypsogramm: Gruppe II (D-Basis: 70-85m ü.NN)

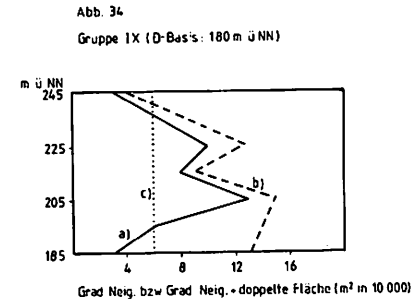
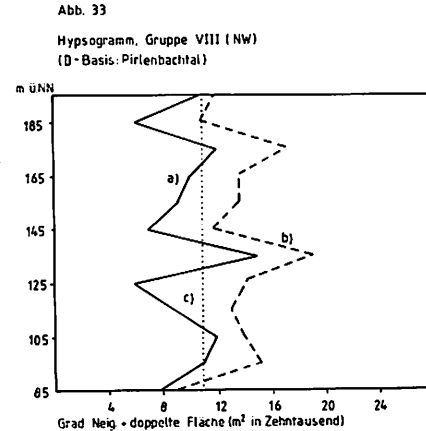
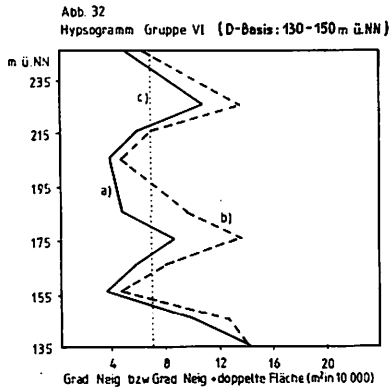
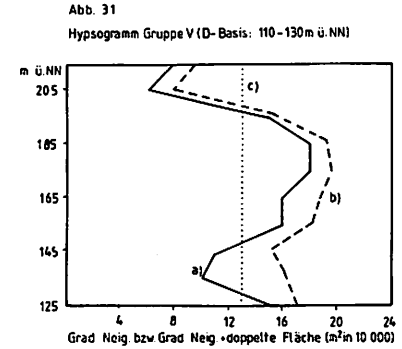
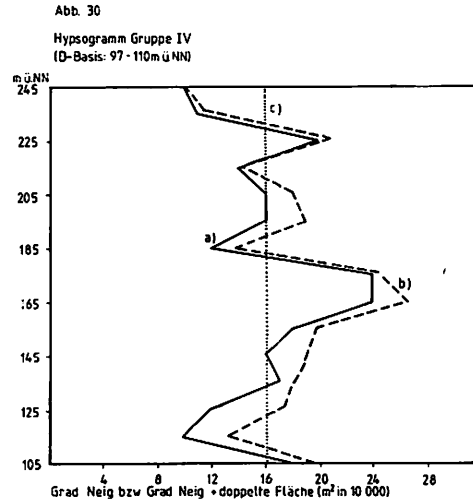
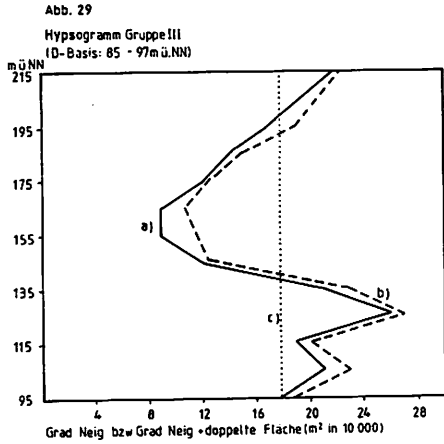


Abb 35

Hypsogramm: Minimalabschnitte der Hypsoklin-Kurven

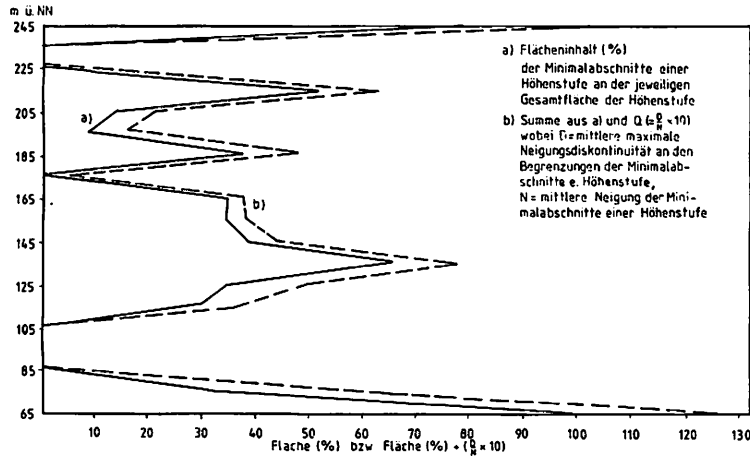


Abb. 36

Maximalabschnitte der Hypsoklin-Kurven

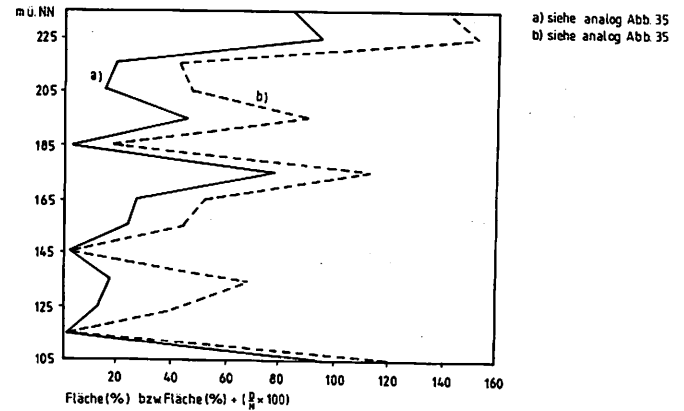


Abb 37

Konvexitäten der Hypsoklin-Kurven

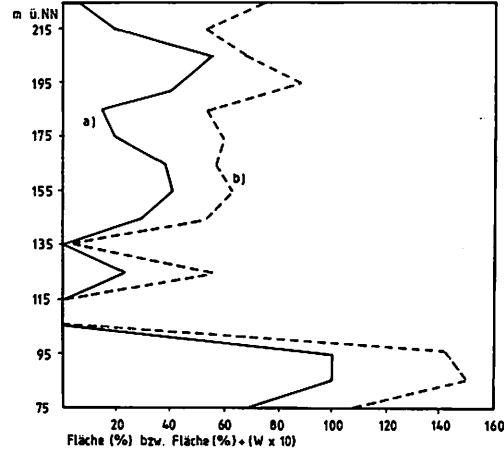
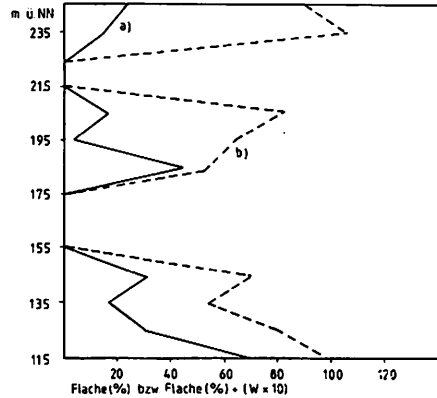


Abb. 38

Konkavitätssektoren der Hypsoklinkurven

a) siehe analog Abb.35
b) Summe aus a) und der mittleren Winkelveränderung (Grad)(x10) pro 10m Höhenunterschied in der betreffenden Konkavität (W)

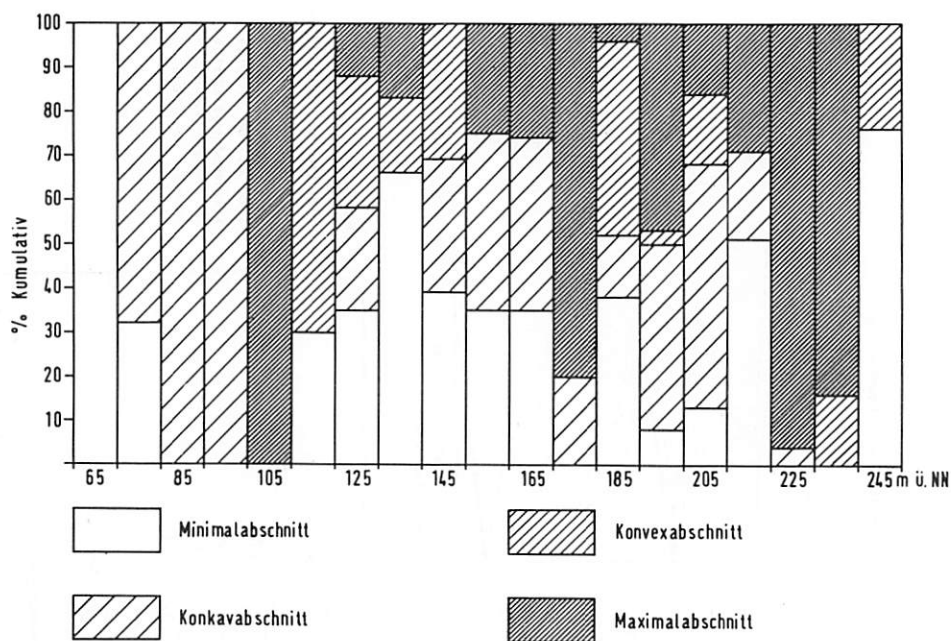


Abb. 39
Vergleichende Hypsometrie der Hangeinheitstypen

Abb. 40 - 53 Korrelationsdiagramme (Streuungsdiagramme) mit V18 (Hangneigung) auf der Y-Achse

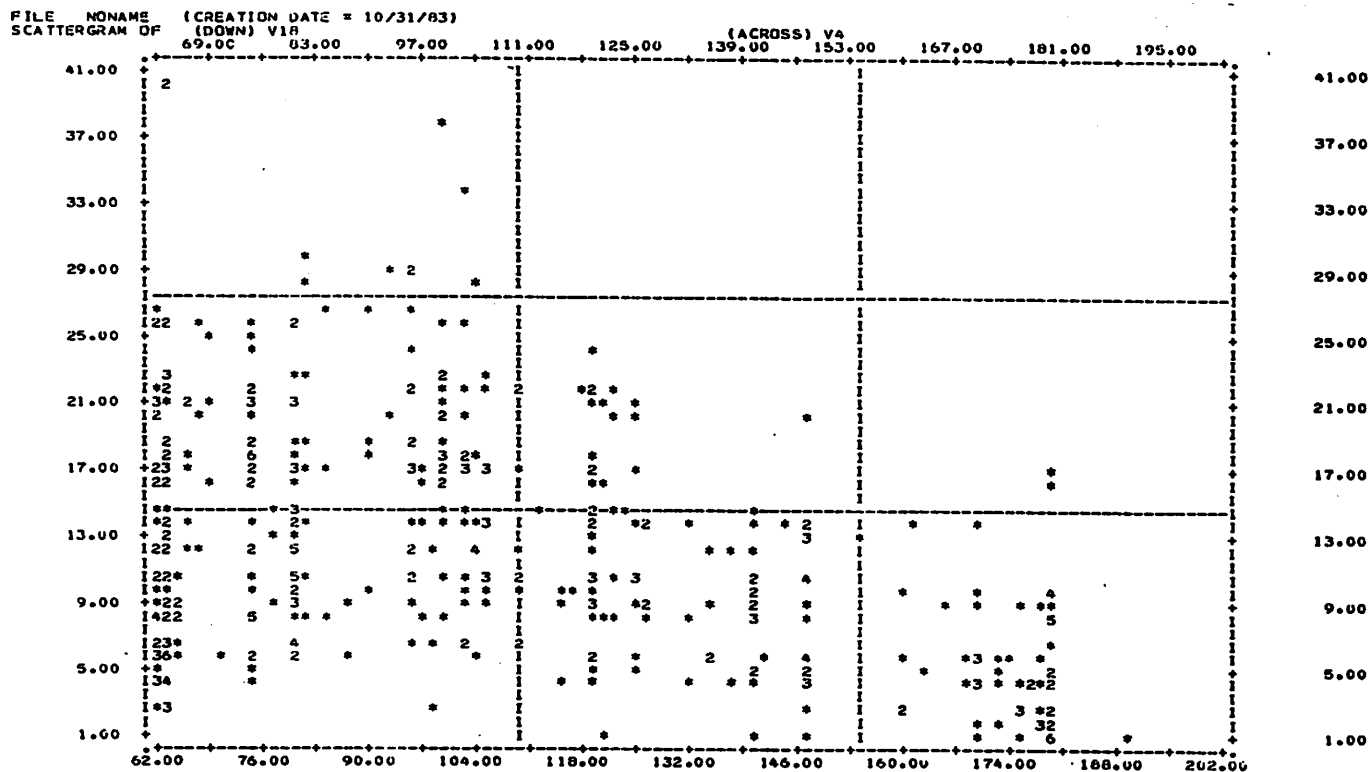


Abb. 40

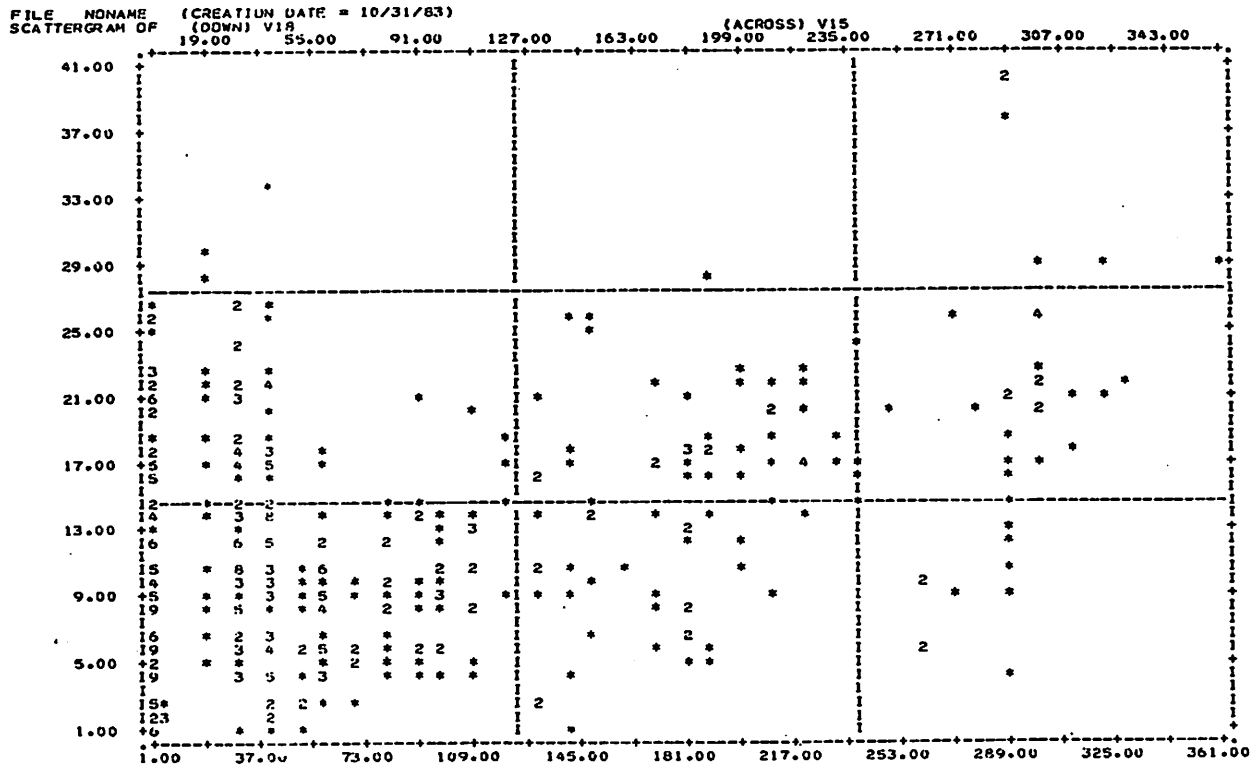


Abb. 41

FILE NONAME (CREATION DATE = 10/31/83)
 SCATTERGRAM OF (DOWN) V18

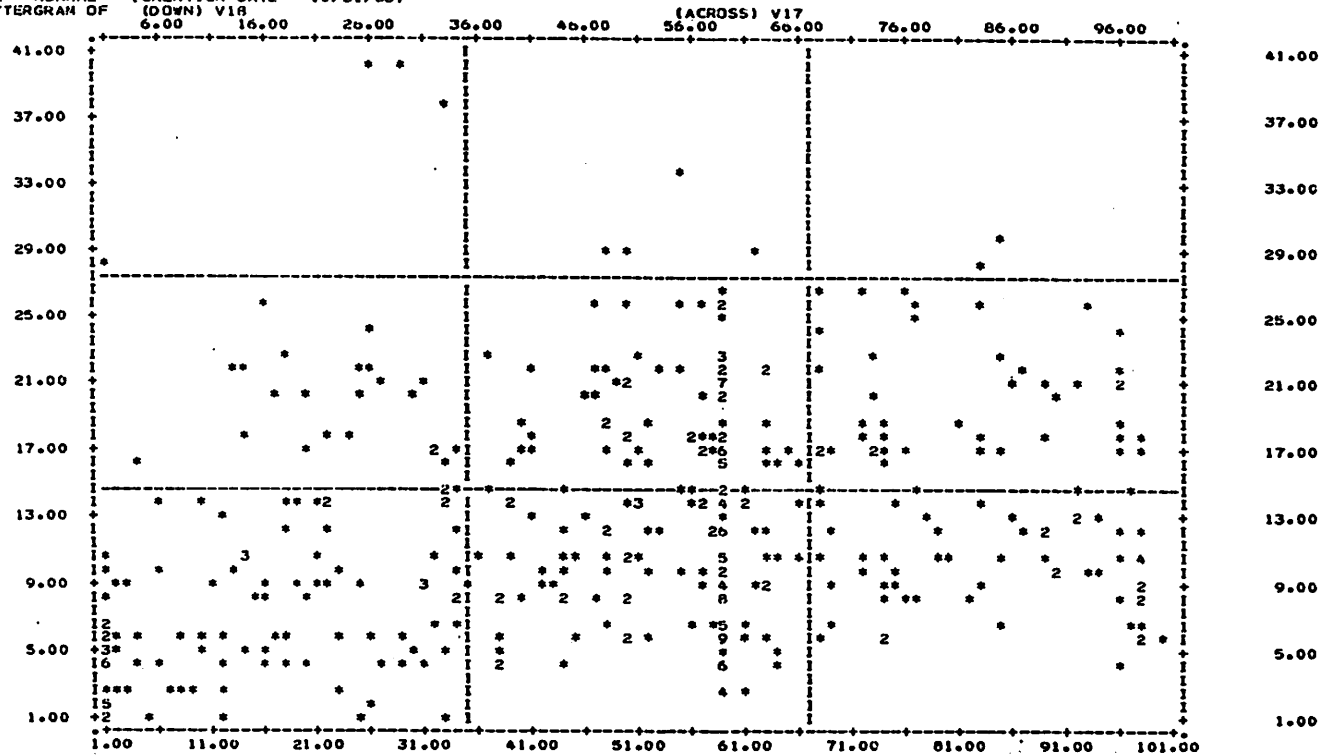


Abb. 42

FILE NO NAME (CREATION DATE = 10/31/83)
 SCATTERGRAM OF (DOWN) V18

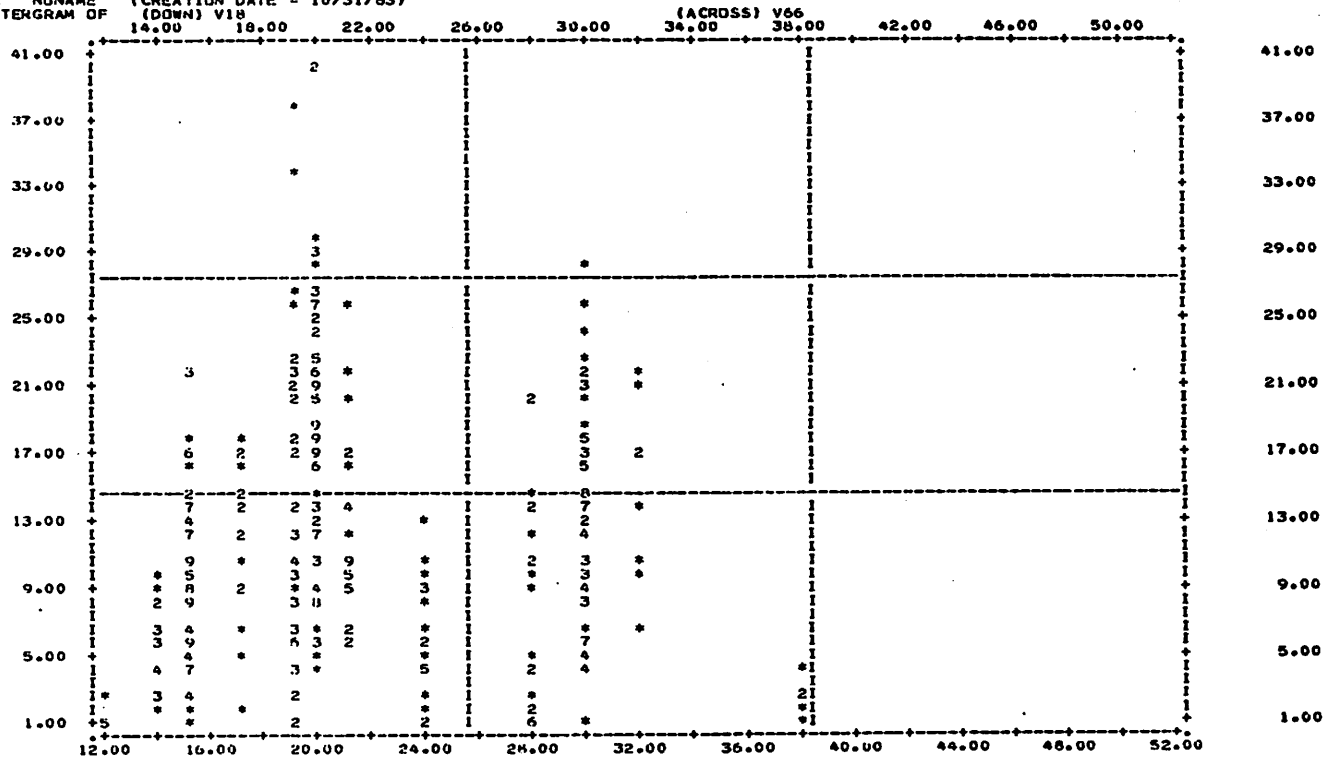


Abb. 43a

FILE NONAME (CREATION DATE = 10/31/83)
 SCATTERGRAM OF (DJJN) V18

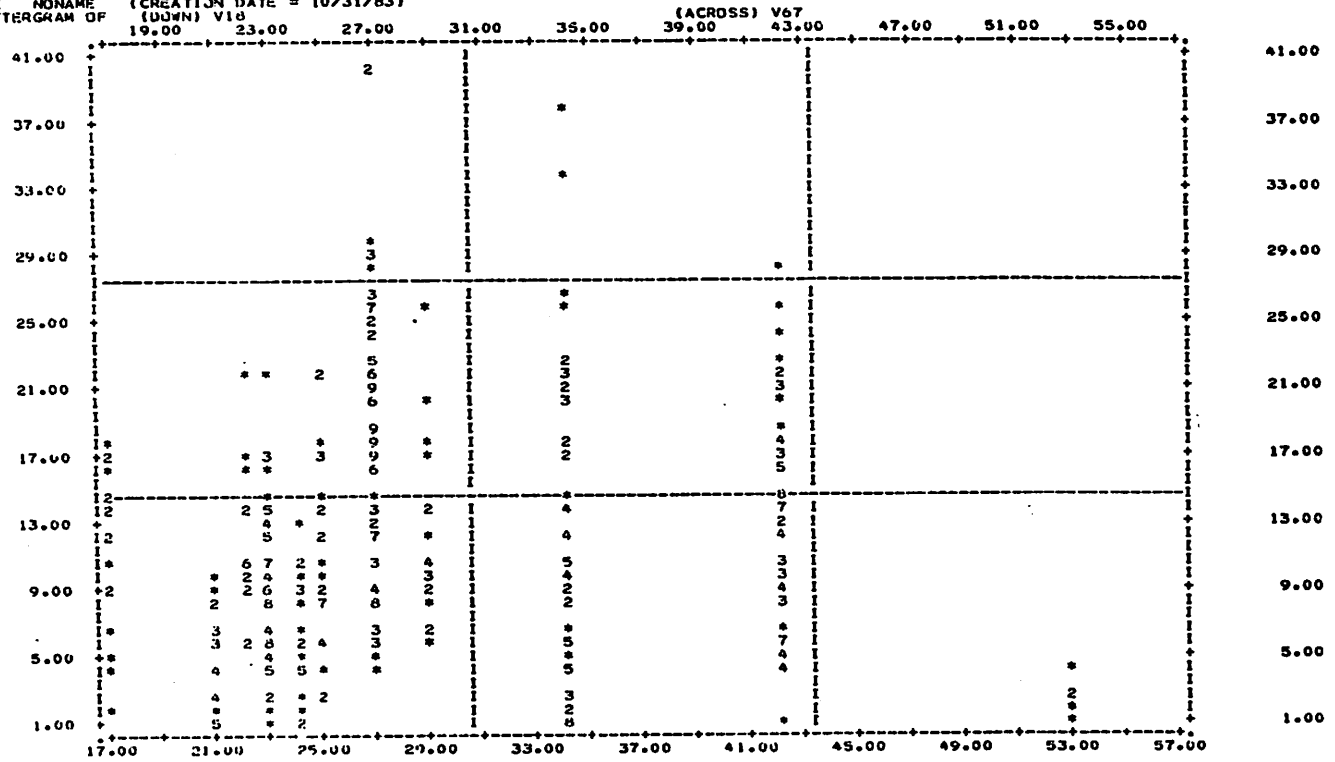


Abb. 43b

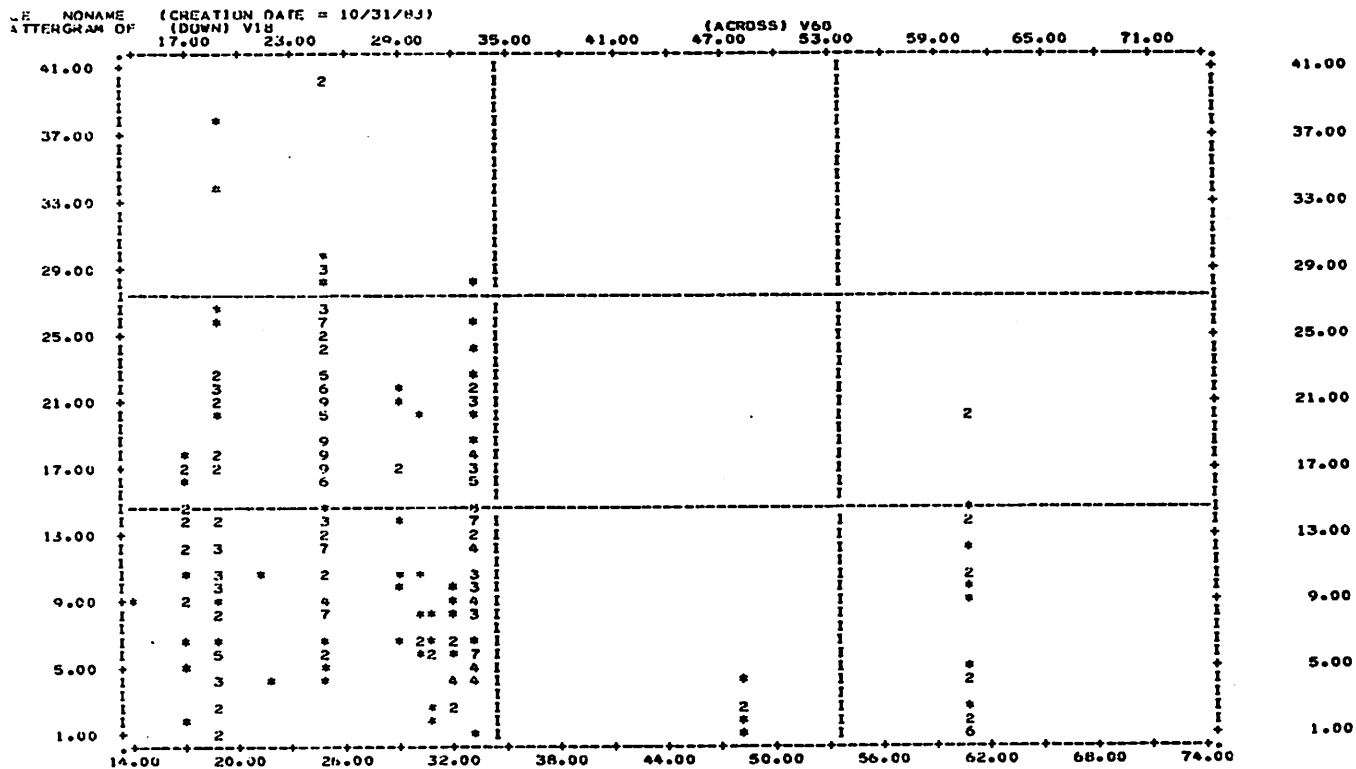


Abb. 43c

FILE NUNAME (CHEATLN DATE = 10/31/83)
 SCATTERGRAM OF (DD4N) V1H

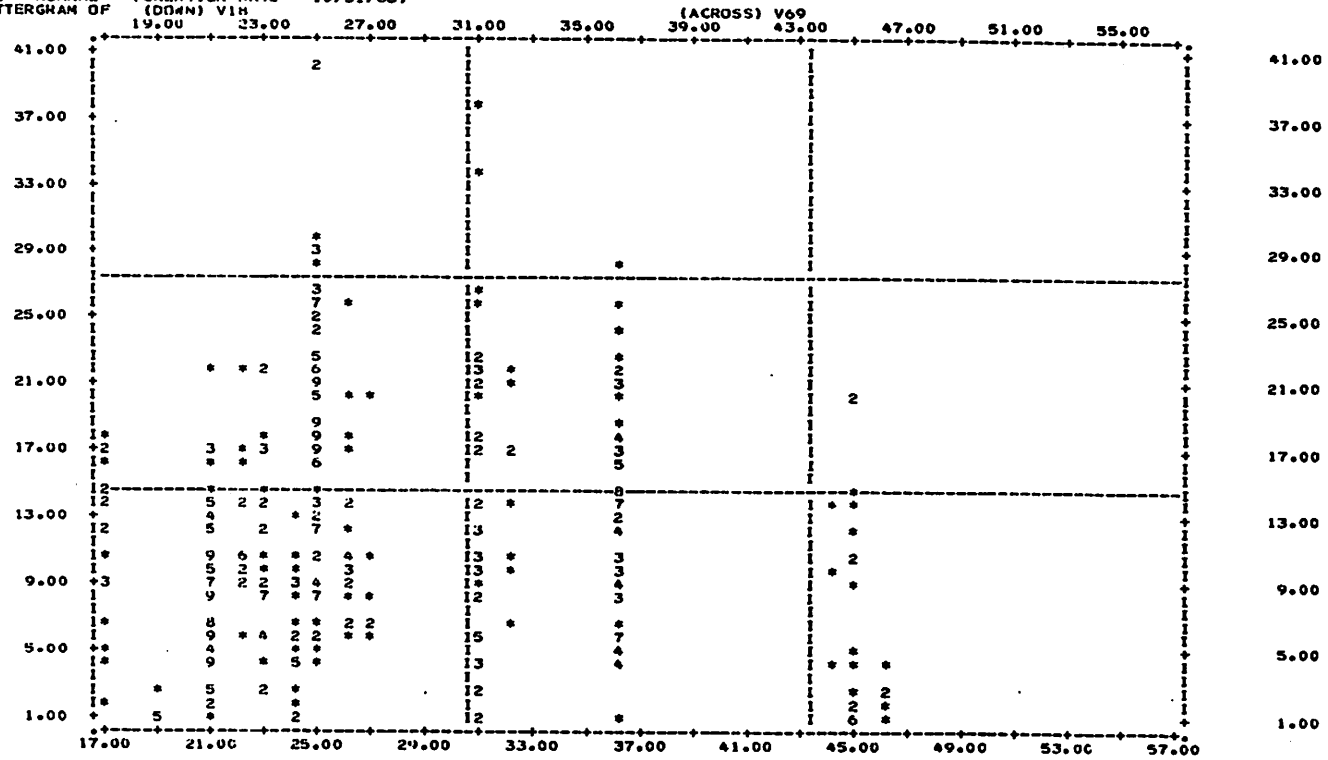


Abb. 43d

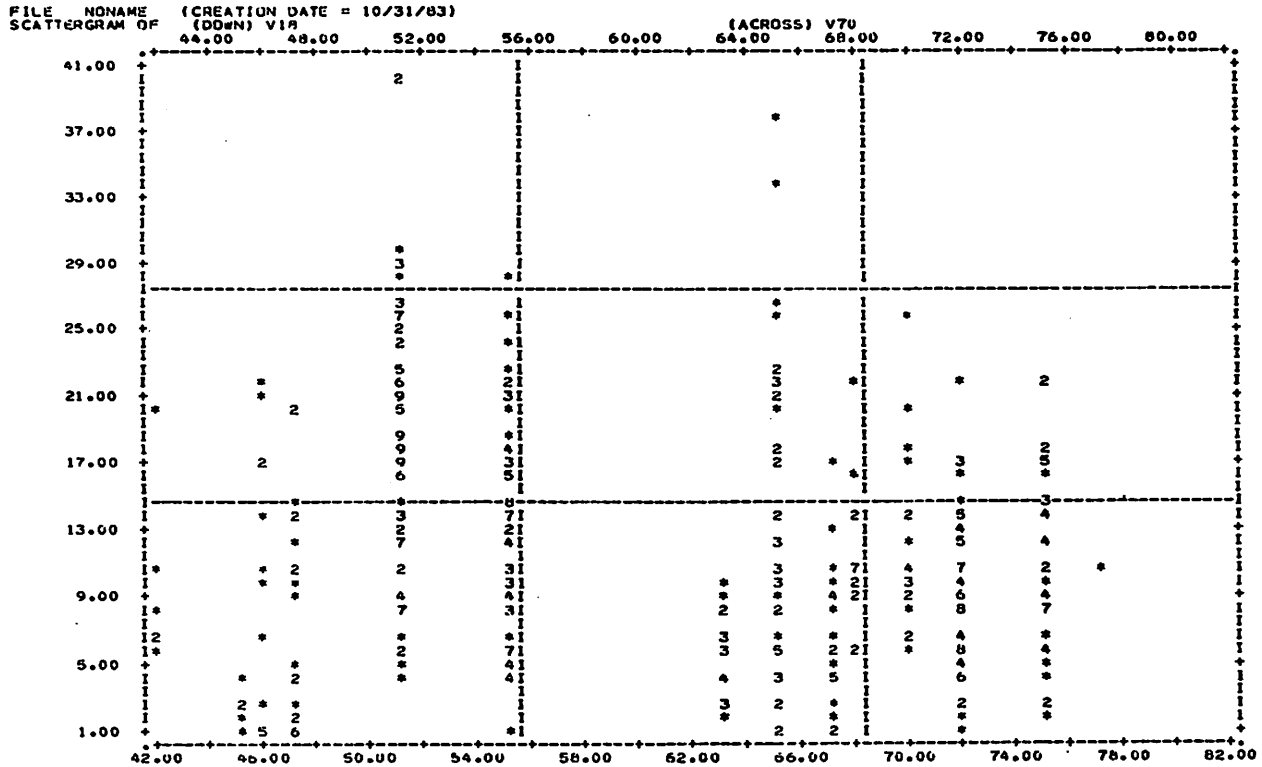


Abb. 44

FILE NONAME (CREATION DATE = 10/31/83)
 SCATTERGRAM OF (Djdn) V71

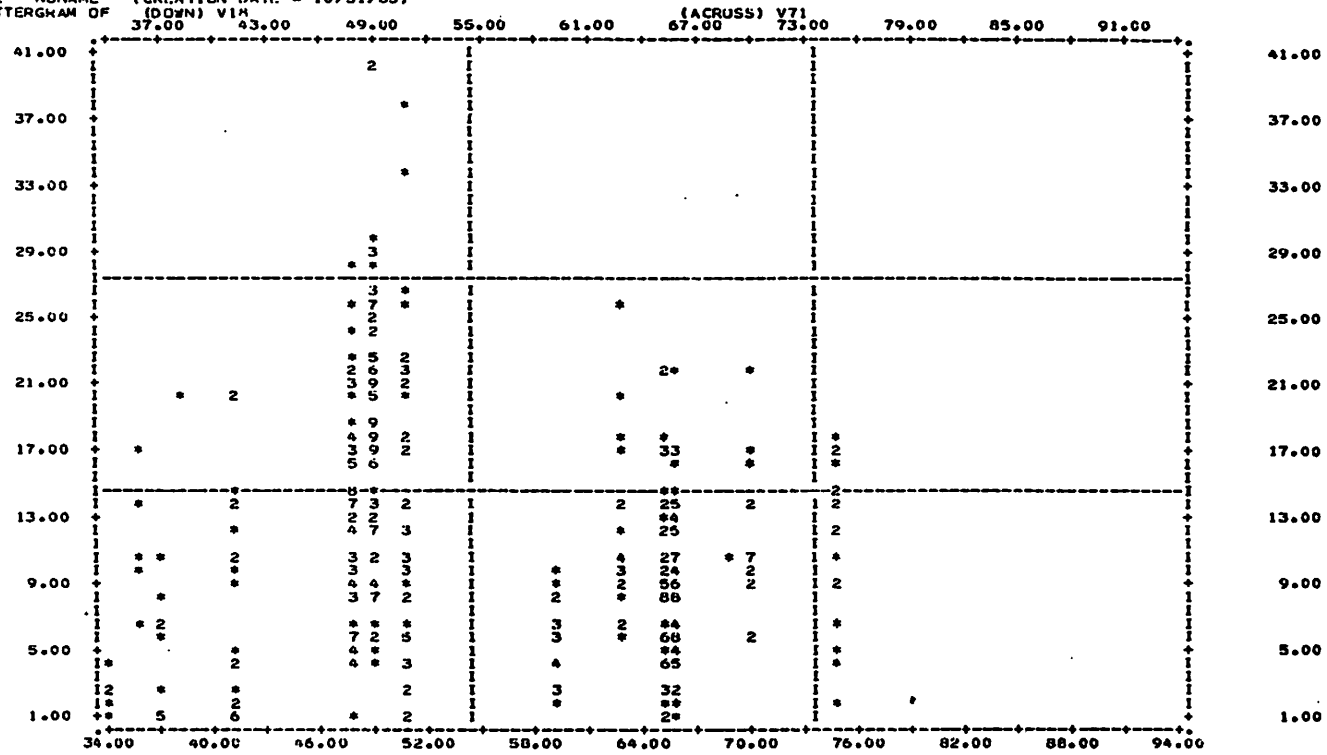


Abb. 45

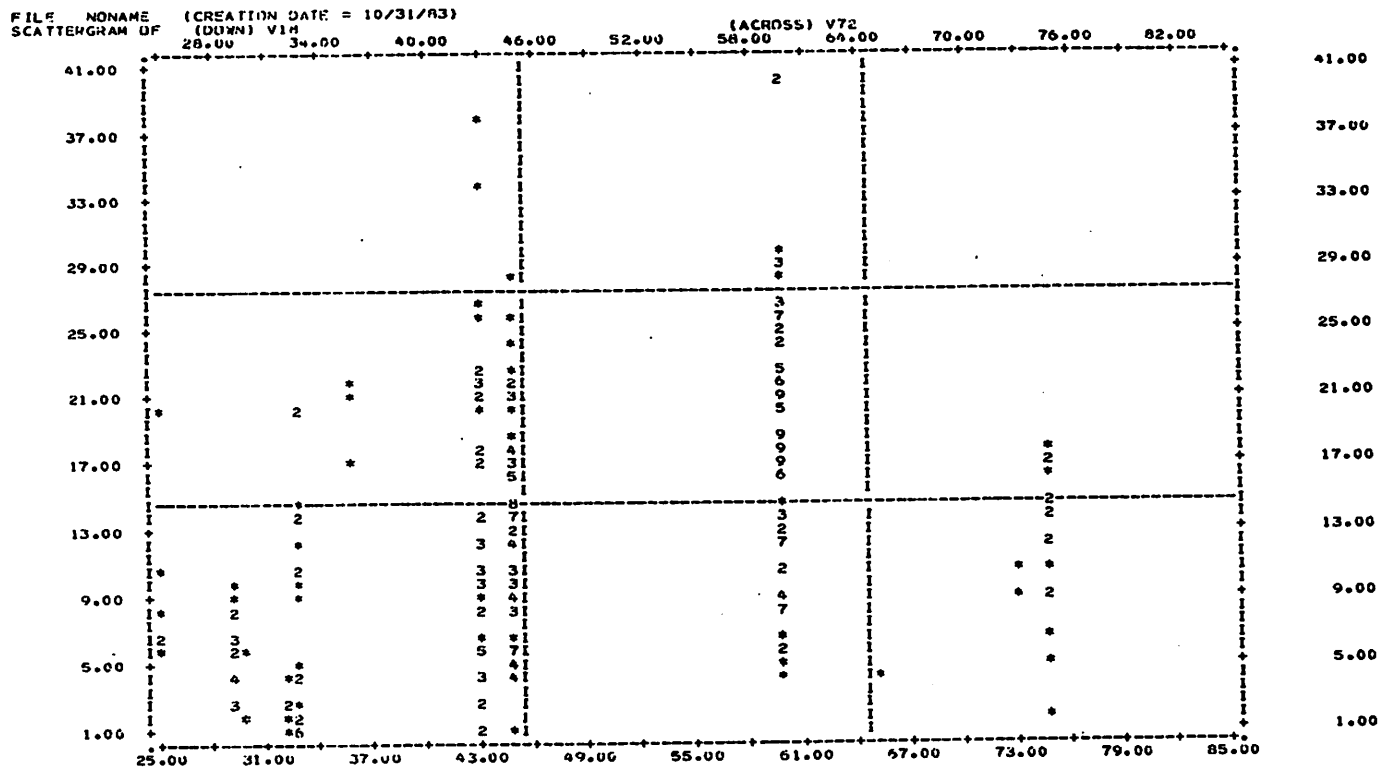


Abb. 46

FILE NONAME (CREATION DATE = 10/31/03)
 SCATTERGRAM OF (DOWN) V18

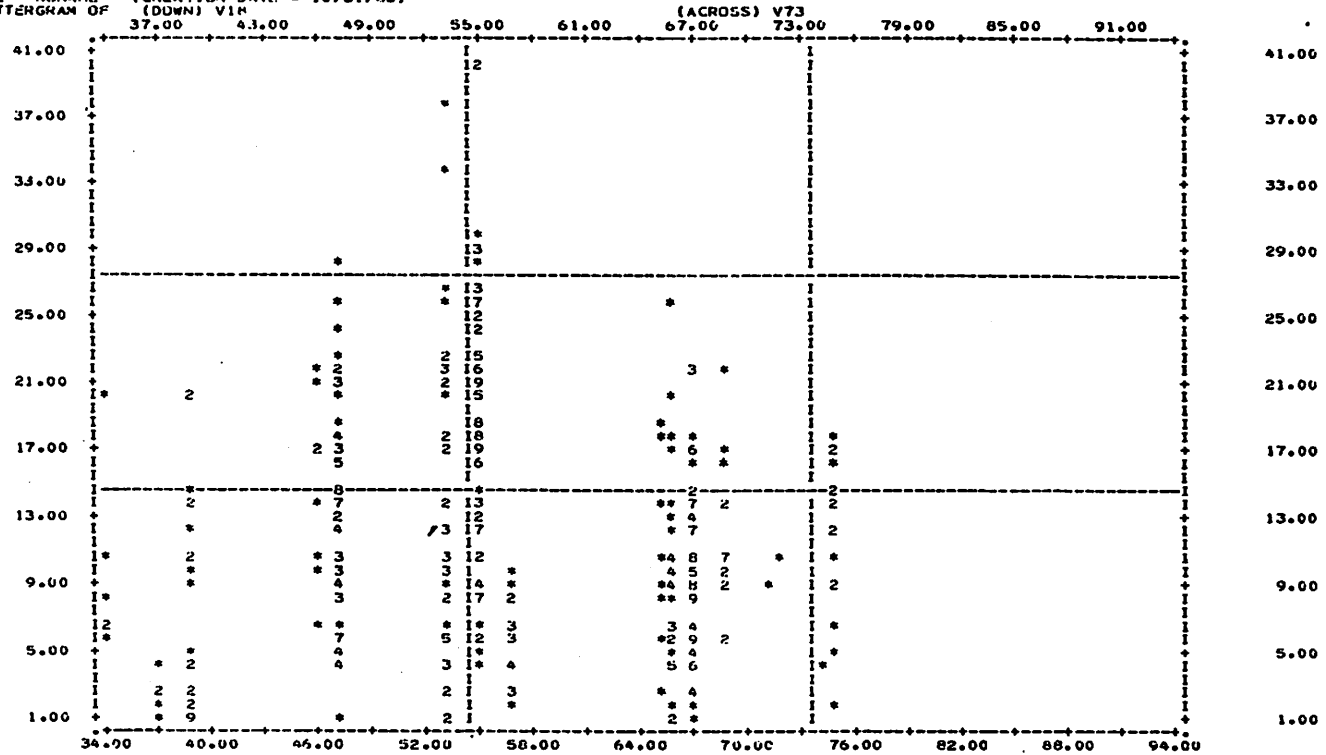


Abb. 47

FILE NO:NAME (CREATION DATE = 10/31/83)
 SCATTERGRAM OF (DOWN) VIS

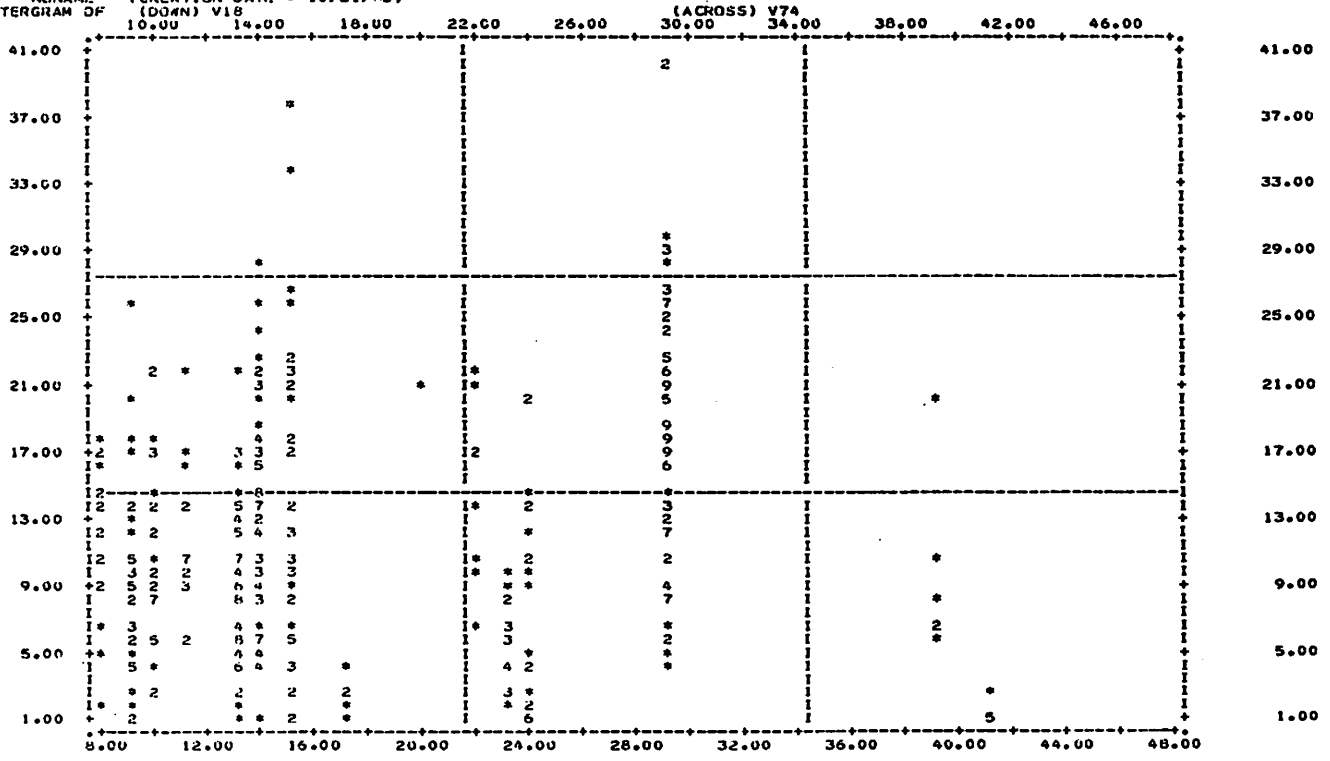


Abb. 48

FILE NONAME (CREATION DATE = 10/31/83)
 SCATTERGRAM UN (DOWN) VIM

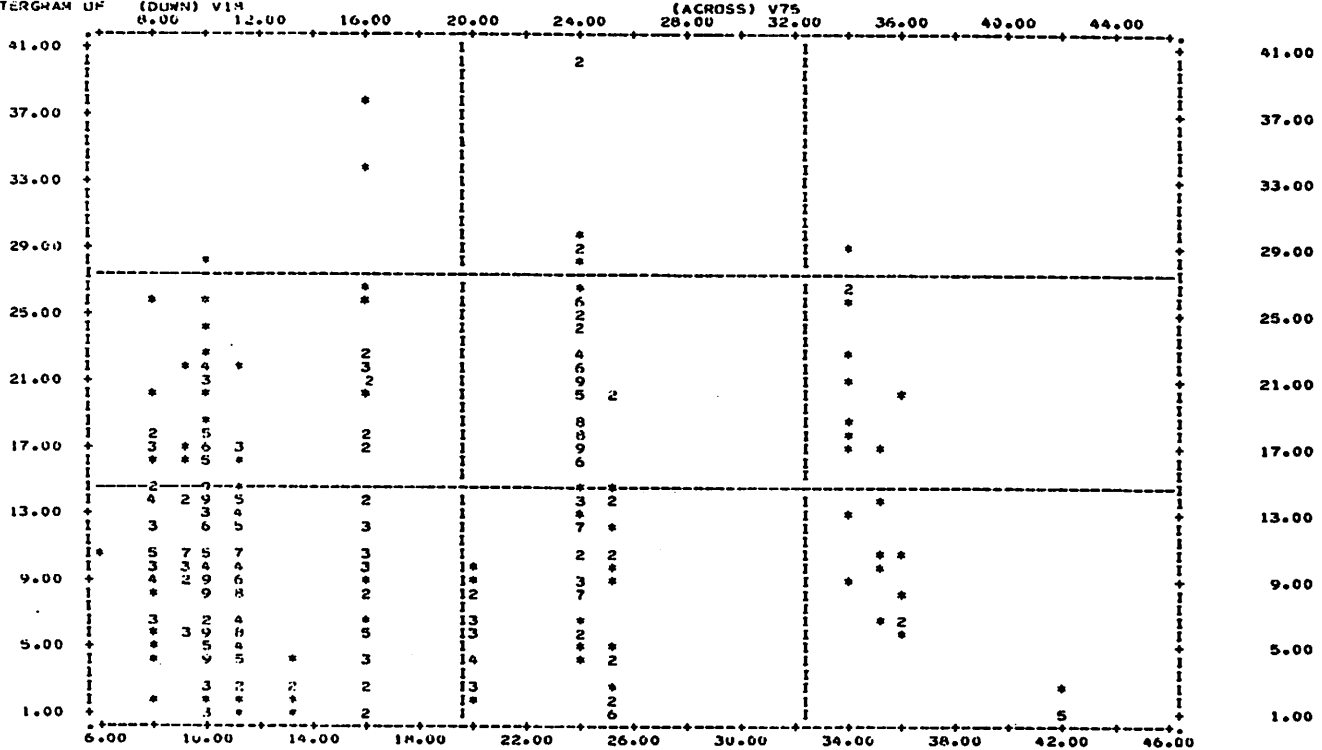


Abb. 49

FILE N0NAME (CREATION DATE = 10/31/83)
 SCATTERGRAM OF (DOWN) V18

(ACROSS) V76

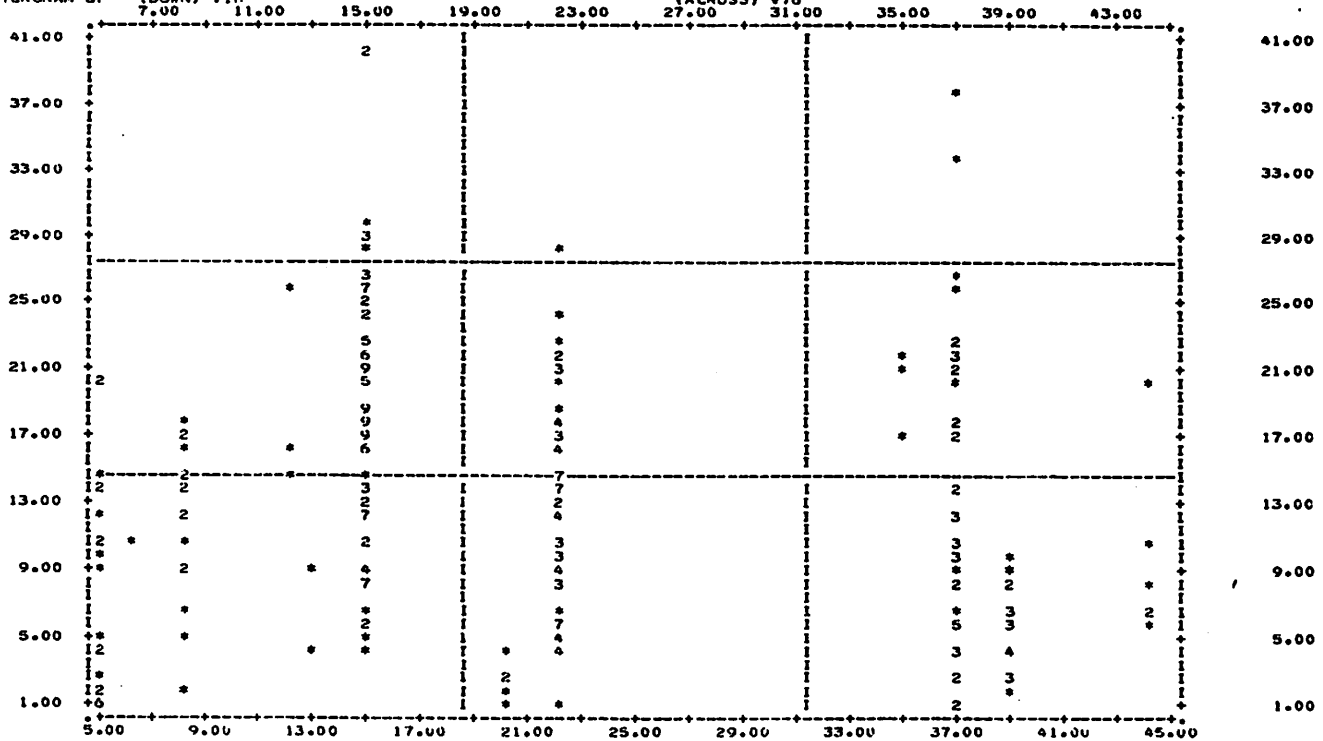


Abb. 50

FILE NO NAME (CREATION DATE = 10/31/83)
 SCATTERGRAM OF (DOWN) V19

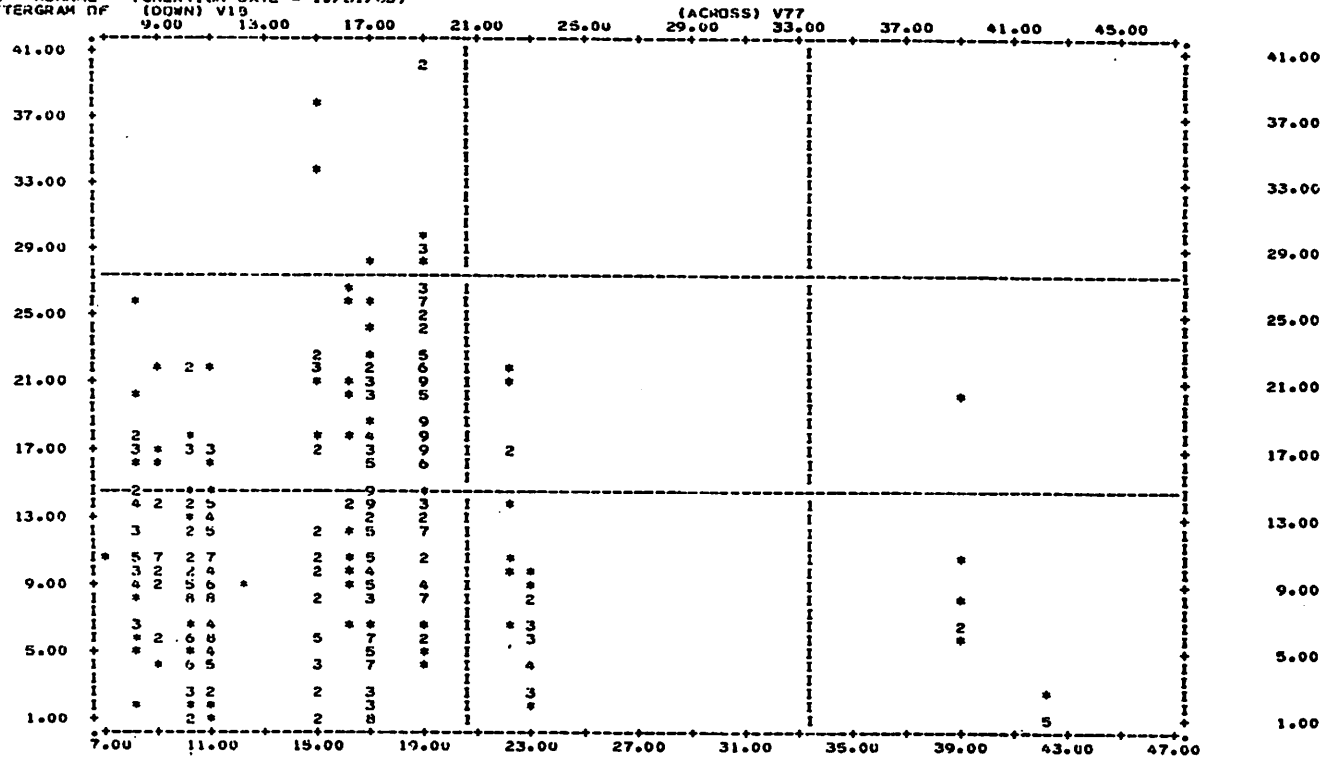


Abb. 51

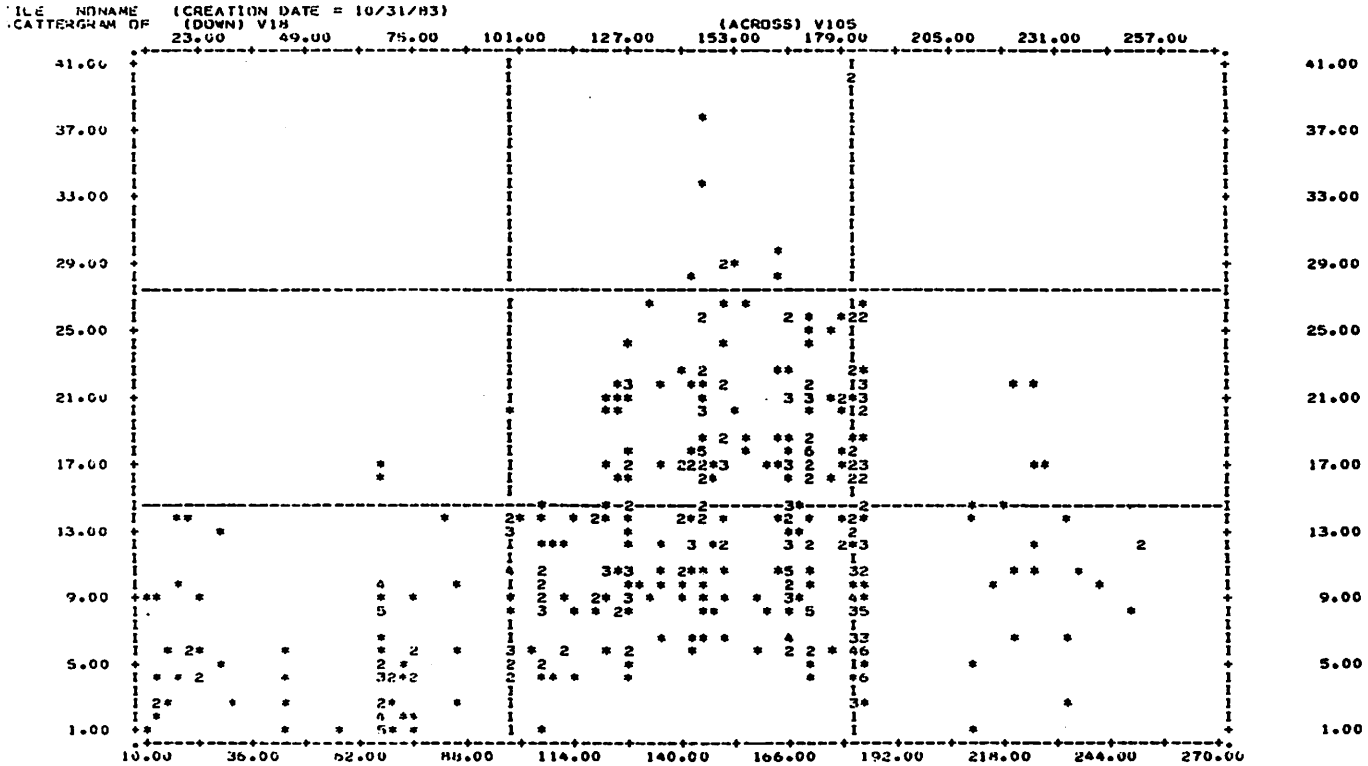


Abb. 52

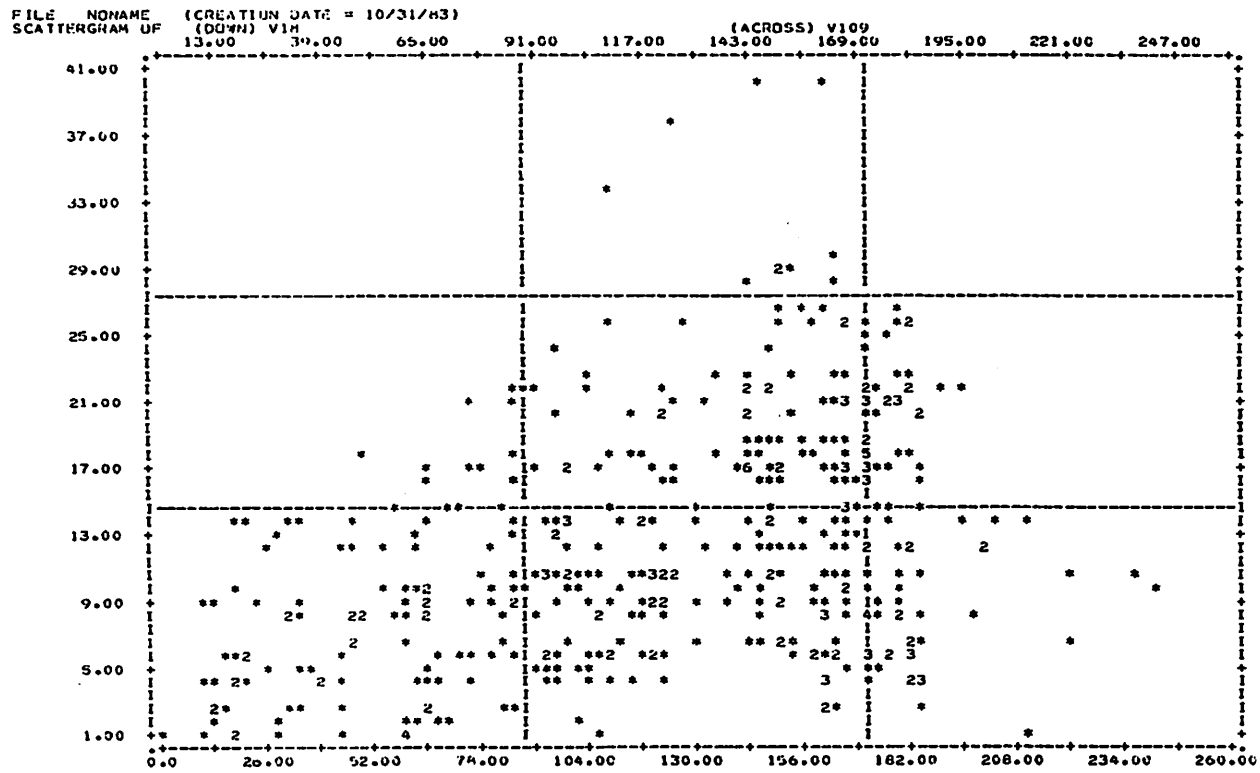
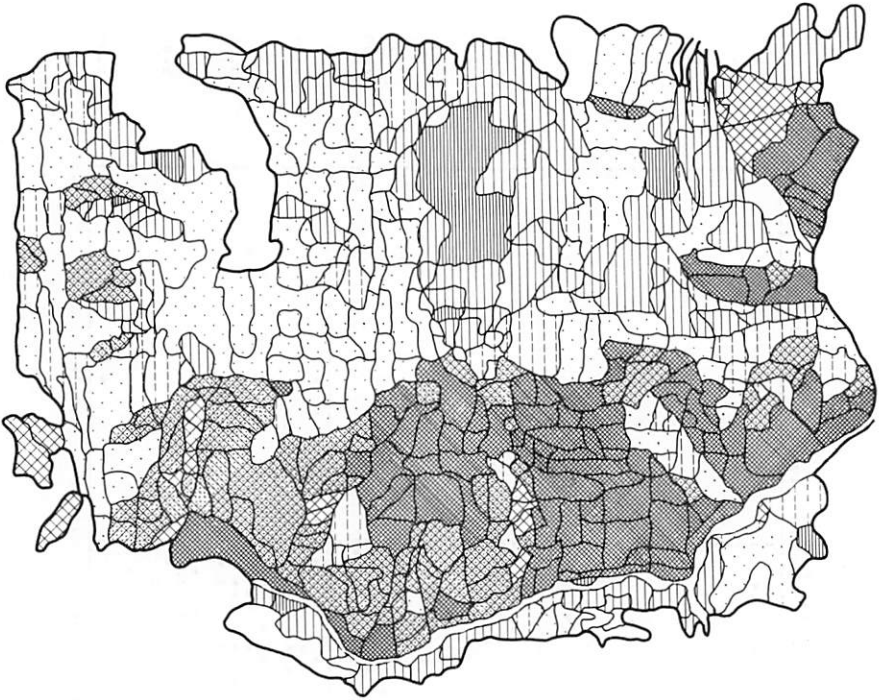


Abb. 53



0 100 200 m

Legende zu Abb. 54-59

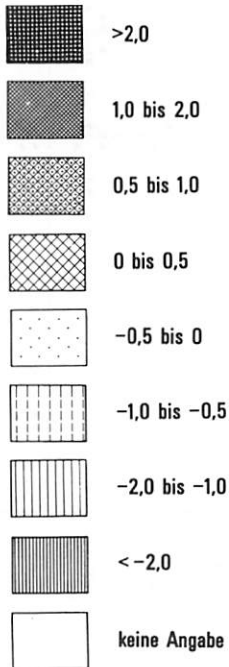


Abb. 54
Faktorenwerte F1
(Expositions-klima)

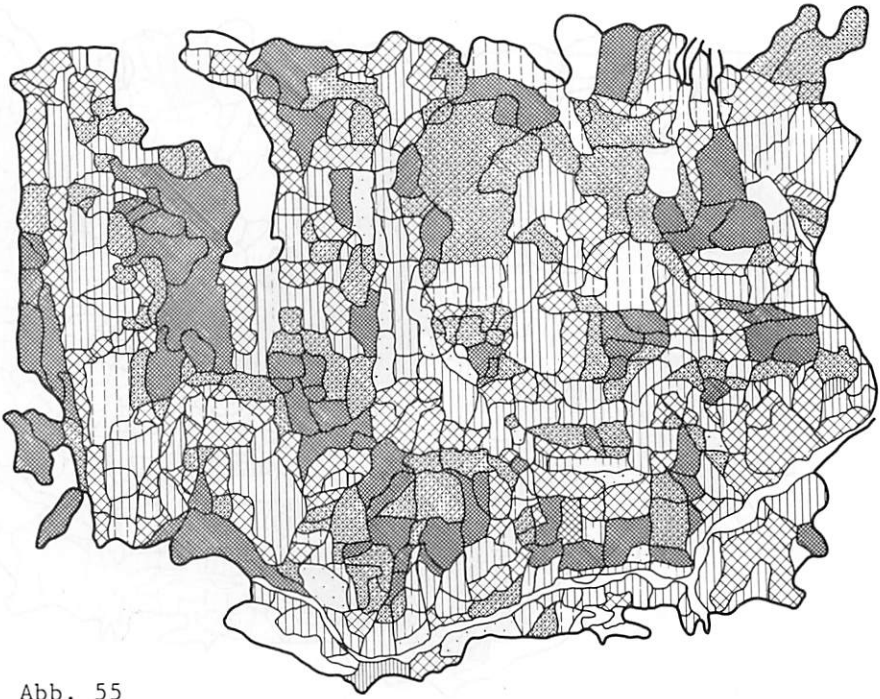


Abb. 55
Faktorenwerte F3 (Makroklima u. Tektonik I)

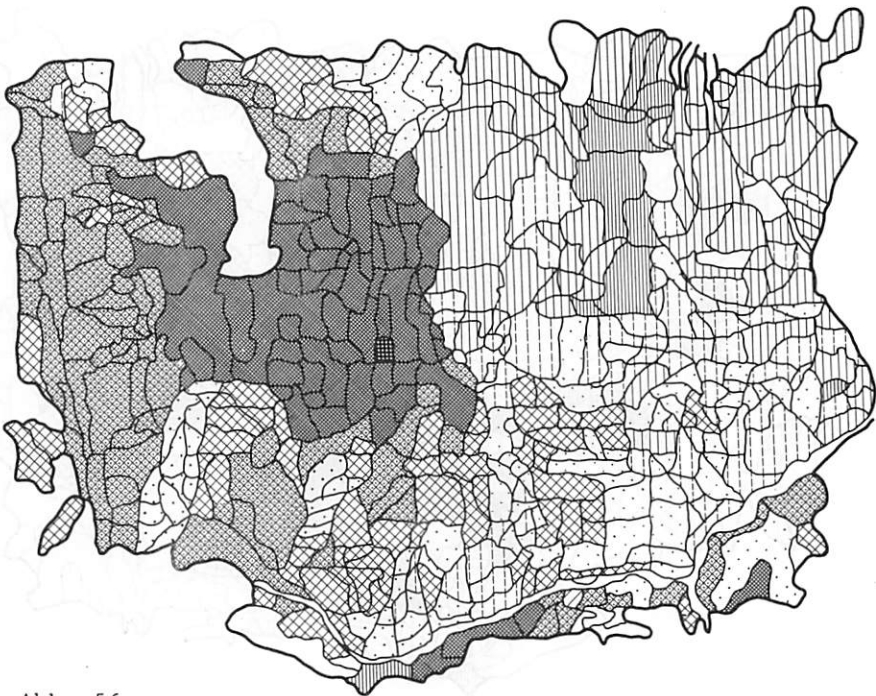


Abb. 56
Faktorenwerte F4 (Hydrographie I, Lage der Denudationsbasis)

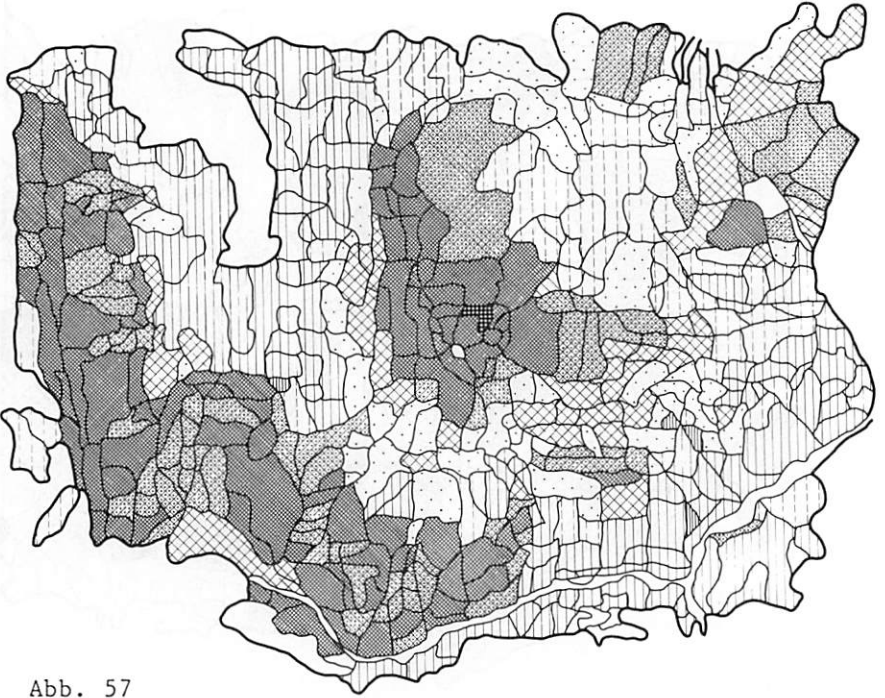


Abb. 57
Faktorenwerte F5 (Substratfaktor)

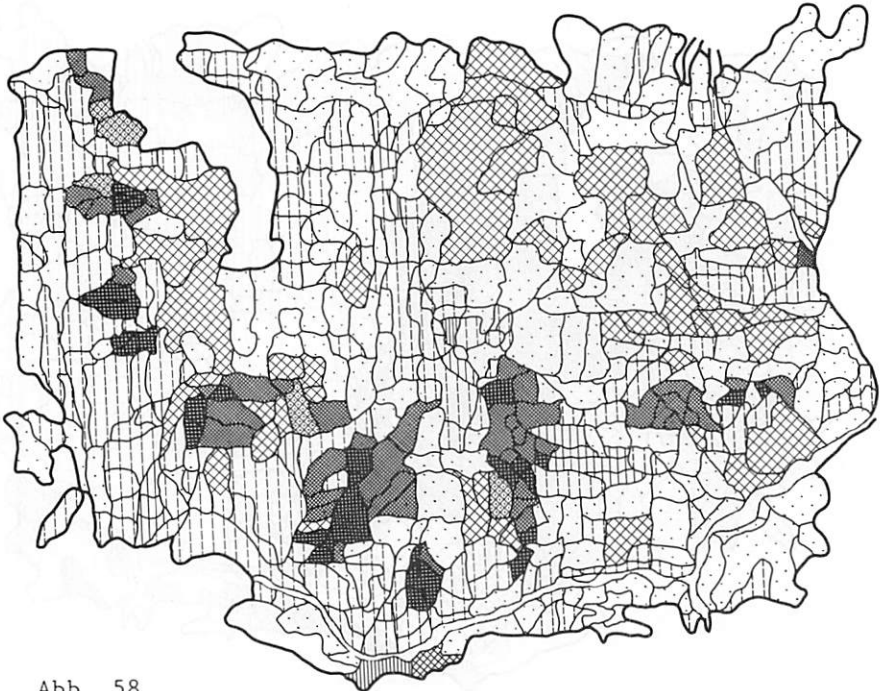


Abb. 58
Faktorenwerte F6 (Hydrographie II)

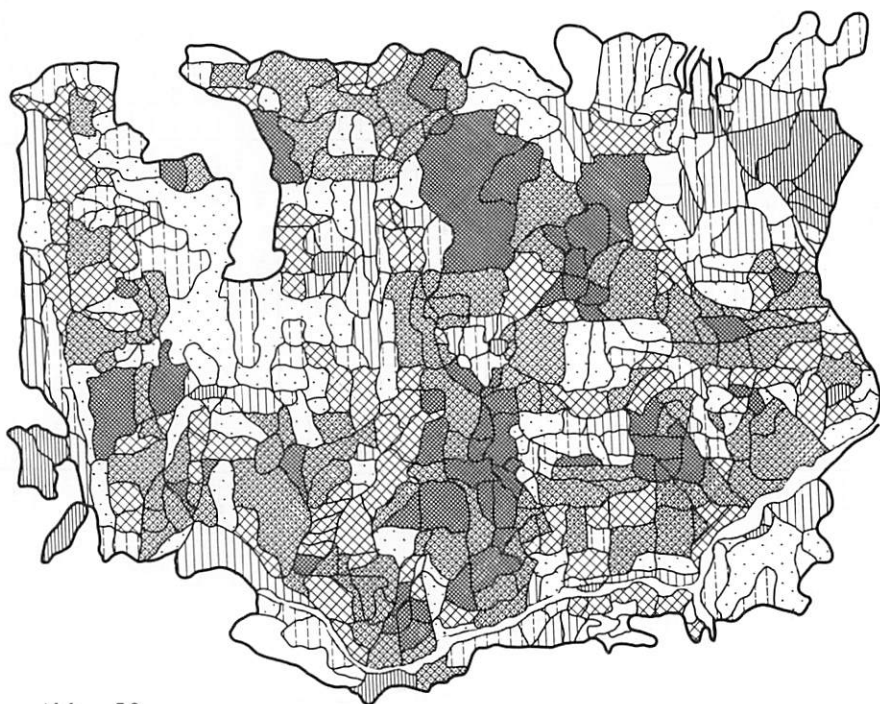


Abb. 59
Faktorenwerte F8 (Makroklima und Tektonik II)

V19 = Variable 19 (siehe Variablenliste Kap. 5)

0,8 = Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient (r)

F3 = Faktor 3

H = Hangneigung

VIS	VN
VIS	VN
VN	VN

 = Hochladende Variablen des betreffenden Faktors

Interkorrelationen der Ausgangsvariablen:

Starke Korrelation:

+ $r > 0,7$
 - $r < -0,7$

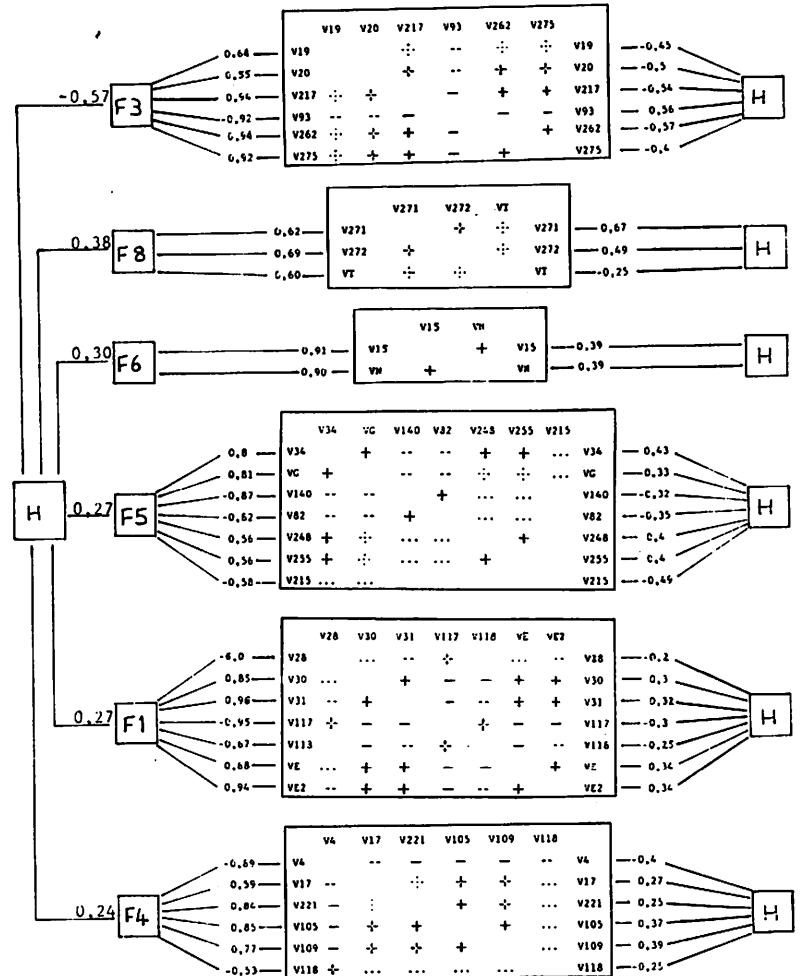
Mittlere Korrelation:

-| $0,5 < r \leq 0,7$
 -- $-0,5 > r \geq -0,7$

Schwache Korrelation:

⋮ $0,3 < r \leq 0,5$
 ... $-0,3 > r \geq -0,5$

Abb. 60
 Faktorenmodell der Hangneigungsentwicklung
 an der Dollendorfer Hardt



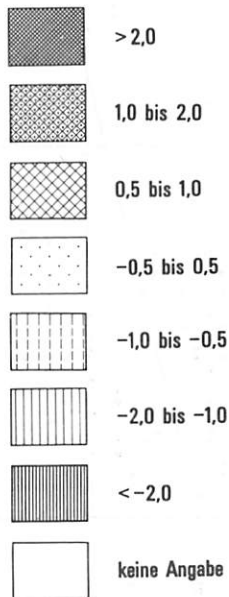
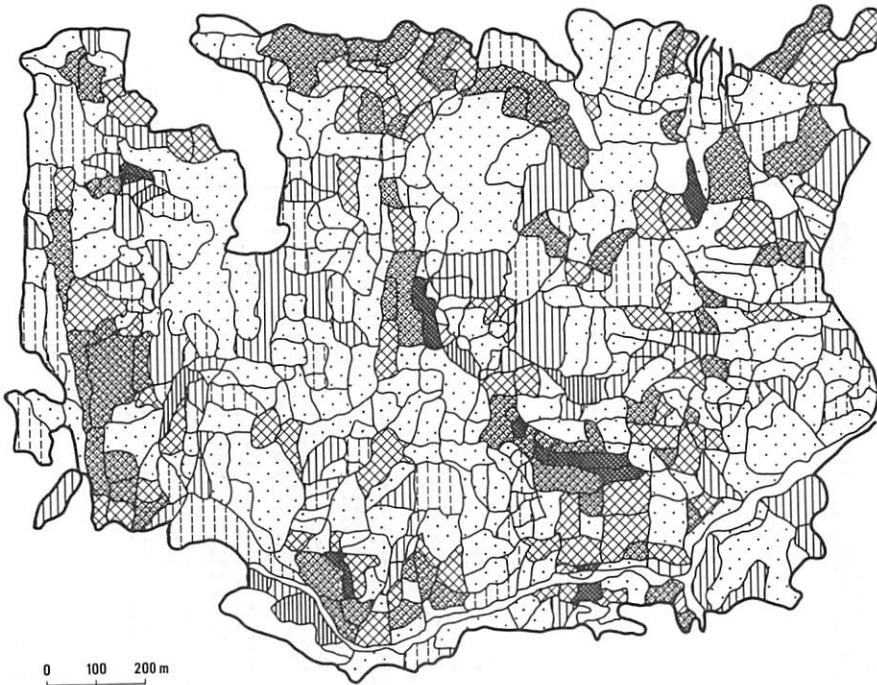


Abb. 61
Residuen der multiplen
Regression: Modell 2

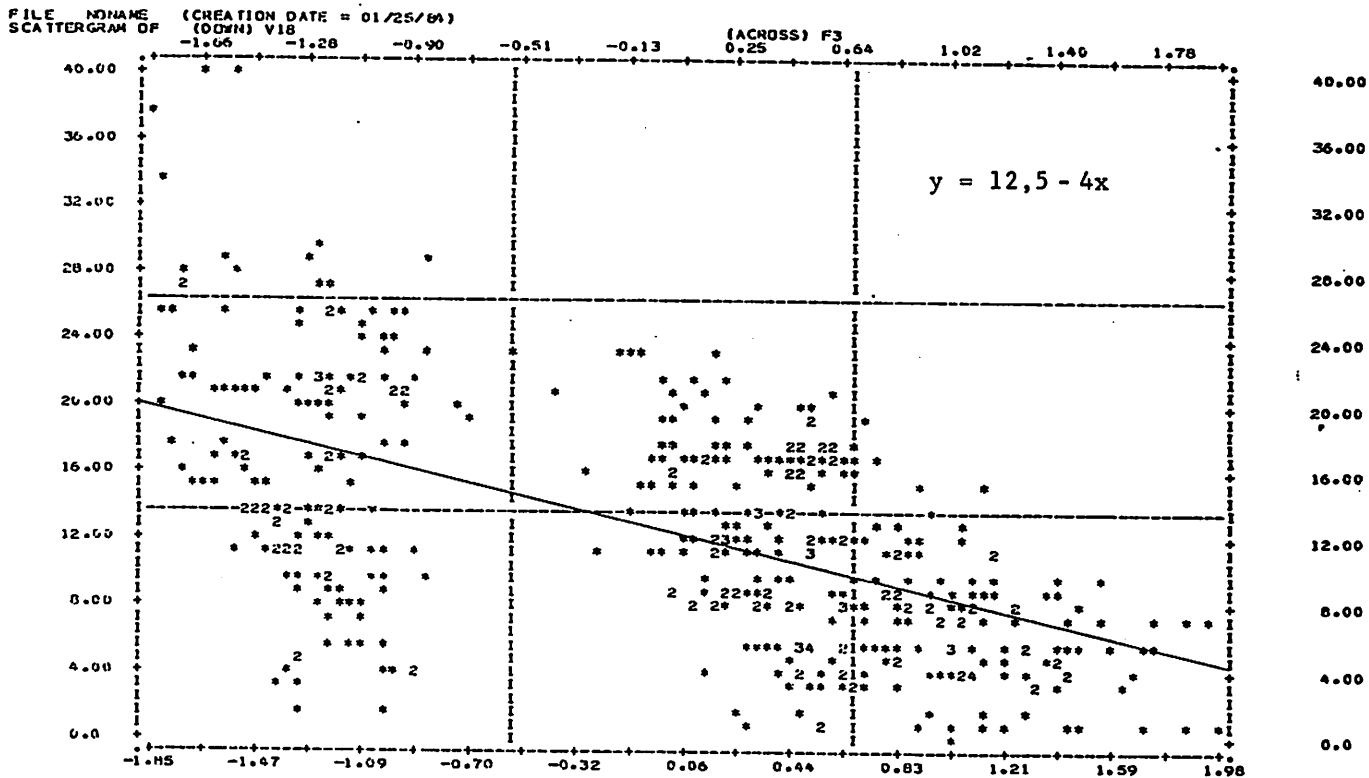


Abb. 62

Modell F3

Lineare Regression: V18 (Hangneigung) nach Faktor 3

Multiple R = 0,57

R Square = 0,32

FILE NO:NAME (CREATION DATE = 01/25/84)
 SCATTERGRAM OF (D38N) V13

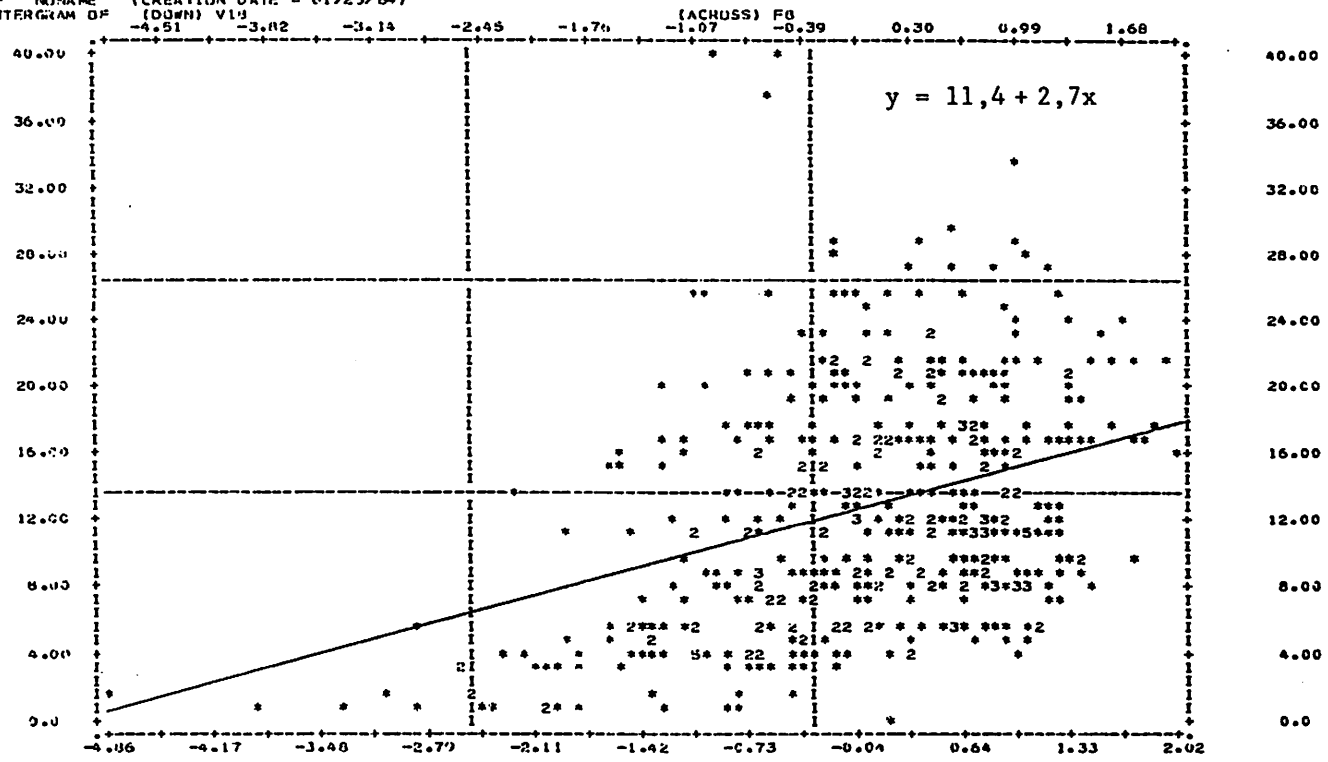


Abb 63
 Modell F8
 Lineare Regression : Hangneigung nach Faktor 8
 Multiple R = 0,38
 R Square = 0,15

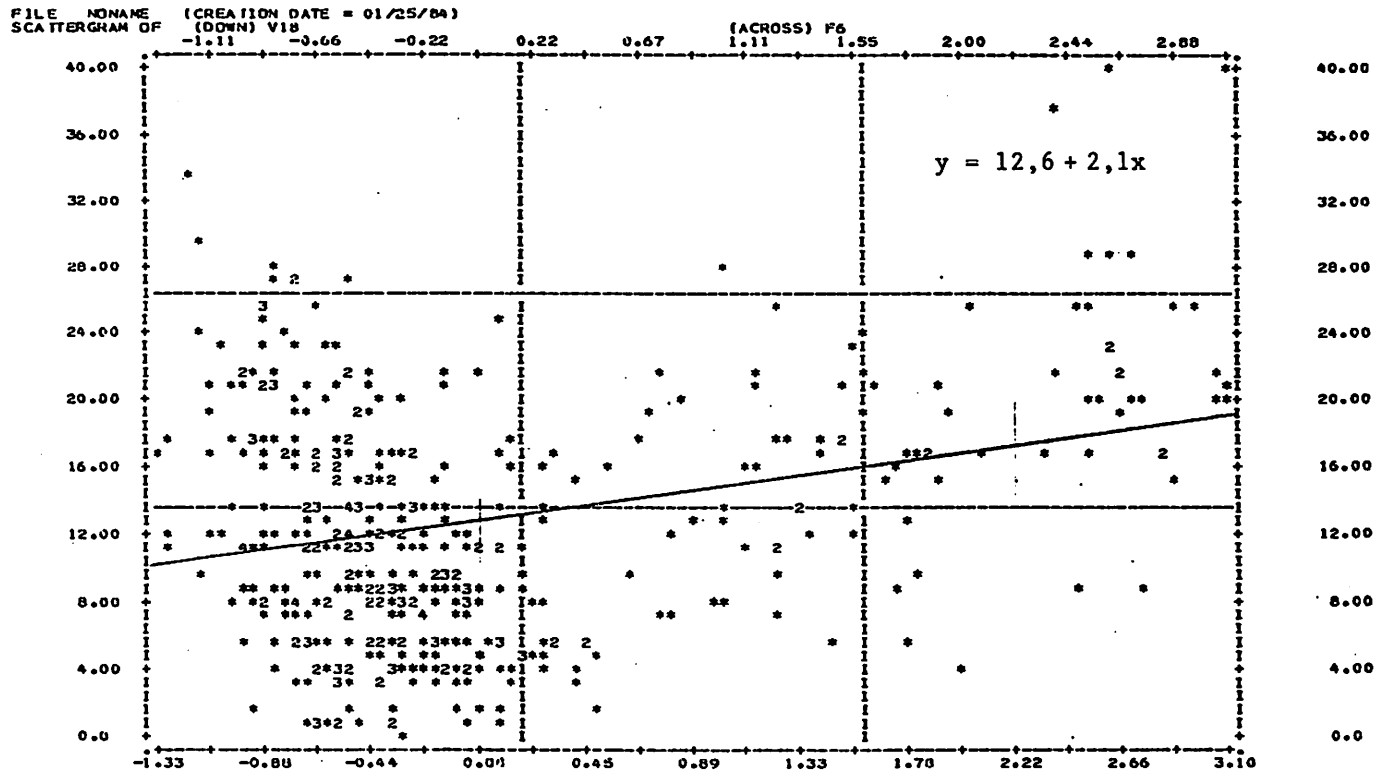


Abb. 64
 Modell F6
 Lineare Regression : Hangneigung nach Faktor 6
 Multiple R = 0,30
 R Square = 0,09

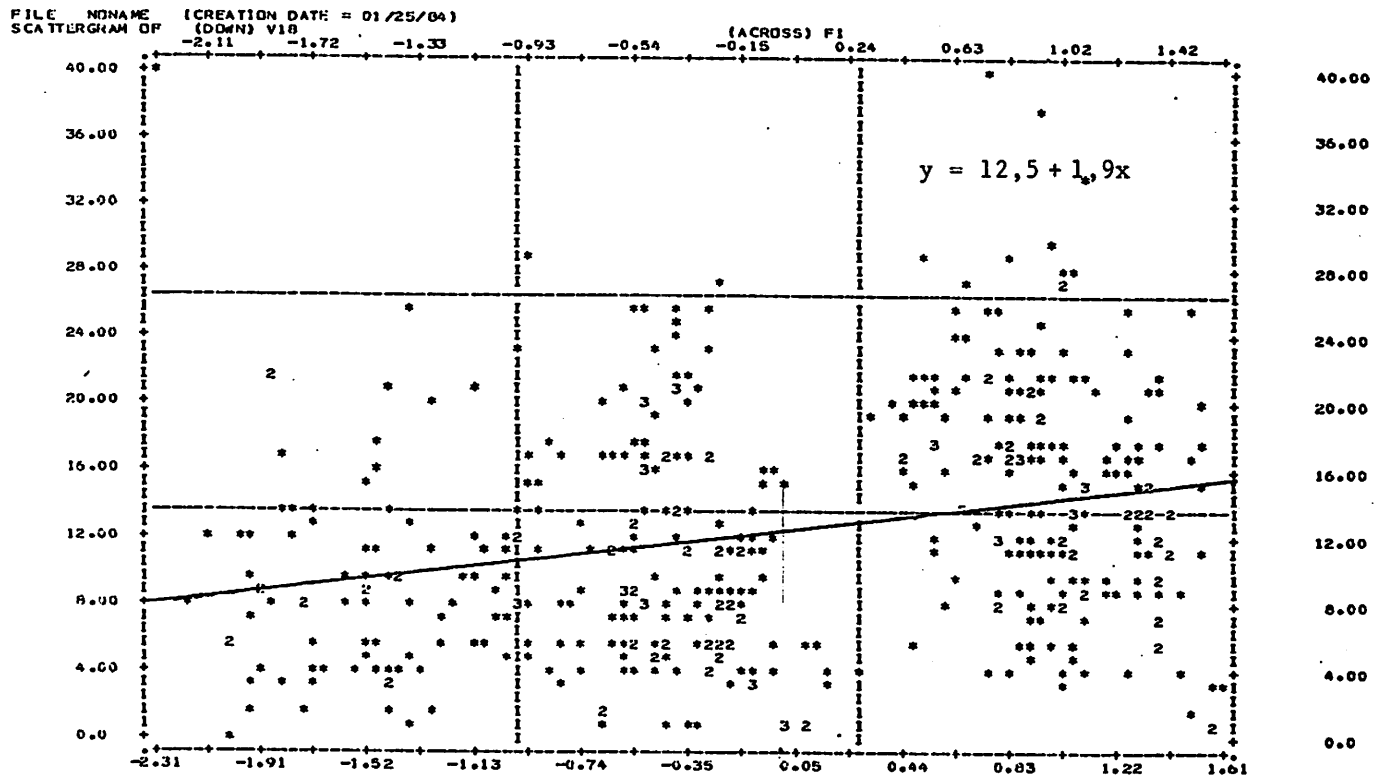


Abb. 65

Modell F1

Lineare Regression : Hangneigung nach Faktor 1

Multiple R = 0,27

R Square = 0,07

FILE NO:NAME (CREATION DATE = 01/25/04)
 SCATTERGRAM OF (DOWN) V18

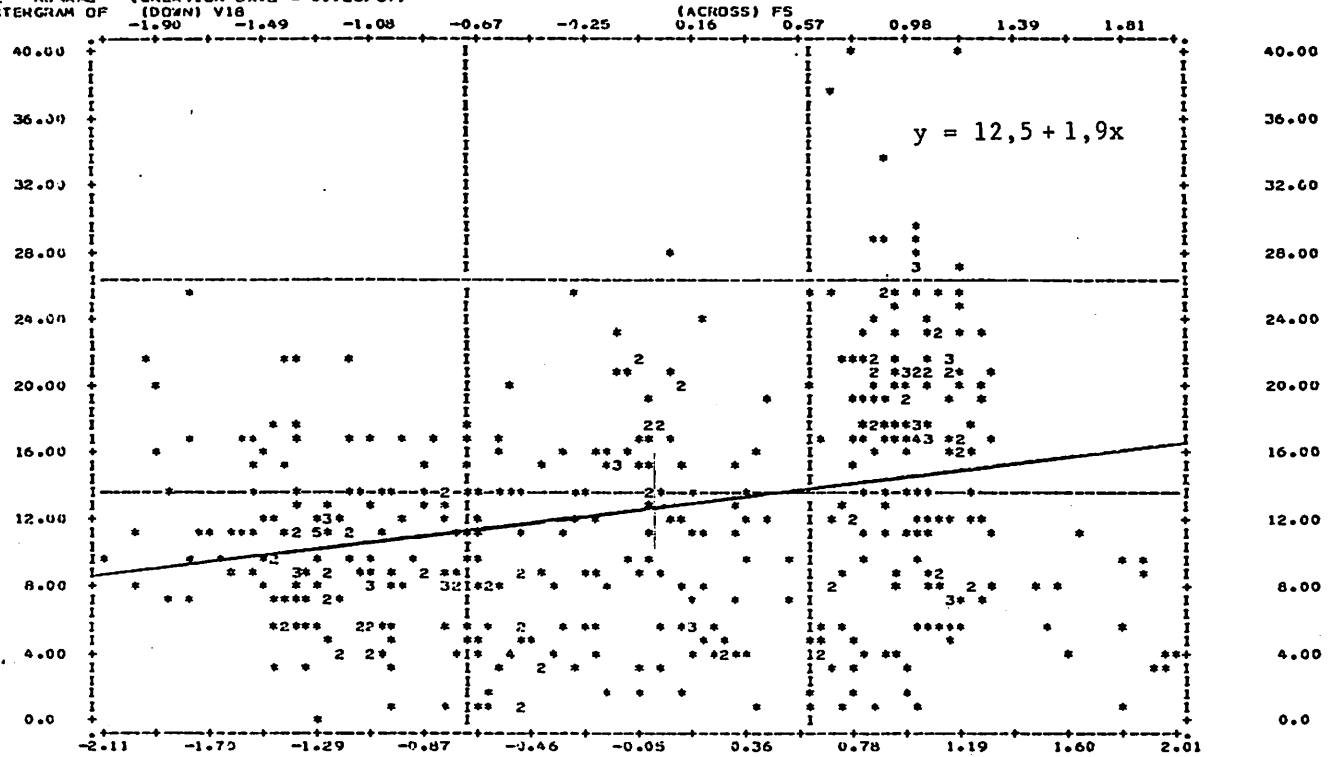


Abb. 66
 Modell F5
 Lineare Regression: Hangneigung nach Faktor 5
 Multiple R = 0,27
 R Square = 0,07

FILE N0NAME (CREATION DATE = 01/25/64)
 SCATTERGRAM OF (DDMM) V18

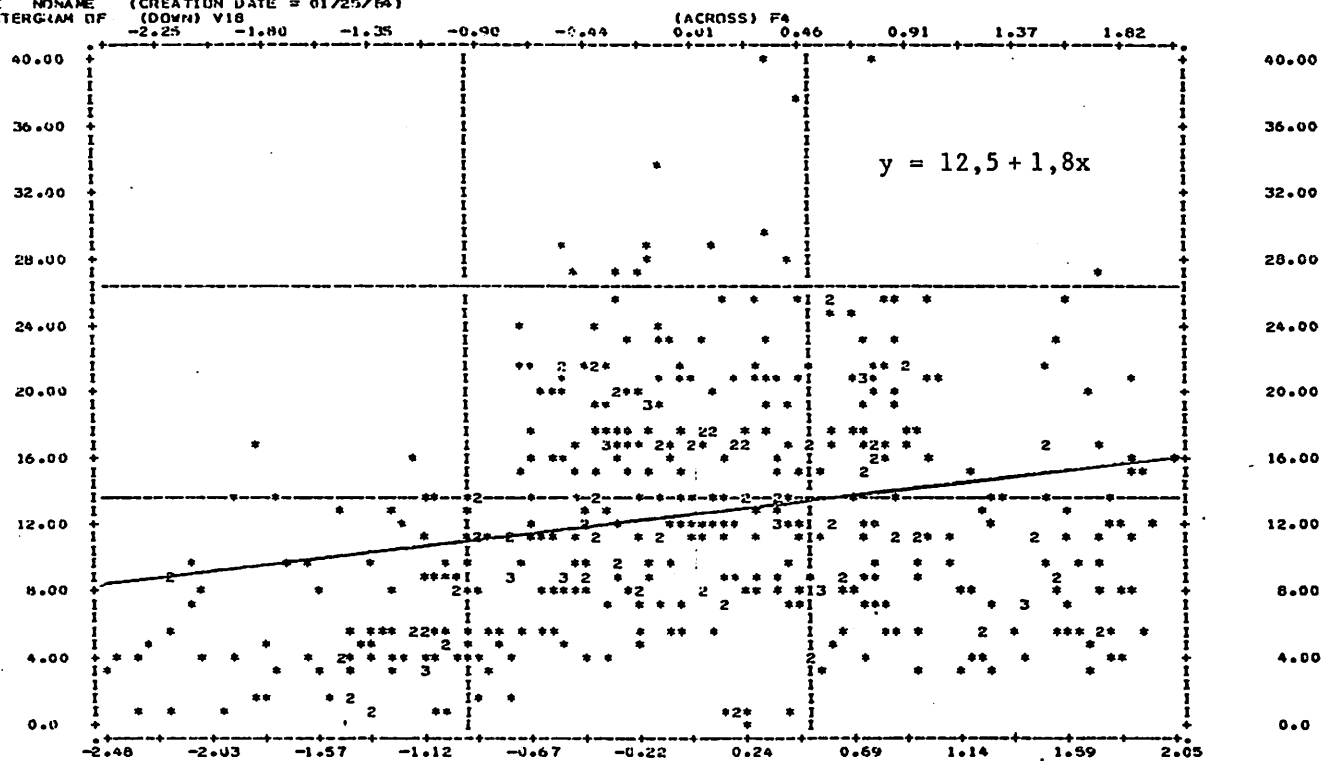


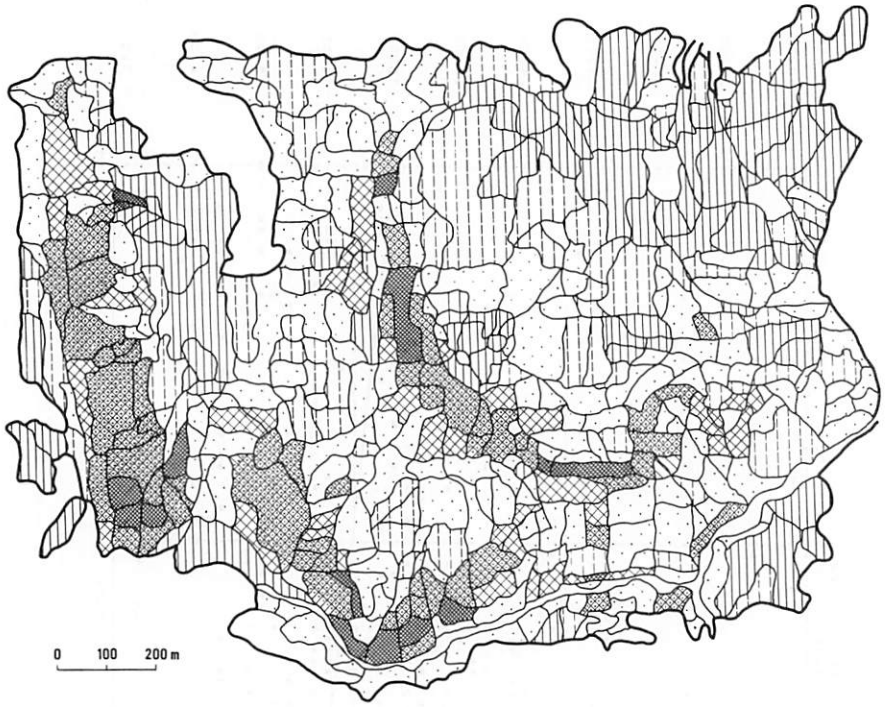
Abb. 67

Modell F4

Lineare Regression: Hangneigung nach Faktor 4

Multiple R = 0,24

R Square = 0,06



Legende zu Abb. 68-71

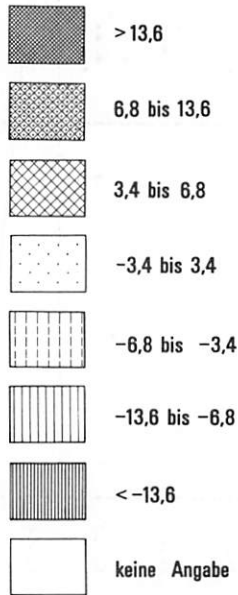


Abb. 68
Absolute Residuen in
°Neigung: Modell F6
(siehe Abb. 64)

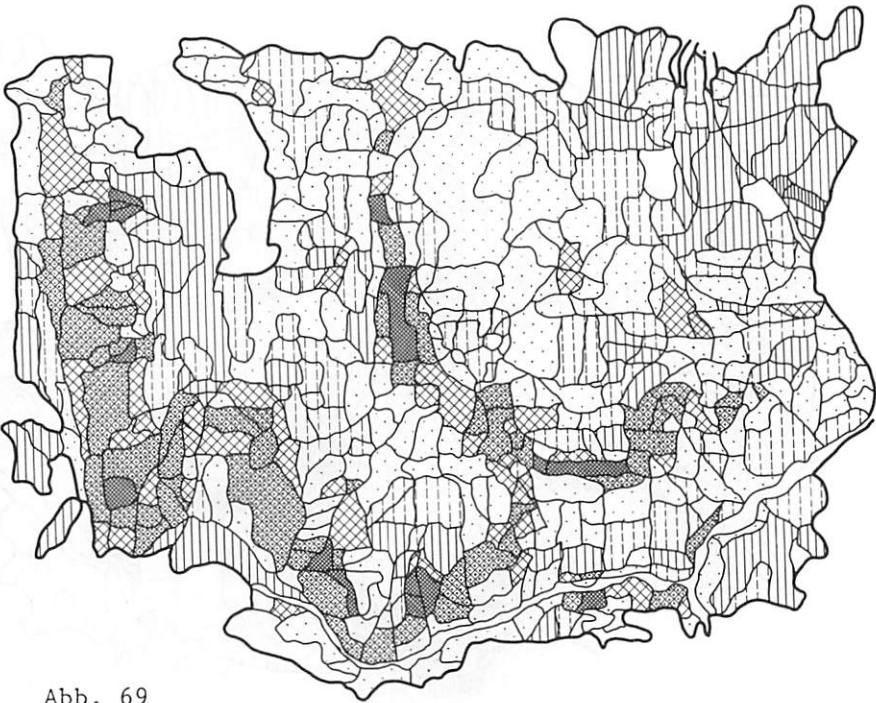


Abb. 69
Absolute Residuen in °Neigung: Modell F1
(siehe Abb. 65)

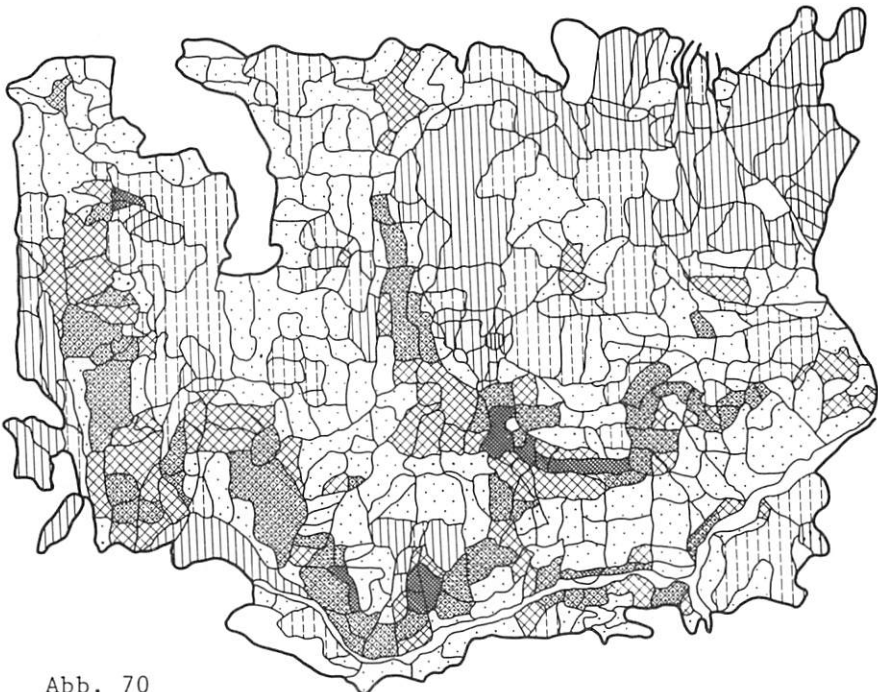


Abb. 70
Absolute Residuen in °Neigung: Modell F5
(siehe Abb. 66)

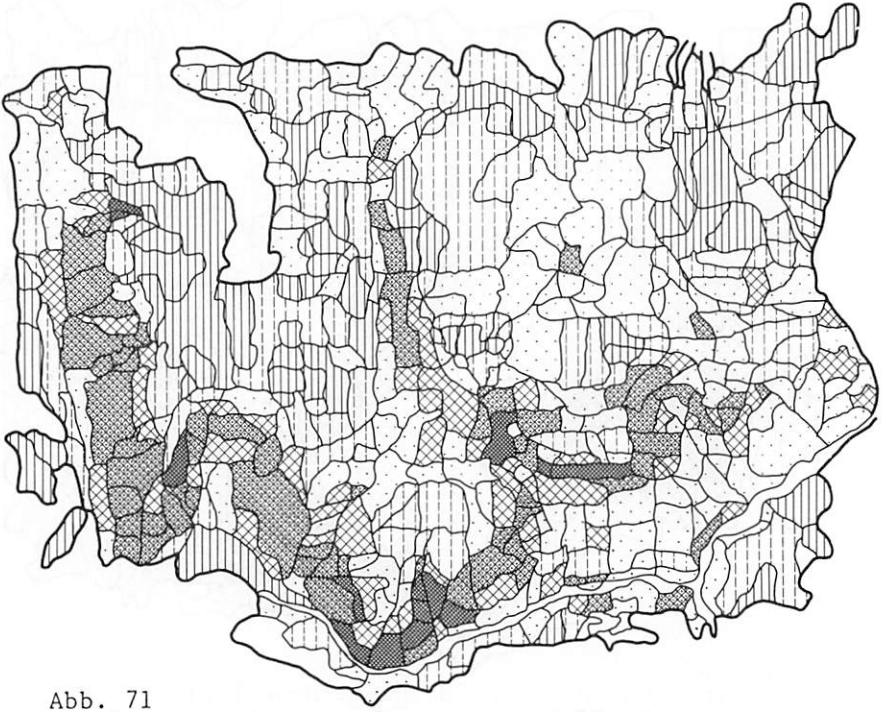


Abb. 71
Absolute Residuen in °Neigung: Modell F4
(siehe Abb. 67)

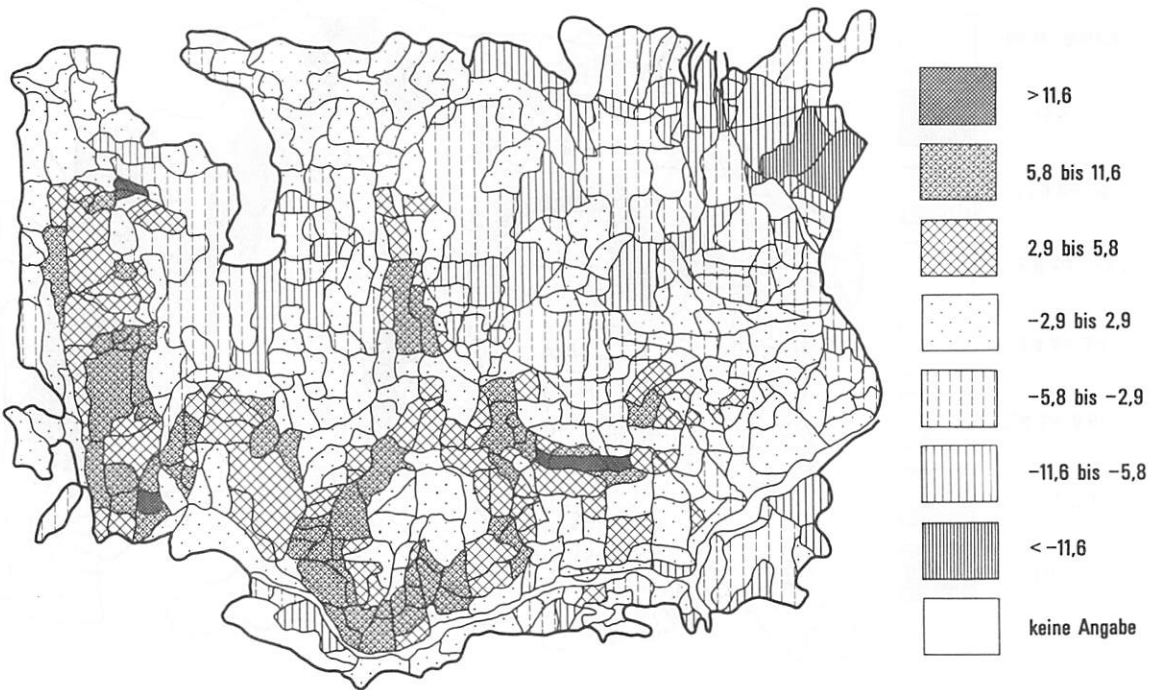


Abb. 72
Absolute Residuen in °Neigung: Modell F3
(siehe Abb. 62)

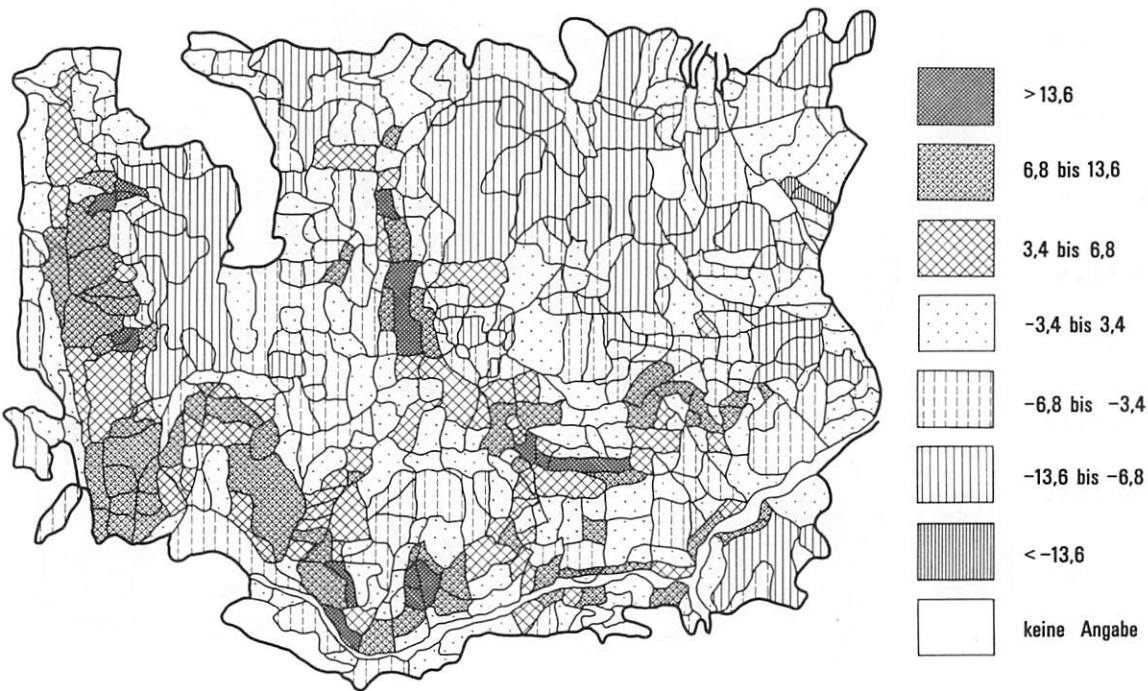
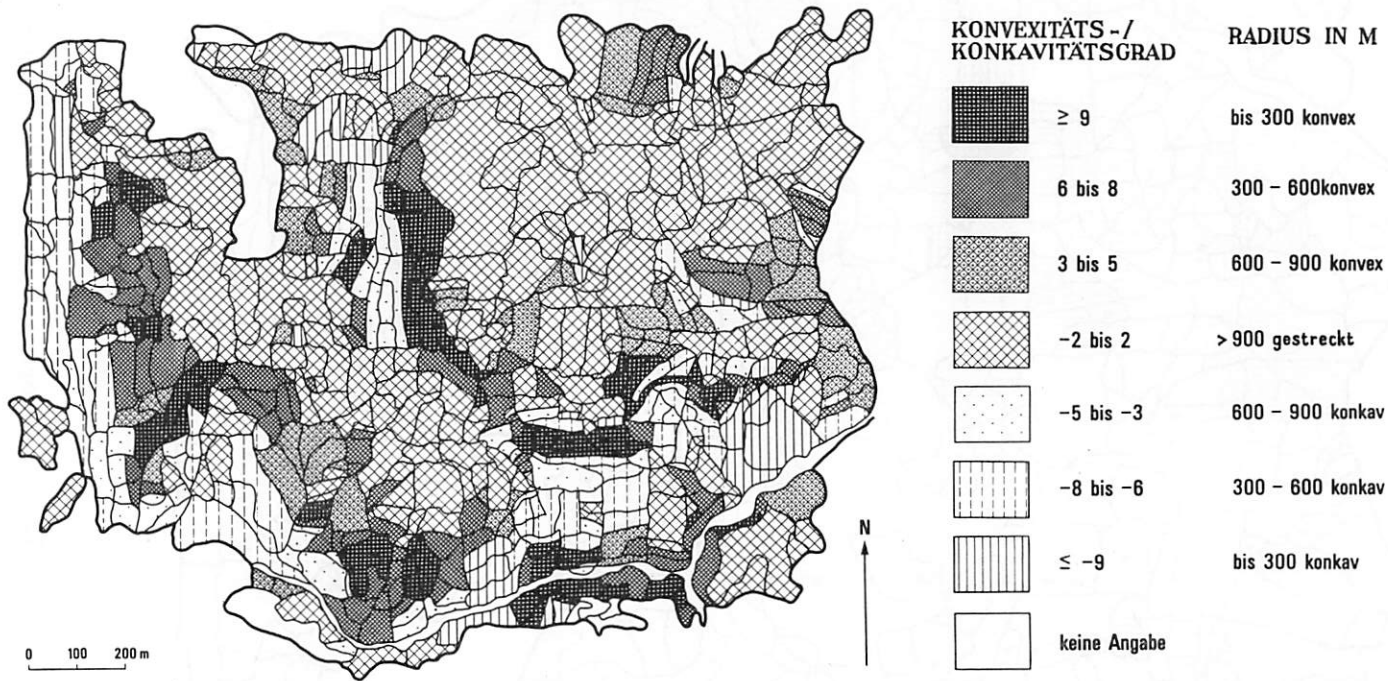


Abb. 73
Absolute Residuen in °Neigung: Modell F8
(siehe Abb. 63)

Abb. 74 Wölbungsareale und Wölbungsgrade



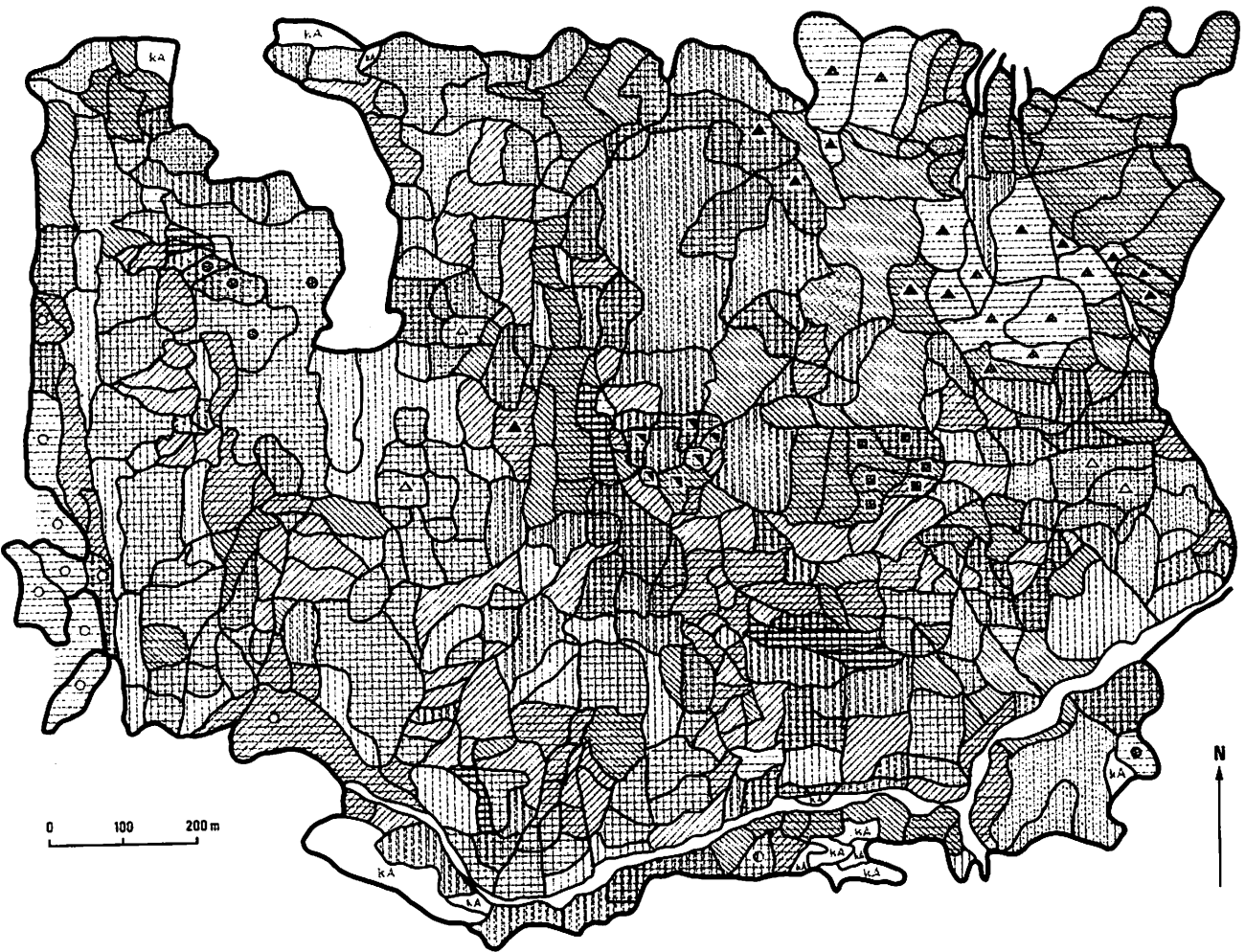


Abb. 75 Morphogenetische Fazettentypen

Typ A: Makroklima und Tektonik als primäre Faktoren



Typ A1: Bildung hauptsächlich durch fluviale Erosion

Typ A2: Bildung durch fluviale Erosion, Gletscherrückzug, Abspülung, Nivation und andere „hangeigene Prozesse“



Typ A2a: Abtragungs- und Verwitterungswiderstand des geologischen Untergrundes als sekundärer Reliefaktor



Typ A2b: Abtragungswiderstand des geologischen Untergrundes und Lösssedimentation als sekundäre Faktoren



Typ A2c: Das Expositionsklima als sekundärer Faktor



Typ A2d: Das Vorflutergefälle als sekundärer Faktor



Typ A2e: Ursprungsentfernung der Vorfluter und D-Basis als sekundäre Faktoren



Typ B: Die Substratverhältnisse als primärer Faktor



Fazielle Differenzierungen als primärer Faktor



Abtragungswiderstand und Lösssedimentation als primäre Faktoren



Typ C: Das Expositionsklima als primärer Faktor



Typ D: Ursprungsentfernung der Vorfluter und D-Basis als primäre Faktoren



Typ E: Vorfluterlängsgefälle als primärer Faktor

(Potentielle) Felsterrassenreste:

- untere Mittelterrasse (TR9)
- mittlere Mittelterrasse (TR8)
- obere Mittelterrasse (TR7)
- untere Hauptterrasse (TR6)
- mittlere Hauptterrasse (TR5)
- obere Hauptterrasse (TR4)
- untere Höhenterrasse (TR3)
- keine Angaben

T A B E L L E 1

Variablenliste und Korrelationskoeffizienten

Variable Nr.	Bezeichnung	M	Maß- einheit	Korrelation mit V18, Ko- effizient	S
1	Höhe über NN	m	m	-0,25	X
2	Lokalisation im Horst-Graben-System (Kap.2.3.2.)		Rang- ziffern	-0,25	X
4	Höhenlage der Erosions- bzw. Denudations- basis	m	m	<u>-0,42</u>	X
7	Basisdistanz (horizontal)	m	m	-0,09	
15	Vorfluterlängsgefälle	h	‰	<u>0,39</u>	X
17	Ursprungsentfernung des Vorfluters	h	‰ der Gesamt- länge des Vorfluters	0,27	X
18	Hangneigung	m	Grad (°)		
19	Untere Neigungsdiskontinuität (Kap.2.2.3.3.)	m	Grad (°)	<u>-0,45</u>	X
20	Obere Neigungsdiskontinuität (Kap.2.2.3.3.)	m	Grad (°)	<u>-0,51</u>	X
22	Konkavitätsgrad	m	Radius in m	0,08	
23	Konvexitätsgrad	m	Radius in m	0,23	X
28	Südostabweichung (Kap.2.2.3.1.)	m	Grad (°)	-0,21	X
29	Westabweichung (Kap.2.2.3.1.)	m	Grad (°)	-0,01	
30	Mittlere Bodentemperatur in der betr.Ex- position	k	°C	<u>0,30</u>	X
31	Jahresstrahlungssumme in der betr. Ex- position	k	cal/cm ²	<u>0,32</u>	X
34	Abtragungswiderstand des geologischen Untergrunds I (Kap.2.2.5.2.)	s	Resistenz- grad	<u>0,43</u>	X
41	Höhenlage des Minimalabschnitts der nächsthöhergelegenen Sequenz	m	m	-0,26	X
42	Gefälle des Vorfluters (mindestens 2ter Ordnung)	h	‰	-0,14	
62	Höhenlage des Maximalabschnitts der be- treffenden Sequenz	m	m	<u>-0,34</u>	X
65	Mächtigkeit des H3-Horizonts (Kap.2.2.5.1)	s	cm	<u>0,45</u>	X
70	Schluffanteil im H1-Horizont (Kap.2.2.5.1)	s	‰	-0,24	X
71	Schluffanteil im H2-Horizont (Kap.2.2.5.1)	s	‰	-0,17	
72	Schluffanteil im H3-Horizont (Kap.2.2.5.1)	s	‰	<u>0,39</u>	X
73	Schluffanteil im Gesamtprofil	s	‰	-0,06	
76	Sandanteil im H3-Horizont	s	‰	-0,15	

Variable Nr.	Bezeichnung	M	Maß- einheit	Korrelation mit V18, Ko- effizient	S
78	Skelettgehalt	s	%	<u>0,45</u>	X
82	Lößbedeckung	s	% des Flächen- inhalts	<u>-0,35</u>	X
89	Trachyttuffverbreitung im Untergrund	s	% des Flächen- inhalts	<u>-0,37</u>	X
93	Abstand vom Minimalabschnitt der Se- quenz (Kap. 5.2.2.)	m	Rang- ziffern	<u>0,56</u>	X
95	Höhe des Minimalabschnitts der Sequenz	m	m ü.NN	<u>-0,38</u>	X
102	Hangposition I (vergl.Kap.2.2.1.2)	m	%	-0,09	
105	Taltiefe I (vergl.Kap. 2.3.5.)	m	m	<u>0,37</u>	X
109	Taltiefe II (vergl. Kap. 2.3.5.)	m	m	<u>0,39</u>	X
106	Vertikaldistanz zur D-Basis	m	m	0,09	
110	Hangposition II (vergl.Kap.2.2.1.2.)	m	%	-0,12	
114	Position innerhalb der Sequenz (vergl.Kap.2.2.1.2.)	m	%	0,19	
117	Südabweichung (Kap. 2.2.3.1.)	m	Grad (°)	<u>-0,31</u>	X
118	Südwestabweichung (Kap. 2.2.3.1.)	m	Grad (°)	-0,25	X
140	Löß- und Gehängelehmbedeckung	s	% des Flächen- inhalts	-0,33	X
141	Tertiäre Tone und Sande im Untergrund	s	% des Flächen- inhalts	-0,02	
142	Rauhigkeit (Kap. 2.2.3.4.)	m	Index	0,19	
200 (5)	Höhenmaximum der Wasserscheide des betr. Einzugsgebiets	h	m ü.NN	0,13	
205 (10)	Horizontaldistanz zum Vorfluter	m	m	-0,24	X
208 (13)	Vertikalabstand zum Vorfluter	m	m	0,03	
211 (16)	Ursprungsentfernung des Vorfluters	h	m	0,10	
213 (25)	Isohypsenparallele Länge.	m	m	-0,11	
214 (26)	Länge der Fazettenfallinie	m	m	-0,25	X
215 (35)	Mächtigkeit der Lockermaterialdecke über dem Anstehenden	s	m	<u>-0,49</u>	X
217 (37)	Horizontaldistanz zum Maximalabschnitt I (Kap. 2.2.2.)	m	Fazetten- anzahl	<u>-0,55</u>	X
221 (43)	Ursprungsentfernung des Vorfluters (mindestens zweiter Ordnung)	h	m	0,25	X
238 (63)	Mächtigkeit des H1-Horizonts	s	cm	<u>-0,43</u>	X
239 (64)	Mächtigkeit des H2-Horizonts	s	cm	<u>-0,49</u>	X
240 (66)	Tonanteil im H1-Horizont	s	%	0,10	
241 (67)	Tonanteil im H2-Horizont	s	%	0,10	
242 (68)	Tonanteil im H3-Horizont	s	%	-0,28	X

Variable Nr.	Bezeichnung	M	Maßeinheit	Korrelation mit V18, Koefizient	S
243 (69)	Tonanteil im Gesamtprofil	s	‰	0,04	
244 (74)	Sandanteil im H1-Horizont	s	‰	0,27	X
245 (75)	Sandanteil im H2-Horizont	s	‰	0,22	X
246 (77)	Sandanteil im Gesamtprofil	s	‰	0,15	
247 (79)	Basaltanteil im oberflächennahen Untergrund	s	‰	0,08	
248 (80)	Grauwacken/Tonschieferanteil im oberflächennahen Untergrund	s	‰	<u>0,40</u>	X
249 (81)	Trachyttuffanteil im oberflächennahen Untergrund	s	‰	-0,08	
254 (87)	Basaltanteil im Untergrund (unterhalb der Lockermaterialdecke)	s	‰	0,08	
255 (88)	Grauwacken/Tonschieferanteil im Untergrund (s.o.)	s	‰	<u>0,40</u>	X
256 (90)	Anteil tertiärer Tone im Untergrund	s	‰	0,00	
257 (91)	Anteil tertiärer Sande im Untergrund	s	‰	0,03	
262 (99)	Horizontaldistanz zum Maximalabschnitt II	m	m	<u>-0,57</u>	X
264 (101)	Anteil tertiärer Verwitterungsprodukte im Untergrund	s	‰	-0,20	
271 (119)	Fazettenhöhe	m	m	<u>0,67</u>	X
272 (120)	Vertikaldistanz zum Minimalabschnitt der Sequenz	m	m	<u>0,49</u>	X
275 (123)	Vertikaldistanz zum Maximalabschnitt	m	m	<u>0,40</u>	X
279 (24)	Fazettenfläche	m	m ²	-0,24	X
296 (VL)	Entwicklungstiefe des Bodens	s	cm	<u>-0,54</u>	X
VE	Expositionsbedingte Abtragungsresistenz des Dauerfrostbodens I (Kap.2.2.3.1.)	s	Resistenzgrad	<u>0,34</u>	X
VE ₂	Expositionsbedingte Abtragungsresistenz des Dauerfrostbodens II (Kap. 2.2.3.1.)	s	Resistenzgrad	<u>0,34</u>	X
VG	Abtragungswiderstand des geologischen Untergrunds II (Kap.2.2.5.2.)	s	Resistenzgrad	<u>-0,33</u>	X
VN	Produkt aus horizontaler Vorfluterdisziffern und Vorfluterlängsgefälle (Kap.2.3.4.)	h	Rangziffern	<u>0,42</u>	X
VT (V113)	Sequenztiefe (Kap.2.3.5.)	m	m	0,22	X

Anmerkungen zu Tabelle 1

1) Alle Variablen mit Nummern 200 sowie die Variable VT sind transformiert (die ursprünglichen Variablennummern sind dem Kap. 2.2. zu entnehmen). (24) ursprüngliche Variablennummer.

2) Abkürzungen:

S = Signifikanz (X = Signifikant auf dem 0,00 ‰-Niveau)

M = Merkmalsgruppe: m = morphometrische Variablen

h = morphometrische Variablen mit hydrographischer Indikation

k = klimatische Variablen

s = substratbezogene Variablen

VARI-MAX ROTATED FACTOR MATRIX

	FACTOR 1	FACTOR 2	FACTOR 3	FACTOR 4	FACTOR 5	FACTOR 6	FACTOR 7	FACTOR 8	FACTOR 9
V1	-0.12565	0.89501	0.04031	-0.28077	0.09655	-0.05228	-0.33091	0.05732	0.19428
V4	-0.21109	0.26456	-0.04925	-0.88706	-0.17788	-0.07396	0.05261	-0.12065	-0.04195
V205	-0.11001	0.58997	0.38522	0.33587	0.14985	-0.39761	0.16346	0.16171	0.14683
V15	0.14122	-0.05834	-0.03338	0.06738	0.12608	0.91401	-0.09438	0.07015	0.11872
V17	0.16221	-0.32726	0.04231	0.58695	0.02436	-0.21800	-0.03564	0.33056	-0.10050
V19	-0.01025	0.14091	0.53978	-0.03608	0.05810	0.02075	0.00862	-0.01337	0.56502
V20	0.04434	0.08493	0.54676	0.02844	-0.15473	-0.15369	0.10644	-0.11028	-0.59846
V23	0.06159	0.09434	-0.24890	0.05472	0.02553	0.11491	-0.12395	0.01948	0.82870
V279	-0.09312	-0.00960	0.07685	-0.33755	-0.06503	-0.17168	0.88561	0.03269	-0.11225
V214	-0.04901	0.05197	0.07545	-0.14049	-0.14335	-0.05844	0.87751	0.16769	-0.03700
V28	-0.60427	-0.02567	0.01940	0.48395	-0.01941	-0.14749	0.25936	-0.31376	0.15027
V30	0.05426	-0.09672	0.05258	0.18869	0.19320	0.02665	0.07926	0.02022	0.01371
V31	0.45644	-0.05190	0.04533	0.00669	0.10265	0.06706	-0.00365	0.11851	-0.03405
V34	-0.00246	-0.39583	-0.01876	0.20308	0.80026	0.07382	-0.08755	0.20778	0.05529
V6	-0.13424	0.03921	-0.04870	0.17271	0.80841	-0.04394	-0.13623	0.20345	0.11925
V217	0.04512	0.09194	0.94480	0.04062	-0.02957	-0.05026	0.01412	-0.02915	-0.09327
V41	-0.00374	0.90954	0.24481	-0.14154	0.80866	-0.00238	0.05579	0.10491	-0.07038
V221	0.01135	-0.11643	0.06276	0.83724	0.24357	0.01196	0.01208	-0.06029	0.05062
V62	-0.05058	0.91267	0.19192	-0.21888	-0.00788	-0.02283	0.02971	0.01145	-0.05184
V82	-0.34551	-0.02905	0.02025	-0.10126	-0.81778	-0.10441	0.05657	0.06496	0.05546
V93	-0.02835	-0.10836	-0.91864	-0.03455	0.04974	0.03612	0.00385	0.13378	0.06799
V95	-0.17269	0.87428	0.05581	-0.33853	-0.04657	0.00412	-0.03994	-0.15658	0.03402
V262	0.01121	0.10902	0.93777	0.00194	-0.05892	-0.00637	0.10429	-0.00360	-0.09583
V105	0.05166	-0.28390	-0.00265	0.05077	0.06421	0.06570	-0.13526	0.13853	-0.00242
V109	0.13529	-0.19537	0.04425	0.76924	0.25695	0.12267	-0.09700	0.17565	-0.02692
VT	0.25293	0.01210	0.32742	0.33889	0.19727	0.04588	0.18765	0.59507	-0.18122
V117	-0.94698	0.04198	-0.04187	0.00471	0.07836	-0.05582	0.08851	-0.10623	0.02920
V118	-0.66762	0.13436	-0.06769	-0.53204	-0.14838	0.05352	-0.18191	0.16721	-0.12928
V272	0.15580	0.01046	-0.15381	0.14916	0.29653	0.62246	0.09380	0.69337	0.35788
V275	0.09740	0.06741	0.92392	0.12772	0.04211	-0.05054	0.01517	0.12324	-0.13937
V140	-0.20393	-0.05759	-0.02367	-0.10969	-0.86720	-0.08005	-0.00147	0.03083	-0.01168
VN	0.07680	-0.14875	-0.15371	0.03686	0.15070	0.89750	-0.11667	0.00707	0.07511
VE	0.87921	-0.15738	0.01560	0.19173	0.08417	0.03132	0.00083	0.02036	0.66593
V52	0.94256	-0.10593	0.02738	0.04785	0.08642	0.08040	-0.04733	0.08440	0.02105
V271	0.21062	-0.05914	-0.34304	0.24150	0.00000	0.19260	0.61575	0.62141	-0.64774
V248	0.13925	-0.69489	0.03501	0.18749	0.56066	0.16634	0.03913	0.14779	-0.01939
V255	0.11705	-0.68402	0.03262	0.19764	0.55693	0.16461	0.03489	0.15700	-0.00034
V215	-0.37369	-0.25700	0.17741	-0.20563	-0.58311	-0.15968	0.04464	-0.08820	-0.13122

Tab. 2a
Rotierte Faktorenmatrix (Varimax Rotated Factor Matrix)

VAR IABLE	COMMUNALITY
V1	0.95133
V4	0.96005
V20 5	0.79486
V15	0.90839
V17	0.64848
V19	0.75388
V20	0.73815
V23	0.79399
V27 9	0.64791
V21 4	0.85402
V28	0.81081
V30	0.82241
V31	0.95757
V34	0.89765
VG	0.78140
V21 7	0.91794
V41	0.93287
V22 1	0.78441
V62	0.92521
V82	0.82106
V93	0.88270
V95	0.94074
V26 2	0.91939
V105	0.85303
V109	0.77223
VT	0.74936
V11 7	0.92954
V11 8	0.85407
V27 2	0.77628
V27 5	0.92315
V14 0	0.85606
VN	0.90853
VE	0.84802
VE2	0.92642
V27 1	0.86271
V24 8	0.90440
V25 5	0.80485
V21 5	0.67197

Tab. 2b
Kommunalitäten der rotierten Faktormatrix (Communality)

***** MULTIPLE REGRESSION ***** VARIABLE LIST 1
 REGRESSION LIST 1

DEPENDENT VARIABLE.. V18
 VARIABLE(S) ENTERED ON STEP NUMBER 1.. V217

		ANALYSIS OF VARIANCE	DF	SUM OF SQUARES	MEAN SQUARE	F
MULTIPLE R	0.54951	REGRESSION	1.	7051.59469	7051.59469	199.42081
R SQUARE	0.30175	RESIDUAL	451.	16201.13272	35.36037	
ADJUSTED R SQUARE	0.30045					
STANDARD ERROR	5.94646					

----- VARIABLES IN THE EQUATION -----					----- VARIABLES NOT IN THE EQUATION -----				
VARIABLE	B	BETA	STD ERROR B	F	VARIABLE	BETA IN	PARTIAL	TOLERANCE	F
V217	-7.733503	-0.54951	0.54763	199.421	V31	0.36143	0.43161	0.99542	105.309
(CONSTANT)	17.14502				V4	-0.44350	-0.53022	0.99770	179.892
					V140	-0.34135	-0.40846	0.99943	92.105
					V15	0.33764	0.40192	0.98910	86.624
					V272	0.40065	0.47058	0.96297	130.839

 VARIABLE(S) ENTERED ON STEP NUMBER 2.. V4

		ANALYSIS OF VARIANCE	DF	SUM OF SQUARES	MEAN SQUARE	F
MULTIPLE R	0.70503	REGRESSION	2.	11634.30973	5817.15486	226.34919
R SQUARE	0.49820	RESIDUAL	460.	11718.41768	25.47482	
ADJUSTED R SQUARE	0.49602					
STANDARD ERROR	5.04726					

----- VARIABLES IN THE EQUATION -----					----- VARIABLES NOT IN THE EQUATION -----				
VARIABLE	B	BETA	STD ERROR B	F	VARIABLE	BETA IN	PARTIAL	TOLERANCE	F
V217	-8.033993	-0.57079	0.46536	297.973	V31	0.25845	0.34983	0.91937	64.086
V4	-4.83115720-01	-0.44350	0.30620	179.892	V140	-0.22923	-0.30867	0.90965	49.337
(CONSTANT)	26.14215				V15	0.25109	0.34372	0.94030	61.493
					V272	0.29224	0.38652	0.87760	80.619

Tab. 3a
 Schrittweise multiple Regression (Modell 1), Schritte 1-2

***** MULTIPLE REGRESSION ***** VARIABLE LIST 1
 REGRESSION LIST 1
 DEPENDENT VARIABLE.. V1H
 VARIABLE(S) ENTERED ON STEP NUMBER 3.. V272

MULTIPLE R	0.75704	ANALYSIS OF VARIANCE	DF	SUM OF SQUARES	MEAN SQUARE	F
R SQUARE	0.57317	REGRESSION	3.	13385.03193	4461.67731	205.45470
ADJUSTED R SQUARE	0.37039	RESIDUAL	459.	9967.69548	21.71611	
STANDARD ERROR	4.66005					

----- VARIABLES IN THE EQUATION -----					----- VARIABLES NOT IN THE EQUATION -----				
VARIABLE	B	BETA	STD ERROR B	F	VARIABLE	BETA IN	PARTIAL	TOLERANCE	F
V217	-7.143926	-0.51046	0.43994	266.644	V31	0.21779	0.31539	0.89508	50.589
V4	-5.7112883-01	-0.35811	0.00599	125.420	V140	-0.16494	-0.23227	0.84643	26.118
V272	2.158178	0.29224	0.24036	89.619	V15	0.22863	0.33809	0.93343	59.110
(CONSTANT)	18.73977								

 VARIABLE(S) ENTERED ON STEP NUMBER 4.. V15

MULTIPLE R	0.78864	ANALYSIS OF VARIANCE	DF	SUM OF SQUARES	MEAN SQUARE	F
R SQUARE	0.62196	REGRESSION	4.	14524.41996	3631.10499	188.37655
ADJUSTED R SQUARE	0.61866	RESIDUAL	458.	8828.30745	19.27578	
STANDARD ERROR	4.39042					

----- VARIABLES IN THE EQUATION -----					----- VARIABLES NOT IN THE EQUATION -----				
VARIABLE	B	BETA	STD ERROR B	F	VARIABLE	BETA IN	PARTIAL	TOLERANCE	F
V217	-6.872628	-0.48834	0.41646	272.332	V31	0.18413	0.27940	0.87045	38.696
V4	-5.8744660-01	-0.31346	0.00575	104.379	V140	-0.13109	-0.19382	0.82638	17.837
V272	2.008787	0.27201	0.22729	78.111					
V15	.1052748	0.22863	0.01369	59.110					
(CONSTANT)	18.02974								

Tab. 3b
 Schrittweise multiple Regression (Modell 1), Schritte 3-4

1
230
1

***** MULTIPLE REGRESSION ***** VARIABLE LIST 1
 REGRESSION LIST 1

DEPENDENT VARIABLE.. V18
 VARIABLE(S) ENTERED ON STEP NUMBER 5.. V31

MULTIPLE R	0.80714	ANALYSIS OF VARIANCE	DF	SUM OF SQUARES	MEAN SQUARE	F
R SQUARE	0.65147	REGRESSION	5.	15213.58714	3042.71743	170.84383
ADJUSTED R SQUARE	0.64766	RESIDUAL	457.	8139.14026	17.80993	
STANDARD ERROR	0.22018					

----- VARIABLES IN THE EQUATION -----					----- VARIABLES NOT IN THE EQUATION -----				
VARIABLE	B	BETA	STD ERROR B	F	VARIABLE	BETA IN	PARTIAL TOLERANCE	F	
V217	-7.143375	-0.50758	0.40267	314.707	V140	-0.09066	-0.13545	0.77797	
V4	-.51989280-01	-0.27741	0.40563	85.193					
V272	1.802151	0.24403	0.22099	66.505					
V15	.91522280-01	0.19472	0.01335	47.601					
V31	.91857190-01	0.18413	0.00673	38.056					
(CONSTANT)	12.72150								

 VARIABLE(S) ENTERED ON STEP NUMBER 6.. V140

MULTIPLE R	0.81109	ANALYSIS OF VARIANCE	DF	SUM OF SQUARES	MEAN SQUARE	F
R SQUARE	0.65786	REGRESSION	6.	15362.92285	2560.48714	146.13400
ADJUSTED R SQUARE	0.65336	RESIDUAL	456.	7989.80455	17.52150	
STANDARD ERROR	4.10587					

----- VARIABLES IN THE EQUATION -----					----- VARIABLES NOT IN THE EQUATION -----				
VARIABLE	B	BETA	STD ERROR B	F	VARIABLE	BETA IN	PARTIAL TOLERANCE	F	
V217	-7.212830	-0.51252	0.40011	324.988					
V4	-.49503280-01	-0.26415	0.40565	76.729					
V272	1.654859	0.22409	0.22497	54.133					
V15	.86982290-01	0.18890	0.01333	42.589					
V31	.36946720-01	0.16275	0.00668	28.928					
V140	-.14370000-01	-0.09066	0.00492	0.523					
(CONSTANT)	14.08196								

MAXIMUM STEP REACHED

Tab. 3c
 Schrittweise multiple Regression (Modell 1), Schritte 5-6

```

***** MULTIPLE REGRESSION *****
DEPENDENT VARIABLE..  V18
VARIABLE LIST 1
REGRESSION LIST 1

SUMMARY TABLE
VARIABLE      MULTIPLE R  R SQUARE  RSQ CHANGE  STMPLE R      B      BETA
V217.         0.54951    0.31196    0.30196     -0.54951     -7.212830   -0.31252
V4.           0.705113   0.49820    0.19624     -0.41611     -4.9503290-01  -0.26415
V272         0.75708    0.57317    0.07497     0.49155      1.554859      0.22409
V15          0.78864    0.62196    0.04879     0.39133      8.6982250-01   0.18890
V31          0.80714    0.65147    0.02951     0.32259      3.6996720-01   0.16275
V140        0.81109    0.65786    0.00639     -0.32806     -1.14370040-01 -0.09066
(CONSTANT)

```

Tab. 3d
Schrittweise multiple Regression (Modell 1), Übersicht (Summary Table)

```

***** MULTIPLE REGRESSION *****
DEPENDENT VARIABLE..  V18
VARIABLE(S) ENTERED ON STEP NUMBER 1..  F3

MULTIPLE R      0.56834
R SQUARE        0.32301
ADJUSTED R SQUARE 0.32156
STANDARD ERROR  5.07343

ANALYSIS OF VARIANCE
REGRESSION      1.
RESIDUAL       466.

SUM OF SQUARES
REGRESSION     7670.20075
RESIDUAL      16075.66050

MEAN SQUARE
REGRESSION    7670.20075
RESIDUAL     34.49713

F
REGRESSION    222.34318

----- VARIABLES IN THE EQUATION -----
VARIABLE      B      BETA  STD ERROR B      F
F3           -4.050883  -0.56834  0.27167      222.343
(CONSTANT)   12.31995

----- VARIABLES NOT IN THE EQUATION -----
VARIABLE      BETA IN  PARTIAL  TOLERANCE  F
F1            0.26299  0.31963  0.99998     52.911
F2           -0.15531  -0.18873  0.99976     17.175
F4            0.25034  0.30424  0.99987     47.431
F5            0.26978  0.32788  0.99994     56.011
F6            0.29620  0.36000  0.99999     69.235
F7           -0.12250  -0.14868  1.00000     10.540
F8            0.38318  0.46571  0.99999    128.782
F9           -0.60818  -0.00995  0.99993      0.046

```

Tab. 4a
Schrittweise multiple Regression (Modell 2), Schritt 1

***** MULTIPLE REGRESSION ***** VARIABLE LIST 1
 REGRESSION LIST 1

DEPENDENT VARIABLE.. V18

VARIABLE(S) ENTERED ON STEP NUMBER 2.. F8

MULTIPLE R		ANALYSIS OF VARIANCE		DF	SUM OF SQUARES	MEAN SQUARE	F
R SQUARE	0.46984	REGRESSION	2.		11156.76252	5578.38126	206.04710
ADJUSTED R SQUARE	0.46756	RESIDUAL	465.		12589.09872	27.07333	
STANDARD ERROR	5.20320						

----- VARIABLES IN THE EQUATION -----

VARIABLE	B	BETA	STD ERROR B	F
F3	-4.057995	-0.56934	0.24067	284.306
F8	2.745867	0.38318	0.24196	120.782
(CONSTANT)	12.28481			

----- VARIABLES NOT IN THE EQUATION -----

VARIABLE	BETA IN	PARTIAL	TOLERANCE	F
F1	0.26467	0.36349	0.99996	70.641
F2	-0.16271	-0.22340	0.99939	24.374
F4	0.25974	0.35660	0.99928	67.602
F5	0.26537	0.36443	0.99981	71.061
F6	0.29577	0.40620	0.99999	91.689
F7	-0.12205	-0.16762	1.00000	13.414
F9	-0.01026	-0.01410	0.99990	0.092

VARIABLE(S) ENTERED ON STEP NUMBER 3.. F6

MULTIPLE R		ANALYSIS OF VARIANCE		DF	SUM OF SQUARES	MEAN SQUARE	F
R SQUARE	0.74654	REGRESSION	3.		13233.97793	4411.32598	194.71822
ADJUSTED R SQUARE	0.55446	RESIDUAL	464.		10511.88331	22.65492	
STANDARD ERROR	4.75972						

----- VARIABLES IN THE EQUATION -----

VARIABLE	B	BETA	STD ERROR B	F
F3	-4.051417	-0.56842	0.22016	338.650
F8	2.743452	0.38285	0.22134	153.628
F6	2.046287	0.29577	0.21892	91.689
(CONSTANT)	12.29059			

----- VARIABLES NOT IN THE EQUATION -----

VARIABLE	BETA IN	PARTIAL	TOLERANCE	F
F1	0.26359	0.39616	0.99994	86.194
F2	-0.16472	-0.24750	0.99935	30.212
F4	0.25969	0.39017	0.99928	83.141
F5	0.26276	0.39486	0.99973	85.525
F7	-0.12134	-0.18237	0.99999	15.929
F9	-0.00961	-0.01445	0.99990	0.097

Tab. 4b
 Schrittweise multiple Regression (Modell 2), Schritte 2-3

***** MULTIPLE REGRESSION ***** VARIABLE LIST 1
 DEPENDENT VARIABLE.. V18 REGRESSION LIST 1

VARIABLE(S) ENTERED ON STEP NUMBER 4.. F1

MULTIPLE R	0.79170	ANALYSIS OF VARIANCE	DF	SUM OF SQUARES	MEAN SQUARE	F
R SQUARE	0.62679	REGRESSION	4.	14803.77935	3720.94484	194.40099
ADJUSTED R SQUARE	0.62357	RESIDUAL	463.	8862.08190	19.14057	
STANDARD ERROR	4.37499					

VARIABLES IN THE EQUATION					VARIABLES NOT IN THE EQUATION				
VARIABLE	B	BETA	STD ERROR B	F	VARIABLE	BETA IN	PARTIAL	TOLERANCE	F
F3	-4.042171	-0.56712	0.20236	398.992	F2	-0.16462	-0.26938	0.99935	36.148
F0	2.751725	0.38400	0.20345	182.930	F4	0.25837	0.42277	0.99926	100.544
F6	2.089439	0.29480	0.20123	107.815	F5	0.26201	0.42884	0.99972	104.107
F1	1.865577	0.26359	0.20094	86.194	F7	-0.12118	-0.19835	0.99999	18.922
(CONSTANT)	12.30107				F9	-0.00950	-0.01555	0.99990	0.112

***** VARIABLE(S) ENTERED ON STEP NUMBER 5.. F5

MULTIPLE R	0.83392	ANALYSIS OF VARIANCE	DF	SUM OF SQUARES	MEAN SQUARE	F
R SQUARE	0.69543	REGRESSION	5.	16513.52083	3302.70417	210.97587
ADJUSTED R SQUARE	0.69213	RESIDUAL	462.	7232.34042	15.65442	
STANDARD ERROR	3.95657					

VARIABLES IN THE EQUATION					VARIABLES NOT IN THE EQUATION				
VARIABLE	B	BETA	STD ERROR B	F	VARIABLE	BETA IN	PARTIAL	TOLERANCE	F
F3	-4.028332	-0.56518	0.18331	484.484	F2	-0.16344	-0.29605	0.99933	44.286
F8	2.729432	0.38096	0.18401	220.109	F4	0.25860	0.46840	0.99926	129.571
F6	2.072897	0.29247	0.18199	129.735	F7	-0.12223	-0.22148	0.99998	23.779
F1	1.860347	0.26285	0.18173	104.798	F9	-0.00962	-0.01743	0.99990	0.140
F5	1.859125	0.26201	0.18221	104.107					
(CONSTANT)	12.30095								

Tab. 4c
 Schrittweise multiple Regression (Modell 2), Schritte 4-5

***** MULTIPLE REGRESSION ***** VARIABLE LIST 1
 REGRESSION LIST 1

DEPENDENT VARIABLE.. V1R

VARIABLE(S) ENTERED ON STEP NUMBER 6.. F4

MULTIPLE R	0.87307	ANALYSIS OF VARIANCE	DF	SUM OF SQUARES	MEAN SQUARE	F
R SQUARE	0.76225	REGRESSION	6.	18100.28099	3016.71483	246.33562
ADJUSTED R SQUARE	0.75910	RESIDUAL	461.	5045.57226	12.24636	
STANDARD ERROR	3.49948					

VARIABLES IN THE EQUATION					VARIABLES NOT IN THE EQUATION				
VARIABLE	B	BETA	STD ERROR B	F	VARIABLE	BETA IN	PARTIAL	TOLERANCE	F
F3	-4.049782	-0.56819	0.16188	625.849	F2	-0.16358	-0.33537	0.99933	58.295
F8	2.774600	0.38719	0.10280	290.477	F7	-0.12409	-0.25448	0.99992	31.852
F6	2.072594	0.29242	0.16097	165.791	F9	-0.00998	-0.02047	0.99989	0.193
F1	1.851099	0.26158	0.16073	132.630					
F5	1.860742	0.26224	0.16116	133.311					
F4	1.884320	0.25860	0.16554	129.571					
(CONSTANT)	12.29112								

VARIABLE(S) ENTERED ON STEP NUMBER 7.. F2

MULTIPLE R	0.88825	ANALYSIS OF VARIANCE	DF	SUM OF SQUARES	MEAN SQUARE	F
R SQUARE	0.78899	REGRESSION	7.	18735.27320	2676.46760	245.71469
ADJUSTED R SQUARE	0.78578	RESIDUAL	460.	5010.58804	10.89258	
STANDARD ERROR	3.30039					

VARIABLES IN THE EQUATION					VARIABLES NOT IN THE EQUATION				
VARIABLE	B	BETA	STD ERROR B	F	VARIABLE	BETA IN	PARTIAL	TOLERANCE	F
F3	-4.067874	-0.57073	0.15269	769.752	F7	-0.12396	-0.26985	0.99992	36.048
F8	2.797131	0.39034	0.15356	331.782	F9	-0.00979	-0.02130	0.99989	0.208
F6	2.080495	0.29354	0.15181	187.812					
F1	1.850645	0.26148	0.15159	149.041					
F5	1.855506	0.26150	0.15199	149.034					
F4	1.884973	0.25869	0.15612	145.775					
F2	-1.158926	-0.16358	0.15179	50.295					
(CONSTANT)	12.28389								

Tab. 4d
 Schrittweise multiple Regression (Modell 2), Schritte 6-7

***** MULTIPLE REGRESSION ***** VARIABLE LIST 1
 DEPENDENT VARIABLE.. VIR REGRESSION LIST 1
 VARIABLE(S) ENTERED ON STEP NUMBER 0.. F7

MULTIPLE R	0.89686	ANALYSIS OF VARIANCE	DF	SUM OF SQUARES	MEAN SQUARE	F
R SQUARE	0.80436	REGRESSION	8.	19100.12754	2387.51994	235.88735
ADJUSTED R SQUARE	0.80045	RESIDUAL	459.	4645.73370	10.12142	
STANDARD ERROR	3.18142					

----- VARIABLES IN THE EQUATION -----

VARIABLE	B	BETA	STD ERROR B	F
F3	-4.067045	-0.57061	0.14719	763.816
F8	2.796141	0.39021	0.14803	350.821
F6	2.070361	0.29324	0.14638	201.705
F1	1.85005J	0.26140	0.14613	160.294
F5	1.85904H	0.26200	0.14651	161.000
F4	1.891441	0.25957	0.15050	157.952
F2	-1.158244	-0.16349	0.14632	62.663
F7	-0.881681H	-0.12396	0.14685	36.048
(CONSTANT)	12.28338			

----- VARIABLES NOT IN THE EQUATION -----

VARIABLE	BETA IN	PARTIAL TOLERANCE	F
F9	-0.01053	-0.02381	0.99986

Tab. 4e
 Schrittweise multiple Regression (Modell 2), Schritt 8

***** MULTIPLE REGRESSION ***** VARIABLE LIST 1
 DEPENDENT VARIABLE.. V18 REGRESSION LIST 1

VARIABLE(S) ENTERED ON STEP NUMBER 9.. F9

MULTIPLE R	0.89692	ANALYSIS OF VARIANCE	DF	SUM OF SQUARES	MEAN SQUARE	F
R SQUARE	0.80447	REGRESSION	9.	19102.76116	2122.52902	209.36837
ADJUSTED R SQUARE	0.80062	RESIDUAL	458.	4643.10028	10.13777	
STANDARD ERROR	3.18399					

VARIABLES IN THE EQUATION					VARIABLES NOT IN THE EQUATION			
VARIABLE	B	BETA	STD ERROR B	F	VARIABLE	BETA IN	PARTIAL TOLERANCE	F
F3	-4.067667	-0.57070	0.14731	762.466				
F8	2.796602	0.39026	0.14815	356.339				
F6	2.078194	0.29321	0.14646	201.347				
F1	1.850020	0.26140	0.14624	160.030				
F5	1.859085	0.26201	0.14663	160.746				
F4	1.891552	0.25959	0.15062	157.716				
F2	-1.158153	-0.16347	0.14644	62.552				
F7	-0.8821322	-0.12402	0.14697	36.025				
F9	-0.7493036	-0.01053	0.14701	0.260				
(CONSTANT)	12.28337							

MAXIMUM STEP REACHED

STATISTICS WHICH CANNOT BE COMPUTED ARE PRINTED AS ALL NINES.

Tab. 4f
 Schrittweise multiple Regression (Modell 2), Schritt 9

***** MULTIPLE REGRESSION ***** VARIABLE LIST 1
 DEPENDENT VARIABLE.. V18 REGRESSION LIST 1

VARIABLE	SUMMARY TABLE						
	MULTIPLE R	R SQUARE	RSQ CHANGE	SIMPLE R	B	BETA	
F3	0.56034	0.32301	0.32301	-0.56834	-4.067667	-0.57070	
F8	0.68545	0.46984	0.14683	0.38170	2.796602	0.39026	
F6	0.74654	0.55732	0.08748	0.29797	2.078194	0.29321	
F1	0.79170	0.62679	0.06948	0.26580	1.850020	0.26140	
F5	0.83392	0.69543	0.06853	0.27399	1.859085	0.26201	
F4	0.87307	0.76225	0.06682	0.24374	1.891552	0.25959	
F2	0.88425	0.78899	0.02674	-0.14649	-1.158153	-0.16347	
F7	0.89946	0.80436	0.01536	-0.12306	-0.8821322	-0.12402	
F9	0.89692	0.80447	0.00011	-0.00349	-0.7493036	-0.01053	
(CONSTANT)					12.28337		

Tab. 4g
 Schrittweise multiple Regression (Modell 2), Übersicht (Summary Table)