

Arbeiten zur Rheinischen Landeskunde
Herausgegeben vom Geographischen Institut der Universität Bonn
ISSN 0373-7187

Heft 64

Hangrutschungen im Bonner Raum

**Naturräumliche Einordnung
und ihre anthropogenen Ursachen**

von

Ulrike Hardenbicker

1994

Bonn

Hangrutschungen im Bonner Raum

Naturräumliche Einordnung
und ihre anthropogenen Ursachen

ARBEITEN ZUR RHEINISCHEN LANDESKUNDE

ISSN 0373 - 7187

Herausgegeben von

W. Lauer · P. Höllermann · W. Matzat · K.-A. Boesler · G. Aymans · J. Grunert

Schriftleitung: H.-J. Ruckert

Heft 64

Ulrike Hardenbicker

Hangrutschungen im Bonner Raum

Naturräumliche Einordnung
und ihre anthropogenen Ursachen



1994

In Kommission bei
FERD. DÜMMLERS VERLAG · BONN
— Dümmlerbuch 7164 —

Hangrutschungen im Bonner Raum

Naturräumliche Einordnung
und ihre anthropogenen Ursachen

von

Ulrike Hardenbicker

Mit 54 Abbildungen und 5 Tabellen



In Kommission bei

FERD. DÜMMLERS VERLAG · BONN

1994

 **Dümlerbuch 7164**

Gedruckt mit Unterstützung des Landschaftsverbandes Rheinland

Alle Rechte vorbehalten

ISBN 3 - 427-71641- 4

© 1994 Ferd. Dümlers Verlag, 53113 Bonn

Herstellung: Druckerei Schwarzbold, Inh. Martin Roesberg, 53347 Witterschlick

Vorwort

Der Übergangsbereich des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges zur Niederrheinischen Bucht gilt zwar als geomorphologisch gut erforscht, dennoch fehlen Untersuchungen über Bedeutung und Ausmaß der gravitativen Hangbewegungen für die pleistozäne und holozäne Hangformung. Dies war der Anlaß für die vorliegende Studie, deren Ziel es ist, die Verbreitung von Hangrutschungen im Bonner Raum zu kartieren, ihre Genese zu ergründen und, soweit möglich, ihr Alter zu bestimmen.

Diese Arbeit ist damit nicht nur als geomorphologische Formenanalyse von Talhängen im Bonner Raum, sondern auch als Beitrag zur geomorphologischen Prozeßforschung zu verstehen. An ausgewählten Beispielen im Bonner Raum sollen die Bedeutung, das Ausmaß und die Leistungsfähigkeit von Rutschungen seit dem Jungpleistozän untersucht werden.

Die Arbeit versucht auch zu klären, inwieweit die rezenten, meist anthropogen ausgelösten Rutschungen in Vergesellschaftung mit alten und fossilen Rutschungen auftreten. Mit Hilfe der Kenntnis verschiedener Rutschungsursachen sollen Aussagen zur natürlichen Disposition der Hänge für Massenbewegungen getroffen werden.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. J. Grunert sowohl für die Begutachtung als auch für die Förderung der Arbeit, insbesondere für die zahlreichen Diskussionen, die wesentlich zu deren Gelingen beitrugen. In diesem Sinne möchte ich auch Herrn Prof. Dr. P. Höllermann danken, an dessen Lehrstuhl ich als wissenschaftliche Hilfskraft tätig war. Dank schulde ich außerdem Herrn Professor Dr. W. Meyer, Geologisches Institut der Universität Bonn, für die Übernahme des Korreferates zur Arbeit.

Herrn Professor Dr. W. Bierther möchte ich für die Einsichtnahme in sein Privatarchiv danken. Ein weiterer Dank richtet sich an Herrn Wagner und Herrn Simon vom Kataster- und Vermessungsamt der Stadt Bonn für die großzügige Überlassung von ingenieurgeologischen Gutachten, die im Auftrag der Stadt Bonn erstellt worden waren. Herrn Rüsccamp vom Rheinischen Straßenbauamt in Bonn-Lengsdorf danke ich ebenfalls für die Überlassung von ingenieurgeologischen Gutachten.

Weiter gilt Herrn Prof. Dr. A. Skowronek mein Dank, der die ersten Anregungen für diese Untersuchung gab. Gedankt sei weiterhin Herrn Dipl.- Geogr. H.-P. Spiertz, durch dessen Mitarbeit die Ausführung der Sondierbohrungen ermöglicht wurde.

Für die Aufnahme der Arbeit in die Reihe der Arbeiten zur Rheinischen Landeskunde danke ich den Herausgebern.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Einleitung	1
1.1 Problemstellung und Zielsetzung der Arbeit	1
1.2 Stand der Forschung	2
1.3 Anmerkung zur Terminologie und Klassifikation von Massenbewegungen	3
2. Physisch-geographische Grundlagen des Untersuchungsgebietes	7
2.1 Geologische und geomorphologische Entwicklung des Untersuchungsgebietes	7
2.2 Rutschempfindlichkeit der Schichten	10
2.2.1 Die devonischen Gesteine	10
2.2.2 Tertiäre Sedimente	11
2.2.3 Trachyttuffe	12
2.3 Hydrologische Verhältnisse	12
2.4 Klimatische Verhältnisse im Bonner Raum	13
2.4.1 Vorzeitliche Klimaverhältnisse im Bonner Raum	13
2.4.2 Aktuelle klimatische Verhältnisse im Bonner Raum	14
2.5 Vegetation und Landnutzung	15
2.6 Historischer Bergbau	15
3. Untersuchungsmethoden	16
3.1 Korngrößenbestimmung und Tonmineraluntersuchungen	16
3.2 Bestimmung der Zustandsgrenzen (Fließgrenze (Wf) und Ausrollgrenze (Wa)) von bindigen Böden	16
3.3 Plastizitätszahl (Ip) und Konsistenzzahl (Ic)	17
4. Hangrutschungen im Untersuchungsgebiet	18
4.1. Dokumentierte Rutschungen	18
4.2 Allgemeine Befunde aus den Kartierungen	22
4.2.1 Vegetationsbild und Hydrologie der Rutschhänge	25
5. Die Untersuchungsgebiete - Ergebnisse	26
5.1 Das Katzenlochbachtal	26
5.1.1 Hydrologie	27
5.2 Rutschungen im Katzenlochbachtal	27
5.3 Katzenlochbachtal - Osthang	27
5.3.1 Rutschungen an der Provinzialstraße	28
5.4 Oberes Katzenlochbachtal - Westhang	30
5.4.1 Pedologische, hydrologische und floristische Diversität durch Rutschungen	31
5.4.2 Kartierung des oberen Katzenlochbachtals, Teil 1	32
5.4.3 Kartierung des mittleren Katzenlochbachtals, Teil 2	32
5.4.4 Kartierung des mittleren Katzenlochbachtals, Teil 3	38

VIII

5.4.4.1	Rutschungen an der Gemarkung Schafberg	38
5.4.4.2	Fossile Rutschungen am Ippendorfer Westhang	47
5.4.5	Ergebnisse	48
5.5	Das Melbtal	49
5.5.1	Die Rutschung vom Juni 1961	50
5.5.2	Hangrutsch Alter Friedhof Ippendorf	52
5.6	Das Hardtbachtal	54
5.7	Der Steilabfall zum Rheintal zwischen Bonn-Poppelsdorf und Bonn-Bad-Godesberg	56
5.7.1	Geomorphologische Kartierung nördlicher Teil (Poppelsdorf - Friesdorf)	56
5.7.1.1	Rutschgebiet am Kahlenberg	60
5.7.2	Geomorphologische Kartierung südlicher Teil (Friesdorf- Bad-Godesberg)	66
5.7.2.1	Rutschungen in den ehemaligen Braunkohlen- und Alaunabbaugebieten	66
5.7.2.2	Rutschung am Burgfriedhof an der Godesburg	66
5.7.2.3	Rutschung an der Quellenstraße	69
5.8	Der westliche Abhang des Siebengebirges zwischen Bonn - Küdinghoven und Königswinter	71
5.8.1	Rutschungen beim Bau der B42 n	72
5.8.2	Rutschung am Friedhof von Küdinghoven	75
5.8.3	Rutschung am Westhang des Drachenfels (Haus Rüdenet)	76
5.8.4	Rutschung am Südhang der Dollendorfer Hardt	77
5.8.4.1	Geologischer Aufbau	77
5.8.4.2	Dynamik und Oberflächenform der Rutschung	77
5.8.4.3	Bohrungen und Profile	79
5.8.4.4	Rutschungsursachen	86
6.	Deutung und Diskussion der Ergebnisse	88
6.1	Mittelbare bzw. ursächliche Faktoren	88
6.1.1	Tektonik und Erdbeben	88
6.1.2	Morphometrie der Rutschungshänge	89
6.1.3	Die anthropogene Überformung als mittelbarer Faktor	89
6.2	Unmittelbare bzw. auslösende Faktoren	89
6.2.1	Anthropogene Eingriffe in die Hangstabilität als auslösende als Rutschungsursache	90
6.2.2	Niederschläge	90
6.3	Geomorphologische Entwicklung der Rutschhänge	91
7.	Schlußfolgerungen und Ausblick	93
8.	Zusammenfassung	94
9.	Literaturverzeichnis	97

Abbildungsverzeichnis

	Seite
Abb. 1: Übersichtskarte des Bonner Raumes, mit Lage der Kartiergebiete	6
Abb. 2: Geologische Übersichtskarte des Bonner Raumes	7
Abb. 3: Erdbebenkarte für Westdeutschland und die angrenzenden Gebiete (nach L. AHORNER). Dargestellt sind die maximalen Erdbebenintensitäten nach der zwölfstufigen MSK-Skala	9
Abb. 4: Klimadiagramm der Station Bonn-Friesdorf	14
Abb. 5: Konsistenzbalken	17
Abb. 6: Rutschungen im Bonner Raum	19
Abb. 7: Rutschung am Saufrössel	23
Abb. 8: Rutschung an der Bunten Kuh in Niederbachem	23
Abb. 9: Terminologie der Rutschungserscheinungen nach KLENGEL & PASEK (1974)	24
Abb. 10: Geomorphologische Detailkartierung der Rutschung an der Provinzialstraße von 1988	29
Abb. 11: Querprofil der Haldenrutschung	30
Abb. 12: Geomorphologische Kartierung des oberen Katzenlochbachtals, Teil 1	33
Abb. 13: Geomorphologische Kartierung des Katzenlochbachtals, Teil 2	34
Abb. 14: Geomorphologische Detailkartierung der Rutschung am Zick-Zackweg	35
Abb. 15: Längsprofil der Rutschung am Zick-Zackweg.	36
Abb. 16: Analysediagramm von Profil PK 2	37
Abb. 17: Geomorphologische Kartierung des Katzenlochbachtals, Teil 3	39
Abb. 18: Geomorphologische Detailkartierung des Rutschgebietes Schafberg	40
Abb. 19: Längsprofil durch das Rutschgebiet Schafberg	41
Abb. 20: Analysediagramm des Profil A7	42
Abb. 21: Analysediagramm Profil A8	43
Abb. 22: Analysediagramm der Bohrung SB 5	43
Abb. 23: Analysediagramm der Bohrung SB 7	44
Abb. 24: Analysediagramm Profil S1, Profil S2, Profil S3	46
Abb. 25: Geologisches Profil des nördlichen Ippendorfer Westhanges (verändert nach Ingenieurgeologisches Büro KAISER & KÜHN 1988 a)	47
Abb. 26: Morphometrie der kartierten Rutschungen am Westhang des Katzenlochbaches	48
Abb. 27: Geomorphologische Kartierung des Melbtals	49
Abb. 28: Wirkung des hydrostatischen Wasserdruckes in Rissen und Spalten (aus MÜLLER 1987)	51
Abb. 29: Tägliche Niederschlagssummen Mai und Juni 1961 (kumuliert) (Quelle: DEUTSCHER WETTERDIENST (Hrsg.) (1961)	51
Abb. 30: Geologisches Längsprofil der Rutschung am alten Friedhof Ippendorf (verändert nach INGENIEURGEOLOGISCHES BÜRO KAISER & KÜHN (Hrsg.) (1988 b)	52
Abb. 31: Monatliche Niederschläge 1987/88 der Station Köln-Wahn (DEUTSCHER WETTERDIENST (Hrsg.) (1987/88)	53

Abb. 32: Tägliche Niederschläge für März/ April 1988 der Station Köln/Wahn (DEUTSCHER WETTERDIENST (Hrsg.) (1988)	53
Abb. 33: Geomorphologische Kartierung des Hardtbachtals	54
Abb. 34: Geologisches Profil des Venusbergs bei Bonn-Dottendorf (10fach überhöht) (verändert nach ARBEITSGEMEINSCHAFT BAUGEOLOGIE VENUSBERG (Hrsg.) (1978)	57
Abb. 35: Geomorphologische Kartierung 1 : 5 000, nördlicher Teil (Poppelsdorf - Friesdorf)	58
Abb. 36: Geomorphologische Detailkartierung der Rutschung am Kahlenberg	61
Abb. 37: Längsprofil des Rutschgebietes Kahlenberg	62
Abb. 38: Querprofile des Rutschgebietes am Kahlenberg	63
Abb. 39: Analysediagramm der Bohrung BD 1	64
Abb. 40: Analysediagramm Profil PD 24	65
Abb. 41: Geomorphologische Kartierung, südlicher Teil (Friesdorf-Godesberg)	67
Abb. 42: Tägliche Niederschlagssummen und Temperaturen Dez. 1925, März 1926	68
Abb. 43: Rutschung an der Quellenstraße aus FLIEGEL 1904	70
Abb. 44: Schichtgliederung des nördlichen Schiefergebirges und maximale Mächtigkeit (nach MÜLLER (1987) verändert)	72
Abb. 45: Reißbild der Rutschungen an der B42 n (aus MÜLLER 1987, S.91)	73
Abb. 46: Rezente und fossile Rutschungen bei Oberkassel (B42 n) an den Westhängen des Siebengebirges (nach HEITFELD, VÖLTZ & DÜLLMANN 1980)	74
Abb. 47: Geomorphologische Detailkartierung der Stromrutschung am Südhang der Dollendorfer Hardt (mit Lage der Längs- und Querprofile sowie der Bohrungen und der Profilgruben)	78
Abb. 48: Längs- und Querprofile der Stromrutschung am Südhang der Dollendorfer Hardt	79
Abb. 49: Analysediagramm der Bohrung B1	81
Abb. 50: Analysediagramm der Bohrung B3 (Wa = Ausrollgrenze, Wf = Fließgrenze)	82
Abb. 51: Analysediagramm der Bohrung B4	84
Abb. 52: Analysediagramm des Profiles P1 mit tonmineralogischen Untersuchungen aus beiden Rutschmassen (Mg + Glyz. Tonsubstanz < 2 mm)	87
Abb. 53: Ausroll- und Fließgrenze verschiedener toniger Sedimente im Bonner Raum	87
Abb. 54: Plastizitätsdiagramm verschiedener Sedimente im Bonner Raum (TL= schwach plastische Tone, TM= mittelplastische Tone, TA= ausgeprägt plastische Tone)	126

Tabellenverzeichnis

Tab. 1 : Korngrößenzusammensetzung und Tonmineralanteil verschiedener Rutschanfälliger Substrate im Bonner Raum	11
Tab. 2: Chronologie dokumentierter Rutschereignisse im Bonner Raum	21
Tab. 3: Mögliche Hinweise auf Rutschungen im Bonner Raum	24
Tab. 4: Analysewerte der Bohrung B1	80
Tab. 5: Analysewerte der Bohrung B2	82

1. Einleitung

Die Hänge der Mittelgebirge in den Mittelbreiten Europas sind bis auf die Bodenerosion und örtliche Rutschungen als stabil anzusehen (SEMMEL 1986). Die geomorphologische Entwicklung der Hänge geht zu Zeiten normaler Witterung langsam und unmerklich vor sich. Eine beschleunigte Hangentwicklung durch Massenbewegungen wird meist mit extremen Niederschlagsereignissen und mit anthropogenen Eingriffen in Verbindung gebracht.

An den steilen Talhängen des Rheins und seiner Nebentäler in der Umgebung von Bonn traten in den letzten Jahren häufig Rutschungen auf. Sie wurden durch die starke Bautätigkeit ausgelöst und haben daher überwiegend anthropogene Ursachen. Doch auch aus historischer Zeit sind Rutschungen bekannt, die Siedlungen und Verkehrswege beschädigten oder zerstörten. Die beschriebenen historischen Rutschereignisse im Bonner Raum sind in der Regel durch bergbauliche Tätigkeit ausgelöst worden. Die dokumentierten historischen und rezenten Rutschereignisse geben jedoch ein unvollständiges Bild der tatsächlich abgegangenen Erdrutsche wieder.

Die Rutschungen im Bonner Raum werden durch folgende natürliche Faktoren begünstigt: junge, steile Talhänge, an denen tertiäre Tone und Feinsande sowie verwitterte devonische Schichten austreichen, hangparallel verlaufende tektonische Störungen, verschiedene Grundwasserhorizonte in den tertiären Schichten und Regenperioden mit hohen Niederschlagssummen. Besonders rutschungsanfällig sind Hänge in vertonten, oligozänen Trachyttuffen. Es handelt sich meist um flache (< 5 m), zum Teil um tiefe (> 5 m) Rotationsrutschungen, Translationsrutschungen oder um kombinierte Rutschungen.

Als Auslösefaktoren kommen jedoch in der Regel anthropogene Eingriffe in Betracht, wie Aufkippungen, Abgrabungen, Oberflächenversiegelung, nicht vorhandene oder falsch angelegte Drainage. Dabei kann es zur Reaktivierung alter Rutschungen oder zur Ausweitung vorhandener Rutschungsgebiete kommen.

1.1 Problemstellung und Zielsetzung der Arbeit

Im Bonner Raum fehlen geomorphologische Arbeiten, die sich mit Felsstürzen und Rutschungen sowie deren räumlicher Verbreitung und morphologischer Leistungsfähigkeit auseinandersetzen. Die gravitativen Hangbewegungen wurden, da sie meist durch menschliche Eingriffe ausgelöst wurden, als ingenieurgeologisches Problem angesehen.

Bei der Erfassung von gravitativen Hangbewegungen ergeben sich große Schwierigkeiten, da sie nur episodisch auftreten. Rutschungen sind meist zeitlich zufallsverteilte Ereignisse (STRUNK 1986), doch episodische Ereignisse hoher Intensität können in kurzer Zeit mehr verändern als kontinuierliche Prozesse.

Hangformung- und Hangentwicklung sind auch im Mittelgebirgsraum geprägt durch Form, Zahl, Art und Größe der gravitativen Hangbewegungen. Vor allem die geogenen Bedingungen im weitesten Sinn und die geomorphologischen sowie die klimatischen Verhältnisse sind zu berücksichtigende Faktoren. Von den Faktoren, die die Hangformung prägen, müssen besonders Dauer, Stärke und Art der Niederschläge, Ausbildung des Substrates (Fest- und Lockergesteinsausbildung) und die morphologischen Verhältnisse in Betracht gezogen werden. Andere Faktoren, wie z. B. Höhenlage, Exposition und Vegetation, werden im Falle von Elementarereignissen nur modifizierenden Charakter haben (MOSER 1980).

Diese Arbeit soll ein Beitrag zur Erforschung, insbesondere der geomorphologischen Prozeßforschung und Formanalyse des Bonner Raumes sein. An lokalen Beispielen im Bonner Raum sollen die Bedeutung, das Ausmaß und die Leistungsfähigkeit von Rutschungen seit dem Jungpleistozän untersucht werden. Die Arbeit wird auch klären, inwieweit die rezenten, z. T. anthropogen ausgelösten Rutschungen in Vergesellschaftung mit alten und fossilen Rutschungen auftreten. Mit Hilfe der Differenzierung verschiedener Rutschungsursachen können Aussagen zur natürlichen Disposition der Hänge für Rutschungen getroffen werden:

Dabei wurde wie folgt vorgegangen:

- Auswertung von Quellen und sonstigen Hinweisen über historische Rutschungen und von Unterlagen über rezente Rutschungen im Bonner Raum
- Geomorphologische Kartierung der Rutschhänge im Bonner Raum
- Großmaßstäbige Detailkartierung ausgesuchter Rutschgebiete sowie Bohrungen und Anlage von Profilgruben
- Ermittlung verschiedener pedologischer und bodenphysikalischer Parameter
- Abschätzung der Leistungsfähigkeit der holozänen und pleistozänen gravitativen Hangabtragung an den betroffenen Talhängen

Die Untersuchungen der gravitativen Massenbewegungen wird in der Tradition der historisch-genetischen Geomorphologie gesehen. Mit Hilfe der Rekonstruktion vorzeitlicher Abtragungsraten soll außerdem der räumliche und zeitliche Umfang der aktuellen Geomorphodynamik abgeschätzt werden. Somit befaßt sich die Arbeit i. w. mit dem Problem der klimatisch bedingten Hangabtragung- und formung im Mittelgebirge (LESER 1983).

1.2 Stand der Forschung

Die Arbeiten von ACKERMANN (1948, 1953, 1959, 1959a), MORTENSEN (1960), MORTENSEN & HÖVERMANN (1956), WINTERHOFF & HÖLLERMANN (1968) sowie SCHUNKE (1968, 1971) und verschiedene regionalmorphologische Arbeiten befaßten sich mit gravitativen Massenbewegungen an den Schichtstufen und Schichtkämmen des Leine-Weser-Berglandes. HÖLDER (1953), BIBUS (1985, 1986), SCHÄDEL & STÖBER (1988) und STREIT (1991) untersuchten Rutschungen an den Schichtstufenhängen in Süddeutschland. Dabei wurden Rutschungen vor allem in Zusammenhang mit der Ausbildung und Rückverlegung der Schichtstufenhänge im Pleistozän und im Holozän untersucht.

Im Gebiet östlich und südlich von Göttingen sowie Nordwest-Thüringens wirkt die wasserstauende Röt/Muschelkalkgrenze als großflächiger Quellhorizont, so daß es zu einer starken Vernässung der Röttonsteine an der Schichtgrenze und auch der Tone unterhalb der Ausstrichlinie kommt. Die einzelnen Phasen einer solchen Rutschung sind von ACKERMANN (1959a) am Schickeberg südlich Eschwege beschrieben worden. ACKERMANN unterscheidet nach dem Erhaltungszustand ihrer Oberflächenform die "historische Generation" und die "ältere Generation". Die "Fußschollengeneration", die größeren Muschelkalkreste, die weit unterhalb des Hanges im flacheren Gelände liegen, und die "Zeugenberge" des ehemaligen Muschelkalkrandes sind ältere Formen.

Rutschungen an der Röt-Muschelkalk-Schichtstufe Nordwest-Thüringens wurden von KRÜMMLING & al. (1975) untersucht.

HÖLDER (1953) beschreibt an der Weißjura-Schichtstufe der schwäbischen Alb typische schaufelförmige Ablösungen. BLEICH (1960) konnte im gleichen Gebiet verschiedene Generationen von Schollengleitungen und damit das Alter des Albtraufs festlegen.

Einer der bekanntesten Rutschhorizonte in Deutschland ist der württembergische Knollenmergel. Das höchste Schichtglied des Mittleren Keuper besteht aus fast ungeschichteten Ton- und Mergelsteinen von halbfester Beschaffenheit. Die verwitterten Tone sind sehr wasserempfindlich, plastisch und bilden abgeflachte Rotationsrutschungen aus. (TRAUZETTEL 1962, EINSELE & GIERER 1976). Im Jura Süddeutschlands sind mehr oder weniger alle mächtigen Tonsteinhorizonte, besonders aber der Opalinuston und der Ornatenton des Doggers als rutschanfällig bekannt.

Südlich des Rheinischen Schiefergebirges wurden Rutschungen in tertiären Ablagerungen des Rheinhessischen Hügellandes, im Saar-Nahe-Gebiet und im südlichen Taunusvorland von WAGNER (1941), ANDRES (1977), KRAUTER & STEINGÖTTER (1980, 1983), FEIN & HÄFNER (1984), SEMMEL (1986) und RÖSING & WENZEL (1989) untersucht.

Bei den Massenverlagerungen im Rheinischen Schiefergebirge kann zwischen Felsabbrüchen und Felsstürzen bzw. felssturzartigen Großrutschungen und Rutschungen auf vorgegebenen Flächen unterschieden werden (REINHARDT 1968, LUSZNAT & WIEGEL 1968, KNOBLICH 1977).

Die felssturzartigen Großrutschungen in aufgelassenen oder noch im Abbau befindlichen Basaltsteinbrüchen im Rheinischen Schiefergebirge finden ebenfalls fast immer an geologisch vorgegebenen Flächen statt. Besonders die Grenze Basalt bzw. Basalttuff/Schiefergebirge ist als rutschanfällig bekannt, da durch tertiäre Verwitterung oder vulkanische Vorgänge sowie Wassereinwirkung die Standfestigkeit der Hänge gemindert sein kann (PRINZ 1982).

Felssturzartige Großrutschungen wie bei Königswinter der Bergschlupf von 1846 (NÖGGERATH 1847), bei Kaub 1830, am Nollig bei Lorch/Rh. 1919/20, der Rittersturz bei Koblenz (KRAUTER 1973) und der Felssturz bei Linz/Rhein von 1978 (KRAUTER et al. 1979) sind verhältnismäßig selten.

Die Rutschungen im Rheinischen Schiefergebirge sind demnach solche auf vorgegebenen Trennflächen, meist Schicht- oder Schieferungsflächen, gelegentlich aber auch Störzonen, die im Zusammenwirken mit anderen Trennflächen die Bewegungsbahnen bilden.

Für den Nachweis fossiler und/oder periglazialer Rutschungen im Rheinischen Schiefergebirge kommt der Genese von Terrassenablagerungen in ungewöhnlicher Lage und mit auffälliger Mächtigkeit nach den Untersuchungen von WIRTH (1978) eine besondere Bedeutung zu. Unter periglazialen Bedingungen konnten beispielsweise durch Hangrutschungen und andere Massenbewegungen Talabschnitte plombiert und im Rückstau der Talverschüttung konnten mächtige Terrassenablagerungen gebildet werden.

1.3 Anmerkung zur Terminologie und Klassifikation von Massenbewegungen

Der Begriff Massenverlagerung und -bewegung umfaßt alle geomorphologischen Prozesse, bei denen Material sich von einem zu einem anderen Ort bewegt oder bewegt wird.

Nach LOUIS (1979) sind Rutschungen **Massenselbstbewegungen**, bei denen sich das Material nur durch die Schwerkraft und ohne Transportmedien bewegt, im Gegensatz zu den **Massentransporten**, bei denen das Material durch die Wirkung der Schwerkraft und mit Hilfe von Transportmedien bewegt wird.

Bei den Massenselbstbewegungen sind die Rutschungen und ihre Synonyme, die in der vorliegenden Arbeit untersucht werden, von den Bergstürzen zu unterscheiden. Während bei ersteren die Schichten auf charakteristischen Gleitflächen abrutschen, wobei Kontakt zum Liegenden besteht, stürzen bei letzteren die Gesteinsmassen losgelöst vom Untergrund. KEIL (1959) betont die Bewegungsart der Rutschung und spricht von einer Doppelbewegung: Eine Vertikalbewegung in Schwerkraftrichtung, die einer Setzung entspricht, und einer Horizontalbewegung, die eine seitliche Verlagerung bewirkt.

GRUNDER (1984) hingegen unterscheidet die Begriffe "Rutsch" und "Sturz" in Anlehnung an die anglophone Literatur (VARNES 1958) nach dem beteiligten Material und weniger nach den eigentlichen Bewegungsmechanismen.

Das typische Element dieser plötzlichen Massenbewegungen von Erdreich und Felsbrocken durch Schwerkraft sind Scherflächen, auf denen die Massen gleiten können. Gleitflächen entstehen, wenn die sogenannte Scherfestigkeit des Gebirges überschritten wird. Sie werden in der Regel durch Schichtfugen, Schiefer- und Klufflä-

chen vorgegeben. Besonders fossile, z.T. verwitterte Geländeoberflächen sowie die Gleitflächen älterer Rutschungen können als Gleitfläche wirken.

In der älteren Literatur werden Massenbewegungen im Bonner Raum ohne genauere Unterscheidung als Bergschliff, Erdrutsch, Fliebung, Sackung oder Senkung beschrieben (DECHEN, v. 1865, HEUSLER 1876, FLIEGEL 1904, WIEDEMANN 1930, WILCKENS 1927).

Seit vielen Jahren existiert eine große Anzahl Gliederungs- und Klassifikationsvorschläge von Massenbewegungen. Eine strenge Systematik wird dadurch erschwert, daß sich zum einen Überschneidungen und gleitende Übergänge zwischen den Bewegungsformen- und -mechanismen ergeben und zum anderen sich verschiedene Fachrichtungen mit dem Thema beschäftigen.

Die meisten deutschsprachigen Klassifikationen sind im Rahmen von Untersuchungen der Massenbewegungen im Alpenraum entwickelt worden STINY (1931), HEIM (1932), BENDEL (1948), LAATSCH & GROTTENTHALER (1973), BUNZA (1976).

Im folgenden werden die Rutschungsarten kurz vorgestellt; eine genauere Klassifizierung der im Untersuchungsgebiet aufgetretenen Rutschungen findet in den späteren Kapiteln anhand ausgewählter Beispiele statt.

Unter Rutschungen sollen in Anlehnung an SKEMPTON & HUTCHINSON (1969) hangabwärts gerichtete Bewegungen von Hangteilen, bestehend aus Lockermaterial und Boden an mäßig geneigten bis steilen Böschungen, die hauptsächlich als Ergebnis eines Scherbruchs an der Grenze der bewegten Masse stattfinden, verstanden werden.

Nach SKEMPTON & HUTCHINSON (1969) und NEMCOK, PASEK & RYBAR (1972) kann man bei Rutschungen zwei Hauptarten, Böschungsrutschung und Hangrutschung, und fünf Grundtypen von Rutschungen unterscheiden:

- Abbrüche:

Abbrüche treten an Steilböschungen (z. B. Erosionsufer, Felswände, Baugruben) auf, wobei als Gleitfläche in der Regel eine vorgegebene Trennfläche dient. Verlieren die Rutschmassen den Kontakt zur Unterlage, so daß das Herabfallen gegenüber dem Gleiten überwiegt, müssen diese Massenbewegungen den Berg- und Felsstürzen zugerechnet werden.

- Rotationsrutschungen:

Rotationsrutschungen finden an einer oder mehreren gerade ausgebildeten, nicht präformierten konkav gekrümmten Gleitfläche statt. Dabei entsteht durch eine Rotationsbewegung der Rutschmassen um eine hangparallele Achse eine gegen den Hang gekippte, antithetische Scholle.

- Kombinierte Rutschungen:

Die meisten Rutschungen im Untersuchungsgebiet müssen als kombinierte Rutschungen angesprochen werden, wobei antithetisch gekippte Schollen auf eine Rotationsbewegung hinweisen. Diese Bewegung geht aber schon im mittleren Teil vieler Rutschungen in eine Translationsrutschung über, wobei auch Übergänge zum Fließen, verbunden mit starken Vernässungen, beobachtet werden können.

Besonders bei Rutschungen in alten Rutschgebieten ist dieser Rutschungstyp vertreten. Die hangaufwärts stattfindende Ausweitung findet in Form einer Rotationsrutschung statt; die dadurch reaktivierten alten Rutschmassen in den unteren Hangbereichen sind Translationsrutschungen.

- Translationsrutschungen (Gleitungen):

Unter Translationsrutschungen wird die Bewegung der hangenden Schichten an einer oder an mehreren präformierten Gleitflächen verstanden. Als präformierte Gleitfläche können alle Heterogenitäts- oder Diskontinuitätsflächen des Substrats dienen. So wirken vor allem sedimentäre, tektonische und hydrologische Diskontinuitätsflächen als Gleitbahnen.

Im Bonner Raum sind Translationsrutschungen im Locker- und untergeordnet im Festgestein zu finden. Translationsrutschungen im Festgestein mit typischen en bloc Bewegungen treten dann auf, wenn das verwitterte devonische Grundgebirge an Talhängen freigelegt ist. Das devonische Grundgebirge im Untersuchungsgebiet kann wegen der tiefgreifenden Verwitterung meist nicht mehr als Festgestein angesprochen werden.

Bei den Festgesteinen und bei den Lockergesteinen hat besonders das Trennflächengefüge Einfluß auf die Ausformung der Rutschung.

- Zusammengesetzte Rutschungen (Serienrutschungen):

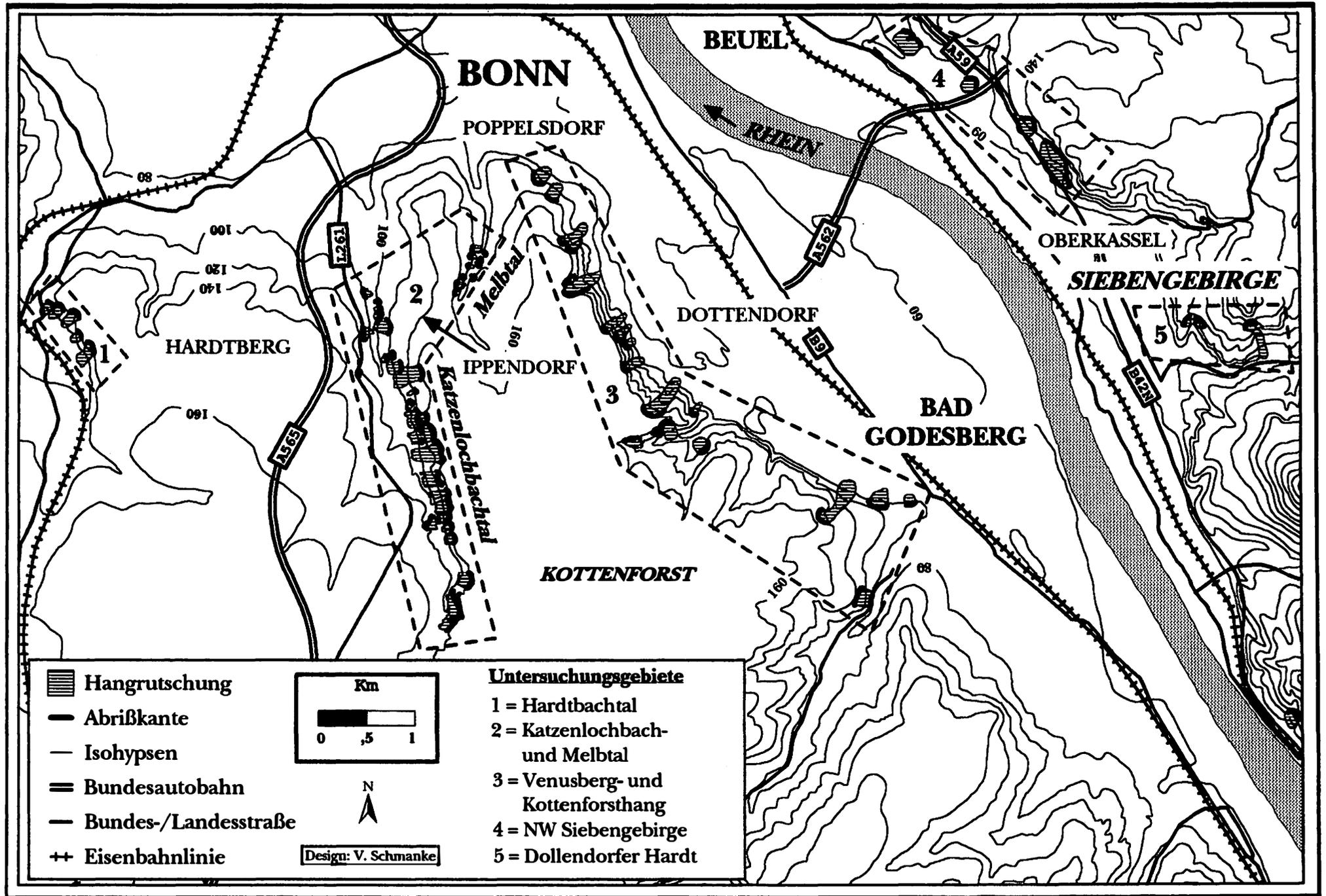
Zusammengesetzte Rutschungen bilden sich durch eine Aufeinanderfolge von Rotationsrutschungen oder kombinierten Rutschungen mit rückschreitender Wirkung. Dabei wird von mehreren Rutschungen eine nahezu einheitliche Gleitfläche ausgebildet, die sich meist an Verwitterungshorizonten im Gestein orientiert.

- Kriechen und Fließen:

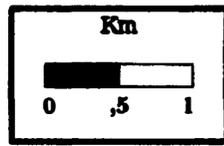
Kriechen ist eine langsame Abwärtsbewegung von Massen, z. B. Erde und Schutt, aufgrund der Schwerkraft. Kriechbewegungen bedeuten keine Rutschgefahr, können aber potentiell Rutschmaterial aufbereiten. Im Mittelgebirge muß mit Kriechbewegungen an Hängen gerechnet werden.

Bei den Fließbewegungen erhöht sich die Fließgeschwindigkeit; die Bewegungen sind bruchlos, da sie im Bereich der sich plastisch verhaltenden Körper stattfinden. Die Fließbedingungen lockerer Feinsedimente in verschiedenen Konsistenzbereichen sind vor allem durch die Arbeiten von ATTERBERG (1911), CASAGRANDE (1932) und ACKERMANN (1948) erforscht worden. Hanginstabilitäten sind sehr häufig mit Prozessen verknüpft, die Fließerscheinungen i. e. S. beinhalten. Innerhalb einer Rutschung treten vor allem an örtlichen Wasseraustritten Fließungen auf. So können Rutschungen, die in höheren Hangbereichen als Rotationsrutschungen ausgebildet sind, durch örtliche Vernässungen und Verflüssigung der Rutschmassen in Engpaßrutschungen (SKEMPTON & HUTCHINSON 1969) oder in Stromrutschungen (ZARUBA & MENCL 1969) übergehen.

Abb. 1: Übersichtskarte des Bonner Raumes, mit Lage der Kartiergebiete



-  Hangrutschung
-  Abrißkante
-  Isohypsen
-  Bundesautobahn
-  Bundes-/Landesstraße
-  Eisenbahnlinie



- Untersuchungsgebiete**
- 1 = Hardtbachtal
 - 2 = Katzenlochbach- und Melbtal
 - 3 = Venusberg- und Kottenforsthang
 - 4 = NW Siebengebirge
 - 5 = Dollendorfer Hardt

2. Physisch-geographische Grundlagen des Untersuchungsgebietes

Nach der naturräumlichen Gliederung Deutschlands (MÜLLER-MINY 1958) ist das Untersuchungsgebiet folgenden naturräumlichen Haupteinheiten zuzuordnen:

- der Köln-Bonner Rheinebene, dem südlichsten Teil der Niederrheinischen Bucht
- dem nördlichen Teil des Mittelrheintales, dem unteren Mittelrheingebiet
- dem östlich davon liegenden Siebengebirge

Das engere Untersuchungsgebiet ist durch den Gebirgsaustritt des Rheins mit der ausgedehnten Hauptterrasse des Kottenforstes im Westen und dem Siebengebirge im Osten geprägt. Es liegt im unmittelbaren Übergangsbereich des Rheinischen Schiefergebirges zur Niederrheinischen Bucht (FRÄNZLE 1969, GRUNERT 1988).

Die Formungstendenz wird weitreichend vom geotektonische Grundmuster bestimmt, so auch die Teilung in Sedimentations- und Abtragungsraum. Der klimatisch bedingten Morphogenese kommt nur eine untergeordnete Rolle zu.

2.1 Geologische und geomorphologische Entwicklung des Untersuchungsgebietes

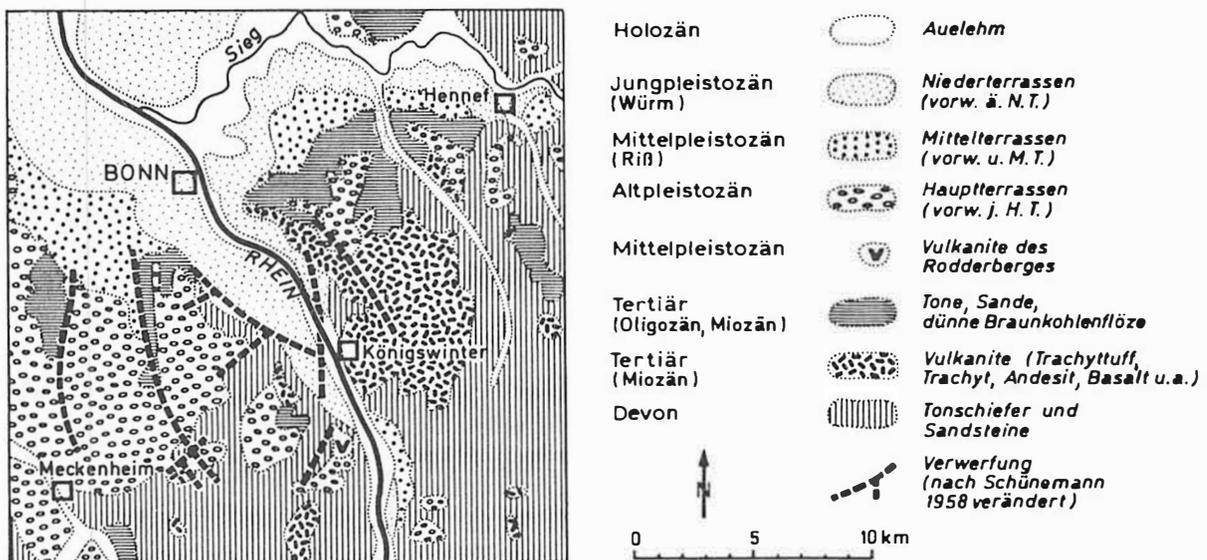


Abb. 2: Geologische Übersichtskarte des Bonner Raumes

Die ältesten im Kartiergebiet auftretenden Gesteine gehören den Siegener-Schichten des Unterdevons an. Der Gebirgssockel wird hauptsächlich aus Tonsteinen, Schluffsteinen und Sandsteinen aufgebaut. Diese Gesteine sind wechsellagernd angeordnet und besitzen unterschiedliche Mächtigkeiten.

Es sind Sedimente eines paläozoischen Meeres. Im Zuge der variszischen Faltung wurden die ehemals konkordant liegenden Schichten stark gefaltet, verworfen und diagenetisch verändert. Das Rheinische Schiefergebirge bildete somit einen Teil des von Südirland bis zu den Ostsudeten reichenden Faltengebirges (HESEMANN 1975).

Im Perm begann mit dem Ende der Faltung die Erosion. Im Mesozoikum herrschten Verwitterung und Abtrag vor. Bis zum Beginn des Tertiärs erfolgte unter feuchten und warmen Klimabedingungen eine tiefgründige Verwitterung des devonischen Materials (MÜCKENHAUSEN 1953, 1958, SCHWARZBACH 1968, MEYER 1986, SPIES 1986, FELIX-HENNINGSSEN 1990). Im Mesozoikum folgte der Faltung und den ersten Bruchbildungen eine lange tektonische Ruhepause. Bedingt durch die mesozoische Schichtlücke lagern die Sedimente des Tertiärs diskordant auf dem Devon.

Aus noch unbekanntem Ursachen begann sich im Eozän das Rheinische Schiefergebirge zu heben. Unter festländischen Bedingungen wurden die Verwitterungsprodukte des Grundgebirges abgetragen. Im Verlauf des Mittel-Oligozäns brach die Niederrheinische Bucht von Norden her in das Schiefergebirge ein. Infolge dieser Vertikalbewegungen wurde das Grundgebirge durch Verwerfungen in Schollen verschiedener Höhenlage unterteilt (SCHÜNEMANN 1958). Die Entstehung der Niederrheinischen Bucht steht im Zusammenhang mit der Öffnung der mittelatlantischen Spalte in der Norwegen-Grönlandsee (ZIEGLER 1980).

Am Anfang des Tertiärs war das Faltengebirge eine kaum zertalte Rumpffläche. Im Oligozän lag der Bonner Raum im Deltagebiet eines nach Norden entwässernden Flußsystems, in dem es zu teilweise mächtigen Ton-, Sand- und Kiesablagerungen sowie zu ersten Braunkohlenbildungen kam. Zu den ältesten Ablagerungen des Tertiärs gehören die oligozänen Sohlentone (PFLUG 1959). Die Unterscheidung zwischen dem in situ verwitterten Devon und den oligozänen Sohlentonen ist schwierig, da der tertiäre Ton aus dem abgeschwemmten kaolinisierten Lehm des verwitterten Devons besteht. Die Sohlentone wurden in Senken und Absatzbecken der tertiären Oberfläche abgelagert.

Im Oberoligozän (vor 25,3 Mio. Jahren) begann der Siebengebirgsvulkanismus. Entlang der Bruchstrukturen (NNW-SSE) des devonischen Grundgebirges wurden Trachyttuffe gefördert, in die bei nachfolgenden Eruptionsphasen Trachyte, Latittuffe, Latite und Basalte eindringen (FRECHEN, 1976). Durch die schnelle Entleerung des Magmenherdes entstand eine Caldera (MEYER 1988). Der ca. 100 km² große Tuffmantel, der im zentralen Siebengebirge wahrscheinlich mehrere hundert Meter mächtig war (BURGHARDT 1979), wurde im Jungtertiär und Quartär zum größten Teil abgetragen. Die dabei herauspräparierten Schlotfüllungen bilden heute als steilflankige Kegelberge die höchsten Erhebungen des Siebengebirges und des Bonner Raumes (Großer Ölberg 460 m, Löwenburg 455 m, Ölender 330 m, Wolkenburg 324 m, Drachenfels 321 m, Dollendorfer Hardt 288 m ü. NN). Auch außerhalb des Siebengebirges sind Basaltschlote an den Talhängen zu steilen, -vorspringenden Spornen herauserodiert worden (Rolandseck, Godesburg, Lyngsberg).

Die Trachyttuffe des Siebengebirges liegen auf den Sanden, Kiesen und Quarziten der Vallendarer Schichten und werden am Nordabfall, der den Übergang zur niederrheinischen Bucht bildet, von Braunkohleschichten überlagert. KAYSER (1897) und LASPEYRES (1900) gliederten die tertiären Sedimente im Bonner Raum nach ihrer Position zu den Trachyttuffen in:

- Hangende Tertiärschichten (Sande und Tone mit Braunkohle) und
- Liegende Tertiärschichten ("quarzige und tonige liegende Schichten"), Sohlentone.

Aufgrund der eingeschlossenen Braunkohlen werden die Hangenden Schichten ins Miozän gestellt. Die zeitliche Einordnung der Liegendschichten ist schwieriger. So stellte FLIEGEL (1922) sie ins Miozän, UDLUFT (1939) aufgrund der Tertiärflora ins Unteroligozän.

gen es mit sich, daß die Terrassenbildungen des Mittelrheins bis heute ein aktuelles Arbeitsgebiet der Geomorphologie sind (BIBUS 1980, BOENIGK & HOSELMANN 1991).

Im Pleistozän wurden die Tuffe, soweit sie im Bereich des Rheines und der Sieg lagen, von Terrassenablagerungen bis zu einer Höhe von > 200 m über heutigem NN verschüttet und schließlich in fast ihrer gesamten Ausdehnung noch von Löß überdeckt, der sich, auch dort wo er wieder abgetragen ist, noch durch hohen Grobschluffanteil oder sogar durch Calcitgehalt in den oberen Tuffschichten bemerkbar macht (Dollendorfer Hardt).

Während der im mittleren Pleistozän beginnenden starken Zertalung der Schotterfläche und der darunterliegenden Schichten folgten die Bäche meist tektonischen Störungen und schufen teilweise asymmetrische Täler. Doch trotz dieser Übereinstimmung ist die Ausformung der Mehrzahl der asymmetrischen Täler im Bonner Raum klimatisch mit der von POSER (1947) aufgestellten Insolationstheorie zu erklären (SIEGBURG 1987).

Das Untersuchungsgebiet ist im wesentlichen durch vorgegebene großtektonische Störungszonen geprägt. Die pleistozäne Überformung besitzt nur einen modifizierenden Charakter. Im Bonner Raum greift das Rheinische Schiefergebirge von Süden in das junge Senkungsgebiet, die Niederrheinischen Bucht, ein. Nordwest-südost streichende Verwerfungen sowie eine Schollenkipfung von Süden nach Norden prägen dieses Gebiet. Die stärksten Absenkungen fanden seit dem Oberoligozän statt. Auch im Quartär setzten sich die Senkungsbewegungen fort. So ist für die jüngere Hauptterrassen-Zeit, anhand von bis zu 6 m versetzten jHt-Sedimenten, eine verstärkte Aktivität nachgewiesen worden (KLOSTERMANN 1983). Für das Holozän konnten Senkungsbeträge von 3 m, 0,3 mm pro Jahr, gemessen werden.

Der Bonner Raum liegt auch heute in einer seismisch aktiven Zone. Nach der Erdbeben-Risiko-Karte (AHORNER & ROSENHAUER 1978) können Intensitäten (MSK-Skala) von J = 7,5-8 mit einer Eintrittswahrscheinlichkeit von $10^{-3}/a$ auftreten.

2.2 Rutschempfindlichkeit der Schichten

2.2.1 Die devonischen Gesteine

Im Untersuchungsgebiet sind die devonischen Gesteine (Siegener Schichten) größtenteils mehrere Meter bis Dekameter tief verwittert. Die ehemaligen Wechselfolgen von Tonschiefern mit allen Übergängen zu quarzitischen Sandsteinen liegen zum Teil als reine Ton- oder Sandlagen vor, so daß auch hier verschiedene Porenwasserdrucke ausgebildet werden (MEYER 1986, FELIX-HENNINGSSEN 1990). Durch Bohrungen im Zusammenhang mit Bauplanungen konnten lokale Verwitterungstiefen bis 100 m nachgewiesen werden (ARBEITSGEMEINSCHAFT VENUSBERGTUNNEL (Hrsg.) 1978). An den Talhängen können an der Grenze verwittertes/unverwittertes Devon, d. h. an einer vorgegebenen Schwächezone Gleitflächen ausgebildet werden, an denen sich in der Regel tiefgreifende Translations- und auch Rotationsrutschungen entwickeln. Eine solche Schwächezone liegt beispielsweise vor, wenn die Schichten zum Hang hin einfallen. Als Beispiele können mehrere Rutschungen am Steilhang zwischen Bonn und Bad Godesberg genannt werden.

Durch das Zurücktreten der sandig-klastischen Komponente und das Fehlen devonischer Gesteinsbruchstücke ist eine Abgrenzung der verwitterten Devongesteine zu den auflagerenden tertiären Schichten bereichsweise möglich. Doch in der Regel gelingt aufgrund der mineralogischen Zusammensetzung wie der makroskopischen Eigenschaften die Unterscheidung der tertiären und devonischen Schichten nicht. Nur die Sortierung des Materials weist markante Unterschiede auf; die gut sortierten devonischen Schichten unterscheiden sich klar von den tertiären Schichten mit meist bimodaler, teils serialer Korngrößenverteilung und einer schlechten Sortierung, bedingt durch einen geringen Transportweg (MÜLLER 1987).

Die mächtige, auf dem devonischen Grundgebirge ausgebildete Verwitterungsdecke wird nach FELIX-HENNINGSSEN (1990) in Solum und Saprolit unterschieden. Das Solum entwickelte sich durch Bodenbildung an der Geländeoberfläche, der Saprolit ist die jüngste und tiefste Bildung der Verwitterungsdecke. Sie weist keine

Bodenhorizonte auf, sondern ist eine isomorphe Verwitterungszone. Da die Verwitterungsfront sich schneller in die Tiefe verlagerte, als die oberflächige Abtragung wegtransportierte, konnte die Verwitterungsdecke bis 150 m mächtig werden. Der Saprolit kann weiter morphologisch und mineralogisch in einen Reduktionshorizont (mCrj) und einen Oxidationshorizont (mCoj) unterteilt werden.

Eine Rutschanfälligkeit von Hängen, die im Saprolit ausgebildet sind, wird durch die Auflockerung und die damit verbundenen Volumenverluste des Gesteins sowie einer bereichsweisen Smectitbildung erhöht.

Die Sedimente des devonischen Grundgebirges sind wegen ihrer früheren Auflast und der damit verbundenen chemisch-diagenetischen Veränderungen überkonsolidiert und diagenetisch verändert. Gelangen die Schichten an die Oberfläche, haben sie die Tendenz, in ihren früheren Zustand überzugehen, dabei gehen die diagenetisch erworbenen Kornbindungen verloren. An den Oberflächen können Schrumpfrisse und Wurzelröhrchen die Wasserdurchlässigkeit der Schichten erhöhen, durch anhaltende Durchfeuchtung dagegen abmindern.

Von der von EINSELE et al. (1985) vorgeschlagenen Einteilung in Verwitterungsstufen (W0 = unverwittertes Ausgangsgestein, W1 = angewittert, W2 = mäßig verwittert, W3 = stark verwittert, W4 = vollständig verwittert, W5 = Bodenbildung) besitzen die Verwitterungsstufen W3 und W2 die höchste Durchlässigkeit. Die Entspannungsauflockerung und die dadurch entstandenen Klüfte und Fugen, die nur teilweise mit Verwitterungsprodukten ausgefüllt sind, bedingen eine Disposition der Verwitterungszone für Rutschungen an vorgegebenen Trennflächen (Translationsrutschungen).

FELIX-HENNINGSSEN (1990) gibt einen Massenverlust vom frischen Gestein (nCn) zur Bleichzone (mCewj) von 28 % des Ausgangsgewichts an. Die dadurch gesteigerte Durchlässigkeit bedingt eine stärkere Verwitterung durch Auswaschung. Die erhöhte Permeabilität des Gesteins bedeutet aber auch eine größere Rutschanfälligkeit.

2.2.2 Tertiäre Sedimente

In der miozänen Unterflözgruppe, die sich aus wechsellagernden Tonen, Feinsanden und dünnen Braunkohleneinlagerungen zusammensetzt und Mächtigkeiten bis 30 m erreicht, können an mehreren Stellen des Schichtgebäudes Gleitflächen ausgebildet werden. Da die tertiären Sedimente, im Gegensatz zu den Trachyttuffen, einen sehr geringen Anteil an quellfähigen Tonmineralen aufweisen (s. Tab. 2.1), spielen hier die verschiedenen Porenwasserdrucke der einzelnen sandigen Schichtglieder eine wichtige Rolle.

	Trachyt- tuffe	Devon verwittert	tertiäre Sedimente		
			allg.	Sand	Ton
Ton	0 - 46 %	7 - 75 %	0 - 83 %	3 %	80 %
Schluff	11 - 44 %	22 - 24 %	2 - 70 %	14 %	11 %
Sand	10 - 46 %	2 - 70 %	10 - 90 %	84 %	8 %
Smectit	> 60 %	0 %	0 %		
Kaolinit	< 6 %	> 60 %	> 65 %		
Illit	0 %	30 - 60 %	30 - 60 %		

Tab. 1: Korngrößenzusammensetzung und Tonmineralanteil verschiedener rutschungsanfälliger Substrate im Bonner Raum (Quelle: MÜLLER 1987 und eigene Analysen)

Die grauen bis bunten Tone des Tertiärs besitzen je nach Wassergehalt eine weiche, steife bis halbfeste Konsistenz und sind nahezu wasserundurchlässig. Hier kommt es vor allem an den Grenzen zu sandigen Schichten zur Gleitflächenausbildung. Auch in den Braunkohleeinlagerungen, die einen hohen Wassergehalt und eine weiche Konsistenz besitzen, können sich Gleitflächen ausbilden. So stellen besonders geringmächtige Braunkohlenschichten potentielle Gleitflächen dar.

2.2.3 Trachyttuffe

Die Trachyttuffe im Siebengebirge und im linksrheinischen Gebiet südlich von Bonn treten an den Hängen, an tief eingeschnittenen Bachtälern und Terrasseneinebnungsflächen, von denen der Löß wieder abgetragen ist, oberflächennah auf. Da jedoch häufig solifluidale Vermengung mit anderen Gesteinen vorliegt, sind sie selten ganz rein und mögliche Fremdkomponenten müssen berücksichtigt werden.

Die Trachyttuffe liegen als feinkörniges, bindiges Material von steifer bis halbfester Konsistenz vor. Die heterogene Zusammensetzung der Tuffe zeigt sich durch die starke Streuung der Korngrößenverteilung. Es handelt sich um einen Agglomerattuff aus größeren Tuffkörnern und Lapilli, die mit einer feinkörnigen Matrix verkitet sind.

Wie aus Tab. 1 hervorgeht, sind die verwitterten Trachyttuffe aufgrund des hohen Gehaltes an Smectiten extrem rutschanfällig. Die innerkristalline Quellung von Dreischichttonmineralen beruht auf der Hydratisierung von Zwischenschicht-Kationen. Die dadurch verursachte Volumenvergrößerung bedingt durch die mechanische Behinderung bei freiem Wasserzugang einen Quelldruck (HEIM 1990). Die schwachen elektrostatischen Anziehungskräfte zwischen den plättchenförmigen, negativ geladenen Silikatkristallen $(Al_5 Mg (OH)_6 (Si_4 = 10)_3)^-$ bedingen das hohe Wasseraufnahmevermögen und die Quellung der Smectite (VEDER 1979).

Der Tongehalt der Trachyttuffe ist mit einem Mittelwert von 20-30 % eher gering, kann jedoch bis auf 46 % steigen und erreicht an nachgewiesenen Gleitflächen bis zu 60 % (MÜLLER 1987). Auch der geringe Quarzanteil der Tuffe ist von Bedeutung. Anstelle von Quarz kommen in der Sandfraktion der Tuffe z. B. Feldspatpartikel mit Kaolinit-Hüllen vor (BALLMANN 1972). Das Fehlen von Quarz beeinflusst die Plastizität, da keine innere Reibung über eine Kern-zu-Kern-Abstützung vorhanden ist.

In Gebieten, wo vertonte Trachyttuffe von wasserundurchlässigen Basalten oder Basaltschutt überlagert werden, treten bevorzugt Rutschungen auf.

2.3 Hydrologische Verhältnisse

Im Bereich des linksrheinischen Kottenforstplateaus enthalten die 8-12 m mächtigen Kiese und Sande der jüngeren Hauptterrasse einen obersten Grundwasserhorizont. Der Abdachung entsprechend besteht ein Grundwassergefälle in Richtung des östlichen und nördlichen Plateaurandes sowie der tiefeingeschnittenen Täler des Engelbachs (Melbtal) und des Katzenlochbachs im Westen. Der Höhenunterschied zum nächsttieferen Hauptgrundwasserspeicher, der Niederterrasse, beträgt etwa 100 m. Der Hauptquellhorizont ist an den Ausstrich der Grenzfläche von jüngerer Hauptterrasse zu tertiären oder devonischen Schichten gebunden. Die Quellen versickern größtenteils in den Deckschichten der Hänge und gelangen durch Klüfte und Störungen in die tertiären Sedimente oder in das devonische Grundgebirge.

Die Hauptterrassenkiese sind flächenhaft verbreitet und füllen außerdem die schwach eingetieften Rinnen eines tertiären Flußsystems aus (RAUFF 1923, S.43). Werden solche wasserwegsameren Rinnen, die von bis zu 12 m mächtigen Kieskörpern ausgefüllt sind, vom Hang angeschnitten, kommt es zur ständigen Durchfeuchtung des Hanges. Die Rutschanfälligkeit derartiger Hänge wird dadurch wesentlich erhöht. SEMMEL (1986) beschreibt Ähnliches an Beispielen im südlichen Taunusvorland. Eine lokale Rutschanfälligkeit von Hangberei-

chen kann auch durch wasserwegsame Verwerfungen erzeugt werden. Kommt es an solchen Stellen zum Abriß, bildet die Verwerfung den oberen Teil der Gleitfläche (BIERTHER 1961).

Die Trachyttuffe des Siebengebirges besitzen eine sehr schwache Gesteinsdurchlässigkeit. Durch Austrocknung entstehen an der Erdoberfläche Trockenrisse, die eine vertikale Durchlässigkeit hervorrufen. Eindringendes Wasser führt zur Quellung der smectitreichen Trachyttuffe und damit zur weiteren Auflockerung der Schichten. Kluftbeläge und Verfärbungen durch Eisenoxide und Eisenhydroxide weisen auf eine Wasserführung auch oberhalb des Grundwasserspiegels hin.

Eine besonders hohe Durchlässigkeit besitzen Basaltgänge, wodurch es bereichsweise zu starker Durchfeuchtung des benachbarten Gesteins kommen kann.

Im Haldenmaterial ehemaliger Basaltsteinbrüche, am Fuße des Siebengebirges zum Rheintal hin, wird die Durchlässigkeit vom Lehmanteil bestimmt. In den durchlässigen Halden sickert das Niederschlagswasser ungehindert. In den weniger durchlässigen Haldenbereichen kann das Grundwasser nach Niederschlägen schnell um mehrere Meter ansteigen (MÜLLER 1987).

2.4 Klimatische Verhältnisse im Bonner Raum

2.4.1 Vorzeitliche Klimaverhältnisse im Bonner Raum

Von besonderer Bedeutung für die Rekonstruktion vorzeitlicher und historischer Rutschungsperioden sind die für ganz Mitteleuropa nachgewiesenen Perioden mit kälterer und feuchterer Witterung seit Anfang unserer Zeitrechnung.

Eine erste Klimaverschlechterung mit extrem kalten Wintern wird von FRENZEL (1977) für den Zeitraum von 250 - 750 n. Chr. nachgewiesen. Zwischen 800 und 1300 n. Chr. stiegen die mittleren Jahrestemperaturen um 1,2 - 1,4 °C an, danach wurde es zunehmend feuchtkalt. Nach FLOHN (1967) war die Zeit von 1310 - 1350 und von 1430 - 1480 n. Chr. in Mitteleuropa ausgesprochen niederschlagsreich und durch zahlreiche ungewöhnliche Witterungsereignisse geprägt. Als herausragendes Ereignis ist das Hochwasser vom Spätsommer 1342 zu nennen, das FLOHN (1967) als für die gesamte geschichtliche Zeit einmalig bezeichnet. Die von 1550 bis ca. 1700 n. Chr. andauernde Klimaverschlechterung wird als "Kleine Eiszeit" bezeichnet.

Infolge der kühlen, niederschlagsreichen Witterung in der ersten Hälfte des 14. Jahrhunderts rissen an den Hängen und in den Talauen über 10 m tiefe Schluchten ein. Nach BORK & BORK (1987) weisen Steilheit der Kerben und die aus Rutschmassen bestehenden Kerbfüllungen auf die Eintiefungsgeschwindigkeit und somit auf Niederschlagsverhältnisse hin. So werden die spätmittelalterlichen Erosionsformen auf wenige katastrophale Starkregenniederschläge zurückgeführt (BORK 1983).

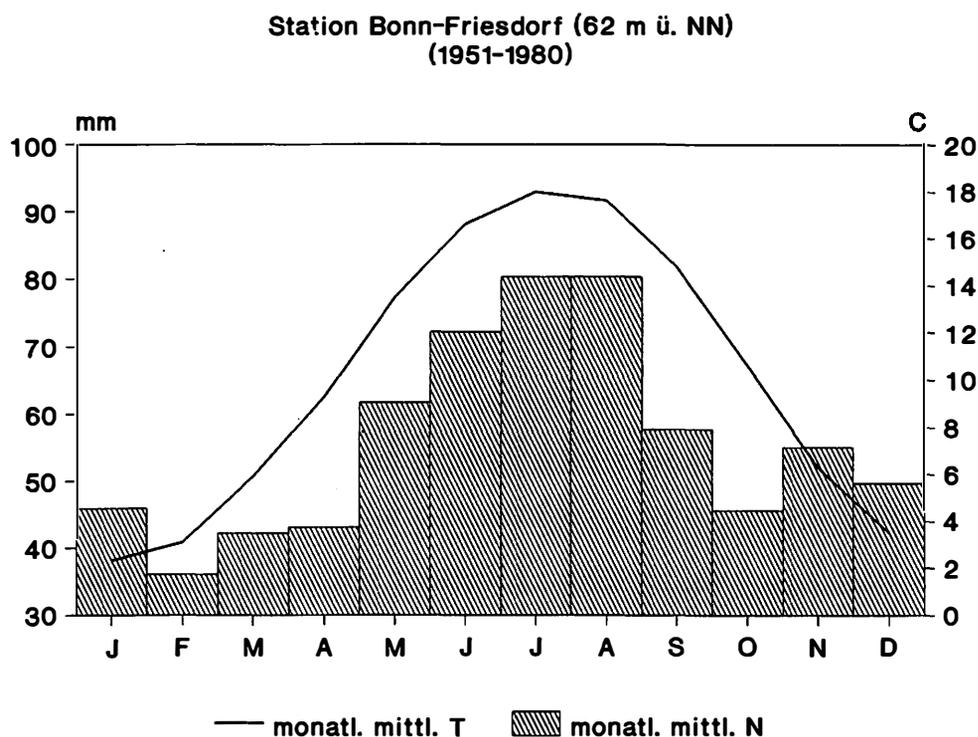
Ein erheblicher Teil der Bodenumlagerungen der vergangenen 10 000 Jahre hat sich infolge der Extremereignisse in der ersten Hälfte des 14. Jahrhunderts vollzogen (BORK & HERMANN 1988). Auch im Bonner Raum konnten LESSMANN-SCHOCH et al. (1991) anhand pollenanalytischer und ¹⁴C Untersuchungen Kolluvienbildung in die Zeit nach dem 14. Jahrhundert datieren.

WITTE (1991) weist anhand der Vereisung des Rheins die "Kleine Eiszeit" für die Mittelrheinregion eindeutig nach. Vor allem die Sommer- und Herbstmonate werden als niederschlagsreicher beschrieben. Nach WITTE stellen hydrologische Berichte für die Wintermonate eine wertvolle Hilfe dar, wenn über Eisdecken und Treibeis auf den Flüssen berichtet wird. Es kann davon ausgegangen werden, daß Hochwasserereignisse am Mittelrhein nicht nur durch starke Niederschläge im Rheineinzugsgebiet, sondern auch in der Mittelrheinregion verursacht wurden.

Langanhaltende Niederschläge durch Hochwasserereignisse zu belegen, ist schwieriger und gelingt nur teilweise. In der "Kleinen Eiszeit" fanden die bedeutenden Hochwässer, bedingt durch die sehr strengen Winter, meist nach der Schneeschmelze im Frühjahr statt.

Die letzten Auswirkungen der "Kleinen Eiszeit" waren die Jahre 1739-1750, 1812-1850 und 1885-1895 mit außergewöhnlich feuchtkaltem Klima.

2.4.2 Aktuelle klimatische Verhältnisse im Bonner Raum



Quelle: Deutscher Wetterdienst

Abb. 4: Klimadiagramm der Station Bonn-Friesdorf

Das Klima des Bonner Raumes ist, bedingt durch die offene Lage nach Nordwesten, maritim und warmgemäßigt geprägt und stellt einen Übergang zwischen dem ozeanisch getönten Klima des norddeutschen Flachlandes und dem eher kontinental geprägten Klima des südlich anschließenden Mittelrheingebietes dar. Am unteren Mittelrhein tönt allmählich das kontinentale Klima der südwestdeutschen Wärmeinseln mit ihrer Niederschlagsarmut und größeren Temperaturamplituden der Sommer- und Wintermaxima aus. Aufgrund der Gebirgsumrahmung sind die Talweitungen im Bonner Raum thermisch begünstigt. Sie liegen im Wind- und Regenschatten der Ville. Im Osten schützt das Schiefergebirge und das Siebengebirge vor den kalten Ostwinden. Die Jahresdurchschnittstemperatur beträgt $9,5^{\circ}\text{C}$, das höchste Monatsmittel wird im Juli mit 18°C erreicht. Für die Station Bonn-Friesdorf (61 m ü. NN) wurde ein Jahresniederschlag von 670 mm (1950- 81) ermittelt.

Das Niederschlagsmaximum liegt dabei im Sommer, das Niederschlagsminimum in den Wintermonaten Februar und März. Erheblichen Anteil am sommerlichen Niederschlagsmaximum haben die konvektiven Niederschläge der Sommergewitter. Der winterlich Niederschlag wird von advektiven Frontalniederschlägen gebildet.

Die Heterogenität der Flora des Bonner Raumes basiert auf der geologischen, morphologischen, edaphischen und klimatischen Differenziertheit. Die natürliche Vegetation ist durch anthropogene Überformung stark verändert oder bis auf inselhafte Vorkommen zurückgedrängt worden (FRANKENBERG 1988).

In römischer und fränkischer Zeit kam es zu ersten dauerhaften Rodungen auf rheinnahen Standorten. Wegen der Zunahme der Bevölkerung und dem dadurch entstandenen Siedlungsdruck entstanden im hohen Mittelalter Rodunginseln im Rheinischen Schiefergebirge.

Im 10. Jahrhundert wurde aufgrund eines königlichen Regals die "Bannlegung" des Kottenforstes auf der HT-Fläche südwestlich von Bonn die Rodung innerhalb dieses geschlossenen Waldgebietes verboten.

Bis zum Mittelalter wurde der Wald nicht nur in seiner Fläche ganz wesentlich zurückgedrängt, sondern sein Aufbau durch Mehrfachnutzung stark verändert. Zu einem war der Wald der einzige Energie- und Rohstofflieferant im Haushalt, zum anderen wurde er als Waldweide genutzt.

Im 14. und 15. Jahrhundert bedingten Pest und Kriege eine Bevölkerungsabnahme und die Wiederbewaldung vieler Rodunginseln. Im 18. Jahrhundert wurde der Wald zu einer wichtigen Voraussetzung für die Industrialisierung. Mit der Wende zum 19. Jahrhundert war der Wald stark geschädigt. Man schätzt, daß um 1820 etwa ein Viertel des Waldes im Rheinland zu Heideflächen degradiert waren (HÖHERE FORSTBEHÖRDE RHEINLAND 1982).

2.6 Historischer Bergbau

Der Bergbau im Bonner Raum reicht bis in die Mitte des 18. Jahrhunderts zurück. Es wurden vor allem Vulkanite und Quarzite, Erzgänge sowie Tone und Braunkohlen abgebaut.

Der Bonner Raum und besonders das Siebengebirge sind vom Abbau in Form von Steinbrüchen betroffen. Auf diese Weise wurden Trachyt, Trachyttuff, Latit, Basalt und Basalttuff sowie Grauwacke gewonnen. Der Trachyt wurde bereits zur Römerzeit am Drachenfels und am Rüdenet abgebaut (WILCKENS 1927, RÖDER 1974, ROTH 1978). Der Höhepunkt des Trachyttuffabbaus lag im Mittelalter; im Barock und Rokoko wurde bevorzugt Latit abgebaut. Mit dem Verkehrswegebau setzte die Hauptphase des Basaltabbaues zwischen 1870 und 1940 ein (HEUSLER 1897, SCHWICKERATH 1953). Besonders die Abbaugebiete, die am Steilabhang zum Rhein lagen, sind nicht nur wegen der künstlichen Versteilung der Hänge durch Steinbrüche sondern wegen der Anlage von Halden auf dem instabilen Unterhang extrem rutschanfällig (Großrutschung zwischen Ramersdorf und Oberkassel ab 1976).

In den überregionalen Statistiken Preußens spielt der Bergbau im Bonner Raum nur im 19. Jahrhundert eine Rolle, wobei die Gewinnung der in den tertiären Schichten enthaltenen Minerale Alaun und Vitriol neben der Förderung von Braunkohle und Tonen von überregionaler Bedeutung war. Die Abbaugebiete lagen am Nordabfall des Siebengebirges, im Gebiet der Hardt und um Friesdorf und Godesberg (DECHEN v. 1861, HEUSLER 1897, WIEDEMANN 1930, HÖROLT 1989). Am Nordrand des Siebengebirges wurde die Braunkohle seit Anfang des 19. Jahrhunderts in mehreren Stollen und Schächten abgebaut. Da Stollen und Schächte nach der Stilllegung des Bergbaues nicht verfüllt wurden, finden bis heute Nachsackungen in diesem Gebiet statt. Auch im Bereich von Friesdorf bis Godesberg am Steilhang zum Rhein sind die alten Abbaugebiete von Rutschungen betroffen (Rutschungen Am Saufrössel 1859, Friesdorf-Annaberg 1982, Tongruben Röttgen ab 1962).

Im 20. Jahrhundert kam der Bergbau fast völlig zum Erliegen; größerer Tonabbau wird nur noch in Witterschlick südwestlich von Bonn und südlich von Bonn in den Kaolingruben von Ödingen betrieben. Die Tongruben Witterschlick sowie deren direkte Umgebung sind seit 1920 immer wieder von größeren Rutschungen, die durch den Tonabbau verursacht werden, betroffen.

3. Untersuchungsmethoden

In Profilgruben und an Aufschlüssen wurden Gewichtsproben mit dem Ziel einer repräsentativen Beprobung aller Horizonte entnommen. Um Proben aus tieferen Schichten zu erhalten, wurden einige Bohrungen mit einem Bohrergerät (Cobra) und einem 22 mm-Gestänge bis in maximal 7 m Tiefe niedergebracht. Die der Nutstange entnommene Substratmenge war zwar gering, reichte aber für die späteren Analysen aus.

Die Farbansprache erfolgte anhand der Standard Soil Color Charts (Munsell-Tafel) am feuchten Substrat.

Nach einer Vorprobe wurden die Karbonatgehalte nach der gasvolumetrischen Methode von SCHEIBLER & FINKENER bestimmt. Die Humusgehaltbestimmung erfolgte nach dem Prinzip der nassen Veraschung nach LICHTERFELD (LESER 1977, KRETZSCHMER 1983).

3.1 Korngrößenbestimmung und Tonmineraluntersuchungen

Die in den Analysendiagrammen dargestellten Korngrößenverteilungen des Feinbodens sind durch die Pipett-Methode nach KÖHN ermittelt worden. Die im Rahmen der Sondierbohrungen gewonnene Menge der einzelnen Proben reicht jedoch für diese Analyse nicht aus.

Über diese Proben wurden Aussagen über die Korngrößenverteilung des Feinbodens mit Hilfe des Partikelgrößenanalysators "Master Sizer" der Firma Malvern gewonnen. Das Partikelgrößenmeßgerät basiert auf der Theorie der Laserlicht-Beugung und erfaßt die Partikelgrößenverteilung im Bereich von 0.1 - 600 μm . Die Messungen wurden mit einer 300 mm Linse durchgeführt. Die Ergebnisse des in geowissenschaftlichen Labors bislang nicht angewendeten Verfahrens ermöglichen leider keinen Vergleich mit den Ergebnissen der Korngrößenverteilung, die mit Hilfe der KÖHN-Methode gewonnen wurden.

Die Messungen am Malvern-Gerät können nur untereinander verglichen werden.

Gründe dafür sind:

- die eingeschränkte Meßbreite des Gerätes,
- der Feintonanteil von $< 0.1 \mu\text{m}$ bleibt unberücksichtigt sowie
- die direkte statistische Bearbeitung der Meßwerte durch den angeschlossenen Rechner.

Tonmineralpräparate wurden aus der Körnungsanalyse sowie durch Schlämmung (Atterberg-Zylinder) gewonnen. Die zur Aufweitung der Pelite glyceringesättigten Proben (Zugabe von Mg und Erhitzung auf 550°C) wurden auf Objektträgern röntgendiffraktometrisch untersucht.

3.2 Bestimmung der Zustandsgrenzen (Fließgrenze (W_f) und Ausrollgrenze (W_a)) von bindigen Böden

Die Abgrenzungen der Zustandsformen sind durch die Atterbergschen Konsistenzgrenzen (ATTERBERG 1911) definiert. Die versuchstechnische Ermittlung erfolgte nach DIN 18 122, T 1, Bestimmung der Fließ- und Ausrollgrenze (SCHULZE & MUHS, H. 1967, DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG 1976, PRINZ 1982, KRETZSCHMAR 1983).

Die Zustandsform bindiger Böden bzw. Tonböden ist abhängig von ihrem Wassergehalt.

Die Fließgrenze W_f eines Bodens ist die oberste Grenze des Plastizitätsbereichs des Bodens. Sie wird mit dem Fließgrenzenbestimmungsgerät nach CASAGRANDE (1932) ermittelt. Dabei wird als Fließgrenze der Wassergehalt des Bodens bezeichnet, bei dem zwei 2 mm voneinander getrennte Teile der Bodenprobe durch 25

genormte Erschütterungen in 10-12 Sekunden zusammenfließen. Der Boden wird zu Brei und beginnt zu fließen. Zwischen den mit Wasser umgebenen Bodenteilchen wirken nur geringe Reibungskräfte. Somit nimmt die Kohäsion bindiger Böden mit zunehmendem Wassergehalt ab. Mit abnehmendem Wassergehalt dagegen verliert der Boden seine Plastizität und wird bröckelig.

Die Ausrollgrenze W_a ist der Wassergehalt, bei dem 3 - 4 mm dicke Bodenproben beim Ausrollen auf einer wasseraufsaugenden, nicht fasernden Unterlage zu zerbröckeln beginnen. Zwischen Fließ- und Ausrollgrenze befindet sich der Tonboden im plastischen Zustand.

3.3 Plastizitätszahl (I_p) und Konsistenzzahl (I_c)

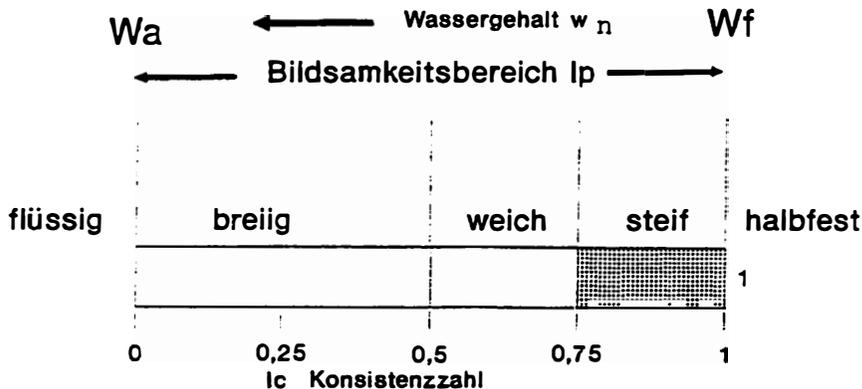


Abb. 4 : Konsistenzbalken

Als Plastizitätszahl I_p wird die Differenz zwischen Wassergehalt (%) an der Fließ- und der Ausrollgrenze bezeichnet.

$$I_p = W_f - W_a$$

Die Plastizitätszahl kennzeichnet das plastische Verhalten bzw. die Bildsamkeit eines bindigen Bodens. Je größer I_p , desto mehr Wasser kann ein Boden aufnehmen, um von der Ausrollgrenze W_a zur Fließgrenze W_f zu gelangen.

Die Konsistenzzahl I_c gibt an, wie weit sich der Wassergehalt eines Bodens von der Fließgrenze bzw. von der Ausrollgrenze unterscheidet. Sie ist definiert als die Differenz zwischen Fließgrenze (W_f) und natürlichem Wassergehalt (W_n) zur Zeit der Probennahme geteilt durch die Plastizitätszahl I_p .

Die Konsistenzzahl I_c liegt über 1 (halbfest), wenn der natürliche Wassergehalt geringer ist als die Ausrollgrenze. Flüssig-breiiige Böden besitzen eine negative Konsistenzzahl.

4. Hangrutschungen im Untersuchungsgebiet

4.1. Dokumentierte Rutschungen

Die bekannten historischen und rezenten Rutschungen im Bonner Raum, die durch Quellen dokumentiert sind, wurden durch massive menschliche Eingriffe (z. B. Bergbau, Straßenbau) ausgelöst (DECHEN v. 1865, HEUSLER 1876, FLIEGEL 1904, WILCKENS 1927). Die durch diese Rutschungen verursachten Schäden erregten öffentliches Interesse und waren nicht selten mit Rechtsstreitigkeiten und hohen finanziellen Aufwendungen verbunden; über Rutschungen in Waldgebieten und landwirtschaftlich genutztem Gelände gibt es weniger Quellen. Außer den eindeutig anthropogen ausgelösten Rutschungen liegen besonders an den übersteilten Hängen der kleinen Täler im Einzugsbereich des Rheins zahlreiche aktive, latente und fossile Rutschungen vor. Weil nicht ausgeschlossen werden kann, daß in den meisten Fällen auch der anthropogene Einfluß eine gewisse Rolle spielt, müßte man sie eigentlich als quasinatürliche Formen im Sinne von MORTENSEN (1954/55) bezeichnen.

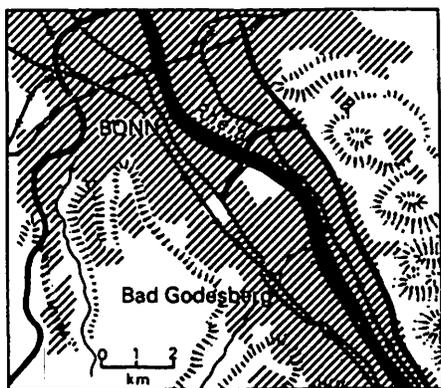
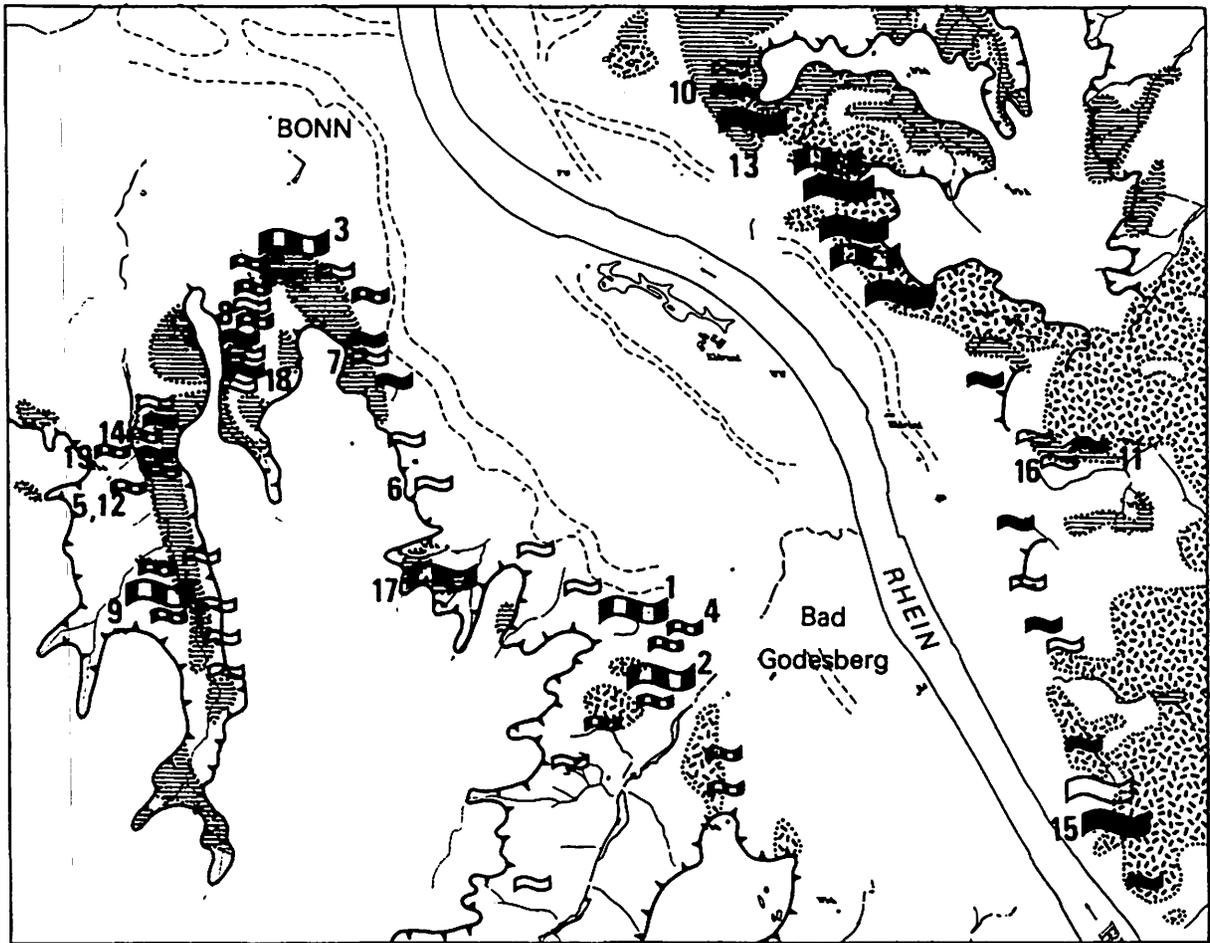
Eindeutig natürliche Ursachen besitzen sehr große prähistorische, fossile Rutschungen in vertonten Trachyttuffen am Fuß des Siebengebirges bei Oberkassel östlich von Bonn. Untersuchungen beim Bau der B 42 n ergaben, daß Trachyttuffe, vermutlich schon im Spätglazial, bis 100 m weit über hochglaziale Flugsande und Sandlössse hinwegglitten waren (HEITFELD, DÜLLMANN, VÖLTZ 1980). Bei Ausraumarbeiten geriet ein Teil des alten Rutschhanges erneut in Bewegung und mußte durch aufwendige Sanierung stabilisiert werden (MÜLLER 1987).

Fossile Rutschungen in tertiären Sedimenten, die von Lößlehm bedeckt sind, wurden am Ippendorfer Westhang südlich von Bonn nachgewiesen (Ingenieurgeologisches Büro KAISER - KÜHN (Hrsg.) 1988 a). RAUFF (1923) beschreibt in einer Tongrube in Meckenheim südöstlich von Bonn ebenfalls zwei fossile Rutschungen, wobei Gleitflächen im tertiären Ton sowie an der Grenze Ton/Löß festgestellt wurden. DECHEN v. (1865, S. 31) berichtet am Nordrand des Siebengebirges an der Hardter Alaunhütte von aufgeschlossenen alten Rutschflächen:

"An einigen dieser Stellen scheinen diese Verwerfungen durch Rutschungen oder Bergschlipfe in der Nähe von Tälern entstanden zu sein. Die bemerkenswerteste Abrutschung dieser Art hat am nordwestlichen Abhänge zwischen der ersten und zweiten (jetzt abgebrochenen) Hardter Alaunhütte und gleichsinnig mit diesem Abhänge statt gefunden. Die Gerölle, welche das Braunkohlengebirge bedecken, gleichen die Höhenunterschiede der Verwerfungen an der Oberfläche aus."

Diese fossile, vermutlich interglaziale oder spätglaziale Rutschung zeigt, daß die tertiären, wechsellagernden Sedimente besonders rutsch anfällig sind. Bei der von BIBUS (1980) beschriebenen Verstellung des Mittelwürm-Lösses nördlich Nettekoven, westlich von Bonn, könnte es sich um ein pseudotektonisches, durch Rutschungen verursachtes Phänomen handeln.

Literaturrecherchen, aber besonders erste Auswertungen von Archiven (z. B. Zeitungsarchive, Archiv des Geologischen Landesamtes NRW) sowie von ingenieurgeologischen Gutachten brachten viele Hinweise auf Rutschereignisse. Dabei stehen einzelnen sehr gut und aufwendig untersuchten rezenten Rutschungen kaum bekannte Rutschgebiete gegenüber. Ein wesentliches Ziel der Untersuchungen ist die Kartierung von bisher unbekanntem Rutschgebieten; gleichzeitig wird untersucht, ob die rezenten Rutschgebiete räumlich begrenzt sind und in erster Linie durch anthropogene Eingriffe ausgelöst wurden und ob die aktuellen Rutschungen in Nachbarschaft zu historischen oder fossilen Rutschgebieten auftreten.



- | | | |
|-------|-------|---|
| <1 ha | >1 ha | 1 durch Quellen nachgewiesene Rutschungen |
| | | 1 a quasinatürliche Rutschungen |
| | | 1 b anthropogen ausgelöste Rutschungen
(Baumaßnahmen: Auffüllungen, Abgrabungen, Böschungen) |
| | | 2 nicht sicher nachgewiesene Rutschungen
(nicht dokumentierte Rutschungen) |
| | | Verbreitung der tertiären Sedimente |
| | | Vulkanische Decken und Schlotfüllungen |
| | | Geländekante der jüngeren Hauptterrasse |



Abb. 6: Rutschungen im Bonner Raum (Numerierung siehe Tab. 2)

Nr.	Monat/ Jahr	Ortsbezeichnung aufgetretener Rutschungen; Rutschungsschäden	Ursachen
	Dez. 1846	Oberwinter/Renagen, Unkeler Steinbruchweg; Zerstörung der Landstraße und der Bahnleise	Anlage eines Steinbruchs, Auflast durch Haldenmaterial; Regenfälle
1	Winter 1859/ 60, 1862/63	Bad Godesberg, Schweinheimer Heide, " Im Sauf- rössel", unterhalb der Viktorshöhe	Durchfeuchtung, Auflast durch eine Halde ausgelaugter Alauntone
	März 1876	Oberwinter Steinskante; Zerstörung der Straße und der Bahnanlage	langanhaltende Regenfälle
2	August/ 1900 Sept. 1901/ 1907	Bad Godesberg, Quellenstraße; Beschädigung von Fabrikgebäuden, der Straße und der Kanalisation	Anlage einer Tongrube, Ausschachtung einer Ziegelei, mangelhafte Entwässe- rung
3	Mai 1904	Bonn-Poppelsdorf, Lotharstraße (Ziegelei) bis zum Kloster am Venusberg, am Venusberghang; ; Beschädigung von Gebäuden und Wegen	Abbau eines Widerlagers durch eine Ziegelei
	ab Frühjahr 1923 bis 1957	Witterschlick bei Bonn, Rutschungen am Berg- hang östlich von Bahnhof Witterschlick; Zerstörung der Bahnanlagen, von Wegen und Mauern	Großräumige Abgrabungen, Aufschüttung und Tunnelanlagen im Rahmen des Tonabbaus
4	Feb./März 1926	Bad Godesberg, Ostrand des Burgfriedhofes; Zerstörung von Grabanlagen und Wegen	langanhaltende Regenfälle, Anlage von Gräbern (bis 2,5m tief)
5	Feb./März 1926	Lengsdorf, Provinzialstraße (L 261) zwischen Lengsdorf und Ückesdorf (erbaut 1865); teilweise Zerstörung der Straße	langanhaltende Regenfälle, künst- liche Auflast durch Fahrbahndamm
6	Feb./März 1926	Dottendorf, in der Nähe der Straßenbahnd- haltestelle, am Venusberghang	langanhaltende Regenfälle
7	März 1937	Kessenich, Bergstraße, Abhang des Venusberges; Zerstörung von Wasserleitungen, Mauern und Zäunen, Beschädigung von Straße und Häusern	starke Niederschläge, Wasserein- leitungen
8	Juni 1961	Ippendorf, am Mühlenberg, Osthang des Melb- tales; Freilegung der Hausfundamente, teil- weise Zerstörung von Stützmauern	alte Rutschungen, starke Niederschläge Anfang Juni 1961, künstliche Auflast und veränderte Drainage
9	Nov. 1963 bis heute	Bonn-Röttgen, Westhang des Katzenlochbaches; Zuschüttung des Baches, Gefährdung von Orts- teilen durch mögliche Flutwelle	Verfüllung der in den 30er Jahren stillgelegten Tongruben von Röttgen
10	1969-1970 bis heute	Bonn-Küdinghoven, Rutschung im Nordwestab- schnitt des Friedhofes; Zerstörung von Graban- lagen, Risse an Gebäuden und Straßen	Aufschüttungen und Grabungen im Fried- hofsbereich, alte Rutschungen
11	1957 u. 1972	Südhang der Dollendorfer Hardt, Siebengebirge; Zerstörung von Waldwegen und Vernichtung des Baumbestandes im Rutschbereich	alte Rutschungen, Anlage eines Wander- weges
12	ab 1971	Lengsdorf, Provinzialstr (L 261), an gleicher Stelle wie 1926, erneuter Rutschungsbeginn; Abrißkante der Rutschung beschädigt Straße	künstliche Auflast durch Straßendamm

13	Juni/Juli 1977 bis heute	Umfangreiche Rutschungen zwischen dem Autobahnkreuz Bonn-Ost und der Anschlussstelle Königswinter (B42n) sowie im Bereich der Gemeinde Ramersdorf; erhebliche Schäden im Bereich der Baustelle, Beschädigung von Straßen und Gebäuden (z. B. Kommende Ramersdorf)	Aushubarbeiten im Zuge des Autobahnbaues, starke Veränderung der Hangmorphologie durch Basaltabbau (Basalt schutthalden) im vorigen Jahrhundert; alte Rutschungen
14	Anfang 1982	Rutschung am Westhang des Katzenlochbaches (gegenüber Rutschung an der Provinzialstr, von 1988); Zuschüttung des Bachbettes	künstlich Aufschüttung von Erdmassen auf den Unterhang
15	ab 1982	Rutschung in Königswinter, am Westhang des Drachenfels, Weinhaus Rüdenet; Zerstörung des Hauses, Beschädigungen sowie Zerstörung von Weinberganlagen, Wegen, Mauern, Wasserleitungen und Bäumen	Flurbereinigungsmaßnahmen von 1979, langanhaltende Regenfälle des Winters 1981/82
16	Winter 1981/1982	Dollendorfer Hardt, Südwesthang, Rutschungen in Weinbergen; Zerstörung von Weinstöcken, Beschädigung der Wege	Terrassierung des Hanges; langanhaltende Niederschläge
17	Ende 1987	Rutschung in Bonn-Friesdorf, unterhalb des Annaberger Schlosses, am Ostabhang des Venusberges	Abraumhalden und Grabungen durch den Alaunbergbau Ende des vergangenen Jahrhunderts
18	April 1988	Bonn-Ippendorf, Ostrand des alten Friedhofes am Melbtal; Zerstörung von Grabanlagen und von Wegen	alte Rutschungen, Grabarbeiten
19	April 1988	Lengsdorf, Provinzialstraße (L 261), 300 m nördlich der Rutschungen von 1926 und 1971; Aufstauungen des Baches	Halde, alte Rutschung, starke Niederschläge

Tab. 2: Chronologie dokumentierter Rutschereignisse im Bonner Raum (Rutschereignissen außerhalb des Kartenausschnittes von Abb. 5 wurden keine Nummern zugeteilt)

Quellenangaben zu Tab. 2:

- 1: DECHEN v. H. (1865): Physiographische Skizze des Kreise Bonn. 55 S., Bonn.
- 2: FLIEGEL, G. (1904): Über einen Bergrutsch bei Godesberg am Rhein. - Verh. Naturhist. Ver. Rheinl. u. Westf., 61 Jg., 3, S. 9-25.
- 3: BONNER STADTARCHIV: Pr 24/22 (1903- 1908)
- 4: WIEDEMANN, A. (1930): Geschichte Godesbergs, 589 S., Bonn.
- 5, 6: BONNER STADTARCHIV: ZA 53/82, General Anzeiger vom 1. u. 4. Juni 1926.
- 7: BONNER STADTARCHIV: Pr 31/1320.
- 8: BIERTHER, W. (1961): Geologisches Gutachten (unveröffentl.), Bonn
- 9: BONNER STADTARCHIV: N 1988/1426 u. N 1988/1427.
- 10: DÜLLMANN, H. (1979): Ingenieurgeologisches Gutachten (unveröffentl.), Aachen.
- 11: BÜHRE, H. (1988): Geomorphologische Kartierung des Beueler Stadtgebietes, des Ennerts und des Pleiser Ländchens. - Dipl.-Arb. am Geogr. Inst. Bonn (unveröffentl.)
- 12: BATKE, O. (1985): Baugrunduntersuchungen (unveröffentl.), Bonn.
- 13: MÜLLER, L. (1987): Spezielle geologische und geotechnische Untersuchungen bei der Sanierung von Rutschungen im nördlichen Siebengebirge. - Mitt. Ing.- u. Hydrogeol. 27. 234 S., Aachen.
- 14: BIERTHER, W. (1982): Geologisches Gutachten (unveröffentl.), Bonn
- 15: GENERAL ANZEIGER vom 29.04.1984 (Bonn)
- 16: BÜHRE, H. (1988): s.o.
- 17: GENERAL ANZEIGER vom 02.07.1988 (Bonn).
- 18: INGENIEURGEOLOGISCHES BÜRO KAISER-KÜHN (Hrsg.) (1988): Hangrutsch Alter Friedhof Ippendorf, Baugrundgutachten (unveröffentl.), Bonn.
- 19: GENERAL ANZEIGER vom 23.04.1988 (Bonn)

Die vorhandenen Daten über Rutschereignisse geben ein verzerrtes Bild der räumlichen und zeitlichen Verteilung der Rutschungen in Bonner Raum wieder. So sind vorwiegend Rutschungen beschrieben und untersucht worden., die durch anthropogene Eingriffe verursacht wurden oder durch die ein finanzieller bzw. materieller Schaden entstand. Über Rutschungen in nicht bebauten Gebieten und unter Wald gibt es kaum Hinweise. Auch mangelnde Kenntnis der Rutschungsphänome vor 1950 hat sicherlich zur niedrigen Anzahl der dokumentierten Rutschereignisse beigetragen.

In den letzten Jahrzehnten führten die vorgeschriebene ingenieurgeologische Begutachtung und Betreuung von Bauprojekten zu vermehrten Dokumentationen und Hinweisen auf Rutschungen. Daraus läßt sich aber nur bedingt der Nachweis vermehrter Rutschungstätigkeit herleiten. So bleibt der vorliegende Überblick (s. Abb. 6, Tab. 2) über Rutschereignisse im Bonner Raum unvollständig.

4.2 Allgemeine Befunde aus den Kartierungen

Nach der Auswertung des Quellenmaterials wurden ausgesuchte, möglichst unbebaute, größtenteils mit Wald bestandene Talhänge im Bonner Raum im Maßstab 1 : 5 000 geomorphologisch kartiert. Als Untersuchungsgebiete wurden das Katzenlochbachtal, das Hardtbachtal und das Melbtal südwestlich von Bonn, der Abhang des Venusberges zum Rhein hin zwischen Bonn-Poppelsdorf und Bonn-Bad Godesberg sowie rechtsrheinisch der Südhang der Dollendorfer Hardt im nördlichen Siebengebirge ausgewählt. Nach einer ersten Kartierung konnten innerhalb dieser Gebiete gelegene Rutschgebiete festgelegt werden, in denen nach einer geomorphologischen Detailkartierung im Maßstab 1 : 500 - 1 : 1000 weitere Untersuchungen stattfanden.

Da Rutschungen naturgemäß fast ausschließlich an Talhängen auftreten, die aufgrund ihrer Steilheit und/oder unruhiger Geländeform mit Vernässungen infolge von Rutschungen von vornherein für eine Bebauung unattraktiv und zumeist mit Wald bestanden sind, konnten bei einer ersten Kartierung zahlreiche bisher unbekannte Rutschungen verschiedenen Alters und Größe erfaßt werden.

Die Rutschereignisse kündigen sich meist durch Spaltenbildung und Kriechbewegungen im Abrißgebiet an. Gerade der Spalten- und Rißbildung im Abrißgebiet einer Rutschung kommt große Bedeutung zu, da durch die Spalten das Niederschlagwasser ungehindert rasch in tiefere Schichten gelangt. Bildet sich infolge starker, langanhaltender Niederschläge kurzfristig eine Wassersäule in einer Erdspalte oder einer kleineren Kluftöffnung, so herrscht unabhängig von der Breite der Spalte ein hydrostatischer Wasserdruck, der allein von der Höhe der Wassersäule bestimmt ist. Nach dem ersten Rutschereignis vergrößert sich das Rutschgebiet in den folgenden Wochen und Monaten, wobei vor allem hangabwärtsliegende, aber auch seitlich angrenzende und hangaufwärts liegende Hangbereiche von den Rutschbewegungen erfaßt werden. In den Nebentälern des Rheins besteht die Gefahr, daß die Rutschmassen in der Talsohle den Bach aufstauen. Dadurch können auch am gegenüberliegenden Hang durch Auflast, Durchfeuchtung und verstärkte Unterschneidung der unteren Hangbereiche Rutschungen hervorgerufen werden. In den letzten Jahrzehnten verhinderten jedoch schnell eingeleitete Sanierungsmaßnahmen, wie Dränierung und die Anlage von Stützmauern, die Ausweitung von Rutschgebieten, so daß man von einer anthropogenen Verkleinerung der Rutschgebiete sprechen kann.

Nur bei jungen Rutschungen sind die Formen noch frisch und unverkennbar, denn schon nach wenigen Jahren werden Rutschungen durch Nachbrüche, Erosion und Bewuchs stark überprägt. Auch wenn Kleinformen innerhalb einer Rutschung relativ rasch überformt werden, spiegeln sich größere Rutschungen anhand eines charakteristischen Isohypsenverlaufes dauerhaft wieder. So deuten konkav verlaufende Isohypsen am Oberhang sowie konvex verlaufende Isohypsen am Unterhang auf historische Rutschereignisse hin (s. Abb. 7, 8).

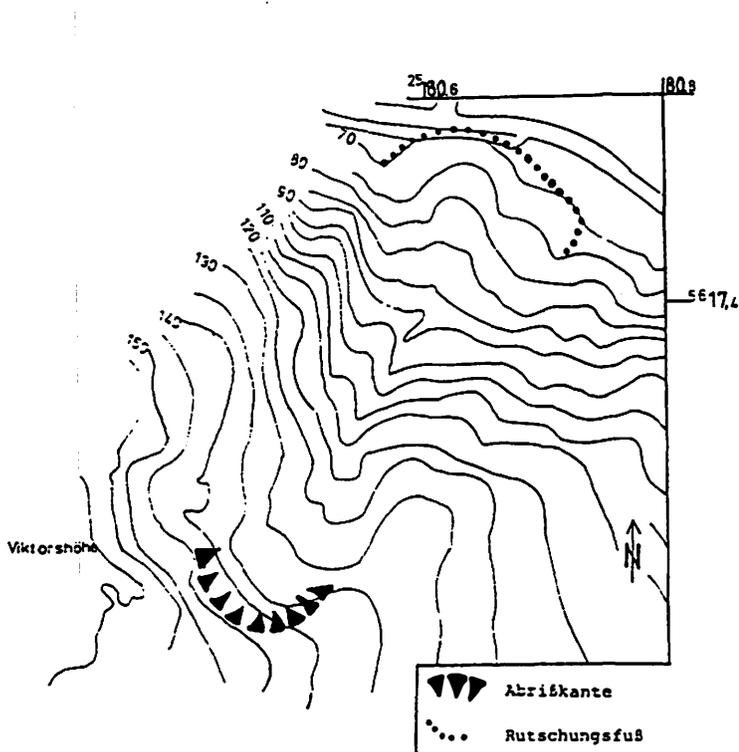


Abb. 7: Rutschung am Saufrössel, unterhalb der Viktorshöhe, nördlich Godesberg

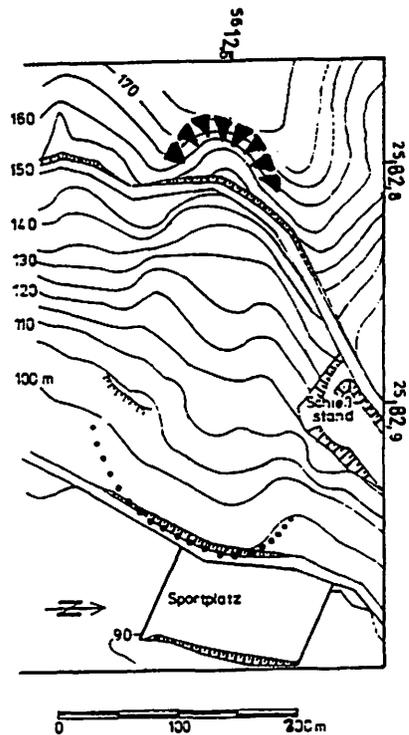


Abb. 8: Rutschung an der Bunten Kuh in Niederbachem

Fossile Rutschungen, die von jüngeren Sedimenten, meist Löß-, Lößlehm und Gehängeschutt, bedeckt sind, können aufgrund ihrer fehlenden morphologischen Ausprägung nur mit Hilfe von Bohrungen oder größeren Aufschlüssen nachgewiesen werden.

Ist die Morphogenese eines Hanges nicht eindeutig, bringen Bohrungen oder Profilgruben auch hier Klärung. So können Verflachungen im Hang nicht immer ohne weiteres klar interpretiert werden, da sowohl Terrassen als auch Rutschkörper diese Formen ausbilden. Östlich der Godesburg wurde beispielsweise eine in einem Rutschgebiet gelegene Verflachung als untere Mittelterrasse kartiert (KAISER 1961). Ebenso befindet sich östlich vom Rutschgebiet am Friedhof Bonn-Küdinghoven eine breite Verflachung am Oberhang, bei der es sich wahrscheinlich um eine große ältere Rutschungsscholle oder eine aufgefüllte Grabenstruktur unterhalb der Abrißkante im oberen Teil einer Rutschung handelt.

Auch eine Unterscheidung von Rutschungsschollen und Ackerrainen, die nicht aus Kolluvium bestehen, ist in der Regel dadurch möglich, daß bei Rutschungsschollen beiderseits der Kante das gleiche Bodenprofil vorliegt, wohingegen bei Ackerrainen der Boden oberhalb der Kante viel stärker erodiert ist als unterhalb (SEMMELE 1986).

Rutschungen besitzen in der Regel einen 30 - 100 m langen, halbrunden, 3 - 10 m tiefen Abriß am Oberhang, der durch sekundäre Nachbrüche nochmals unterteilt sein kann. Unterhalb des Abrisses folgt meist in gleicher Breite eine Hohlform, die besonders bei latenten Rutschungen stark vernäbt sein kann. Das Verhältnis Breite zur Länge beträgt in der Regel 1:3, wobei die Längenausdehnung durch Erreichen der Talsohle beendet wird.

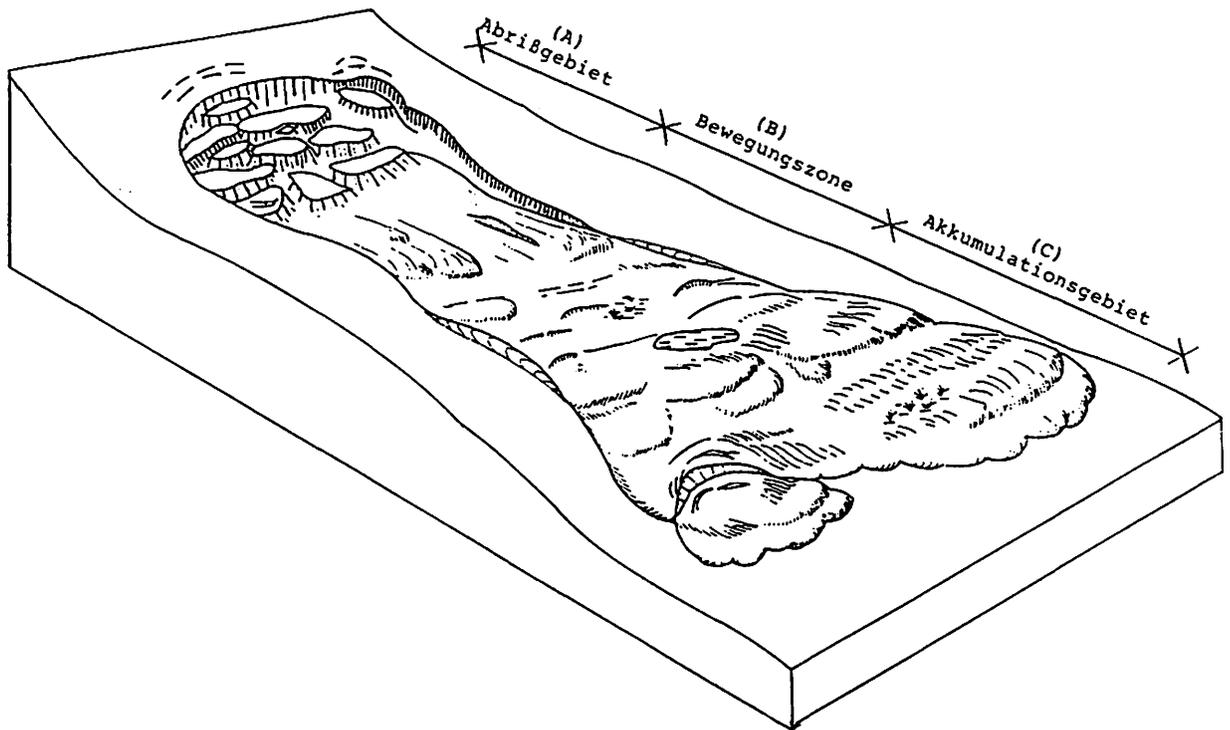


Abb. 9: Nach KLENGEL & PASEK (1974) erarbeitete einheitliche Terminologie der Rutschungsercheinungen.

Morphologische Hinweise zusammen mit hydrographischen und floristischen Merkmalen	Sedimentologische und pedologische Hinweise	Hinweise im Siedlungsbereich
Verebnungen im Mittelhangbereich;	Umkehr der stratigraphischen Schichtung;	Wasser in den Kellern
Konkave Ausformung am Oberhang, Konvexe Ausformung am Unterhang;	Schichtwiederholung;	Verstärktes Ausreten von Rissen an Gebäuden (z. T. senkrechte Risse, keine Setzungsrisse), Risse, besonders an älteren Häusern ohne Stahlbeton-Bauweise;
Stufen am Hang;	Hauptterrassensedimente (Kiese) in ungewöhnlich niedriger Lage;	auffällig häufiges Auftreten von Wasserrohrbrüchen (durch latente kleinräumige Bewegungen im Hang hervorgerufen);
Vernässungen am Mittelhang (z. T. vegetationsfreie Gebiete);	verschieden mächtige Deckschichten; sie können von alten Rutschmassen gebildet werden;	Wellenartige Aufwölbungen im Asphalt, verbogene Zäune
Schlammmassen, Ausfließungen,	-bei fossilen Rutschungen wurden Hohlförmungen unterhalb der Abrißkante mit Hangsedimenten aufgefüllt (Sedimentfalle);	
	kleinräumige Niedermoorbildungen	

Tab. 3 : Mögliche Hinweise auf Rutschungen an Talhängen im Bonner Raum;

Die unteren Teile der Rutschungen sind meist markant durch Rutschungsloben geprägt, die der ehemaligen Hangoberfläche aufliegen. Sie zeichnen sich besonders durch eine unruhige Oberfläche und meist starke Vernässung aus.

Am ursprünglichen Hang tritt ein Abrißgebiet (A) mit Abrißwand, Einzelschollen, Längsspalten und Zugrissen auf. Im mittleren Rutschbereich (B), der eigentlichen Bewegungszone, geben seitliche Abrisse, Querrisse und wallartige Preßfugen Hinweise auf die Bewegungsrichtung. Kleinere Abrisse, Aufwölbungen, abflußlose Senken mit Naßstellen sowie Wassertümpel im mittleren Rutschungsbereich und in der Rutschungszunge können auf Sekundärrutschungen hinweisen.

Der Fuß der Rutschung (C), das Akkumulationsgebiet, unterscheidet sich deutlich von ungestörten Hangbereichen. In Abhängigkeit vom Wassergehalt der Rutschmassen kann der Rutschungsfuß nur gestaucht sein, walzenartig überschoben werden oder zungenförmig ausfließen. Die Rutschereignisse kündigen sich meist durch Spaltenbildung und Kriechbewegungen im Abrißgebiet an. Nach dem ersten größeren Rutschereignis vergrößert sich das Rutschgebiet in den folgenden Wochen und Monaten ständig, wobei vor allem hangabwärts liegende Hangbereiche, aber auch seitlich angrenzende und hangaufwärts liegende Hangbereiche von den Rutschbewegungen erfaßt werden.

4.2.1 Vegetationsbild und Hydrologie der Rutschhänge

Eine Kombination von Naßstellen in ungewöhnlicher Hanglage, angezeigt durch feuchtigkeitsliebende Pflanzen, wie Binsen, Schachtelhalm u. ä., mit unruhigem Gelände kann auf Rutschungen hinweisen. Art und Form des Baumbewuchses geben nur bedingt Hinweise auf Rutschungen. Da die Bäume bei Rutschbewegungen einer Scholle unbeschadet mit abgleiten können, sind Aussagen über Rutschungsereignisse mit ihrer Hilfe nicht zuverlässig möglich. Krümmung des Stammes oder Stellung der Äste müssen in Rutschgebieten zwar aufmerksam registriert werden, die Ausweisung von Rutschungen darf jedoch nicht allein aufgrund der Schiefstellung oder des Säbelwuchses von Bäumen erfolgen, da die Phänomene oft nur eine Folge von Hangschuttbewegungen im Jugendstadium der Bäume sind. Sie treten in der Regel nur an steilen Hängen auf.

Die unteren Teile der Rutschungshänge weisen wegen der oft schlammigen Rutschmassen bei austretendem Grundwasser meist einen hohen Totholzanteil sowie einen jüngeren Bewuchs von Erlen und Weiden auf. Dieser hebt sich scharf vom hochstämmigen Eichen/Kiefern- oder Buchenwald der umgebenden, ungestörten Hangbereiche ab. Z. B. bedingen in den Rutschungsgebieten am Westhang des oberen Katzenlochbaches unruhiges Gelände sowie verschiedene Grundwasseraustritte eine viel größere Diversität der Vegetation als auf ungestörten Hangbereichen und auf der höher gelegenen Hauptterrassenfläche.

Die Aussage trifft besonders für junge Rutschgebiete zu. Dennoch sollten Rutschgebiete primär aufgrund ihrer sich gegenseitig bedingenden Kleinformen (korrele Formen) ausgewiesen werden; Vegetation und Hydrologie können aber in Verbindung mit der Morphologie zur Ausweisung von Rutschgebieten herangezogen werden.

5. Die Untersuchungsgebiete - Ergebnisse

5.1 Das Katzenlochbachtal

Das Katzenlochbachtal im Südwesten Bonns ist ein asymmetrisches Tal (FRÄNZLE 1969, SIEGBURG 1987), wobei der westlich exponierte Steilhang wesentlich mehr Rutschungen aufweist als der lößbedeckte, ostexponierte Flachhang. Der ackerbaulich genutzte Osthang weist Hangneigungen von 4-7°; der überwiegend mit Wald bestandene, steilere Westhang Hangneigungen von 15-25° auf. Die Genese der Talform bedingte nicht nur diesen Hangneigungsunterschied sondern auch Substratunterschiede der oberflächennahen Schichten, die sich auch in der Landnutzung widerspiegeln.

Der Katzenlochbach entspringt auf der Hauptterrassenfläche in der Nähe des Jakobskreuzes. Im weiteren Verlauf schneidet sich der Bach bis zur Basis der Hauptterrassenschotter ein und gelangt auf den tertiären oder devonischen Ton. Ein gut sichtbarer Quellhorizont markiert die Grenze der Substrate. Bei Bonn-Lengsdorf heißt der Katzenlochbach Lengsdorfer Bach. Das Katzenlochbachtal läuft bei Bonn-Endenich als Sohlental auf die untere Mittelterrasse des Rheins aus. Von dort aus wird der Bach kanalisiert dem Rhein zugeleitet. Nach FRÄNZLE (1969) erhielt das Katzenlochbachtal während des Drenthe- bzw. des Rib- Glazials die entscheidende Ausformung. Die Überprägung während des Würms war dagegen nur noch gering.

Das ca. 5 km lange Katzenlochbachtal wird tektonisch vom Duisdorfer Graben im Westen und vom Kreuzberghorst im Osten abgegrenzt. Das Tal markiert den Verlauf der sog. Röttgener Störung (SCHÜNEMANN 1958). Hier grenzt die Tiefscholle des Duisdorfer Grabens an die Hochscholle des Kreuzberghorstes, wobei eine Sprunghöhe zwischen beiden Schollen von 75 - 125 m vermutet wird. Diese Sprunghöhe ist weniger geomorphologisch, als vielmehr stratigraphisch sichtbar. So wird das Liegende der quartären Deckschichten im Duisdorfer Graben von Sanden und Kiesen der pliozänen Kieseloolithstufe, am Kreuzberghorst von oligozänen/miozänen oder verwitterten devonischen Schichten gebildet.

Das Gebiet bildet den Westrand der Kottenforsthochfläche. Kiese und Sande der jHT überlagern hier tertiäre Sedimente. Die Terrassenablagerungen sind bis 12 m mächtig und werden von einer 0.5 - 1.5 m dicken Lößlehmdecke bedeckt. Zu den Talhängen hin werden die Ablagerungen der jüngeren Hauptterrasse dünner und keilen aus, so daß die Lößlehmdecke am Hang direkt auf den devonischen Gesteinen oder tertiären Sedimenten liegt.

Auch die geomorphologischen Kleinformen des Untersuchungsgebietes sind durch den geologischen Bau geprägt. So zeichnen die Nebenbäche des Katzenlochbaches/Lengsdorfer Baches die im Untergrund an der Oberfläche der tertiären Sedimente ausgebildeten größeren Rinnenstrukturen nach. An den zahlreichen Querstörungen stehen kleinere Schollen verschieden hoch an, so daß am steilen Westhang des mittleren Katzenlochbaches oligozäne/miozäne Sedimente neben verwittertem Devongestein auftreten können.

Bei den Ablagerungen der Hauptterrasse handelt es sich um einen dicht gelagerten Kiessand mit wechselndem Lehmanteil und mit wechselnden Steinanteilen. Die Ablagerungen der jüngeren Hauptterrasse sind oberflächlich stark verlehmt und zum Teil schwer wasserdurchlässig. Die oberen 0.3 - 0.5 m sind durch eingeschwemmten Ton und Schluff der überlagernden Löß- und Lößlehmschichten gekennzeichnet. Dieser verdichtete Bereich jHT/Löß wird als Kottenforstlehm bezeichnet.

Die quartären Deckschichten werden von Schluffen mit wechselnden Ton- und Sandanteilen, zum Teil mit Kiesanteil gebildet. Der unverwitterte Löß, ein gelbgrauer bis gelbbrauner feinsandig-toniger Schluff, tritt nur unterhalb einer Entkalkungstiefe von 1 - 2.5 m Tiefe auf, so daß man weithin von einer Lößlehmdecke sprechen kann. Unter Einwirkung von Staunässe hat sich auf Löß ein gebleichter, grauer, rostfleckiger, verdichteter Pseudogley gebildet, der auch als Graulehm angesprochen wird. Besonders an den Hängen sind auch periglaziale Lößfließerden und Schwemmlöß zu finden.

5.1.1 Hydrologie

Die verdichteten Ablagerungen der jHT verzögern das Versickern des Niederschlagswassers; es kommt zu Stauwasser im Boden. Das einsickernde Niederschlagswasser gelangt durch die jHT in die tertiären Schichten. Die tertiären Sande bilden dabei die Aquifere, die tertiären Tone und Schluffe die Aquiclude. Doch wo die wasserstauenden Schichten näher an der Oberfläche liegen, entstehen Quellaustritte. Auch an tieferen Einschnitten sind solche Quellhorizonte zu finden, z. B. am Olligsbach/Hubertusbach.

Das Einzugsgebiet für das Grundwasser reicht weit bis in den Kottenforst hinein, wobei das oberflächliche Einzugsgebiet nicht dem Grundwassereinzugsgebiet entspricht. Es wird eher durch die Lage der Oberfläche der tertiären Tone bestimmt, die nach SCHÜNEMANN (1958) in diesem Gebiet ein Generalgefälle nach Norden mit einer stark nordöstlichen Komponente aufweist.

5.2 Rutschungen im Katzenlochbachtal

In den Jahren 1926, 1962, 1967, 1972, 1974, 1982 und 1988 sind an verschiedenen Stellen im Katzenlochbachtal südlich von Bonn-Lengsdorf Rutschungsereignisse bekannt geworden. Auslösende Ursachen waren neben hohen Niederschlägen mehr oder weniger massive anthropogene Störungen der Hangstabilität.

Das Studium alter geologischer und topographischer Karten sowie deren Erläuterungen ergab nur wenige Hinweise auf Rutschungsereignisse im Kartiergebiet. Ingenieurgeologische Gutachten über rezente Rutschungen und hydrologische Gutachten sowie erste geomorphologische Detailkartierungen 1: 5 000 lieferten jedoch gute Ergebnisse über die räumliche und zeitliche Verteilung der Rutschungen.

Auf heute extensiv genutzten Weideflächen, auf Brachflächen sowie unter Wald wurden bisher unbekannte fossile, latente und aktive Rutschgebiete kartiert. Unter aktiven Rutschungen werden solche verstanden, die meist nur wenige Jahre, unter latenten Rutschungen solche, die nicht älter als 50 Jahre alt sind und reaktiviert werden können.

Die jungen Rutschungen besitzen einen 30 - 100 m langen, halbrunden, 3 - 10 m tiefen Abriß am Oberhang, der durch sekundäre Nachbrüche nochmals unterteilt sein kann. Unterhalb des Abrisses folgt in der Regel in gleicher Breite eine Hohlform, die besonders bei aktiven und latenten Rutschungen durch Quellaustritte stark vernäßt ist. Der Akkumulationsbereich der Rutschungen ist durch Rutschungsloben, die dem ehemaligen, konkaven Unterhang aufliegen, meist auffällig geprägt. Er zeichnet sich durch eine unruhige Oberfläche und bei Grundwasseraustritt ebenfalls durch starke Vernässung aus.

Besonders die Rutschungen in der Gemarkung Schafberg lassen auf zwei Rutschungsperioden schließen. Das Rutschungsgebiet "Katzenlochbachtal" weist trotz der begrenzten Ausdehnung zum einen eine extrem hohe Rutschungsdichte auf, zum anderen ist die Ausformung der verschiedenen Rutschungen außerordentlich vielfältig.

5.3 Katzenlochbachtal - Osthang

Der flachere und mit einer z.T. mächtigen Löß- und Lößlehmschicht bedeckte Osthang des Katzenlochbachtals weist bei weitem nicht so viele Rutschungen auf wie der steilere Westhang. Das liegt zum einen an der geringeren Hangneigung und zum anderen an der stabilisierenden Wirkung der Lößbedeckung. Doch wo die tertiären Sedimente am Hang ausstreichen und/oder anthropogene Eingriffe die Hangstabilität stören, treten besonders in muldenförmigen Talformen, die auch als Leitlinien der Entwässerung dienen, Rutschungen auf.

Im westlichen Bereich, etwa entlang der A 565, wird der Untergrund von tertiären Tonen und Schluffen aufgebaut. Östlich davon bilden pliozäne Kiese und Sande der Kieseloolithstufe das Liegende der jHT. Im Bereich der Provinzialstraße (L 261) bilden tertiäre Tone unter der Lößdecke den geologischen Untergrund. Besonders

die Trasse der Provinzialstraße zwischen den Ortschaften Bonn-Lengsdorf und Bonn-Ückesdorf ist von Rutschungen betroffen (s. Abb. 10, 11). Die 1865 angelegte Straße verläuft hier in einer Höhe von 120 m ü. NN in einem Bereich, in dem die oligozänen/miozänen Schichten zutreten.

Am Beginn des Katzenlochbachtals liegen am südlichen Ausgang der Ortschaft Bonn-Röttgen wiederverfüllte Tongruben (s. Abb. 13). Innerhalb dieser alten Tongruben kam es ab 1962 immer wieder zu größeren Rutschungen. Dabei handelt es sich um anthropogen bedingte Translationsrutschungen. Die ersten Rutschungen fanden im älteren Teil einer wiederverfüllten Tongrube statt, während im südlichen Teil Gruben noch verkippt wurden. Durch die Aufkippen wurde die natürliche Hangneigung von 8° auf 14° Neigung erhöht. Im Rutschgebiet bilden tertiäre Ton- und Feinsandwechsellagerungen mit dünnen Braunkohleschichten den Untergrund. Unterhalb der Tongruben in ungestörten Hangbereichen liegt über den tertiären Sedimenten ca. 1 - 1.5 m mächtiger Gehängelehm. Die Abrißkante ist im Haldenbereich mit einer Höhe bis 5 m in 130 m ü. NN ausgebildet worden. Die Rutschmassen stauten auf der Talsohle bei 120 m ü. NN den Bach zu einem See von 40 x 130 Meter Fläche und bis 6 Meter Tiefe auf. Von der Rutschung war eine Fläche von 5500 m² betroffen, wobei die bewegten Massen ein Gesamtvolumen von 34 000 m³ hatten.

5.3.1 Rutschungen an der Provinzialstraße

Im Frühjahr 1988 traten infolge langanhaltender Niederschläge (s. Abb. 31, 32) talseitig der Provinzialstraße L 261 südlich der Ortschaft Bonn-Lengsdorf in einem ehemaligen Kippenbereich in einer Breite von 120 m Rutschungen auf. Das Gebiet talabwärts der Straße war bis 1972 in dieser Länge mit Boden und Bauschutt überkippt worden. Die Kippe wies 30° - 36° Neigung auf, die durch die Rutschung auf 15° - 25° stufenförmig verflacht wurde. Von den Rutschbewegungen waren aber auch die anstehenden, stark durchnässten tertiären Schichten betroffen (Geotechnisches Büro Dr. - Ing. H. DÜLLMANN 1990). Die Rutschmassen erreichten schnell die Talsohle und stauten den Bach auf (s. Abb. 10, 11).

Die Ablagerungen des Tertiärs bestehen in diesem Gebiet aus einer Wechsellagerung von Tonen, Schluffen und Sanden mit örtlichen Braunkohleneinschaltungen. Sie zeichnen sich durch einen häufigen Schichtwechsel aus: graubraune Schluffe und violett-braune Tone sowie ockergelbe bis braunrote Feinsande wechseln mit schwarz-braunen Braunkohlelagen. Da die Schichten auch horizontal auskeilen, ist aufgrund des intensiven Wechsels von Grundwasserleitern und Nichtleitern keine durchgehende Grundwasseroberfläche ausgebildet. Das in den sandigen Schichten zirkulierende Wasser tritt örtlich aus; vernässte Wiesen weisen auch außerhalb des Rutschgebietes auf solche oberflächennahen Schichtwasseraustritte hin.

Ähnliche geologische Verhältnisse liegen auch im 300 m weiter südlich gelegenen Rutschgebiet an den Fischteichen zwischen Ückesdorf und Lengsdorf vor. Ende März/Anfang April 1926 rutschte die in diesem Bereich hangparallel verlaufende Provinzialstraße zwischen Bonn-Lengsdorf und -Ückesdorf von der Straßenmitte zum Abhang in einer Länge von 30 Metern ab, wobei eine Abrißkante von 3 Metern ausgebildet wurde (Bonner General Anzeiger vom 10.04.1926). Dadurch wurde die Straße auf eine Fahrbahn verengt.

Die Rutschmasse erreichte bei anhaltenden Regenfällen über eine Strecke von 250 m schnell die 20 m tieferliegende Talsohle. Dabei konnten Bewegungen von 40 - 50 cm pro Tag beobachtet werden. Wasserlachen, Rinnale, Bodenrisse und umgestürzte Bäume prägten das Aussehen der Rutschmasse. Bis zum Juni 1926 weitete sich das Rutschgebiet langsam aus. Verschiebungen der Erdmassen zerstörten eine kleine Brücke und veränderten das Bachbett. Kleinere Abbrüche an der Abrißkante gefährdeten die provisorische Benutzung der übriggebliebenen Fahrbahnhälfte (Bonner General-Anzeiger 1926).

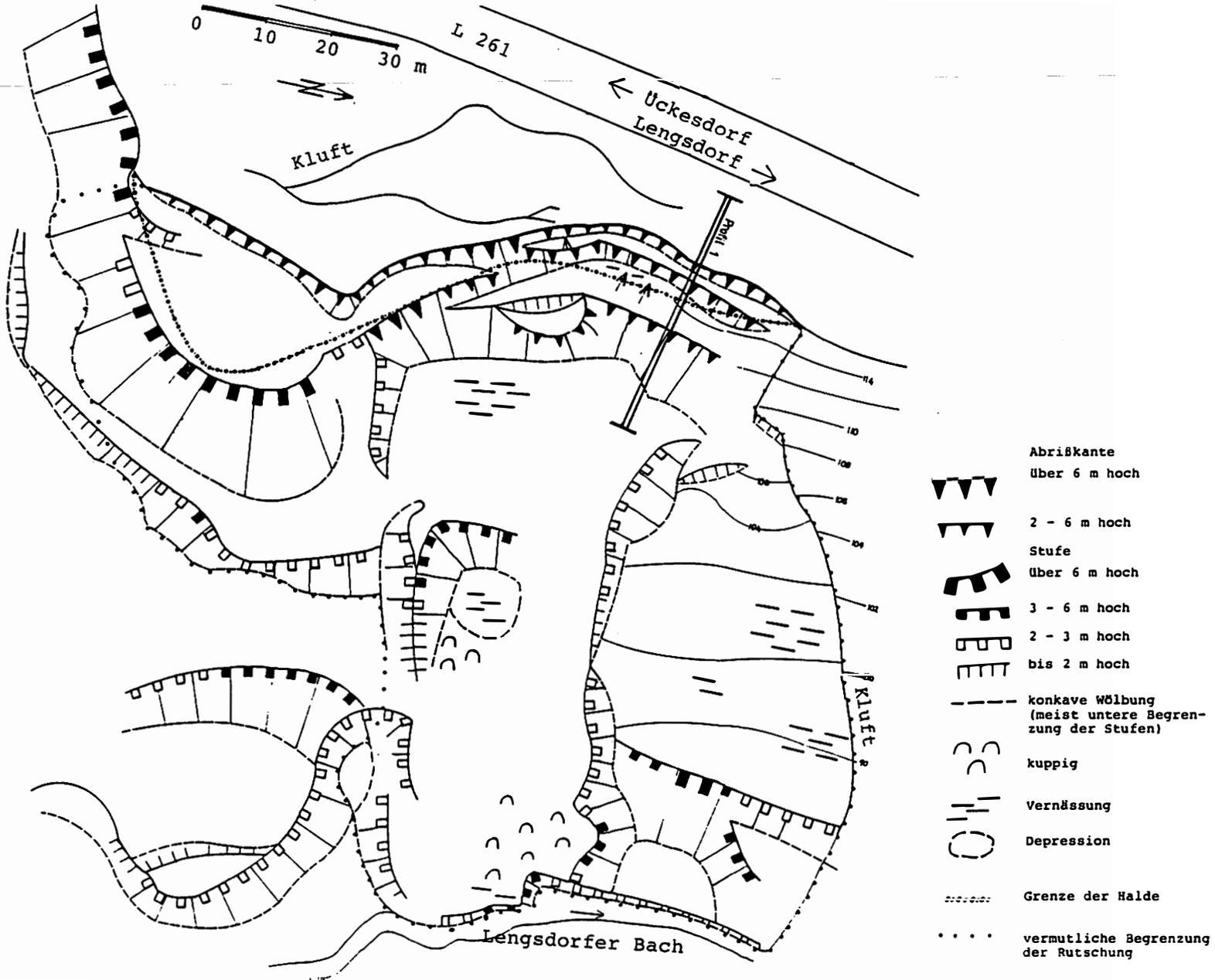


Abb. 10: Geomorphologische Detailkartierung der Haldenrutschung an der Provinzialstraße von 1988

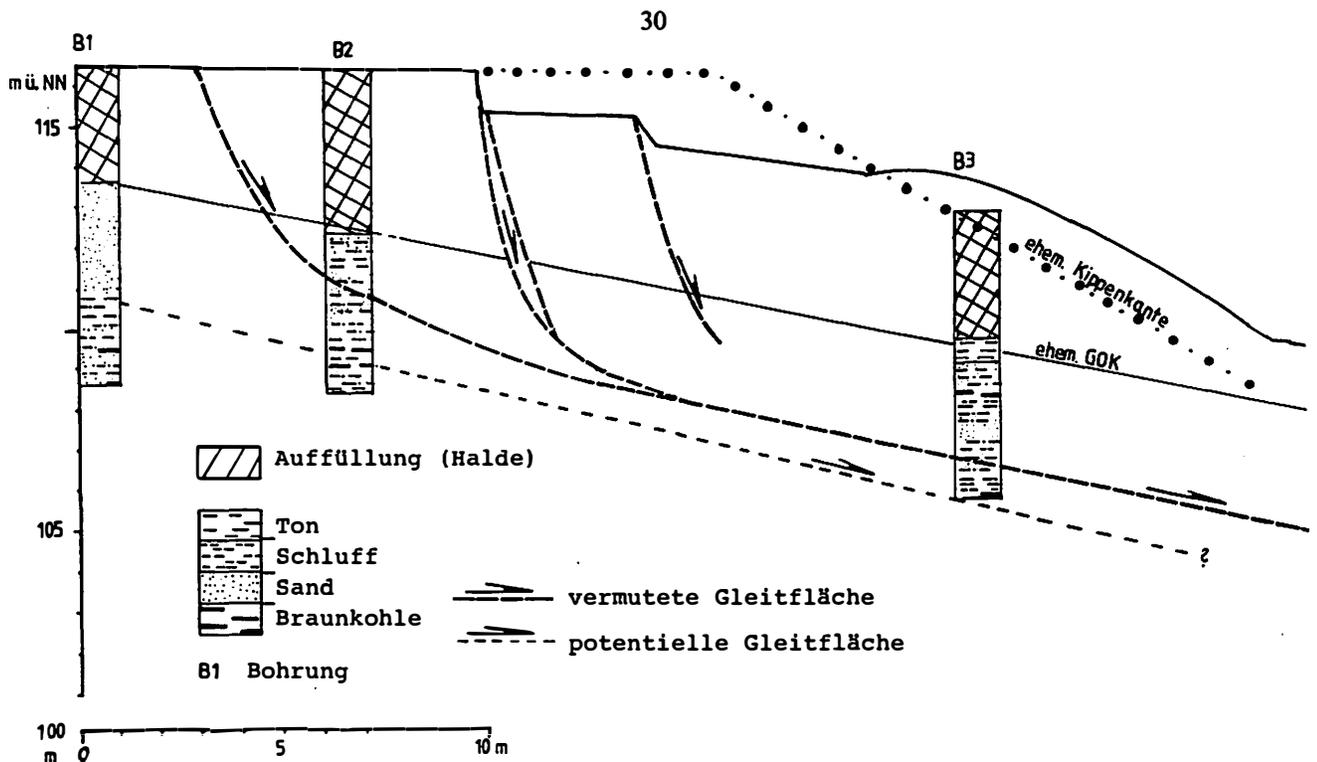


Abb. 11: Querprofil der Haldenrutschung, Lage des Profils s. Abb. 10 (verändert nach Geotechnisches Büro DR.-DÜLLMANN 1990)

Unterlagen des Straßenbauamtes belegen zwischen 1971 -1975 eine erneute Absenkung an der Abrißkante von 25 cm. Im Sommer 1985 wurde dann ein 45 m langer bogenförmiger Riß im Straßenbelag bemerkt, wobei die talseitige Rutschscholle um 7 cm abgesenkt war. Die Rutschung wird hangaufwärts durch die Abrißkante in der Fahrbahn in einer Höhe von 121 m ü. NN begrenzt. Das Rutschgebiet wird an seinem südlichen Rand von einem verrohrten Bachlauf gequert, der in seiner nordöstlichen Fortführung stufenförmig zu Fischteichen aufgestaut worden ist.

Im Bereich der Straße wird die oberste Schicht mit einer maximalen Mächtigkeit von 7 m von schluffigen, teilweise stark vernähten Kiessanden gebildet. Darunter folgen breiige, schluffige Kiese und Sande der jHT mit einer maximalen Mächtigkeit von 5 m. Sie werden von wechsellagerden ebenfalls vernähten Schichten aus tertiären Schluffen, Tonen und Feinsanden mit Braunkohleneinlagerungen unterlagert. Der Grundwasserspiegel, der im Straßenbereich bei 116-117 m liegt, verursachte die Rutschungen. Mit Hilfe von Bohrlochverschiebungsmessungen (Inklinometermessungen) konnten die über 29 Monate (April 87 bis Sept. 89) aufgetretenen Verschiebungsbeträge gemessen werden.

Die tertiären Tone in diesem Rutschgebiet zeigen das typische Verhalten überkonsolidierter Tone. Die hohe Kohäsion geht beim Bruch verloren. Danach steht nur noch eine sehr geringe Reibung zur Verfügung. Beim Abrutschen kiesig-sandiger-schluffiger Überlagerungsböden auf dem Ton gilt von vornherein ein geringer Reibungswinkel.

5.4 Oberes Katzenlochbachtal - Westhang

Am Westhang des südlichen Katzenlochbaches wurden alte Rutschungsschollen gefunden, deren Oberfläche gegen den Hang geneigt ist. Sie können als Rotationsrutschungen im verwitterten Devon gedeutet werden. Die übrigen Rutschungen stellen einen kombinierten Rutschungstyp dar: Im oberen Teil eine Rotationsrutschung, gehen sie im unteren Teil durch Selbstentwässerung der Schollen in eine chaotische, stark vernähte Rutschmasse über.

Am Westhang des Katzenlochbachtals sind die Rutschmassen immer durch einen Anteil an jHT-Schottern gekennzeichnet. Bei Rutschungen im mittleren Hangbereich weisen solche Rutschungsloben, die dann am Hang-

fuß liegen, auf ältere Rutschungen in höheren Hangbereichen hin. So bilden sich in älteren Rutschungsloben am Oberhang neue Rutschungsloben aus und die HT-Schotter werden beim zweiten Rutschereignis weiter hangabwärts verfrachtet.

5.4.1 Pedologische, hydrologische und floristische Diversität durch Rutschungen

Besonders im Wald am Westhang des oberen Katzenlochbachtals bedingen die Rutschungen neben einem kleinräumig differenzierten Relief auch Hydrologie und Vegetation des Hanges. Eine Kombination von Naßstellen mit unruhigem Gelände weist hier stets auf Rutschungen hin. Die Naßstellen werden in auffälliger Weise durch hydrophile Pflanzen angezeigt.

Allein der Baumwuchs gibt allerdings nur bedingt Hinweise auf Rutschungen. Da er bei Rutschbewegungen einer Scholle unbeschadet mit abgleiten kann, ist eine genaue Datierung der Rutschungsereignisse meist nicht möglich. Das an den Talflanken hervorquellende Bodenwasser markiert die obere Grenze der stauenden tertiären oder devonischen Tone. LOHMEYER & KRAUSE (1975) beschreiben stellenweise über 25 m² große Naßgallen, deren Sohle teils steinig-grusig, teils schlammig ist, sofern kein Seggen- oder Bruchwaldtorf aufliegt. Hangquellmoore treten in der Regel an der Grenze Hauptterrasse (jHT)/Tertiär oder Devon auf. Die Wasserversorgung der Hangquellen wird auch in jahreszeitlichen Trockenphasen durch Wasserstauungen auf den tertiären oder devonischen Tonen im Bereich der Hauptterrasse gewährleistet. Das Substrat über der wasserstauenden Tonschicht im Bereich der Hangquellmoore wird aber als sehr unterschiedlich beschrieben (DOHMEN & DORFF 1984). Es besteht aus sogenannten Fließsanden, Kiesen und Sanden der Hauptterrasse sowie aus undifferenziertem Lößlehm. Großmaßstäbige geomorphologische Kartierungen des oberen Katzenlochbachtals ergaben, daß die Hangquellmoore jedoch meist Vernässungen innerhalb einer Rutschung darstellen. Besonders unmittelbar unterhalb der Abrißkante sind sie zu finden. Während das Abgleiten der ersten Rutschschollen die Entwässerung des oberen Hanges ermöglichte, verhinderten wasserundurchlässige Rutschmassen die Versickerung des an der Abrißkante ausfließenden Wassers. Der oberflächliche Abfluß auf der Rutschmasse wurde durch zahlreiche Hohlformen, die ihrerseits vermoorten, verhindert.

Der kleinräumig wechselnde Wasserhaushalt sowie die unruhige Geländeform bedingen einen ebenso kleinräumigen Wechsel der Bodentypen und Humusformen (Anmoorgleye, Naßgleye und Pseudogleye) am Westhang des Katzenlochbachtals. Der charakteristische Bodentyp der Kottenforsthochfläche (jHT) ist der Pseudogleye. Die stark verwitterten z. T. durch Brauneisen und Mangan verbackenen Hauptterrassensedimente sind hier von einer unterschiedlich mächtigen Lößlehmdecke überlagert. Je nach Mächtigkeit dieser Bedeckung und nach Undurchlässigkeit der Terrassensedimente sind Pseudogleye oder Stagnogleye entwickelt. Am Hang sind auf verschiedenen mächtigen Hangsedimenten aus Lößlehm und verlagerten jHT-Sedimenten sowie aus tertiären oder devonischen Sedimenten Braunerden und Pseudogleye entwickelt. Die Böden weisen teilweise eine mächtige pseudovergleyte Schicht auf, die vermutlich nicht immer in situ entstanden ist, sondern gravitativ verlagertes Hangmaterial angezeigt.

Die am stärksten vernäßten Bereiche sind gehölzfrei; sie gehen randlich in einen Walzenseggen-Erlenbruch mit Wiesen- und Bitterschaumkraut über. An den etwas weniger vernäßten Standorten siedelt, angezeigt durch den auffallenden Riesenackerschachtelhalm sowie die Hängesegge, ein Winkelseggen-Erlen/Eschenwald (DOHMEN & DORFF, 1984).

5.4.2 Kartierung des oberen Katzenlochbachtals, Teil 1

Höhenlage, Form und der gerade Grundriß der Abrißkante der drei großen Rutschungen sowie nur undeutlich erkennbare Rutschloben und außerdem die Lage der Rutschungen zueinander weisen auf den erheblichen Einfluß einer tektonischen Abschiebung hin. In diesem Falle könnte eine Abschiebung im Umfeld des Röttgener Sprunges durch die Rutschungen freigelegt worden sein.

Zwei Rutschungen, die etwa 500 m nördlich der Quelle im obersten Abschnitt des Katzenlochbachtals kartiert wurden, weisen die markantesten und zugleich untypischsten Formen auf. Es handelt sich dabei um bis 100 m breite und z. T. über 10 m hohe, steile Abrißkanten, die ein junges Aussehen besitzen, an deren Fuß größere abgerutschte Kieskörper liegen. Unterhalb der Abrißkante ist das Gelände durch Quellaustritte ganzjährig vernäßt. Die eigentliche Rutschmasse als korrelates Sediment zur Abrißkante ist abgerundet bzw. überformt und am Hangfuß vom Bach fluvial abgetragen worden.

Das Alter dieser Rutschungen kann trotz deutlich konturierter Rutschungsformen besonders im Abrißbereich nicht eindeutig als holozän sondern eher als pleistozän gedeutet werden.

Das Profil PK1 wurde an der über 10 m mächtigen Abrißkante aufgenommen (s. Abb. 12).
h 561615, r 257664 , 165 m ü. NN, Westhang.

0 -	0.1 m	Ah-	
0.1 -	0.5 m	Bt/CI	Lößlehm mit Hauptterrassenschottern
0.5 -	1.0 m	Bt /CII	rotbraune, sandige, stark verwitterte Hauptterrassenschotter-
1.0 -	10.0 m	CII	rotbraune, sandige Hauptterrassenschotter
10.0 -	11.0 m		stark vernäßte Hauptterrassenschotter mit Fe-Mn Bändern (Grundwasser)
	ab 11 m	CIII	hellgrauer, zähplastischer devonischer Verwitterungston

Unter einem 10 cm mächtigen Ah-Horizont, folgt ein 40 cm mächtiger Durchmischungshorizont, der von Lößlehm sowie Kiesen und Sanden der Hauptterrasse gebildet wird. Die folgenden 10 m bestehen aus den stark verwitterten Ablagerungen der jüngeren Hauptterrasse, deren unterster Meter mit Grundwasser aufgefüllt ist. Es tritt in einem breiten Quellhorizont aus. Der Grundwasserstauer, ein hellgrauer devonischer Verwitterungston, steht in einer Tiefe von 11 m an.

Die bis zur Talsohle gelangten Rutschmassen sind vom Bach angeschnitten worden. Unter einem 10 cm mächtigen Ah-Horizont ist sie bis in 6 m Tiefe aufgeschlossen und besteht aus einer gelbbraunen, teilweise rostfleckigen tonig-schluffigen-sandigen Matrix, in die Kiese der jüngeren Hauptterrasse in gleichmäßiger Verteilung eingelagert sind. Die maximale Mächtigkeit der Rutschmasse konnte nicht ermittelt werden, da sie z. T. unter dem heutigen Niveau des Baches liegt.

5.4.3 Kartierung des mittleren Katzenlochbachtals, Teil 2

Die erst 400 m nördlich anschließende große Rutschung am Fußweg von Röttgen nach Ippendorf ("Zick-Zack-Weg") besitzt nicht mehr die markante, linienhaft ausgeprägte Abrißkante. Diese ist zwar ähnlich steil und hoch, aber halbrund angelegt und zweigeteilt, in einen höher gelegenen, flacheren, älteren und tiefer gelegenen, steileren jüngeren Abriß. Unterhalb des steilen Abrißhanges ist das Gebiet durch niedrige Schollen, die eine ausgedehnte, vernäßte Depression umrahmen, geprägt. Ein Rutschungslobus wurde nicht ausgebildet. Die Rutschmassen sind an der steilen, bis zu 5 m hohen Arbeitskante des Katzenlochbaches gut aufgeschlossen (s. Abb. 14).

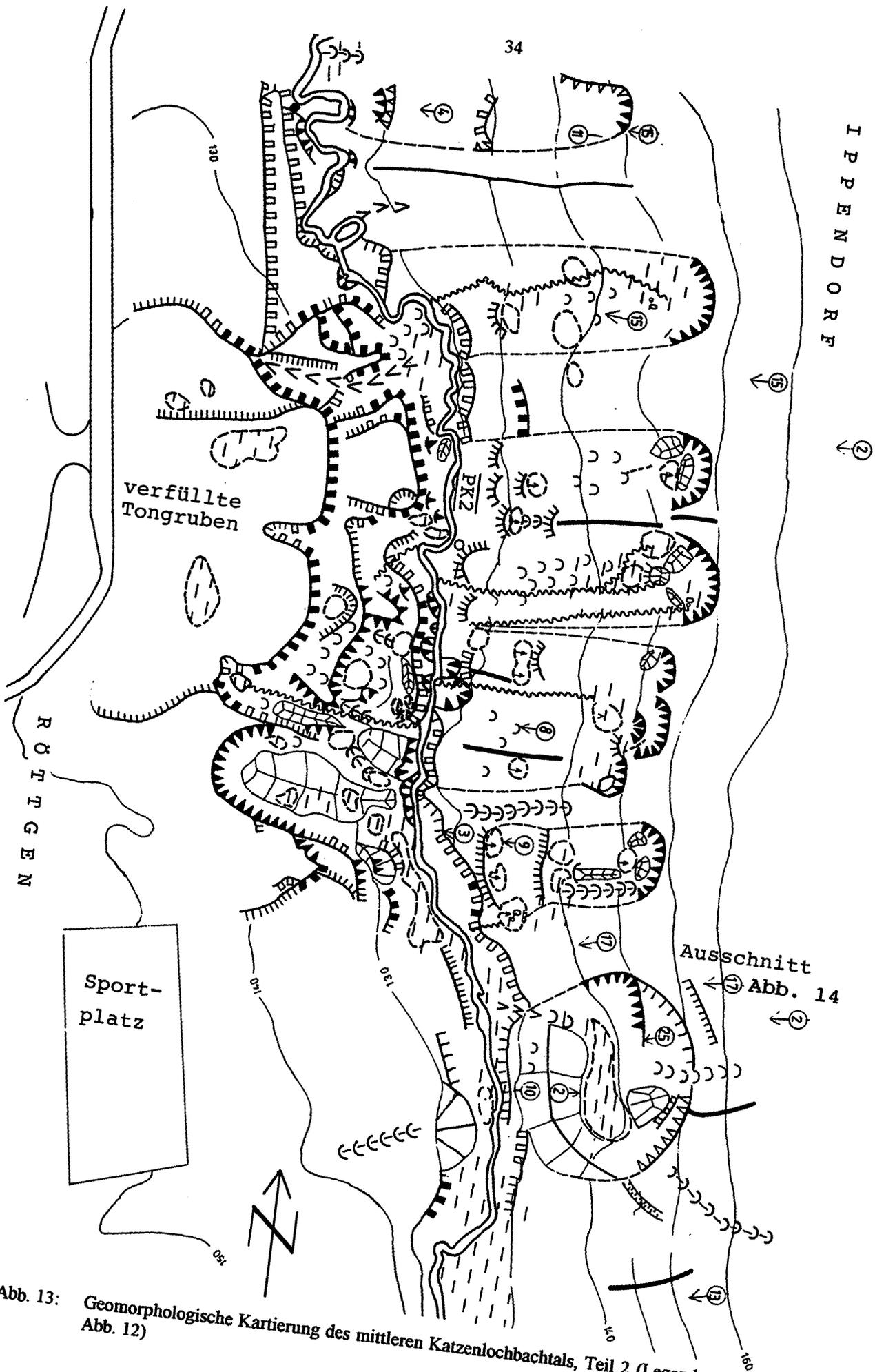


Abb. 13: Geomorphologische Kartierung des mittleren Katzenlochbachtals, Teil 2 (Legende s. Abb. 12)

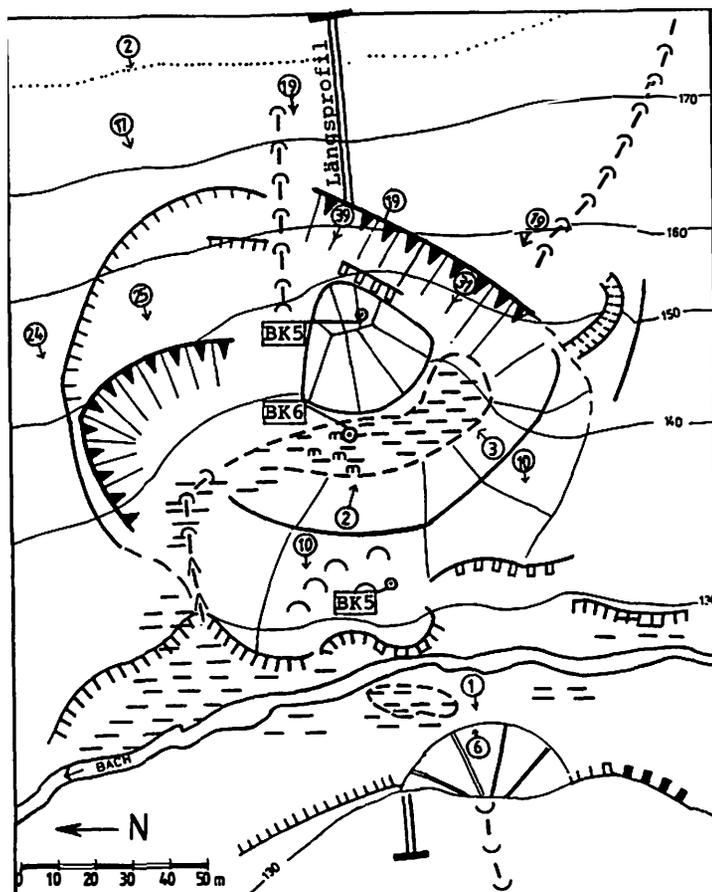
Ausschnitt
 ← ② Abb. 14
 ← ②

Bodenprofilgruben und Bohrungen (s. Abb. 14, 15) ergaben folgende Befunde: An der Abrißkante liegen unter einem geringmächtigen Ah-Horizont rostbraunen Kiese und Sande der Hauptterrasse, die hier eine Mächtigkeit von 7.40 m besitzen. Sie sind dem devonischen Grundgebirge aufgelagert, das im Bereich der Abrißkante nur mäßig verwittert ist und reichlich Gesteinsbruchstücke enthält. Anstehender Verwitterungston wurde hier nicht gefunden.

Unmittelbar am Fuß des Abrißhanges wurde eine Bohrung BK5 auf einer flachen Scholle abgeteuft. Einem 22 cm mächtigen Ah-Horizont folgt ein schluffig toniger Horizont, der ab 0,5 m Tiefe eine starke Pseudovergleyung aufweist. In einer Tiefe von 0.8 m schließt sich ein 2 m mächtiger Horizont an, der aus abgerutschten Kiesen der Hauptterrasse besteht. In 2.80 Tiefe beginnt eine wasserundurchlässige Tonschicht ohne Skelettanteil. Würde es sich bei diesem Ton um tertiären Ton handeln, wäre die Abrißkante als eine freigelegte, morphologisch sichtbare Abschiebung zu deuten. Dies scheint jedoch nicht der Fall zu sein, denn in der ca. 70 m weiter westlich, auf dem breiten Rücken der Hauptscholle niedergebrachten Bohrung (BK4) wurde unter einer 2 m mächtigen kiesig-sandigen, schluffigen Rutschmasse eindeutig Ton aus verwittertem Devonesteinen gefunden.

30 m westlich von BK5 wurde die Bohrung BK6 im Bereich der dem Abriß vorgelagerten Depression niedergebracht. Einem 40 cm mächtigen Ah-Horizont aus Niedermoorbildungen folgt bis 80 cm Tiefe eine schluffige, stark tonige Schicht mit vereinzelt Kiesen und organischem Material. In 80 cm Tiefe liegt ein sandig-kiesiger, toniger Schluff, der pseudovergleyt ist und nach unten hin zunehmend kiesiger wird. In einer Tiefe von 1.00 - 1.30 m wurden größere, bis zu 30 cm lange Holzstücke, Wurzeln und Äste, ausgegraben. Sie lagen knapp oberhalb des örtlichen Grundwasserspiegels (1,40 m). Unter Luftabschluß und Methanbildung wurde das organische Material konserviert. Eine absolute Altersbestimmung liegt bislang noch nicht vor. Die in der Matrix schwimmenden Kiese, aber besonders das organische Material in einer Tiefe von 1.2 m weisen diese Schichten als Rutschmassen aus.

Abb. 14: Geomorphologische Detailkartierung der Rutschung am Zick-Zackweg



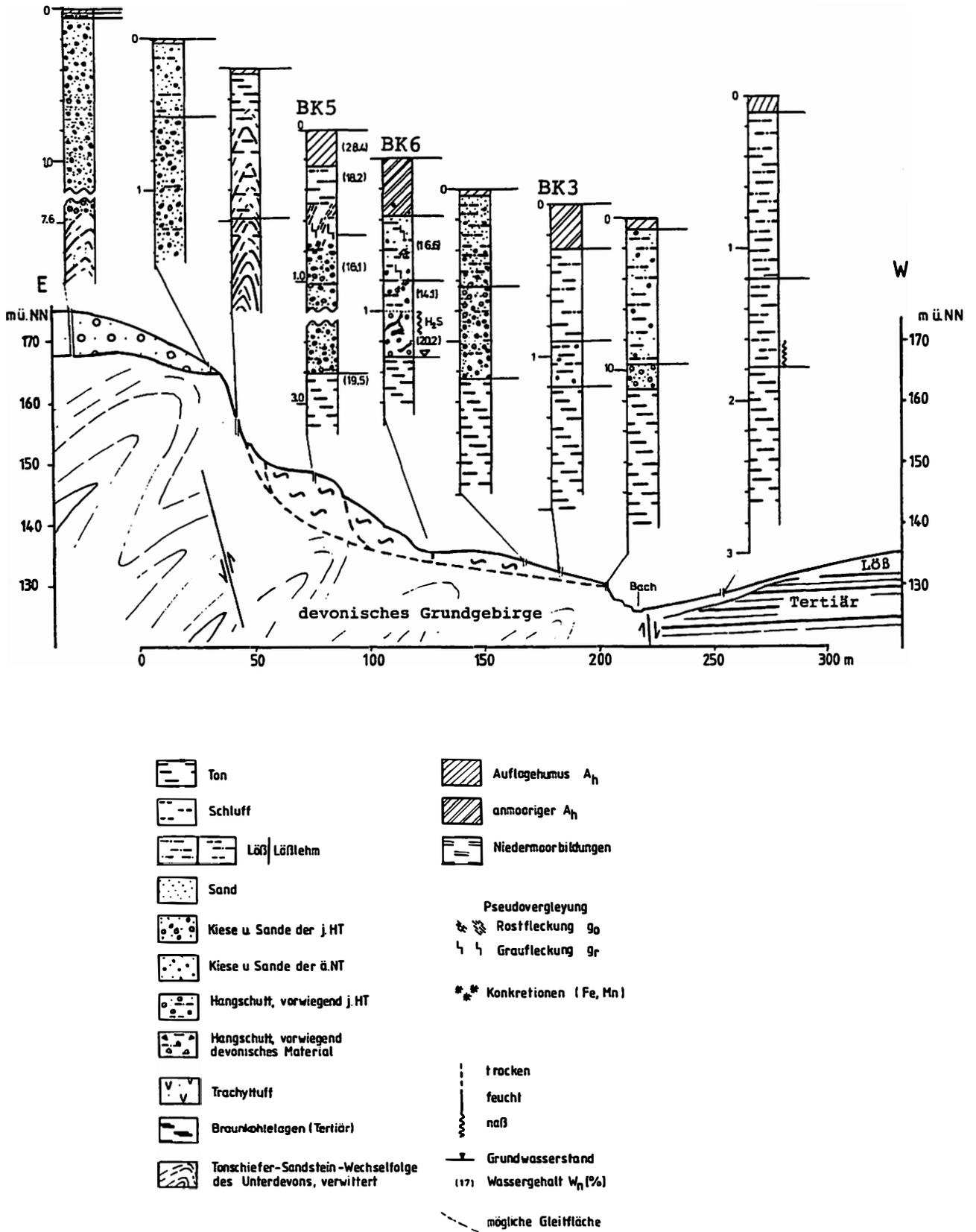


Abb. 15: Längsprofil der Rutschung am sog. Zick-Zackweg, (Lage des Längsprofils s. Abb. 14)

Bei den beschriebenen vier Rutschungen am Westhang des Katzenlochbachtals handelt es sich um ältere, wahrscheinlich spätglaziale Rutschungen. Als mögliche Gleitfläche käme die Grenze jHT/Ton in Frage. Dem Typ nach wären es Translationsrutschungen, bei denen Kiese und Sande auf Ton abglitten, doch die hohen Abrißkanten und die tonreichen Rutschmassen deuten auf eine tiefgründigere Rutschung im stark vertonten und zerrütteten Devongestein. Dabei handelt es sich um eine kombinierte Form, denn nur in direkter Nachbarschaft zur Abrißkante kam es zur Ausbildung von Gleitflächen, in den übrigen Bereichen dienten vorgegebene Schwächezonen als Gleitbahnen. Die Rutschungen konnten aufgrund der geringen Hanglänge keine Loben ausbilden, da sie schon nach kurzem Weg den Talgrund erreichten, wo sie den Bach abdrängten.

Im nördlich anschließenden Rutschgebiet befinden sich die Hauptabrißkanten am oberen Talhang, ca. 50 m von der HT-Fläche entfernt. Die fast ebene (2° Neigung) HT-Fläche grenzt sich hier scharf vom Oberhang ab, dessen Neigung $14-18^\circ$ beträgt. Dort, wo die Abrisse am Oberhang in einer steileren Hanglage von $20-30^\circ$ ausgebildet sind, handelt es sich in der Regel um jüngere Rutschungen, denen aber ältere vorausgingen.

In dem 300 m langen Mittelteil des Tales finden sich ebenfalls am Westhang in einer Höhe von 160-150 m ü. NN fünf ca. 50 m breite Abrißkanten, wobei ein Abriß durch zwei 20-30 m breite Abrisse vergrößert wird (s. Abb. 13). Die einzelnen Rutschungen sind vor allem am Ober- und Mittelhang gut von benachbarten Rutschungen und dem ungestörten Hang zu abzugrenzen. Die Bereiche unterhalb der Abrisse sind bei allen Rutschungen durch starke ganzjährige Vernässungen geprägt. Einige Rutschungen weisen hier auch Schollen, andere sekundäre Abrisse auf.

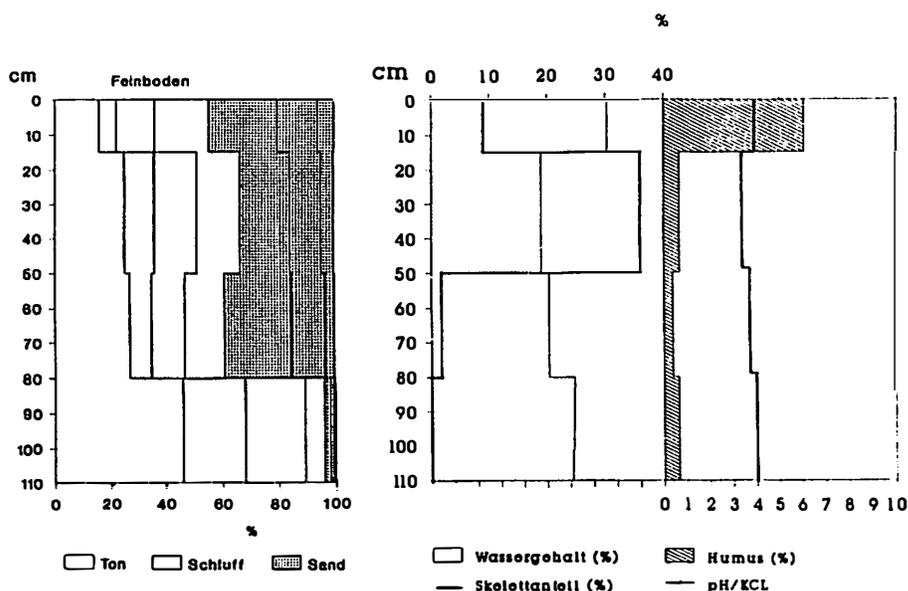


Abb. 16: Analysediagramm von Profil PK 2

Die Rutschungslöben sind z. T. sehr stark vernäbt und von einzelnen wasserführenden Gerinnen durchzogen, die oberirdisch die Talsohle erreichen. Vernäbte Depressionen im Wechsel mit trockeneren Aufwölbungen prägen die insgesamt konvex dem Unterhang aufliegenden Rutschmassen. Subterrane Tunnelerosion ist vor allem an den seitlichen Rändern der Rutschungslöben am ungestörten Hang zu finden. Es handelt sich zum Teil wahrscheinlich um alte, vor dem Rutschereignis ausgebildete Gerinne, die durch die weniger mächtigen, locker aufliegenden Rutschmassen überdeckt wurden.

Dort, wo die Rutschmassen die Talsohle nicht erreichten, bildeten die unteren Ränder der Rutschungslöben halbrunde, 1-2 m hohe Stufen. Gelangten die Rutschmassen bis zur Talsohle, stauten sie den Bach auf, wobei

sich später durch die Seitenerosion des Baches mehrere Meter hohe Steilufer ausbildeten. Zwei Rutschereignisse (1967, 1988) gefährdeten durch die Aufstauung des Baches talabwärtsliegende Siedlungen, beispielsweise Lengsdorf, so daß durch künstliche Abgrabungen und Sprengungen die Entstehung einer größeren Flutwelle verhindert werden mußte. Profil PK2 (etwa in der Mitte von Abb. 13) gibt ein typisches Analysediagramm der Rutschmassen wieder. Es wurde am Ende eines rezenten Rutschungslobus aufgegeben.

5.4.4 Kartierung des mittleren Katzenlochbachtals, Teil 3

Oberhalb an der Stelle, an der die Röttgener Straße den Westhang des Katzenlochbaches hinaufführt, befindet sich in 165 m ü. NN, an der Grenze der HT-Kante zum Hang eine bis zu 20 m hohe, als Hangversteilung sichtbare alte Abrißkante. Hier ging im Mai 1972 erneut eine Rutschung ab. Nur wenige Meter von Wohnhäusern des Ortsteils Ippendorf entfernt entstand eine frische Abrißkante von 5.5 m Höhe und 16 m Breite. Die mindestens 7-8 m tief liegende Gleitfläche war in tertiären Tonen ausgebildet, die von einer unterschiedlich mächtigen Lößlehmschicht überdeckt wurden. Kiese und Sande der jüngeren Hauptterrasse stehen im Rutschungsgebiet nicht an. Rutschungsursachen waren in diesem Fall anhaltende Niederschläge sowie Wassereinleitungen durch ein defektes Wasserrohr. Die Kanalisation der Siedlungsbereiche, durch die ein erheblicher Teil des Niederschlagswassers weggeführt wird, stabilisiert in der Regel Rutschungshänge. Treten jedoch Schäden in der Kanalisation auf und größere Mengen Wasser gelangen in einen instabilen Hang, so werden mit hoher Wahrscheinlichkeit Rutschungen oder auch murähnliche Ausfließungen ausgelöst. Die Ursachenfindung gestaltet sich aber schwierig, da kaum nachzuweisen ist, ob die Rutschung durch den Wassereintrag des schadhafte Kanalrohrs ausgelöst wurde oder ob die Risse an den Rohren durch Hangbewegungen entstanden sind.

Südlich dieser großen alten Rutschung, innerhalb derer die Rutschung von 1972 stattfand, ist die Steilstufe am Taloberhang nicht mehr so markant ausgebildet. Die oberhalb der jungen Rutschungen gemessenen Hangneigungen bis zu 30° werden jedoch als südliche Fortführung des älteren Abrisses gedeutet. Noch weiter südlich ist die Steilstufe (Kartierung, Teil 2, Abb. 13) nicht mehr ausgebildet; hier setzt sich der Oberhang mit einer Neigung von nur noch 15°-18° von der Hauptterrassenfläche ab.

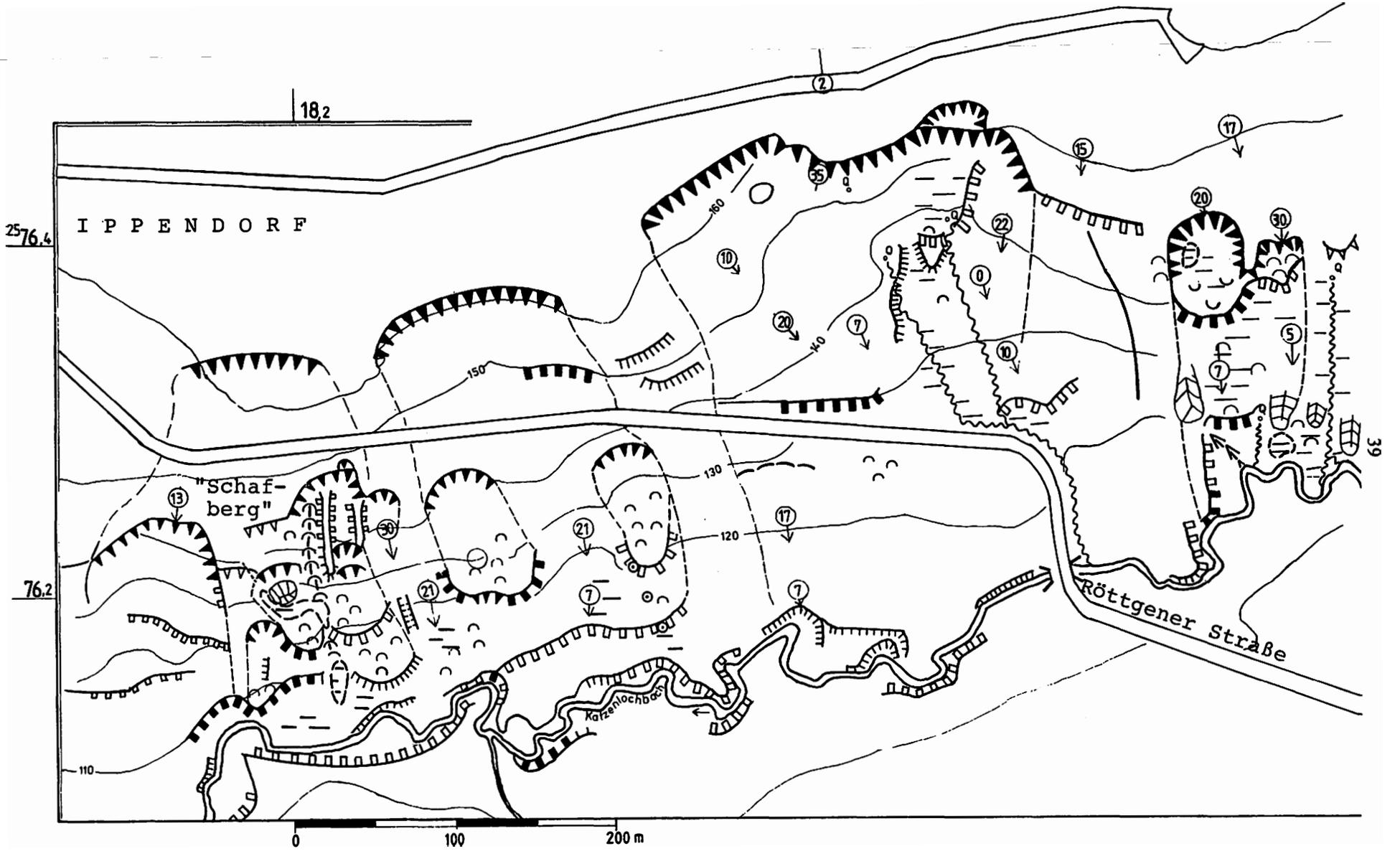
5.4.4.1 Rutschungen an der Gemarkung Schafberg

Nördlich der alten Rutschung ist die Grenze der Hauptterrassenkante zum Hang hin ebenfalls mit einer bis 20 m hohen und 35° steilen Stufe ausgebildet, die auf ein angrenzendes, ebenfalls altes Rutschungsgelände hindeutet. Innerhalb dessen liegen unterhalb der Röttgener Straße mehrere Abrißkanten rezenter Rutschungen in einer Höhe von 145-155 m ü. NN (Abb. 18).

Der tiefere Untergrund besteht aus Gesteinen des Devons, meist aus verwitterten Tonschiefern. Darüber lagern tertiäre Sedimente in einer Abfolge aus Tonen und untergeordnet Sanden mit humosen Einschaltungen und Braunkohlenlagen. Bei der Anlage einer Kanaltrasse wurden entlang der Röttgener Straße Bohrungen abgeteufelt, die uns zur Verfügung standen (Ingenieurgeologisches Büro KAISER & KÜHN 1990). Im Bereich der Straße wurde bei einer maximalen Bohrtiefe von 8.85 m die Untergrenze der tertiären Ablagerungen nicht erreicht. Bei dem oberflächennah anstehenden schluffigen, kiesigen Material handelt es sich um alte Rutschmassen.

Der Verlauf der rezenten Abrißkanten ist wahrscheinlich durch die Trasse der Röttgener Straße mitbestimmt worden. Das bedeutet nicht, daß die Rutschungen durch den Straßenbau verursacht, sondern, daß durch die Anlage der Trasse evtl. Abrisse stabilisiert worden sind, wodurch aber die unterhalb liegenden Hangbereiche belastet wurden. Mögliche Abrisse wurden somit hangabwärts verlagert. Zeugen alter Rutschungen am Hang vor dem Straßenbau sind Kiese und Sande der Hauptterrasse, die z. T. in dünnen Schichten (A7, A8) (s. Abb. 18) zu finden sind. Sie weisen eine typische Korngrößenverteilung auf, die eine solifluidale Verlagerung ausschließt.

Abb. 17: Geomorphologische Kartierung des mittleren Katzenlochbachtals, Teil 3



Das Rutschgebiet unterhalb der Röttgener Straße an der Gemarkung Schafberg ist gekennzeichnet durch mehrere ineinander verschachtelte Rutschungen (HARDENBICKER 1993). Ursache dafür sind weniger die anthropogenen Störungen der Hangstabilität durch Straßen- und Hausbau und die damit verbundenen Auffüllungen und Abgrabungen; vielmehr ist die spezielle hydrologische Situation für die erhöhte Rutschanfälligkeit des Hanges verantwortlich. So liegt die Abrißkante, die nur wenige Meter neben der Straße verläuft, im Bereich einer versiegten Quelle (s. Abb. 18). Das Trockenfallen der Quelle kann zum einen durch die Kanalisation der oberhalb liegenden, bebauten Hangbereiche verursacht worden sein, zum anderen können die Rutschungen die Hydrologie des Hanges so verändert haben, daß Wasser subterran in die unteren Hangbereiche fließen und dort weitere Rutschungen auslösen konnte.

Im Rutschgebiet Schafberg sind auf kleinstem Raum verschiedene Formen von Rutschungen zu finden: Schollen mit antithetischer Kippung, Rutschungsloben mit typischen Anzeichen von anhaltenden Bewegungen sowie Ausfließungsformen. Im folgenden soll die Hangrutschung im Mittelteil des Berghanges beschrieben werden.

Die oberste Abrißkante liegt in einer Höhe von 155 m ü. NN und reicht bis 3-4 m an die Röttgener Straße heran. Der kleine 10 m breite und 3 m hohe Abriß ist in die Hauptabrißkante eingebrochen. Diese ist bei 150 m ü. NN ausgebildet, 40 m breit und 7 m hoch. Unterhalb dieses Abrißgebietes liegt eine Verflachung, die von zwei markanten hangabwärtsverlaufenden, bis zu 5 m hohen und 10 m breiten Wällen seitlich begrenzt wird. Der nördliche Wall besteht aus abgerutschten HT-Ablagerungen, der südliche aus tertiärem Ton. Es handelt sich hier um eine Form, die durch Ausfließungen entstanden ist. Nach einem ersten Rutschereignis um 1962 lagen die stark vernäbten Rutschmassen bis zu 5 m mächtig über der Verflachung. Bei einer erneuten Rutschung konnten die stark vernäbten Rutschmassen wieder mobilisiert werden. An den Rändern waren die Rutschmassen durch die raschere Austrocknung soweit stabilisiert, daß sie von den Fließbewegungen nicht mehr erfaßt wurden und als Wälle erhalten blieben.

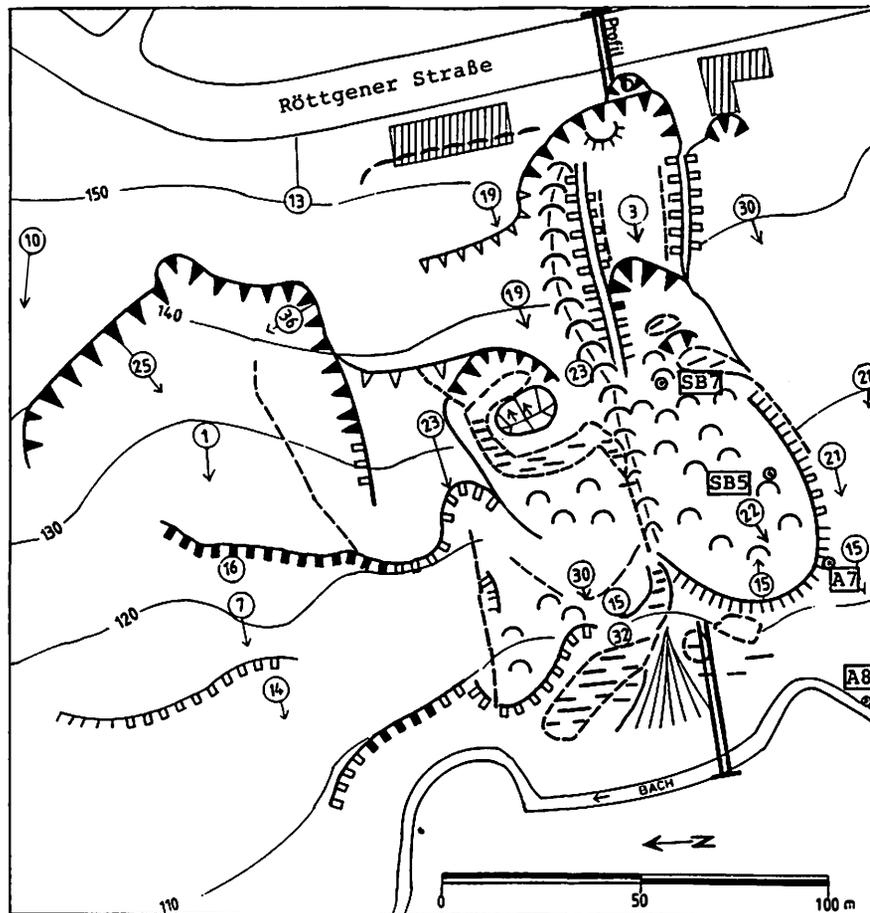


Abb. 18: Geomorphologische Detailkartierung des Rutschgebietes Schafberg (s. auch Abb. 17)

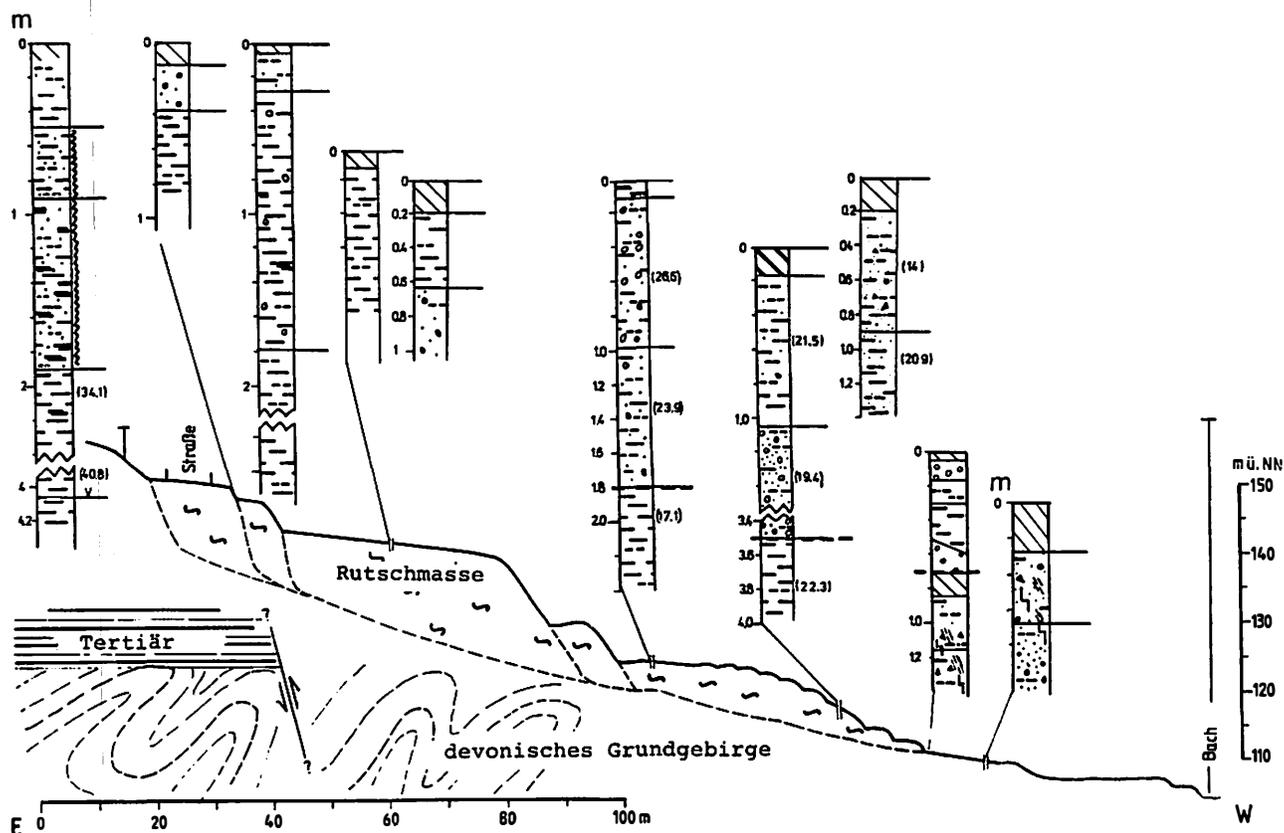


Abb. 19: Längsprofil des Rutschgebietes Schafberg

Eine solche Hohlform in einer Rutschmasse kann nur entstehen, wenn erhebliche Mengen Wasser zur Verfügung stehen, die Fließvorgänge ermöglichen. Ähnliche Wälle im Hangefälle, die von einer ehemaligen Randböschung herrühren, sind auch vom Schickeberg, an der Wellenkalkstufe bei Eschwege von ACKERMANN (1958) beschrieben worden.

Das Ausfließen und Abrutschen der Lockermassen ist wahrscheinlich durch Sackungen im unterhalb liegenden Zungenbereich ausgelöst worden. Dabei hat sich eine außergewöhnlich schmale und hohe Abrißkante (unterhalb der Wälle) gebildet. Das maximale Alter der Bäume von 15 Jahren sowie der kaum entwickelte Ah-Horizont auf der Rutschmasse innerhalb der Wälle belegen das junge Alter der Ausfließung von ca. 15 Jahren (bezogen auf 1991).

Die Rutschmasse unterhalb dieses Abrisses enthält HT-Kiese und liegt einem in 1.8 m Tiefe gefundenen Ton auf. Dieser ist möglicherweise Teil einer älteren Rutschmasse. Dabei muß davon ausgegangen werden, daß besonders ältere Rutschmassen am Unterhang nicht immer Ht-Kiese aufweisen, da hier die Rutschungen in den tertiären oder verwitterten devonischen Sedimenten abgegangen sein können.

Der Rutschungslobus ist in klassischer Weise ausgebildet und läßt sich gut vom ungestörten glatten Hang abgrenzen. Der Lobus wird nicht von einer einheitlichen Masse aufgebaut, sondern weist verschiedene Substratschichtungen und damit verschiedene Bildungsphasen auf. Die subrezenten Bewegungen des Lobus werden durch Hakenschlagen der Bäume und die frische Anhäufung und Auflockerung der obersten Bodenschicht augenscheinlich.

Bohrungen und Laboranalysen

Profil A7 wurde am unteren Rand des beschriebenen Rutschungslobus am Schafberg (s. Abb 18) aufgegraben. Hier klangen die Bewegungen aus, die Rutschmassen überflossen nur die Geländeoberkante, ohne den Ah-Horizont der gewachsenen Braunerde zu zerstören.

Das Profil ist durch einen kleinräumigen horizontalen und vertikalen Schichtwechsel geprägt. Die obersten 5 cm werden von einem neuen Ah-Horizont gebildet. Auf Rutschmassen können sich recht schnell Humushorizonte entwickeln, da in die Rutschmasse z. T. Humusbestandteile eingearbeitet sind und Vernässungen eine weitere Anreicherung von organischem Material verursachen. Der Ah-Horizont liegt auf einer 10 cm mächtigen Schicht aus Kiesen und Sanden der Hauptterrasse, die von einer 15 cm mächtigen Lößlehmschicht mit einem markanten Grobschluffanteil unterlagert wird.

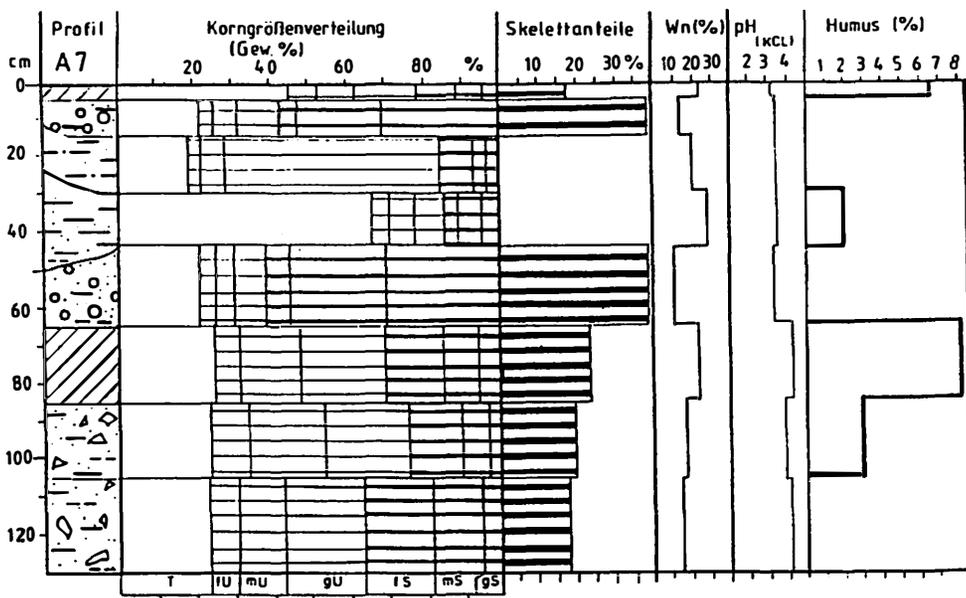


Abb. 20: Analysediagramm Profil A7 (Lage s. Abb. 18)

Bei der darunter folgenden 24 cm mächtigen Tonschicht mit einem Tonanteil von 64 % handelt es sich um tertiären Ton. Der relativ hohe Humusanteil von 2 % ist nicht auf die Vermischung mit abgerutschten Humushorizonten sondern auf die Einlagerung von Pflanzenteilen während der Ablagerung des Tones zurückzuführen.

Die darunterlagernde 10 cm mächtige Schicht wird wiederum aus HT-Ablagerungen aufgebaut und weist eine ähnliche Korngrößenverteilung auf wie die erste HT-Schicht. In einer Tiefe von 65 cm folgt der durch Farbe und Humusgehalt deutlich von anderen Schichten abgegrenzte, überflossene und damit fossile Ah-Horizont (fAh). Da an der Oberfläche nur Wurzeln, aber keine ehemals oberirdisch gewachsenen Vegetationsreste wie Laub oder Zweige gefunden wurden, wird von einer geringen erosiven Wirkung der Rutschmassen in diesem Bereich ausgegangen. Der fAh-Horizont geht in den Bv-Horizont einer Braunerde auf periglaziale Hanglehme über. Rezente, geringfügige kleinere Bewegungen des Lobus werden durch Hakenschlagen der Bäume und die frische Anhäufung und Auflockerung der obersten Substratschicht augenscheinlich. Die maximal 30 Jahre alten Bäume auf dem Lobus geben das Alter des letzten Rutschereignisses an.

20 m südöstlich von Profil A7 wurde das Profil A8, am 4 m hohen Prallhang des Baches aufgenommen. Das Profil liegt im Bereich einer leichten konvexen Wölbung, die vom Mittelhang bis an den Bach heranreicht.

Die obersten 10 cm des Profils werden von einem Ah-Horizont eingenommen. Die darunterliegende, 55 cm mächtige Schicht wird von kiesig-sandigen Ablagerungen der jüngeren Hauptterrasse gebildet, die von einer 1.45 m mächtigen Schicht aus tonigen, sandigen Schluffen unterlagert wird. In 2.15 m Tiefe beginnt eine 1 m mächtige, stark vergleyte Schicht aus Kiesen und zum Teil schlecht gerundeten Gesteinsbruchstücken; Manganoxidhydrat-Überzüge und -Verkittungen zeugen von früheren höheren Grundwasserständen. In 3.10 m Tiefe, im Bachniveau, steht der Ton aus verwitterten Devongesteinen mit einzelnen Gesteinsbruchstückchen an.

Die Ablagerungen der Hauptterrasse sind wahrscheinlich durch ältere gravitative Hangverlagerungen hierher transportiert worden. Auffällig ist, daß trotz des weiten Transportweges Aussehen und Korngrößenverteilung wenig verändert wurden. Die mächtige Schicht aus Schluffen stellt im wesentlichen frühholozänen Schwemmlöß dar. Die untere Kiesschicht besteht aus lokalen Bachkiesen.

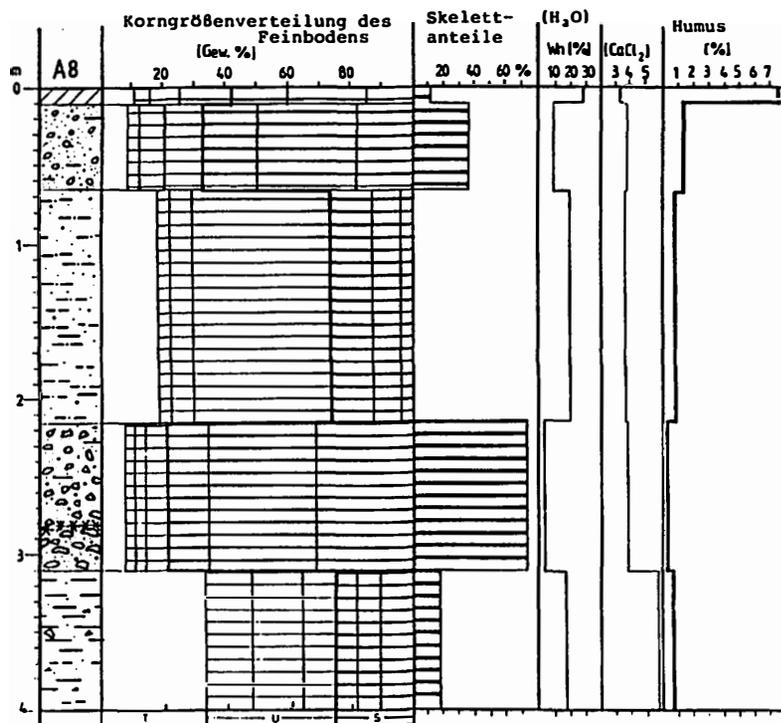


Abb. 21: Analysediagramm Profil A8 (Lage des Profils in Abb. 18)

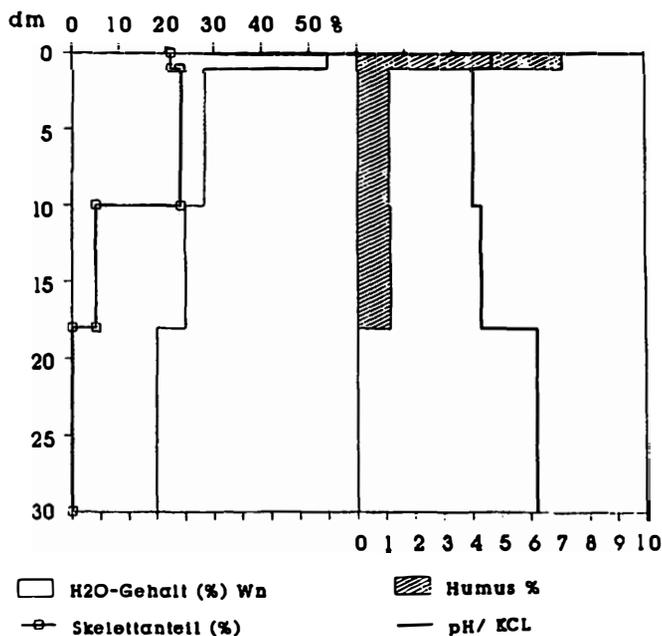


Abb. 22: Analysediagramm der Bohrung SB5 (Lage der Bohrung in Abb. 18)

Bohrung SB5 wurde auf dem unteren Teil des Rutschungslobus, 15 m hangaufwärts von Profil A7 abgeteuft. Einem 20 cm mächtigen, anmoorigen Ah-Horizont folgt eine 90 cm mächtige Schicht, die aus Lößlehm, Sand und vereinzelt Kiesen besteht (Skelettanteil 4.2 %) mit einem Humusanteil von 5.7 %. Die darunterliegende Schicht (110 - 350 cm) besitzt einen Humusanteil von nur noch 1.5 %, jedoch einen Skelettanteil von 11.8 %, der von HT-Kiesen gebildet wird. Die charakteristische Korngrößenverteilung des Feinbodens deutet auf einen größeren Lößlehmanteil hin.

Die Rutschmassen in diesem Abschnitt sind weniger durch bestimmte Humusgehalte, als durch Kiese der Hauptterrasse, die in einer schluffigen Matrix schwimmen, charakterisiert.

Bohrung SB 7 wurde am Beginn eines sekundären Lobus nahe der talseitigen Abrißkante innerhalb einer kleinen vernäbten Depression abgeteuft. Der 10 cm mächtige Ah-Horizont ist stark feucht, mit Übergängen zur Niedermoorbildung. Die darunter folgende, 90 cm mächtige Schicht besteht aus einer tonigen, schluffigen, sandigen Matrix, in die Kiese der Hauptterrasse eingelagert sind (Skelettanteil 23 %). Die folgenden 80 cm sind bis auf einen Skelettanteil von nur 5 % ähnlich aufgebaut. Beide Schichten besitzen einen Humusgehalt von 1,2 %.

In 180 cm Tiefe wurde ein tertiärer Ton erbohrt. Farbe, fehlender Skelettanteil und fehlende Humusgehalte unterscheiden ihn eindeutig von den aufliegenden Rutschmassen.

Aufgrund des hohen Wassergehaltes lassen sich besonders junge Rutschmassen gut gegen den ungestörten Untergrund abgrenzen. Sind die Rutschmassen jedoch stark kieshaltig, liegt schon bei (scheinbar) niedrigen Wassergehalten eine breiige Matrix vor. Die Wassergehalte müssen immer in Verbindung mit dem Skelettanteil des Substrates gesehen werden.

Im Bereich des oberen Abrisses der Rutschung weisen die Profile auf ältere gravitative Massenumlagerungen hin. Das Profil A2 wurde unterhalb der obersten Abrißkante am Beginn des südlichen Walls aufgenommen.

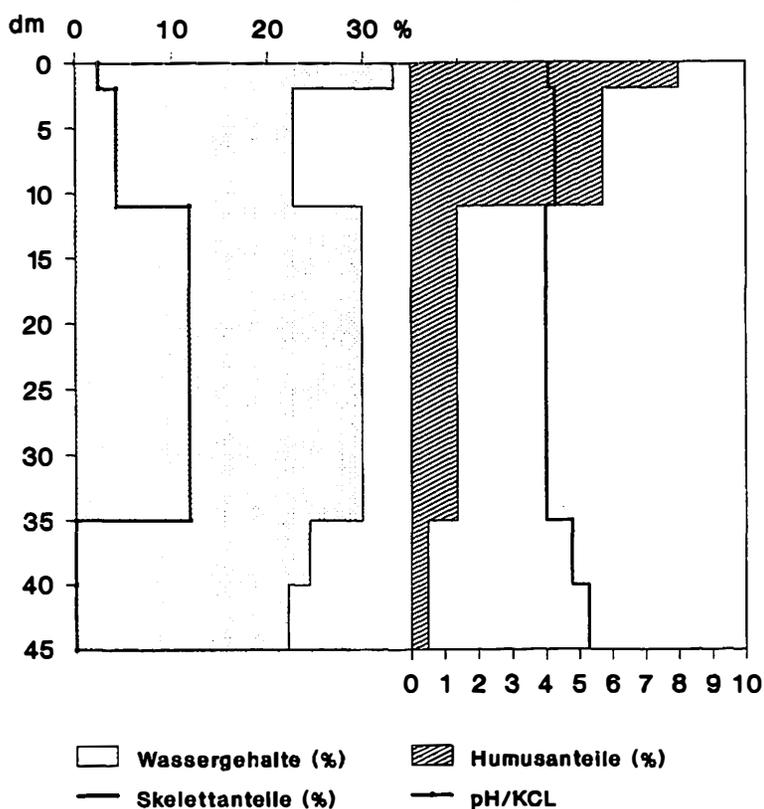


Abb. 23: Analysediagramm der Bohrung SB 7 (s. Abb. 18)

Einem 20 cm mächtigen Ah-Horizont folgt eine 50 cm mächtige Schicht aus tertiärem Ton, die von Kiesen und Sanden der Hauptterrasse unterlagert wird. Diese Schichtumkehr ist wahrscheinlich nicht durch die jungen sondern durch historische Rutschungen vor dem Bau der Röttgener Straße entstanden.

Südlich angrenzend an die beschriebene Rutschung sind weitere Rutschungen kartiert worden. Durch die Anlage von Profilgruben im Bereich von Loben einer komplexeren Rutschung konnten anhand fossiler Ah-Horizonte zwei Rutschungsphasen nachgewiesen werden. Das Abrißgebiet der Rutschung konnte nicht weiter untersucht werden, da es bebaut ist. Am Rande des morphologisch gut ausgeprägten jüngeren, oberen Rutschungslobus wurde ein Profil (S1) aufgegraben. Zum Vergleich wurden auf dem vermeintlich ungestörten, präniiederterraszenzeitlichen Hochflutbett des Katzenlochbaches (S2) und an der nur 10 m entfernten, würmzeitlichen Arbeitskante (S3) des Baches ein weiteres Profil angelegt (Lage der Profile in Abb. 18). Im Profil S1 wurde erwartungsgemäß ein fossiler Ah-Horizont aufgegraben; im Profil S3 trat überraschenderweise ein weiterer fossiler Ah-Horizont zutage. Hierbei handelt es sich um einen älteren, unteren Rutschungslobus, der durch Seitenerosion des Baches überformt wurde.

Durch den Straßen- und Häuserbau ab 1950 ist das Relief der Rutschung im oberen Bereich stark verändert worden. Dabei sind die Häuser wahrscheinlich auf einer Verflachung unterhalb einer Abrißkante auf einem Niveau von 135 - 140 m ü. NN gebaut worden. Die beiden Rutschungsloben sind nicht durch Kleinformen und Vernässungen gegliedert. Ihre Oberfläche und die Waldbedeckung geben keine Hinweise auf anhaltende Bewegungen der Rutschmassen. Zwischen den im unteren Hangbereich gut abzugrenzenden Rutschungsloben befindet sich eine muldenförmige Hohlform. Es handelt sich evtl. um eine noch ältere, durch eine Rutschung entstandene Form, wobei die Abrißkante dieser älteren Rutschung oberhalb der Röttgener Straße liegen müßte.

In Profil S1 liegt unter dem geringmächtigen Ah-Horizont eine hier 110 cm mächtige jüngere Rutschmasse (Abb. 24). In einer gelbbraunen Matrix aus sandigem Schluff schwimmen bis zu 15 cm lange Bruchstücke des devonischen Grundgebirges und Quarzkiese der Hauptterrasse (Skelettanteil 29 %) sowie bis zu 40 cm breite, ovale Tonlinsen mit einem Tongehalt vom 43 %. Steine, Kiese und Tonlinsen sind in Fließrichtung eingeregelt, Fließstrukturen sind deutlich zu erkennen. In einer Tiefe von 120 - 150 cm liegt ein fossiler, sehr sandiger, kiesiger Ah-Horizont (fAh), in dem mehrere abgestorbene Baumwurzeln gefunden wurden. Er wird nach unten durch eine 10 cm dicke, humushaltige Kiesschicht von der darunterliegenden älteren Rutschmasse abgegrenzt.

Die stark kiesige Schicht zwischen zwei übereinanderlagernden Rutschmassen kann mit einem Zusammenschieben der größeren Bestandteile durch die jüngere Rutschmasse erklärt werden. Ab 190 cm Tiefe folgt die ältere Rutschmasse, die bis auf eine stärkere Pseudovergleyung und einen höheren Skelettanteil ähnlich wie die jüngere, aufliegende Rutschmasse aufgebaut ist.

25 m hangabwärts, auf dem abgeflachten, älteren Rutschungslobus wurde das Profil S2 (Abb. 24) aufgegraben. Einem 10 cm mächtigen Ah-Horizont folgt hier eine kiesig, schluffige, tonige Rutschmasse. In 40 - 80 cm Tiefe liegt ein leicht pseudovergleyter tertiärer Ton (65 % T) mit vereinzelt eingelagerten Quarzkiesen. Darunter liegt ein stark pseudovergleytes, tonig, schluffiges Substrat, in das Kiese und devonische Gesteinsbruchstücke sowie Tonlinsen eingelagert sind. Die untere Rutschmasse weist eine ähnliche Korngrößenverteilung wie die Rutschmasse in der Tiefe von 10 - 40 cm auf.

Besondere Bedeutung für den Nachweis einer pleistozänen Rutschungstätigkeit kommt dem Profil S3 zu. Die ersten 120 cm des Profils S3 werden von der älteren Rutschmasse gebildet, die einen noch älteren, fossilen Ah-Horizont von 15 cm Mächtigkeit überdeckt. Er liegt etwa im Niveau des würmzeitlichen Baches bzw. der Niederterrasse. Der geringe Humusanteil von nur 2.8 % läßt auf einen teilweisen Abbau der organischen Substanz und somit auf ein relativ hohes Alter der aufliegenden Rutschmassen schließen.

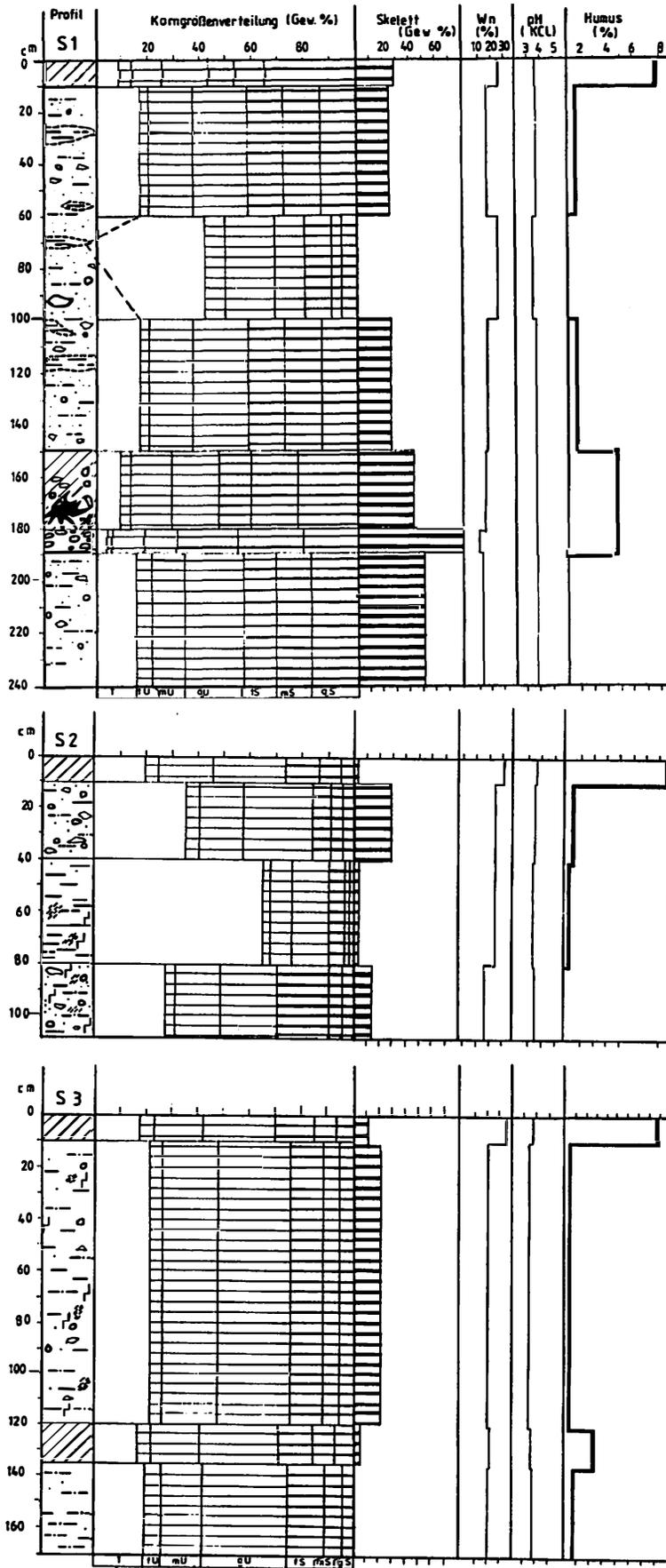


Abb. 24: Analysediagramme der Profile S1, S2, S3 (Lage s. Abb. 18)

Die seitliche Erosion des würmzeitlichen Baches sowie die kaum auffallende, z. T. durch periglaziale Solifluktion abgeflachte Rutschungsoberfläche am breiten Hangfuß belegt eine würmzeitliche Rutschungstätigkeit. Hauptterrassenschotter in der Talsohle (s. Profil A8, Abb. 21) sowie die zahlreichen Mäander des Baches belegen an mehreren Stellen Zuschüttungen von Bachabschnitten durch alte Rutschmassen.

5.4.4.2 Fossile Rutschungen am Ippendorfer Westhang

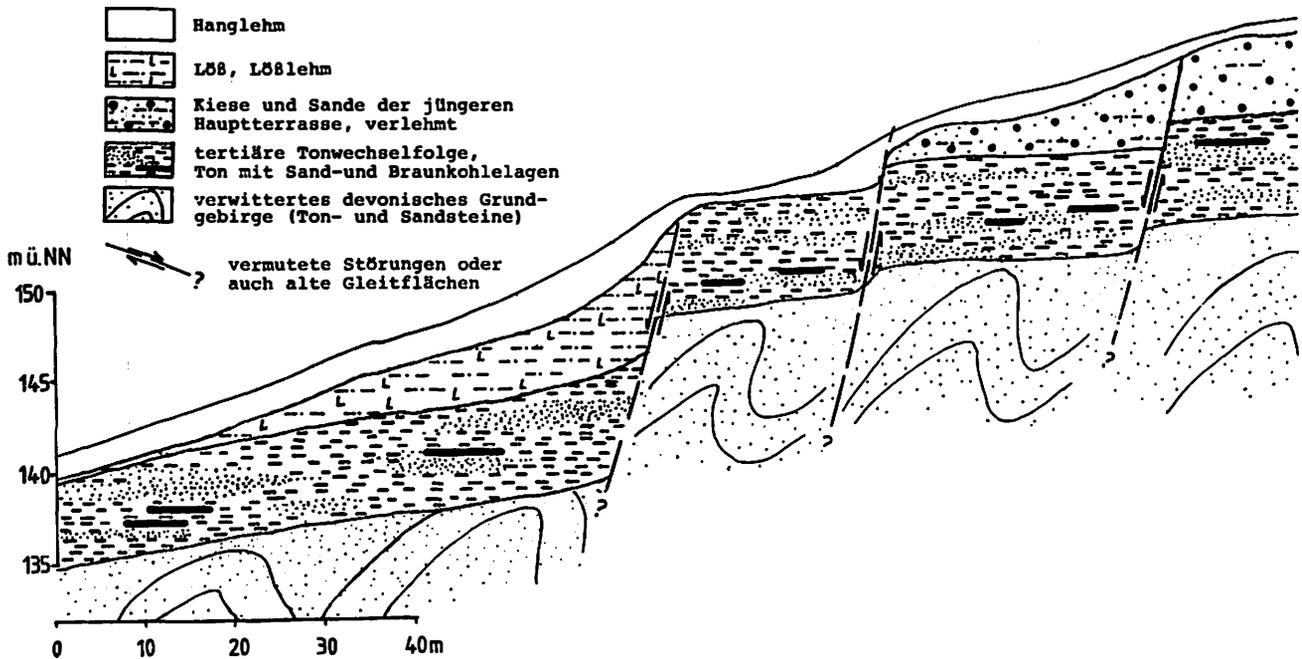


Abb. 25: Geologisches Profil des nördlichen Ippendorfer Westhanges (verändert nach Ingenieurgeologisches Büro KAISER & KÜHN 1988 a)

Der nördlich des Schafbergs gelegene, flachere Westhang des Katzenlochbachtals, westlich des Ortsteils Bonn-Ippendorf, ist allem Anschein nach ein fossiles Rutschgebiet. Morphologisch sind die Rutschungen kaum zu erkennen, da infolge landwirtschaftlicher Nutzung die Rauigkeiten des Gebietes geglättet wurden.

Der Hanglehm erreicht am Fuß der steileren Hangabschnitte Mächtigkeiten von über 4.6 m. In den tiefer gelegenen Hangbereichen fehlt er teilweise ganz. Im südlichen und östlichen Bereich des Ippendorfer Westhanges steht unter den quartären Deckschichten die fast reine Tonfolge des tertiären Sohlentons an. Im Nord/Nordwesten steht die unter -bis mittelmiozäne Braunkohlenformation an, die aus einer Wechsellagerung von Tonen, Sanden und Braunkohlenschichten gebildet wird (Ingenieurgeologisches Büro KAISER & KÜHN 1988 a).

Die obersten Abrißkanten dieses fossilen Rutschhanges sind als breite Hohlformen in die Hauptterrassenfläche eingelassen. Diese besitzt hier eine Breite von wenigen Dekametern und wird auf der Ostseite vom Hang des Melbtals, der ebenfalls von rezenten Rutschungen betroffen ist, begrenzt.

5.4.5 Ergebnisse

Am Westhang des Katzenlochbachtals liegen die Abrißkanten der rezenten Rutschungen am oberen Mittelhang; die größeren Abrißkanten der älteren Rutschungen sind am Oberhang, an der Hauptterrassengrenze ausgebildet. Neben dem Abgleiten kleiner Kieskörper hat nachweislich nur eine echte, rezente Rutschung an einer älteren Abrißkante 1972 stattgefunden. Dabei war ein defektes Kanalrohr, durch das erhebliche Mengen Wasser in den Hang geleitet wurden, der auslösende Faktor. Es kann also davon ausgegangen werden, daß an dem alten, hochgelegenen Abriß rezent keine größeren Rutschungen stattfinden.

Der Westhang des Katzenlochbachtals ist demnach ein alter, pleistozäner Rutschhang. Die kleineren rezenten Rutschungen reaktivieren teilweise alte Rutschungen oder weiten sie aus. An der Gemarkung Schafberg konnten zwei Abrißniveaus nachgewiesen werden. Die Abrißkanten der alten Rutschungen liegen hier an der Hauptterrassengrenze bei 160 - 165 m ü. NN, die Abrißkanten der rezenten Rutschungen 10 - 20 m tiefer, vermutlich in den alten Rutschmassen. Das Alter der größeren, älteren Rutschungen kann trotz der subrezent, anhaltenden Aktivität in Teilen davon nicht eindeutig als holozän, sondern eher als spätglazial bis pleistozän gedeutet werden. Die fossilen Rutschungen im nördlichen Teil des untersuchten Westhanges (Ippendorfer Westhang) belegen eindeutig eine periglazial-kaltzeitliche oder spätglaziale Rutschungstätigkeit, deren Ausmaß größer als heute gewesen sein muß.

Abb. 26 gibt das Breiten/Längen- Verhältnis der kartierten Rutschungen am Westhang des Katzenlochbachtals wieder. Auf der X-Achse ist die Entfernung vom Quellgebiet des Baches aufgetragen, die linke y-Achse gibt die Entfernung von der Abrißkante zur lokalen Erosionsbasis, dem Bach, in Höhenmeter an.

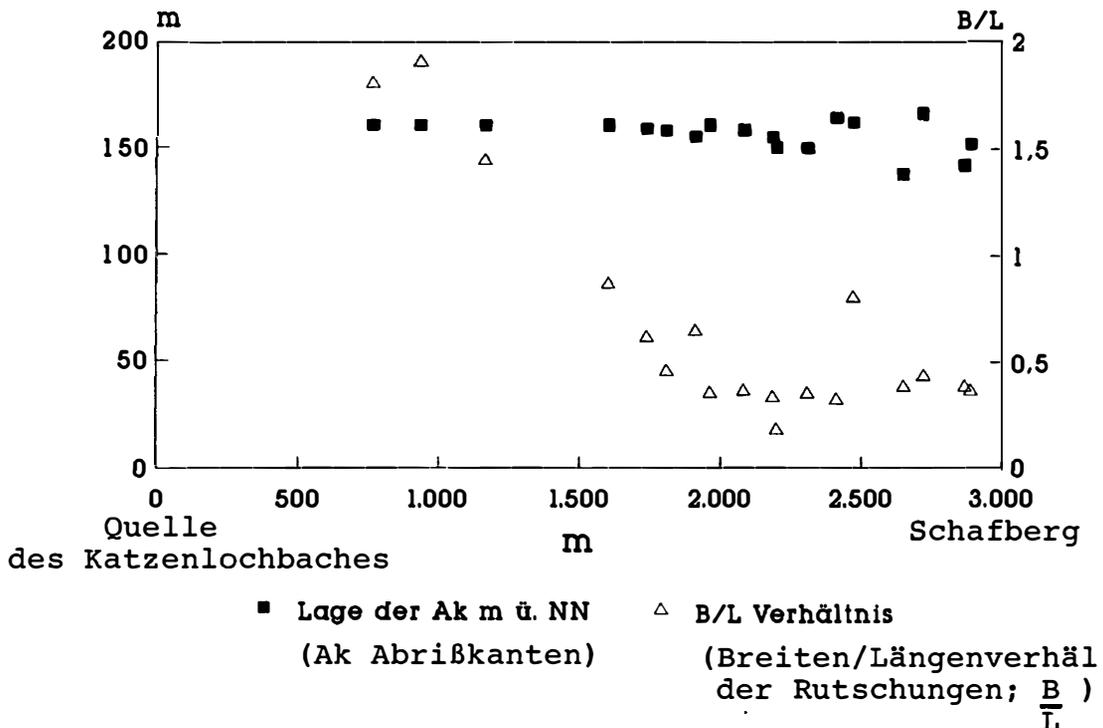


Abb. 26: Morphometrie der kartierten Rutschungen am Westhang des Katzenlochbaches

Die dem Quellgebiet am nächsten liegenden drei Rutschungen sind außergewöhnlich breit und liegen sehr nah an der Erosionsbasis. Sie werden mit tektonischen Störungen in Verbindung gebracht. Die in 1 - 2.5 km Entfernung von Quellgebiet kartierten Rutschungen besitzen eine längliche Ausformung, mit einem Breiten/Längen-Verhältnis von ca. 0.4. Es handelt sich dabei um subrezente Rutschungen, die einen alten Rutschhang überformt haben. In 2.5 - 3 km von Quellgebiet entfernt, an der Gemarkung Schafberg, sind zwei Niveaus der Abrißkanten zu erkennen. Sie geben hier zwei verschiedene Rutschgenerationen wieder.

5.5 Das Melbtal

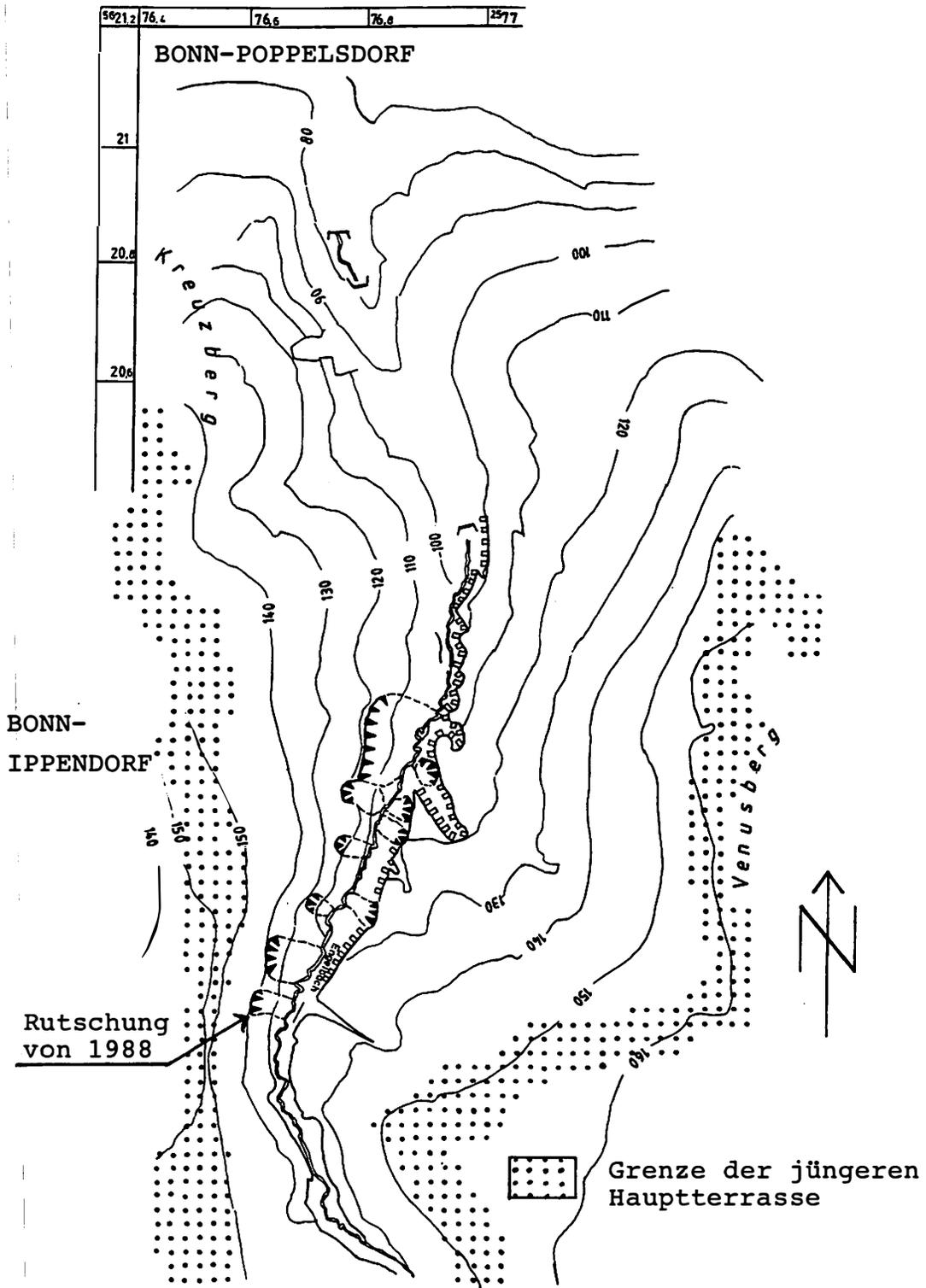


Abb. 27: Geomorphologische Kartierung des Melbtals

Zwischen der Rheintalstörung und der N-S streichenden Katzenlochbachverwerfung liegen der Kreuzberghorst und der Venusberghorst, die ihrerseits durch die N-S verlaufende Melbtalverwerfung voneinander getrennt sind.

Das südlich von Bonn gelegene, ca. 3 km lange Melbtal, das vom Engelsbach durchflossen wird, ist gleichfalls ein allerdings nur schwach asymmetrisches Tal, welches einer Verwerfung bzw. Abschiebung folgt. Der tiefere Untergrund besteht aus verwitterten Sandsteinen und Tonschiefern des Unterdevons. Darüber lagern diskordant tertiäre Tonwechselfolgen (Feinsande und Tone mit Braunkohlenlagen) des Oligozäns und Miozäns, die fast hangparallel einfallen. In 150 m ü. NN liegen verlagerte, schluffige Kiessande der jüngeren Hauptterrasse den tertiären Sedimenten auf; sie sind auf dem Ippendorfer Höhenrücken (160 m ü. NN) autochthon in geringer Mächtigkeit von 2 m erhalten.

Ost- und Westhang des Tales wurden im Pleistozän durch Solifluktion und Abspülung geprägt, wobei es in den unteren Hangbereichen zur Ausbildung mächtiger Kolluvien kam. Pleistozäne und holozäne Rutschungen waren und sind sicher an der Bildung dieser Kolluvien beteiligt (BIERTHER 1962). So ist die Lößlehm- und Hanglehmdecke am Osthang in unterschiedlicher Mächtigkeit vorhanden, aber gerade am Hangfuß, unter Einfluß kolluvialen Materials, meist ziemlich mächtig ausgebildet.

Im Melbtal bedingt die unterschiedliche Durchlässigkeit der verschiedenen geologischen Schichten verschiedene Grundwasserhorizonte, die die Hangstabilität beeinflussen. Das oberste Grundwasserstockwerk bilden die Kiessande der jüngeren Hauptterrasse. Das zweite Grundwasserstockwerk liegt in den tertiären "Oberen Sanden". Das dritte Grundwasserstockwerk wird von der Braunkohlenserie gebildet, die verschiedene wasserführende Sandlagen aufweist.

Der Osthang ist besonders von Rutschungen betroffen. Er wird in halber Höhe durch eine etwa 30° steile Hangstufe gegliedert, während die übrigen Hangbereiche mit 10 - 15° relativ flach sind. Sehr flache (bis 10°) kleinräumig auftretende Hangneigungen unterhalb der Hangstufe werden durch alte Rutschmassen hervorgerufen. Entlang der Hangstufe verläuft die Hauptabrißkante der Rutschungen, wie durch Kartierungen nachgewiesen werden konnte. Es handelt sich vermutlich um eine alte Abrißkante, die durch die rezenten Rutschungen hangaufwärts verlagert wird.

Der im Taloberlauf sehr steile, aber sonst meist flachere Westhang wird durch ein mächtige Lößlehm/Lößschicht stabilisiert und weist bis auf zwei Ausnahmen im Talmittellauf nur nahe der Bachsohle kleinere rezente Rutschungen auf.

5.5.1 Die Rutschung vom Juni 1961

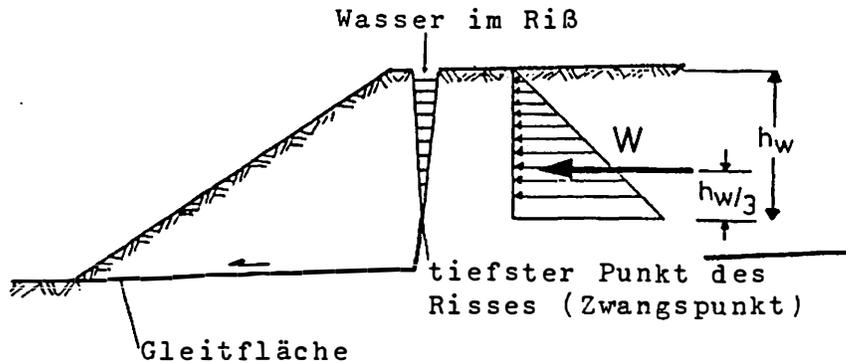
Auch das Rutschungsereignis von 1961, bei dem ein Wohnhaus teilweise zerstört wurde, und der 1988 abgegangene Hangrutsch im Bereich des alten Friedhofs Ippendorf, 500 m südlich der ersten Stelle, liegen am Osthang, im Bereich der alten Abrißkante.

Im nördlichen Teil des Rutschgebietes steht Ton in 1.40 m Tiefe, im südlichen Teil erst in 4 - 5 m an. Diese Veränderung tritt sprunghaft auf. Ursache dafür ist vermutlich eine E-W gerichtete tektonische Störung oder ein pseudotektonischer, durch alte Rutschungen hervorgerufener Schichtsprung, wodurch der südliche Teil um einige Meter abgesenkt wurde. Die unruhige Oberfläche mit Vernässungen der nördlich und südlich angrenzenden Hangabschnitte weist auf ein altes, größeres Rutschgebiet hin (BIERTHER 1961).

Durch die außergewöhnlich ergiebigen sommerlichen Gewitterniederschläge Anfang Juni wurde die Rutschung von 1961 ausgelöst. Dabei fielen im Juni 1961 mit 181 mm 278 % des langjährigen monatlichen Mittels dieses Monats. Den größten Teil der Niederschläge (66.8 %) lieferten die Rekordniederschläge des 2. Juni mit 37,4 mm und 5. Juni mit 83.5 mm (Abb. 29).

Maßgeblich ist die Rutschung durch den Hausbau im Abrißgebiet verursacht worden. Der ohnehin instabile Hang wurde durch Auf- und Abgrabungen so stark belastet, daß es dabei vermutlich zu ersten kleineren Bewegungen in Form von Spaltenbildungen im Abrißbereich kam. Die Gewitterniederschläge konnten an solchen Stellen dann ungehindert eindringen, bis das Wasser vom tieferliegenden Ton gestaut wurde.

Bei Niederschlagsmengen von 80 mm/24 h entwickelt sich schnell eine Wassersäule in den Spalten. Vermutlich wirkt ein hoher, nur von der Höhe der Wassersäule abhängiger hydrostatischer Druck kurzzeitig auf den Hang und löste die Rutschungen unmittelbar nach den stärksten Niederschlägen aus.



Berechnungsansatz:

$$W = \frac{1}{2} \cdot \gamma_w \cdot h_w^2$$

W = hydrostatischer Wasserdruck in kN/m²

γ_w = Wichte des Wassers in kN/m³

h_w = Standrohrspiegelhöhe in m

Abb. 28: Wirkung des hydrostatischen Wasserdruckes in Rissen und Spalten (aus MÜLLER 1987)

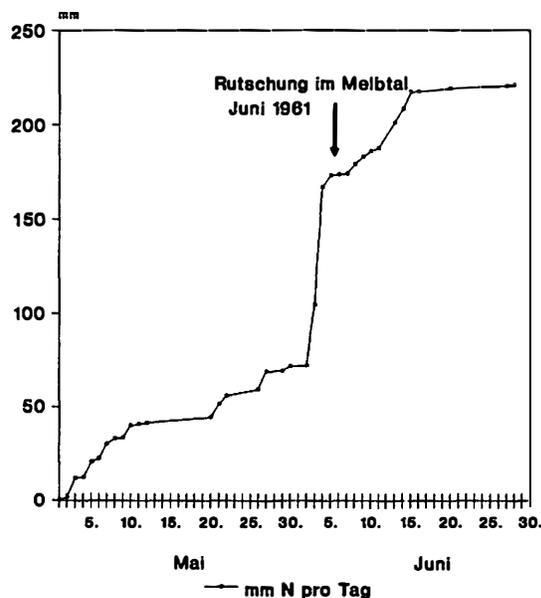


Abb. 29: Tägliche Niederschlagssummen im Mai und Juni 1961 (kumuliert) für Bonn (Quelle: Deutscher Wetterdienst (Hrsg.) (1961))

5.5.2 Hangrutsch Alter Friedhof Ippendorf

Die Rutschung an der Ostgrenze des alten Friedhofs Ippendorf begann Ende April 1988; erste Spalten im späteren Abrißgebiet wurden schon Anfang April im Friedhofsbereich beobachtet. Der erste Schollenabriß in einer Breite von 20 m und einem Volumen von 250 m³ zerstörte Grabanlagen. Die Schollen bewegten sich dabei geringfügig gegen den Hang rotierend abwärts. Es entstand eine 4 m hohe Abrißwand, die den oberen Teil der Gleitfläche bildete. Die abgerutschten Schollen lösten am Unterhang weitere Rutschungen aus, die zusammen ein Volumen von über 3000 m³ aufwiesen (Ingenieurgeologisches Büro KAISER - KÜHN (Hrsg.) 1988 b)).

BIERTHER wies schon 1962 unterhalb des Friedhofs alte Rutschungen nach. Es handelt sich somit um die Ausweitung eines alten Rutschgebietes hangaufwärts sowie um die Reaktivierung von Rutschmassen am Unterhang. Im Verlauf der Rutschung von 1988 verlagerte sich die Bewegung der Rutschmassen weiter hangabwärts. So fanden im Bereich oberhalb des Abrisses Mitte 1988 bis auf kleinere Abbrüche kaum noch Bewegungen statt, während sich die Rutschmassen am Unterhang zur Talsohle bewegten und dort Anfang 1989 den Engelsbach aufstauten.

Die Grabanlagen, die in tonigen Hangdeckschichten ausgehoben worden waren, ermöglichten das Eindringen von Wasser in eine Sandschicht der tertiären "Oberen Tone" (Abb. 30). In der Sandschicht stieg der Porenwasserdruck, da die talseitige Entwässerung infolge der Überdeckung mit alten Rutschmassen oder wenig durchlässigen Hangdeckschichten unterbunden war. Die langanhaltenden Niederschläge im März 1988 waren schließlich der auslösende Faktor. Die ersten Abrisse Ende April 1988 ermöglichten eine Entwässerung der Sandschicht, wodurch der Oberhang stabilisiert, der Unterhang jedoch destabilisiert wurde. An der freigelegten Sandschicht kam es zur Bildung von Ausspülungshohlformen.

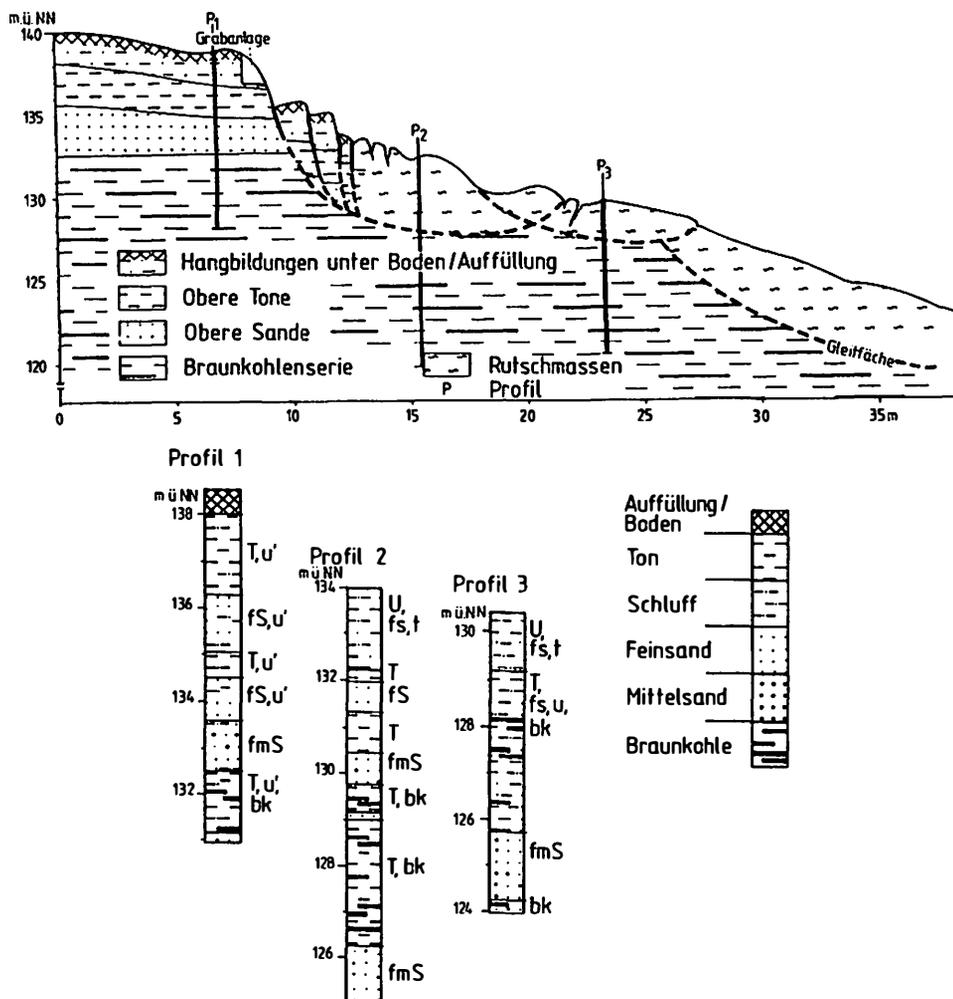


Abb. 30: Geologisches Längsprofil der Rutschung am alten Friedhof Ippendorf (verändert nach Ingenieurgeologisches Büro Kaiser & Kühn (Hrsg.) (1988 b))

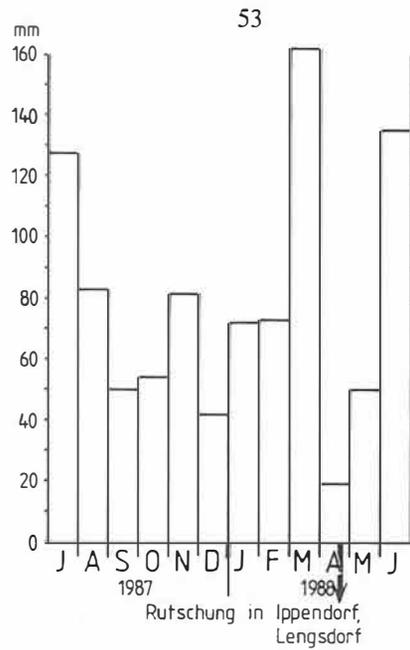
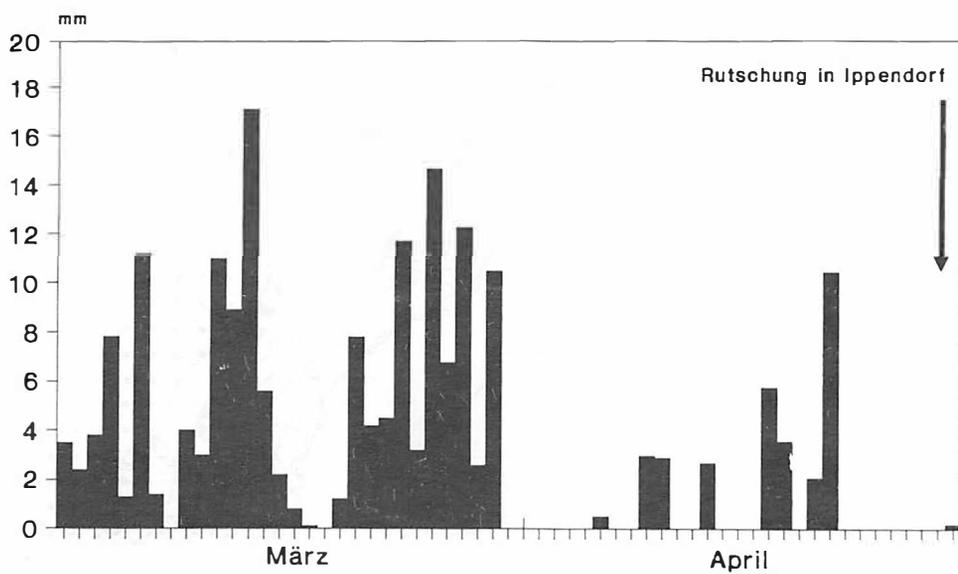


Abb. 31: Monatliche Niederschläge 1987/88 der Station Köln-Wahn (Deutscher Wetterdienst (Hrsg.) (1987/88))



Tägliche Niederschlagssummen
Feb./März/April 1988
Station Köln/Wahn (68 m. ü. NN)

Abb. 32: Tägliche Niederschläge für März/April 1988 der Station Köln/Wahn (Deutscher Wetterdienst (Hrsg.) (1988))

Im extrem nassen März 1988 fielen 162 mmm Niederschlag, d. h. 18.4 % des normalen Jahresniederschlags und 438 % des mittleren monatlichen Niederschlags dieses Monats. Die Rutschung am alten Friedhof Ippendorf, die fast gleichzeitig mit der Haldenrutschung an der Provinzialstraße bei Bonn-Lengsdorf abging, trat jedoch erst mit vierwöchiger Verzögerung zu den ausgiebigen Regenfällen auf.

Erst zu Beginn des Jahres 1989 erreichten die Rutschmassen die Talsohle; dabei traten Bewegungsschübe immer unmittelbar nach oder während größerer Niederschlagsereignisse auf.

5.6 Das Hardtbachtal

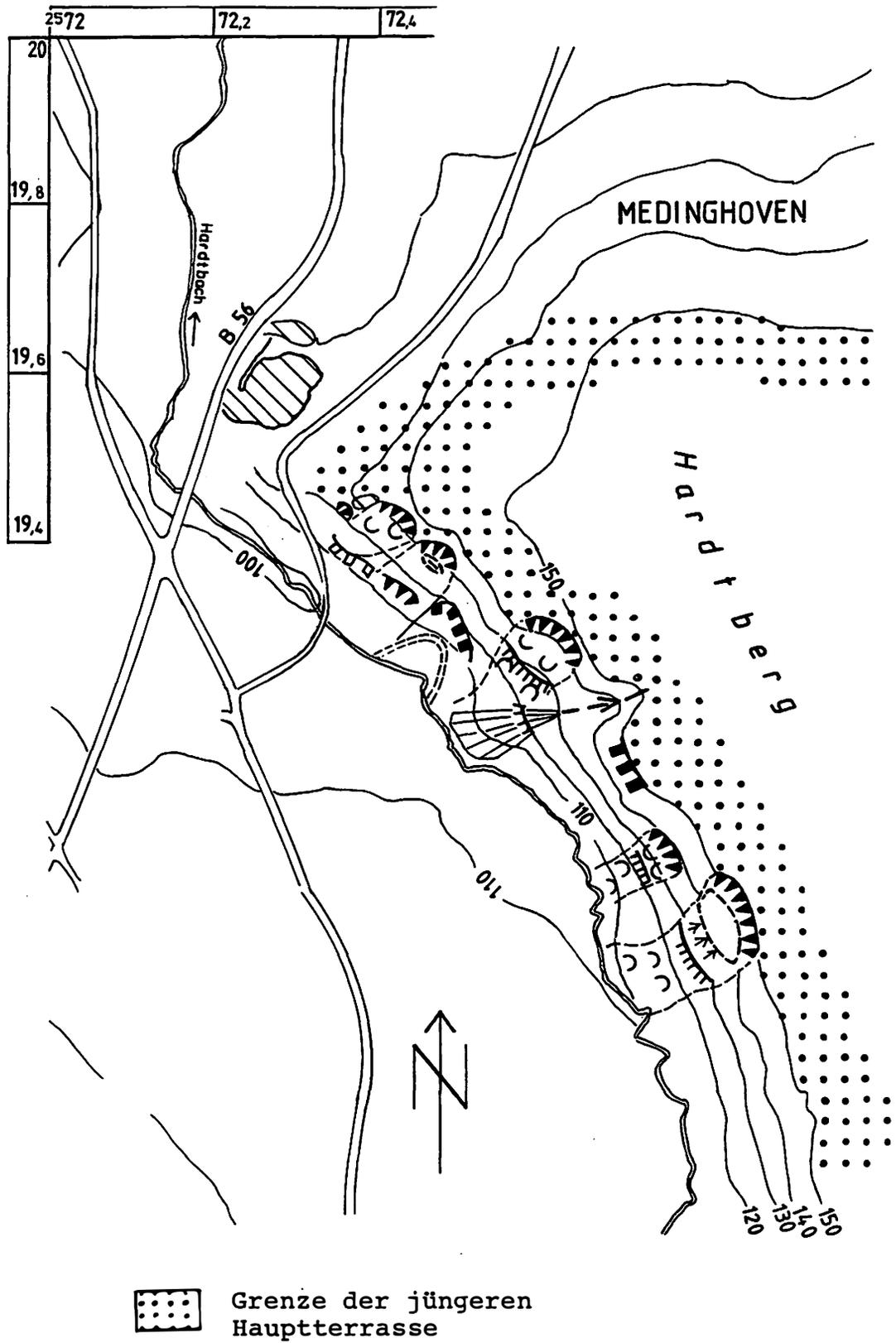


Abb. 33: Geomorphologische Kartierung des Hardtbachtals

Das 4 km lange Hardtbachtal ist im mittleren Abschnitt ein stark ausgeprägtes asymmetrisches Tal mit steilem West- und flachem Osthang. Der durchgehend lößbedeckte Flachhang, der eine Breite von 1.5 km erreicht, besitzt bei einer weiträumigen Hangneigung von 2° Glacis-Charakter. Der nur teilweise lößbedeckte Steilhang weist Hangneigungen von 20-30° auf.

Östlich vom Hardtbachtal am Venusberg bildet im wesentlichen das verwitterte devonische Grundgebirge das Liegende der Hauptterrassenschotter. Nach Westen und Nordwesten taucht dieses ab, so daß im Melbtal und im Katzenlochbachtal die Schichten der Braunkohlenformation und schließlich im Hardtbachtal die pliozänen Kieseloolith-Schichten unter der jHT anstehen. Dabei ist auf der Kippscholle von Duisdorf (Duisdorfer Graben), dessen westliche Begrenzung das Untersuchungsgebiet darstellt, die jHT mehr als 20 m nach Norden gekippt (FRÄNZLE 1969). Das Liegende der Hauptterrassenkiese bilden am Westhang der Hardtbaches pliozäne Kiese und Sande (Kieseloolithstufe). Sie sind die ältesten Aufschüttungen des pliozänen Urrheins und werden von weißen und grauen, z. T. rotbraunen Kiesen und Sanden mit untergeordneten Toneinlagerungen aufgebaut. Die pliozänen Sedimente werden von miozänen Tonen unterlagert.

FRÄNZLE (1969) weist anhand von Terrassenresten der oMT in 120-125 m ü. NN nach, daß die Ausformung Hardtbachtal ebenso wie die des Katzenlochbachtals im wesentlichen bereits in der Mindelzeit abgeschlossen war. Die als oMT zusammengefaßten Verebnungen sind z. T. Akkumulations- und Erosionsterrassen. Ist die petrographische Einordnung des Schotterkörpers als MT nicht möglich, können diese Verebnung als durch Rutschung entstanden Formen gedeutet werden. Dabei muß berücksichtigt werden, daß die Terrassen am Hang besonders anfällig für Rutschungen sind. Vermutlich sind viele Reste der oMT durch Rutschungen hangabwärts transportiert worden, so daß von einer ursprünglich größeren Verbreitung ausgegangen werden muß.

Am westlichen, nur etwa 1,5 km langen Steilhang des mittleren Hardtbachtals wurden zahlreiche Rutschungen kartiert. Durch schriftliche Quellen sind in diesem Gebiet keine Rutschungen belegt. Die im südlichen Hardtbachtal außerhalb des Kartiergebietes seit 1925 immer wieder aufgetretenen, z. T. sehr großen Rutschungen sind auf großräumige Abgrabungen und Stollenbau im Rahmen des Tonabbaus (Tongruben Witterschlick) zurückzuführen und daher ausschließlich anthropogen bedingt.

Am flachen Westhang, der nach Norden zum Villehang ansteigt, können kleinere, isolierte Schotterkörper der jHT in auffällig niedriger Höhenlage als abgerutschte Schollen gedeutet werden. Die Rutschungen müssen in einem rutschungsgünstigeren Klima, wahrscheinlich im Spätglazial, abgegangen sein. Als Beispiel kann ein Schotterkörper bei Ramelshoven in einer Höhe von 124 m ü. NN (RAUFF 1924) genannt werden. Auch bei den von RAUFF (1924, S. 19) beschriebenen Verstellungen der verschiedenen Terrassenkörper in diesem Gebiet handelt es sich vermutlich um Rutschungen oder um Ablagerungen der oMT.

5.7 Der Steilabfall zum Rheintal zwischen Bonn-Poppelsdorf und Bonn-Bad-Godesberg

Das untersuchte Gebiet umfaßt den Steilabfall des Venusberges und Kottenforstes und erstreckt sich vom Orts- teil Bonn-Poppelsdorf nach Süden bis zum Stadtteil Bonn-Bad-Godesberg auf einer Länge von etwa 9 km.

Die höchste Erhebung stellt die Hochfläche der jüngeren Hauptterrasse (jHT) dar, die auch Kottenforst-Hoch- fläche genannt wird. Sie fällt von Süden nach Norden, von 176 m ü. NN am Annaberger Hof auf 165 m ü. NN am Venusberg ab. Im Westen wird der Venusberg vom Melbtal begrenzt. Zwischen der Hauptterrasse und der Niederterrassenfläche des Rheins in 60-62 m ü. NN finden sich örtlich Schottervorkommen und Verebnungen am Hang, die als Mittelterrassenreste gedeutet worden sind (KAISER 1961). Am nördlichen Abhang des Kah- lenberges bei Friesdorf wurden von RAUFF (1926) drei kleine, versumpfte und von Schottern bedeckte Ver- flachungen als Hochterrasse (obere Mittelterrasse) interpretiert. Südlich vom Kahlenberg in einer Höhe von 80 - 90 m ü. NN und südöstlich von Friesdorf in einer Höhe von 70-75 m ü. NN werden kleinere Schottervor- kommen der mittleren Mittelterrasse erwähnt.

Zwischen Bonn-Kessenich und Bad-Godesberg zeichnet der einen geschwungenen Bogen bildende Hang einen alten Prallhang des Rheines nach. Vernähte Senken und rinnenartige Vertiefungen am Hangfuß sind Reste ei- nes ehemaligen Altarnes des Rheines (die sog. Gumme). Der Hang ist durch den Annaberger Bach, den Kluf- terbach und weitere kleinere namenlose Bäche stark zerschnitten. Die zum größten Teil sehr steilen Hänge (20 - 35°) weisen eine maximale Höhe von 100 m auf. Die lokale Erosionsbasis ist in 60-62 m ü. NN auf dem Nie- derterrassenniveau ausgebildet.

Der Venusberg ist ein tektonischer Horst, der an NNW - SSE streichenden Störungen herausgehoben wurde. Die Sprunghöhe des östlichen Bruchrandes zum Rhein hin beträgt mindestens 110 m.

Der tiefere Untergrund des Venusberges wird vom verwitterten devonischen Grundgebirge aufgebaut. Der ehemals glimmer- und chlorithaltige Tonschiefer ist zu glimmerhaltigen- und kaolinitischen Tonen, Sandsteine sind zu Sand verwittert. Im Rahmen einer Straßenbauplanung konnte durch Bohrungen im Untersuchungsge- biet (im Rutschgebiet am Kahlenberg) die Verwitterung des Devons bis 100 m Tiefe nachgewiesen werden (Arbeitsgemeinschaft-Venusberg-tunnel 1978). Dabei wurde wahrscheinlich die als Staffelbruch am Steilhang ausgebildete Rheintalstörung erbohrt.

Im Untersuchungsgebiet liegen die quartären Deckschichten zumeist direkt dem verwitterten devonischen Grundgebirge auf. Am nördlichen Venusberg, ebenso auf der Höhe zwischen dem Friesdorfer Bach und Bad- Godesberg-Schweinheim sowie unterhalb des Annaberger Hofes stehen tertiäre wechsellagernde Schichten aus Tonen, Sanden, Braunkohlen und Alauntonen an. An der Godesburg und in Schweinheim treten tertiäre Bas- altstöcke zutage. Nördlich von Schweinheim wurde ein stark vertontes Trachyttuffvorkommen beschrieben (RAUFF 1923). Der Westhang des Venusberges ist seit Jahrhunderten anthropogen überformt worden. Der Alauntonabbau im letzten Jahrhundert bei Friesdorf und Bad-Godesberg sowie der bis Anfang dieses Jahrhun- derts betriebene Weinanbau (ZEPP 1923) und die Niederwaldwirtschaft veränderten nicht nur die Form des Hanges teilweise erheblich, sondern lösten auch vermutlich verstärkt Rutschungen aus.

5.7.1 Geomorphologische Kartierung nördlicher Teil (Poppelsdorf - Friesdorf)

Im Bereich zwischen Kessenich und Dottendorf liegen auffällig viele Abrißkanten von Rutschungen oberhalb eines Wanderweges in 130 m. ü. NN. Der Weg wurde vor 10 Jahren angelegt. Seine Trasse folgt recht genau den Verflachungen unterhalb der Abrißkanten. Oberhalb davon sind im Gelände deutlich muldenförmige Hohlfor- men zu erkennen, die nachweislich durch ältere Rutschungen teilweise aber auch durch Quellerosion ausgebil- det wurden.

Die Rutschungsloben, die an mehreren Stellen bis auf die Niederterrasse hinunterreichen, konnten nur schlecht kartiert werden, da die untersten Hangbereiche dicht bebaut sind.

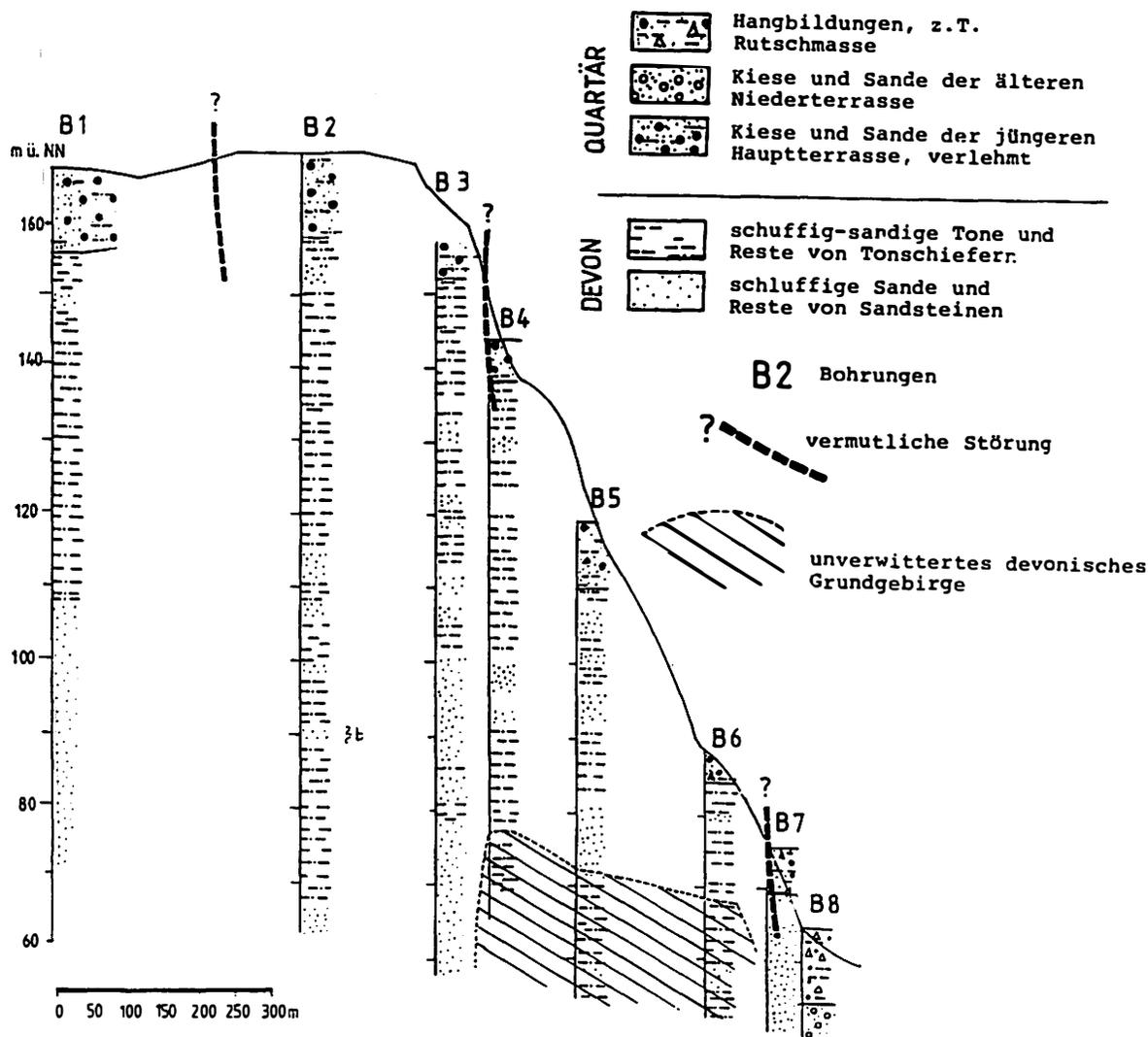


Abb. 34: Geologisches Profil des Venusbergs bei Bonn-Dottendorf (10fach überhöht) (verändert nach Arbeitsgemeinschaft Baugeologie Venusberg (Hrsg.) (1978))

An dem nur mäßig geneigten, unmittelbar an Poppelsdorf grenzenden NE-Hang des Venusberges kam es zu Beginn dieses Jahrhunderts zu größeren Rißbildungen und Hangbewegungen im Bereich einer Ziegelei (Bonner Stadtarchiv: Pr 24/22 (1903-1908)). Durch die Untergrabung des Hanges auf dem Werksgelände wurden Hangbewegungen ausgelöst, die sich allmählich auf den ganzen Hang bis zu den Wirtschaftsgebäuden des auf der Hauptterrasse liegenden Krankenhauses ausweiteten. Nur 100 Meter nordöstlich dieses Rutschungsgebietes in Poppelsdorf kam es im Sommer 1991 infolge eines Wasserrohrbruchs zu murartigen Überschwemmungen, die Schäden in Millionenhöhe anrichteten. In einer Höhe von 85 m ü. NN hatte sich in einem Hauptwasserrohr, das auf den Venusberg hinaufführt, ein Leck gebildet, Hanglehm und der tertiäre Ton wurden lokal so stark vernäbt, daß sie murartig ausflossen. Es ist durchaus möglich, daß der Wasserrohrbruch durch kleinere Hangbewegungen in nächster Nachbarschaft zu den alten Rutschungen entstanden ist.

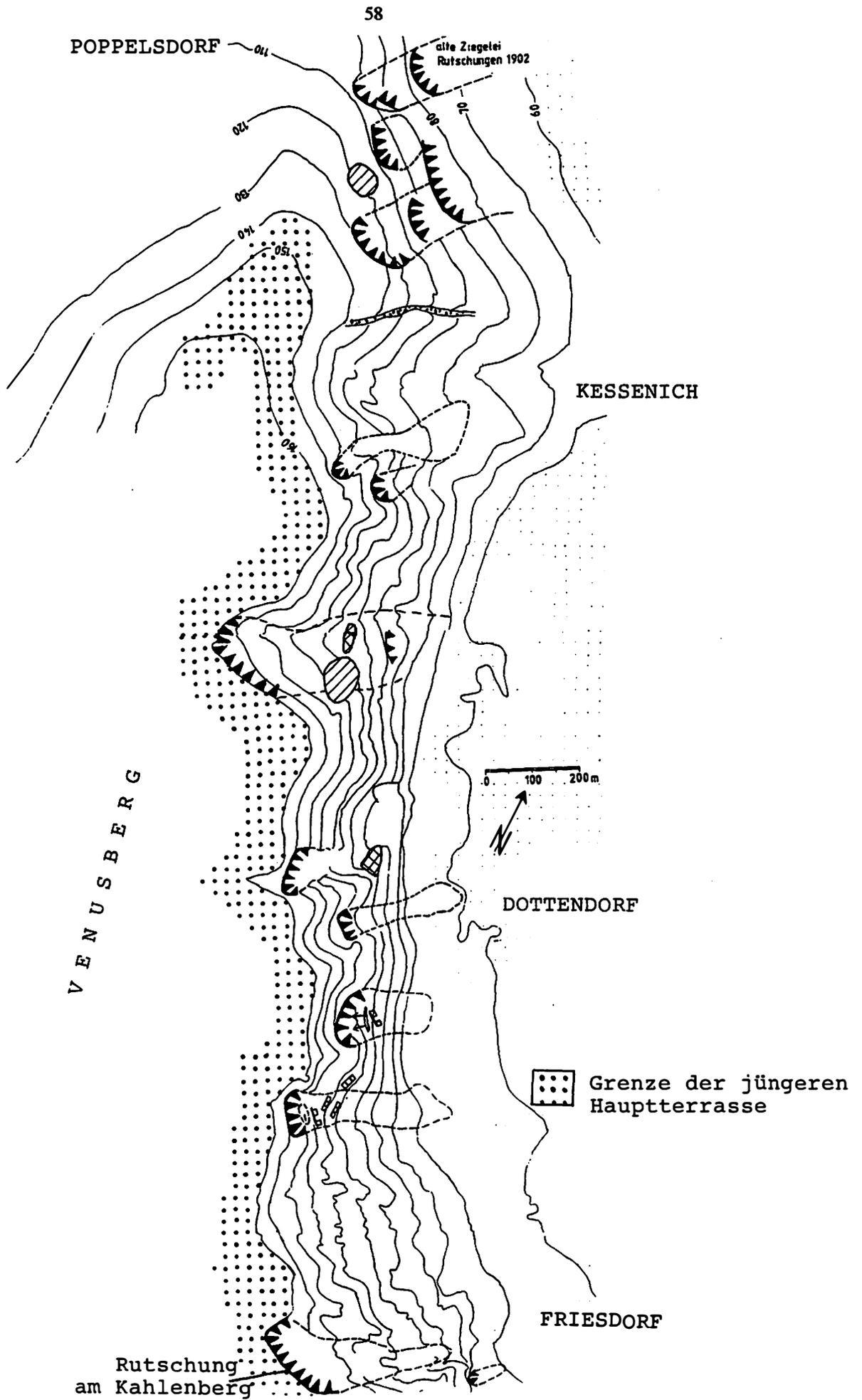


Abb. 35: Geomorphologische Kartierung 1 : 5 000, nördlicher Teil (Poppelsdorf - Friesdorf)

Oberhalb der Gregor-Mendel-Straße im Friedhofsbereich bei Kessenich sowie an der Rosenburg konnten weitere Rutschungen kartiert werden (Abb. 35). Die Rutschgebiete sind z. T. bis zum Abrißgebiet bebaut und konnten daher nicht weiter untersucht werden.

Westlich von Bonn-Dottendorf in der Höhe der Straßenbahn-Endhaltestelle ging im Frühjahr 1926 in einem unbewohnten Waldgebiet am Venusberghang eine große Rutschung ab (Bonner Stadtarchiv ZA 53/82). Sie ist nur durch eine kleine Zeitungsmeldung dokumentiert; leider fehlen genauere Ortsangaben. Da bei der Kartierung in diesem Gebiet mehrere Rutschungen gefunden wurden, konnte diese dokumentierte Rutschung nicht genau lokalisiert werden. Vermutlich handelt es sich um die große Rutschung südlich der Bergstraße, die von Kessenich in einem Taleinschnitt auf den Venusberg hinaufführt.

Etwa 500 m südwestlich von Bonn-Dottendorf liegt am Kahlenberg (Venusberghang) ein großes Rutschgebiet, das nachfolgend detailliert beschrieben werden soll.

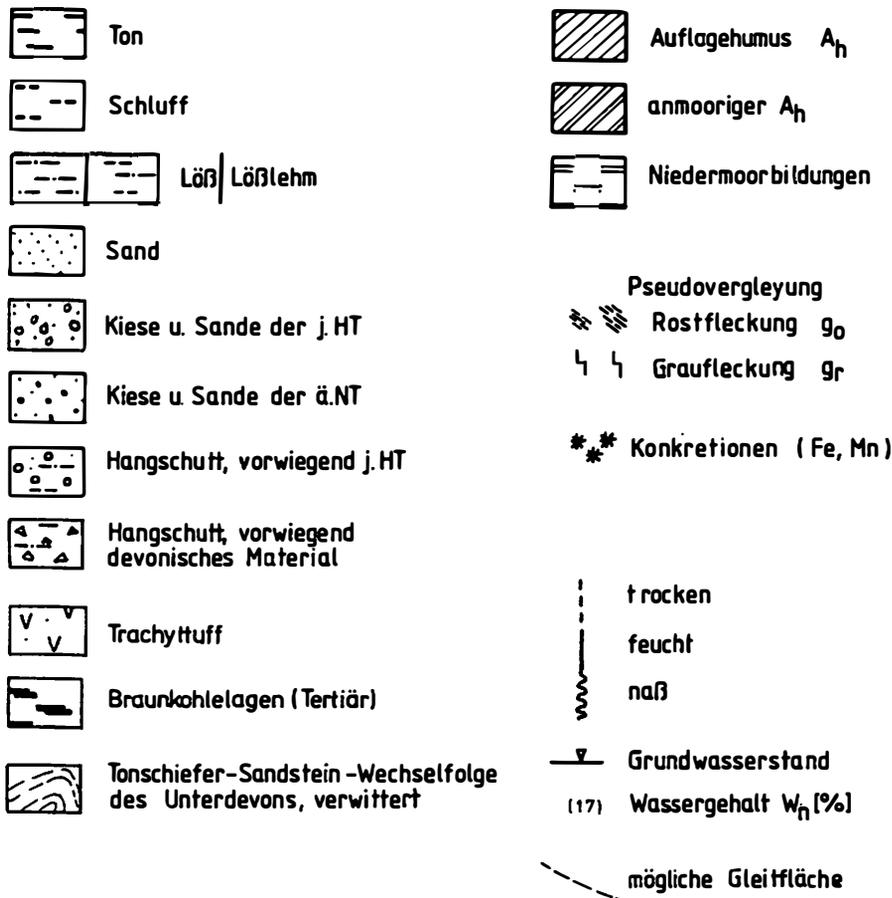
5.7.1.1 Rutschgebiet am Kahlenberg

Kartierung und Untersuchung dieses Rutschgebietes gestalteten sich besonders im mittleren und unteren Hangbereich schwierig, da möglicherweise eine mehrfache anthropogene Überformung stattgefunden hatte. Die isohypsenparallel verlaufenden Stufen, die von Nordwesten in das obere Rutschgebiet hineinreichen, sind alte Weinbergterrassen. Die 200 m nördlich des Rutschgebietes verlaufende Winzerstraße und der Rochusweg geben durch ihre Namen Hinweise auf den Ende des letzten Jahrhunderts betriebenen Weinbau an diesem Hang. Er wurde durch kleine Ab- und Aufgrabungen verändert und stellt keinen natürlichen Hang mehr dar.

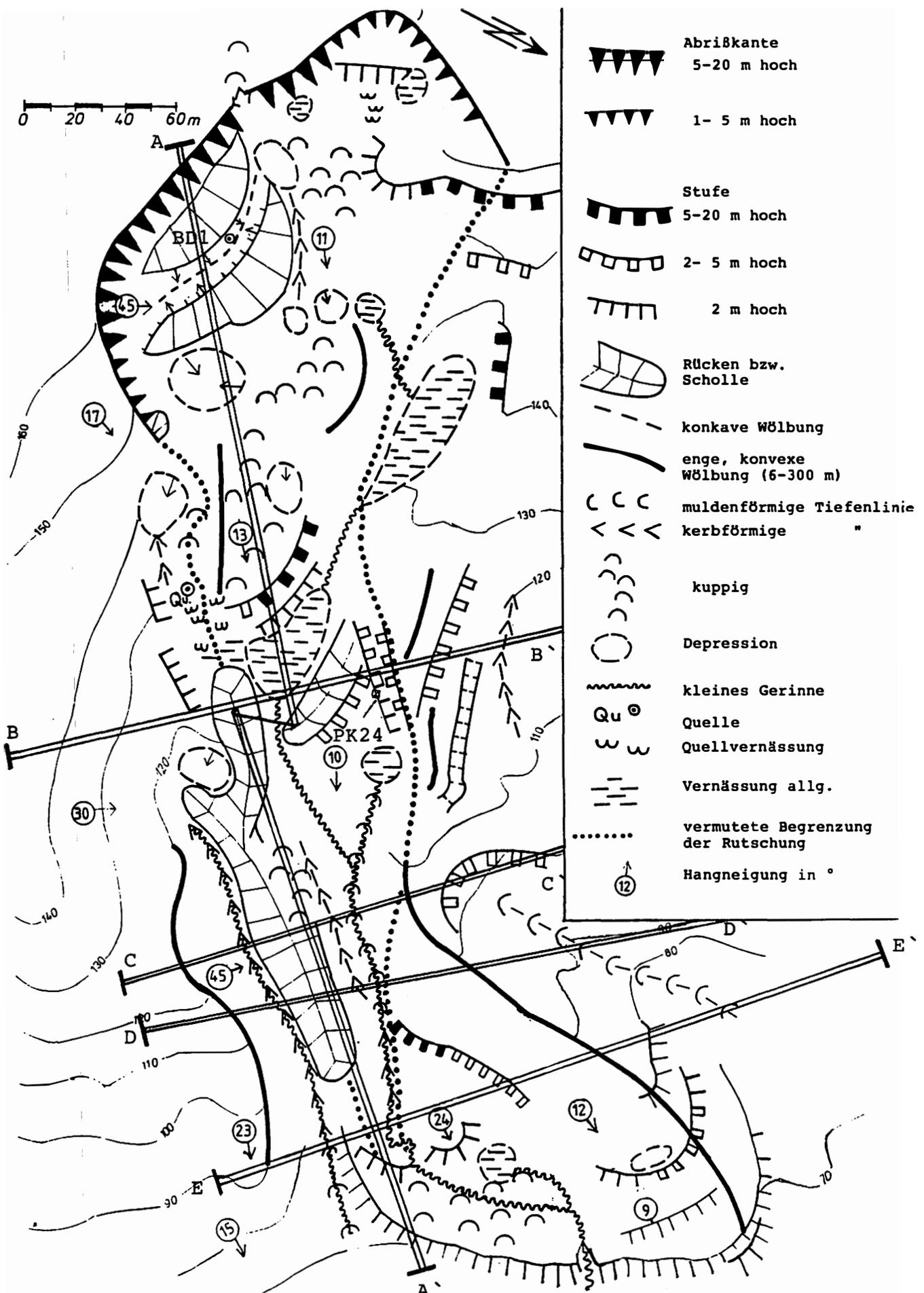
Selbst die 12 m hohe Abrißkante der unmittelbar südlich angrenzenden sehr großen Rutschung weist Spuren anthropogener Überformung auf. Gemeint ist eine 8 m tief eingeschnittene Kerbe im Mittelteil der Abrißwand. Anfang dieses Jahrhundert soll hierdurch das Wasser von Teichen, die auf der Hauptterrassenfläche angelegt waren, abgelassen worden sein.

Dem fast 200 m breiten Abrißgebiet der Großrutschung folgt hangabwärts ein immer schmaler werdendes, 350 m langes Bewegungs- und Akkumulationsgebiet. Die Abrißkante verläuft in einer Linie von Nordwest nach Südost; die seitlichen, weniger hohen Abrißkanten stehen fast im rechten Winkel zur Hauptabrißkante. Diese ist an der Hauptterrassengrenze als scharfe Kante ausgebildet und bricht im Nordteil sogar als Hohlform in die HT-Fläche ein.

Im Bereich unterhalb der langen Abrißkante liegen parallel dazu zwei große, durch eine Rinne getrennte Kieschollen, daneben prägen abflußlose, vernäßte Mulden das Gebiet. 100 m vom Abriß entfernt, verengt sich das anfangs breite Rutschgebiet auf ca. 100 m Breite und wird zunehmend kuppig. Neben dem kuppigen Relief herrschen nun linienhafte Formen, d. h. in Gefällsrichtung orientierte Schollen und Depressionen mit gerichtetem Abfluß vor (Abb. 36).



Legende zu den Bohrprofilen in Abb. 37, 38

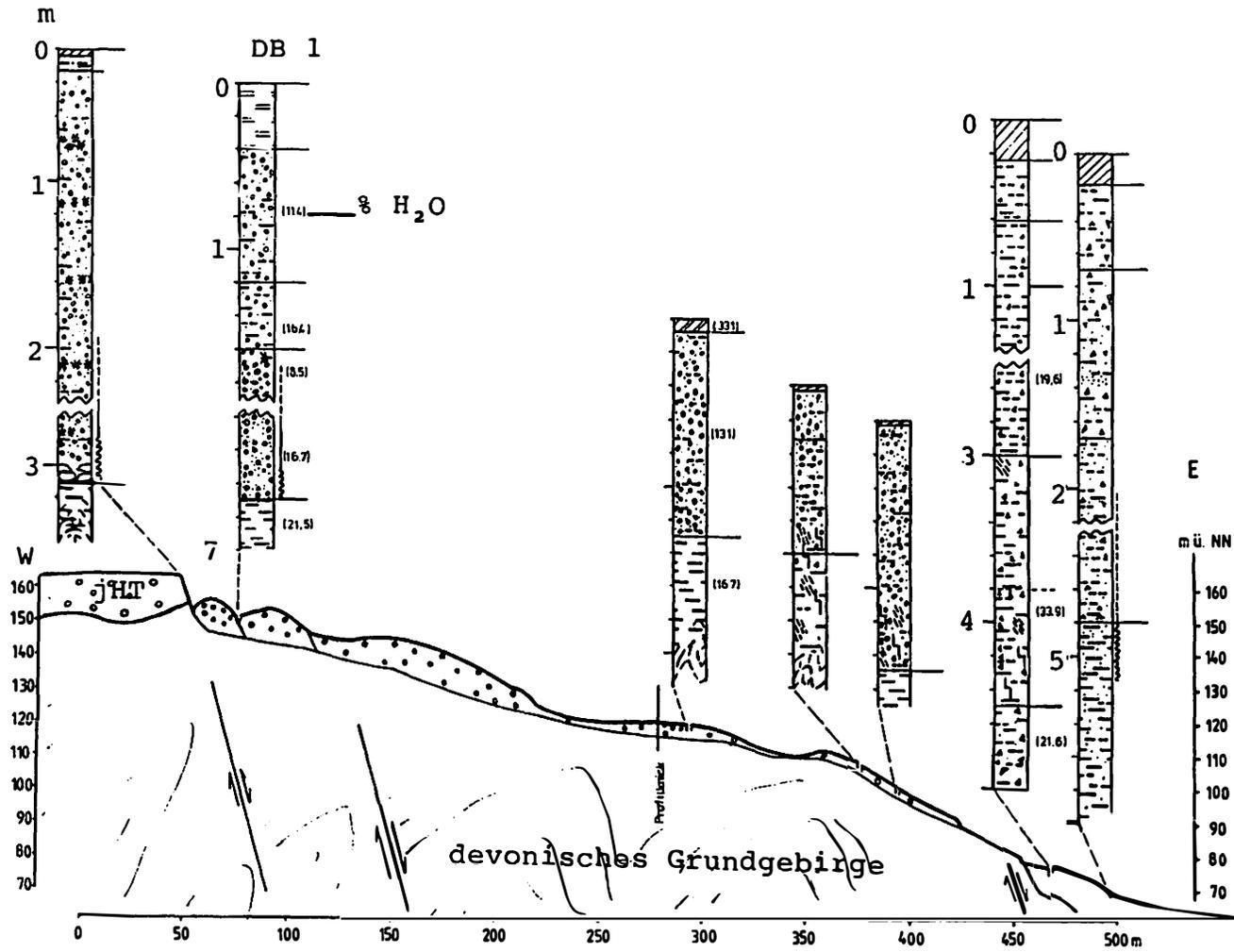


- Abrißkante
5-20 m hoch
- 1- 5 m hoch
- Stufe
5-20 m hoch
- 2- 5 m hoch
- 2 m hoch
- Rücken bzw.
Scholle
- konkave Wölbung
- enge, konvexe
Wölbung (6-300 m)
- muldenförmige Tiefenlinie
- kerbförmige "
- kuppig
- Depression
- kleines Gerinne
- Quelle
- Quellvernässung
- Vernässung allg.
- vermutete Begrenzung
der Rutschung
- Hangneigung in °

Abb. 36: Geomorphologische Kartierung der Rutschung am Kahlenberg

Abb. 37: Längsprofil des Rutschgebietes am Kahlenberg (Lage des Längsprofils in Abb. 36, Legende s. Abb. 38)

A



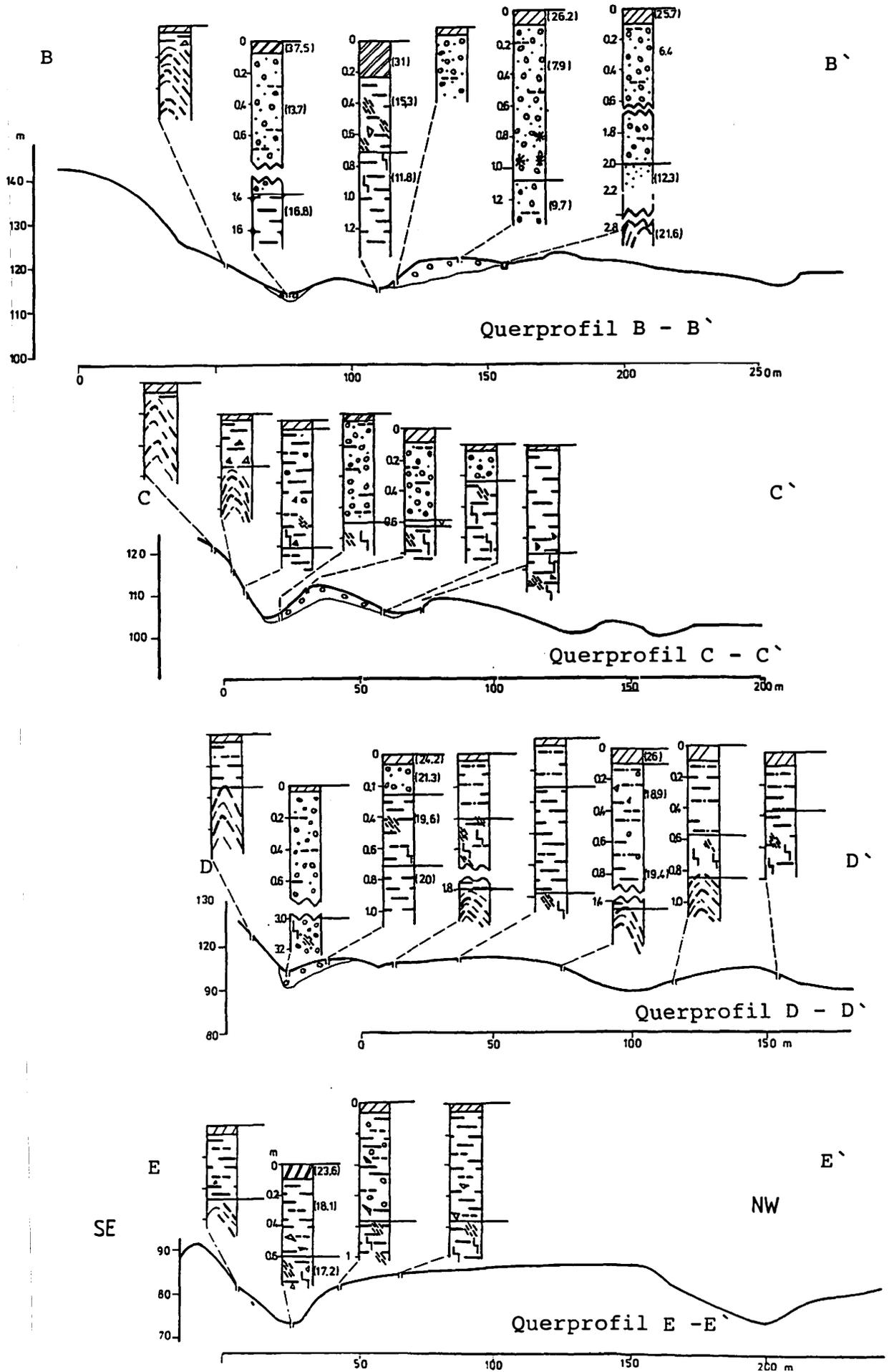


Abb. 38: Querprofile des Rutschgebietes am Kahlenberg (Lage der Querprofile in Abb. 36)

Bohrungen und Profile

In der Rinne zwischen den zwei großen Kiesschollen unterhalb der Abrißkante wurde eine Bohrung (BD 1) bis 7 m Tiefe abgeteuft. Dabei liegt die erste Rutschungsscholle direkt an der Abrißkante ca. 2 m höher als die zweite (Abb. 38).

Unter einem 40 cm mächtigen Ah-Horizont folgt ein feuchter, gelber bis mittelbrauner, leicht pseudovergleyter toniger, kiesiger Schluff. Zwischen 1.20 m und 1.60 m liegt ein feuchter, plastischer, fleckiger, schluffiger Ton. In 1.6 m stehen die rotbraunen, stark kiesigen Sande der jüngeren Hauptterrasse an, die in der Tiefe zunehmend feuchter werden. Ab 3.50 m werden die Sande und Kiese extrem feucht, was mit Stauwasserbildung oberhalb der liegenden Tonschicht zu erklären ist. In 6.70 m Tiefe liegt der blaugraue devonische Verwitterungston.

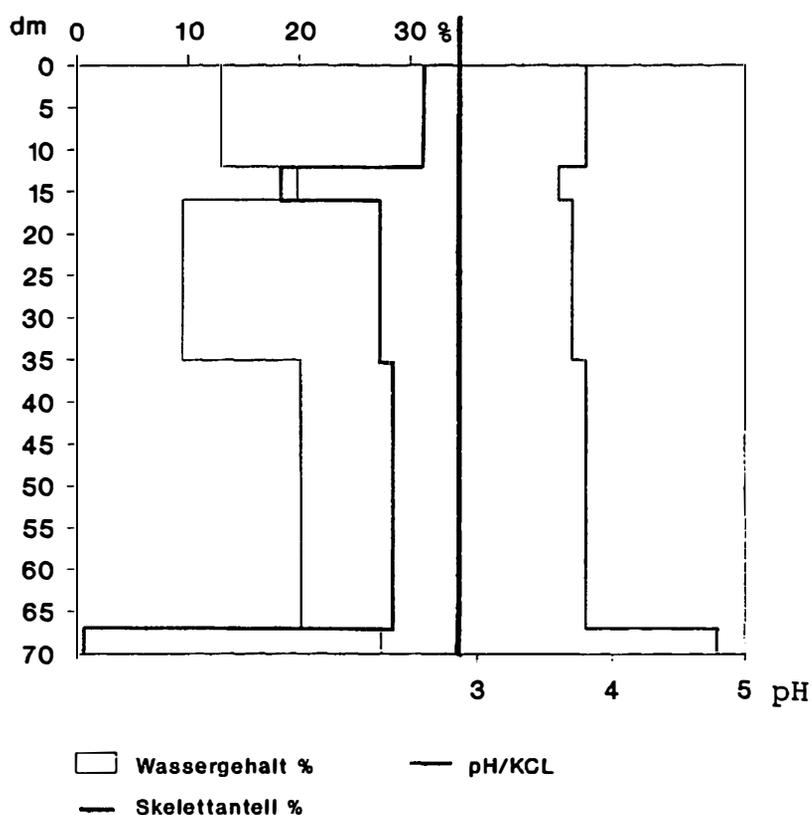


Abb. 39: Analysediagramm der Bohrung BD 1,

Es handelt sich dabei um eine Schollenrutschung, bei der von Lößlehm bedeckte Hauptterrassenkiese und devonischer Verwitterungston im ursprünglichen Schichtverband abglitten. Wären nur die Kiese an der Oberfläche der devonischen Tonen abgeglitten, so müßten die Kiesschollen einen fossilen Ah-Horizont überdecken. In diesem Falle wäre auch die Grenze zwischen jHT und Ton aus verwitterten Devongesteinen nicht so scharf ausgeprägt. Das ausgedehnte Abrißgebiet ist stellenweise stark vernäßt und z. T. vermoort; oberflächlich stehen meist Kiese und Sande der HT an.

200 m hangaufwärts bzw. m nordwestlich der Bohrung BD 1 liegt das Querprofil A-A' an der Stelle, an der sich das Rutschgebiet stark verengt. Besonders die Hauptterrassenablagerungen konnten klar als verlagertes Material gedeutet werden. Profil PD 24 zeigt die typischen Bodenkennwerte der Hauptterrassenablagerungen und des liegenden, verwitterten Devons, wobei hier über dem verwittertem devonischen Tonstein eine verwitterte devonische Sandsteinschicht aufgegraben wurde.

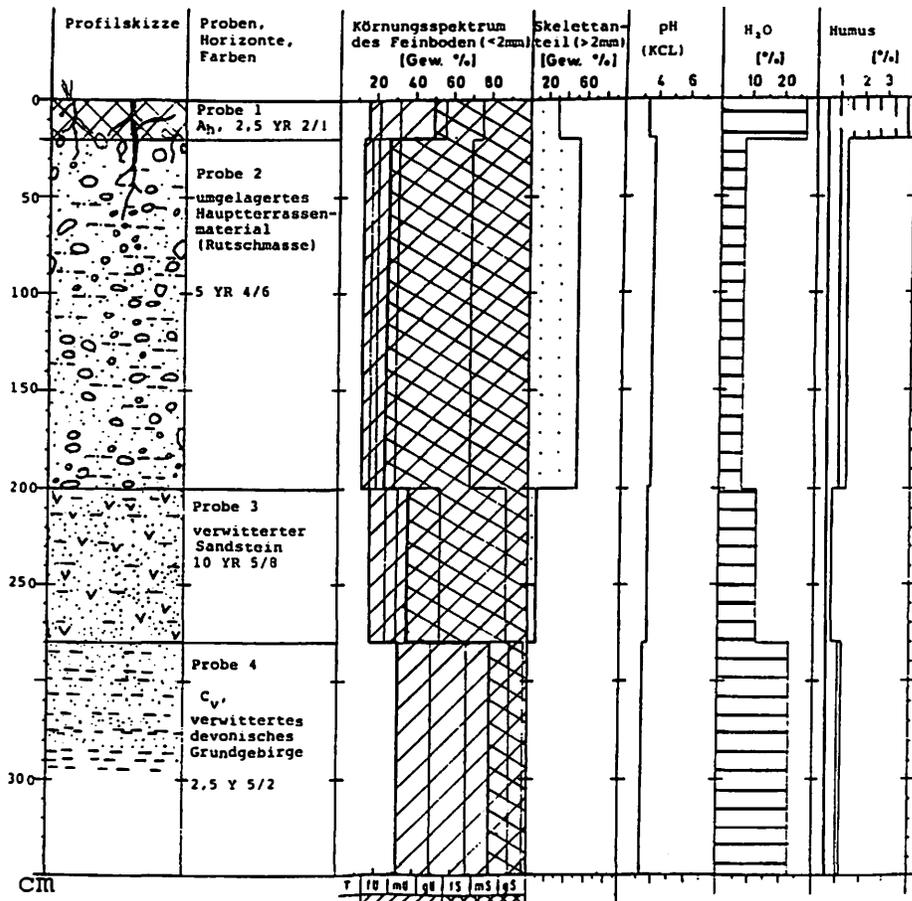


Abb 40: Analysediagramm Profil PD 24

Anhand der 4 Querprofile und des Längsprofils lassen sich die Hauptterrassenablagerungen, die hangabwärts immer schmaler und geringmächtiger werden, bis in eine Höhenlage von 90 m ü. NN sicher nachweisen. Sie lagern meist auf stark pseudovergleytem, devonischen Verwitterungston oder auf weniger verwittertem devonischen Untergrund mit vielen Gesteinsbruchstücken. In 90 m ü. NN ist eine Hangverflachung ausgebildet, die steil zu einem tieferen Niveau in ca. 70 m ü. NN abfällt. Es ist kuppig und daher trotz der Kiesstreu kaum als uMT anzusprechen; ebenso unsicher ist aber die Deutung der verstreuten Kiese als HT-Kiese. Vermutlich sind sie durch Abspülung hierher gelangt.

Eine Deutung der Hangverflachung in 90 m. ü. NN als mMT käme durchaus in Betracht, ist wegen fehlender Terrassenkiese aber kaum möglich. Es könnte sich bei dieser Form jedoch um einen sehr alten Rutschungslobus handeln. Die Abrißkante dieser Rutschung hätte sich deutlich unterhalb der HT-Ablagerungen befunden und wäre im verwitterten devonischen Grundgebirge ausgebildet gewesen. Durch ein weiteres Rutschereignis wurde die Abrißkante dann hangaufwärts bis an den Rand des HT-Plateaus verlagert. Bei der jüngeren Rutschung ist nur im Abrißgebiet eine gravitative Massenverlagerung der Kiese und Sande der HT in Form von Schollen nachzuweisen. Weiter hangabwärts fand wahrscheinlich zunehmend eine Verspülung der HT-Ablagerungen vornehmlich in Rinnen statt. Bei dem jüngeren Abriß handelt es sich vermutlich um eine historische Rutschung. Durch tiefreichende Bohrungen (bis 100 m), die im Zusammenhang mit der Planung des Venusbergtunnels standen, konnten im Rutschungsbereich staffelartig angeordnete Verwerfungen nachgewiesen werden (s. Abb. 34). Die Ausformung der mächtigen Abrißkante wurde sicherlich von einer Verwerfung mitbestimmt.

Das Rutschgebiet am Kahlenberg zeigt deutlich, daß eine genaue Abgrenzung zwischen tektonisch bedingter Formung, gravitativen Massenbewegungen und anthropogener Überformung oft schwierig ist.

5.7.2 Geomorphologische Kartierung südlicher Teil (Friesdorf- Bad-Godesberg)

5.7.2.1 Rutschungen in den ehemaligen Braunkohlen- und Alaunabbaugebieten

Der Abbau dieser tertiären Schichten im Kartiergebiet beschränkte sich bis 1840 auf das Gebiet um Annaberg bei Bonn-Friesdorf. Das Alaun- und Braunkohlenwerk befand sich auf dem Gelände des Annaberger Schlosses, das Abbaugelände umfaßte eine Fläche von 18,5 ha (SCHWALB 1989). Nordwestlich und südöstlich des Annaberger Schlosses wurde der Hang großflächig mit Abraum überdeckt, der auf den tonigen Untergrund aufgebracht wurde. Nach der Ausbeutung dieses Alauntonlagers in Friesdorf wurde 2 km weiter südlich ein neues Alauntonlager auf der Schweinheimer Heide, an der Viktorshöhe, erschlossen. Nach der Verlegung des Hauptwerkes von Friesdorf nach Bad-Godesberg 1845 wurde der umfangreiche Abbau intensiviert, kam aber schon ab 1891 allmählich zum Erliegen. Die in einer Tiefe von 8-22 m Tiefe liegenden, bis 17 m mächtigen Flöze wurden unterirdisch abgebaut (DECHEN v. 1865, WIEDEMANN 1930).

Im Frühjahr 1988 bildeten sich infolge starker Niederschläge im März im Gebiet unterhalb des Annaberger Hofes zahlreiche Rutschungen aus. Die Bewegungen hielten das ganze Jahr über an.

Bereits im Winter 1859/60 kam es zu ersten Rutschungen am Hang nördlich der Schweinheimer Heide. Die Gleitflächen waren im tertiären Ton ausgebildet. Die ersten Abrutschungen bildeten eine fast senkrechte Wand, an der Schollen von Ton mit auflagerenden Hauptterrassenablagerungen abglitten. Die Rutschmassen bewegten sich nach Süden in die flache, sumpfige Talform "Im Saufrössel". Im Winter 1862/63 wurden die Rutschbewegungen reaktiviert und ausgeweitet. Der ganze Hang bis in die südliche Ecke der Alaunhütte wurde von den Rutschungen erfaßt. Die stark vernähten Rutschmassen überflossen die alte Talform. Besonders im mittleren, schluchtartig eingegengten Talabschnitt häuften sich die Rutschmassen an, bildeten Wälle zum ursprünglichen Hang hin und waren durch zahlreiche, teilweise wasserführende Rinnen zerschnitten. DECHEN v. (1865) gibt eine Mächtigkeit der Rutschmassen am unteren Ende der Rutschung, die am Hangfuß und auf der Niederterrasse die hier angelegten Felder überdecken, von 10 Fuß an.

DECHEN vermutet (1865, S. 23):

"Ähnliche Bergschlipfe scheinen in früherer Zeit wohl an dem Abhänge zwischen hier und Kessenich vorgekommen zu sein, wie aus den Vorsprüngen an dem Fuße desselben hervorgehen dürfte."

5.7.2.2 Rutschung am Burgfriedhof an der Godesburg

Im Februar und März 1926 rutschte 500 m östlich des Saufrössels in Bad-Godesberg ein etwa 100 m breiter Streifen des Abhanges unterhalb des Nordendes des Burgfriedhofes bis zu der früher als Brunnen benutzten Quelle "Fußpütz" ab. Die Rutschung weitete sich hangauf- und hangabwärts aus, so daß ein Teil des Friedhofes sowie die Quelle zerstört wurden (Bonner General Anzeiger 1926, WIEDEMANN 1930).

Die Abrißkante verlief hufeisenförmig von Ost nach Nordwest. Sie verlängerte sich stark nach Nordwesten, wodurch das hier liegende Waldgelände ebenfalls ins Rutschen kam. An der Abrißkante und am Hangfuß wurden Wege zerstört und Häuser beschädigt. Die Rutschmassen flossen bis auf die Niederterrasse und beschädigten teilweise die Truchseßstraße und die Arndtstraße.

Das Frühjahr 1926 gilt ebenso wie das Frühjahr 1988 im Bonner Raum als extremes Rutschungsjahr, in dem mehrere Rutschungen fast gleichzeitig abgingen. So ist für das Frühjahr 1926 das beinahe gleichzeitige Abgehen der Rutschung am Friedhof in Godesberg, der Straßenrutschung an der Provinzialstraße und einer nicht genau lokalisierten Rutschung bei Dottendorf dokumentiert (Bonner Stadtarchiv ZA 53/83 (1926), Bonner General Anzeiger vom 1.6. und 4.6.1926).

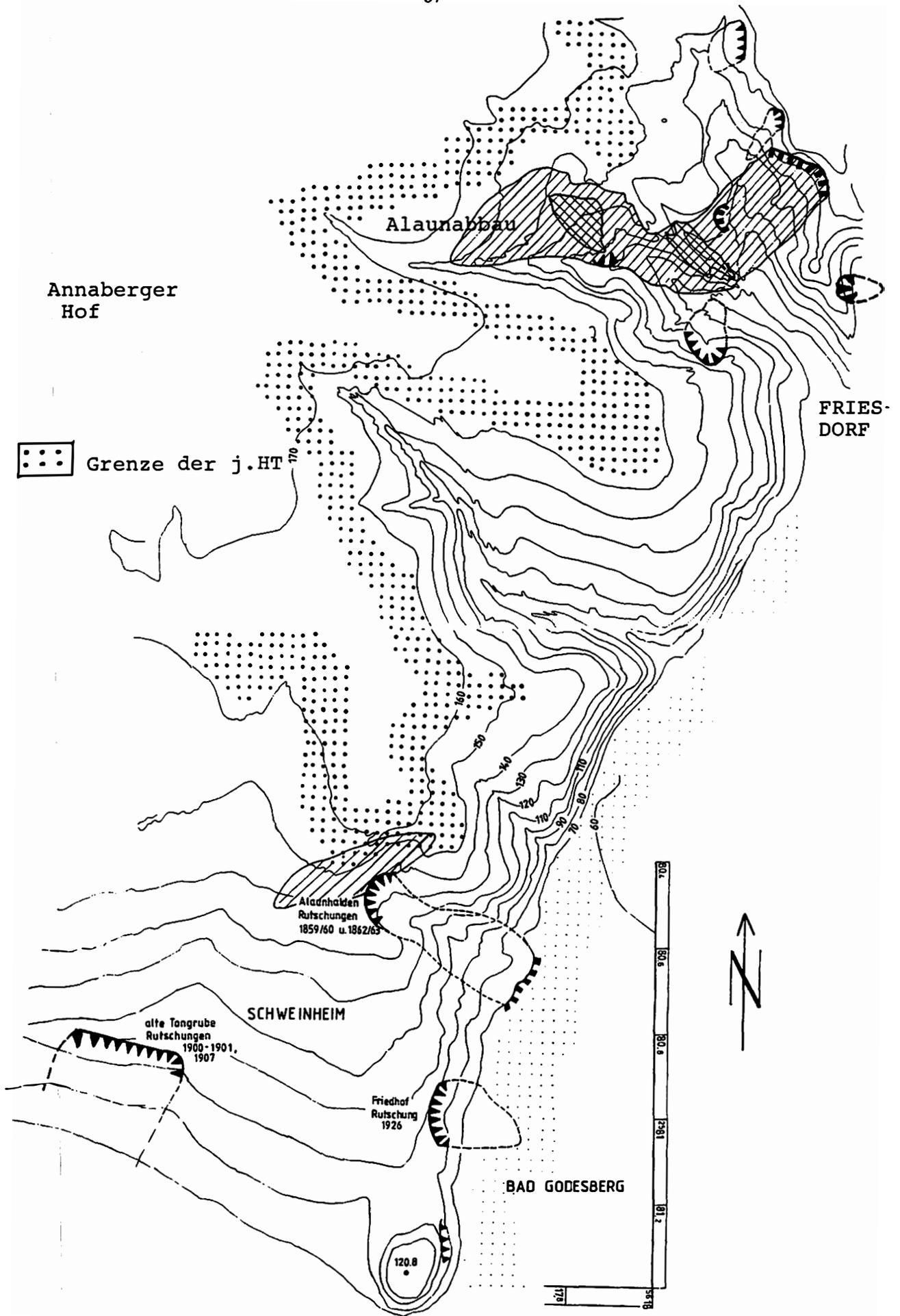
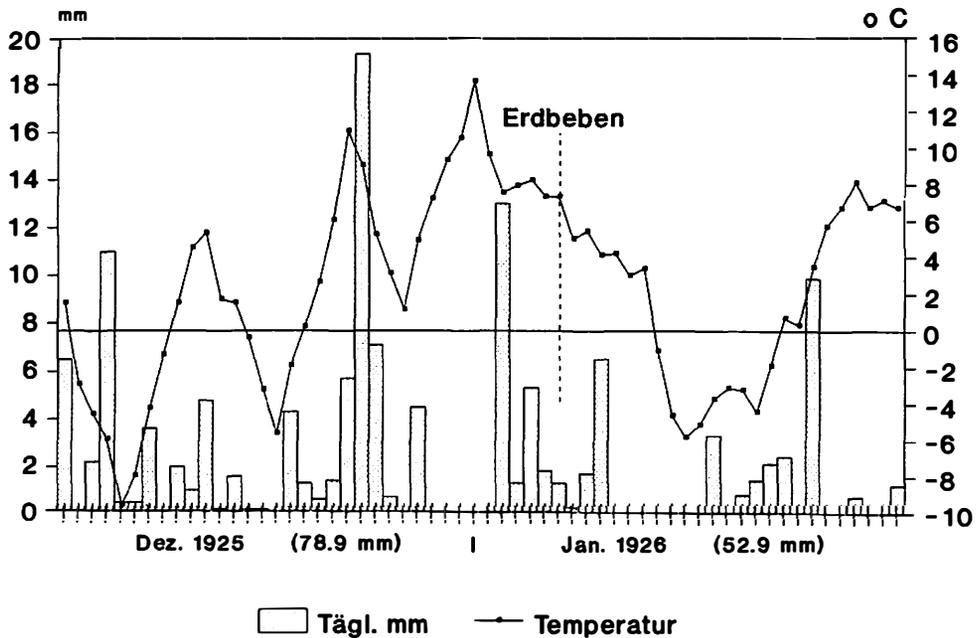


Abb. 41: Geomorphologische Kartierung 1 : 5 000, südlicher Teil (Friesdorf -Bad-Godesberg)

Tägliche Niederschlagssummen und Temp.

Station Bonn



Dez. 1925 - Jan. 1926

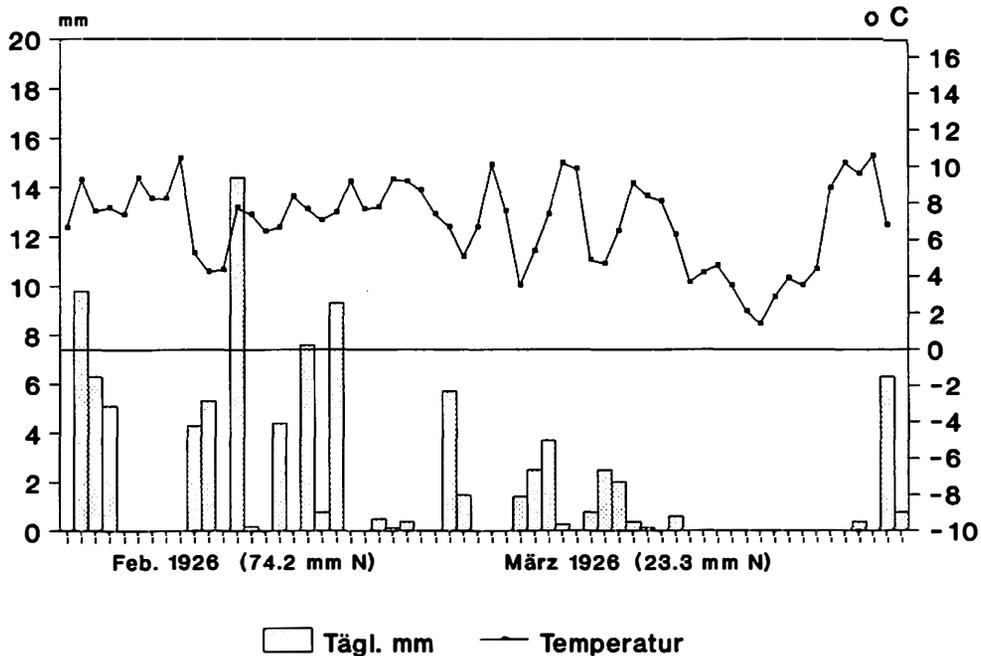


Abb. 42: Tägliche Niederschlagssummen und Temperaturen Dez. 1925 bis März 1926

Für die Rutschungsereignisse des Jahres 1988 ist die Korrelation mit den ausgiebigen Regenfällen im März 1988 eindeutig (Abb. 31), während ein Zusammenhang zwischen Rutschungsereignissen und außergewöhnlichen Regenfällen der Vormonate für das Frühjahr 1926 nicht so deutlich wird.

Die Rutschungen stehen vermutlich mit dem Erdbeben, das am 6. Januar 1926 den Bonner Raum erschütterte (KUHN, 1927; AHORNER 1951), in Zusammenhang. Das Beben hatte die Stärke V bis VI der Mercalli-Skala, wobei ein Bebenherd im Gebiet von Siegburg vermutet wurde. Durch die Erschütterungen des Erdbebens kam es in den Rutschgebieten sicherlich zu ersten Reiß- und Spaltenbildungen.

Die starken Niederschläge im Februar 1926 konnten ungehindert bis zu den stauenden Tonen eindringen. Der in den Rissen kurzzeitig erzeugte hydrostatische Druck löste ohne größere zeitliche Verzögerungen zu den starken Niederschlägen die Rutschungen aus.

5.7.2.3 Rutschung an der Quellenstraße

Nur 600 m südlich der Rutschung am Friedhof Godesberg und 500 m südöstlich der Rutschung am Saufrössel ging 1900 eine Rutschung an der Quellenstraße in Schweinheim infolge von Abgrabungen einer Ziegelei ab. Die Rutschung liegt am Osthang des unteren Marienforster Tales, das vom Godesberger Bach durchflossen wird und war bis 1904 aktiv. Im Gebiet des Godesberger Bergrutsches (1900-1904) hat FLIEGEL (1904) folgendes Profil (verändert) erbohrt:

0- 3 m	Löß, oberflächlich Lößlehm
1,5-10 m	Gehängeschutt: Basaltschotter mit Lehm- und Schotterbänken wechsellagernd
bis zu 9 m	stark verwitterter Trachyttuff
bis über 8 m	bunte Tone, oben mehr sandig, unten mehr rein tonig
?	blauer Ton, mit geordneten sandigen Einlagerungen (Eocäner Sohlenton?)

Durch größere Abgrabungen am Hangfuß war die Hangstabilität so stark gestört worden, daß die hangaufwärts anstehenden Erdmassen abrutschten. Die anthropogene Störung der Hangstabilität war eindeutig die auslösende Rutschungsursache. Die sukzessive Ausbreitung des Rutschgebietes hangaufwärts und die über mehrere Monate anhaltenden Rutschbewegungen waren auf die geogene Disposition des Hanges für Rutschungen zurückzuführen.

Im Rutschgebiet stehen unter einer bis zu 3 m mächtigen Schicht aus Lößlehm und Löß und einer bis 10 m mächtigen Hangschuttdecke aus Basaltblöcken verwitterte Trachyttuffe an. Diese werden von tertiären Tonen und Sanden unterlagert. Als tiefste Schicht wurde ein blauer Ton mit sandigen Einlagerungen erbohrt (FLIEGEL 1904), hierbei kann es sich um oligzänen Sohlenton oder in situ verwittertes devonisches Grundgebirge handeln. Besonders durch die gut wasserdurchlässige Basaltschuttdecke konnte Niederschlagswasser oder Grundwasser in die verwitterten Trachyttuffe gelangen und sie stark aufweichen. Die Trachyttuffe gehören aufgrund ihres Smectitgehaltes zu den ausgeprägt plastischen Tonen, die extrem rutsch anfällig sind.

Die plastisch gewordenen Trachyttuffe rutschten, auch bedingt durch die Auflast der Schuttdecke, über wasserundurchlässigen, wasserstauenden tertiären Sohlenton oder devonischen Verwitterungston hinweg. Die stark schwankende Mächtigkeit des Trachyttuffes von 0 - 9 m und des Hangschuttes von 1.5 m bis 10 m, bestehend aus Basaltblöcken, teilweise wechsellagernd mit Lehm- und Kiesbänken, war vermutlich durch ältere Rutschungen entstanden.

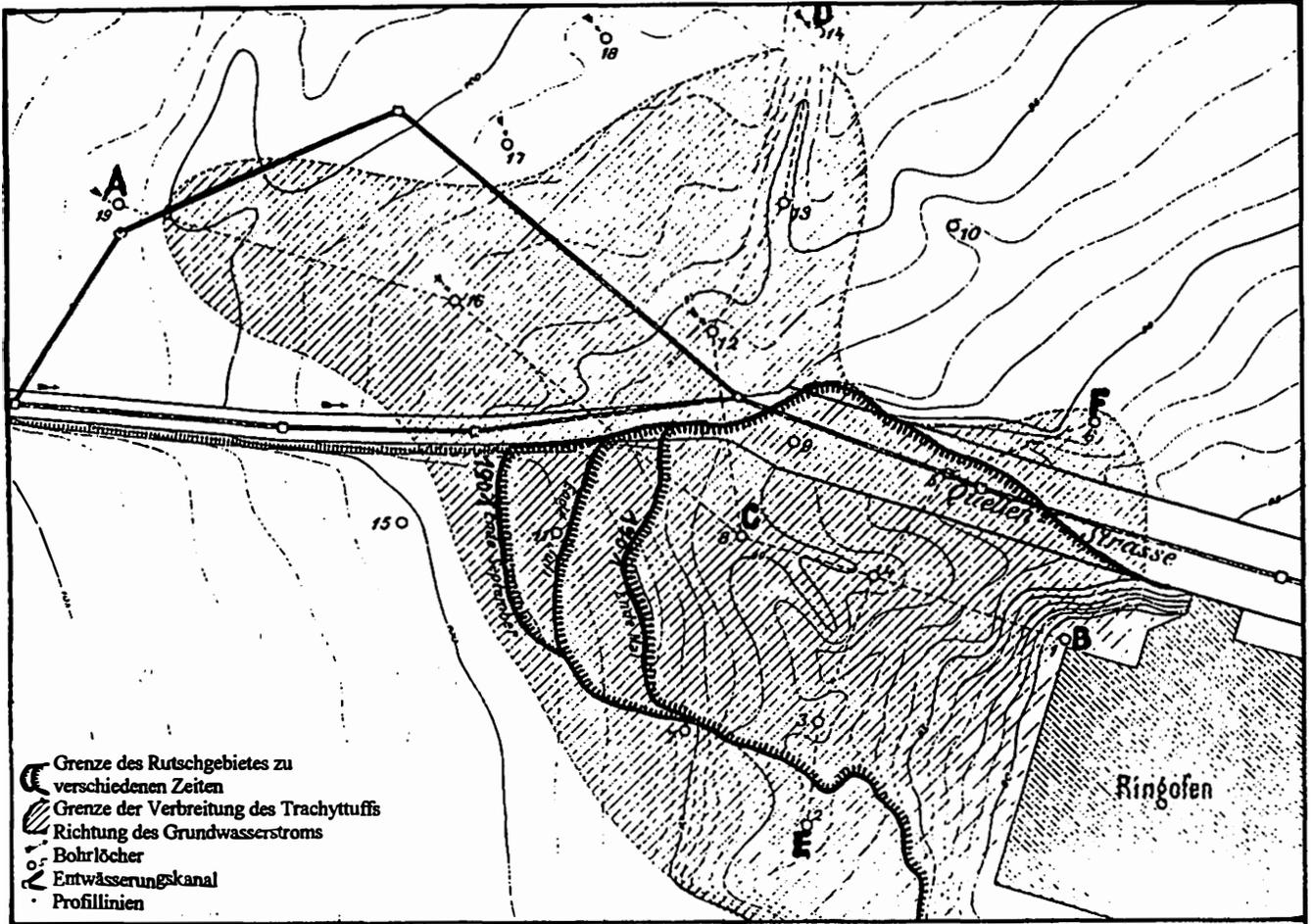


Abb. 43: Rutschung an der Quellenstraße aus FLIEGEL (1904)

5.8 Der westliche Abhang des Siebengebirges zwischen Bonn - Küdinghoven und Königswinter

Die höchsten Gipfel des rechtsrheinischen Untersuchungsgebietes sind der Petersberg mit 336.2 m und die Dollendorfer Hardt mit 246.2 m ü. NN. Ihre relative Höhe bis zur Talaue des Rheines beträgt zwischen 100 und 280 m. Die Hauptterrassenablagerungen östlich des Petersberges liegen bei 190 m ü. NN; östlich der Dollendorfer Hardt nur noch bei 170 m ü. NN.

Der westliche ca. 8.3 km lange Steilhang des Siebengebirges zum Rheintal hin wird durch die Vulkanite geprägt. Die Ausformung des Hanges erfolgte primär durch glazi-fluviale Erosion des Rheines, wobei die widerstandsfähigeren vulkanischen Festgesteine der Stau- und Quellschuppen herauspräpariert wurden.

Im Untersuchungsgebiet stellen verwitterte Sandsteine, Siltsteine und Tonschiefer der unterdevonischen Oberen Siegen-Schichten die ältesten Gesteine dar. Im Oligozän wurden Tone, Sande, Kiese und Braunkohlen abgelagert. Im Oberoligozän begann der Siebengebirgsvulkanismus mit der ersten Förderung basaltischer Schmelzen und der explosionsartigen Förderung von gewaltigen Tuffmassen. Durch die schnelle Entleerung des Magmenherdes brach die Kruste in einer großen Caldera ein. Die tiefe Lage des devonischen Grundgebirges im Zentrum der Caldera (östlich von Königswinter bei 110 m ü. NN) im Vergleich zum randlichen Calderabereich (östlich von Rhöndorf bei 318 m ü. NN) gibt den Absenkungsbetrag wieder (MEYER 1988). In die Trachyttuffdecke drangen Trachyt-laven ein, die als Quellschuppen erstarrten. In weiteren Förderphasen wurden latitische und basaltische Laven gefördert.

Durch die Hebung des Rheinischen Schiefergebirges im Pleistozän und die gleichzeitige Absenkung der Niederrheinischen Bucht konnte der einschneidende Rhein die mächtige, tonige Verwitterungsdecke des alten devonischen Gebirges weitgehend abtragen. Die tertiären Deckschichten, bestehend aus Tonen, Sanden und Braunkohlen, vor allem aber die vulkanischen Fest- und Lockergesteine blieben dagegen großräumig erhalten. Im südlichen Untersuchungsgebiet besteht das Tertiär im wesentlichen aus Trachyttuff. In nur etwa 200 m Entfernung östlich davon treten Basaltstöcke auf, die nach oben zu Kuppen erweitert sind. Der Basalt ist jünger als der Trachyttuff. Die harten Tuffsteine und der Basalt sind die Ursache für die Ausbildung eines Steilhanges am Übergang zur Hochfläche. Besonders der Basalt bildet zusätzlich markante Hangsporne und innerhalb der Trachyttuffdecke Kuppen. In den Kontaktzonen zu den Basaltgängen und -kuppen sind die angrenzenden Tuffe zusätzlich gehärtet und z. T. gefrittet worden. Dadurch erlangten sie teilweise Festgesteinscharakter.

Unter der Trachyttuff-Serie sind in flachen Senken der verwitterten Grundgebirgsoberfläche geringmächtige Braunkohlenbildungen festgestellt worden. Da sie sich mit den Tuffsedimenten verzahnen, dürften sie schon dem Oberoligozän angehören und somit vielleicht Äquivalente des Unterflöz-Rhythmus der rheinischen Braunkohle darstellen. Kohlige Horizonte nahe der Tuff-Basis weisen darauf hin, daß mit dem Vulkanismus im Siebengebirge auch eine paläoklimatische Veränderung einherging (MÜLLER 1987).

Im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes am Ennertberg bei Oberkassel lagern dem devonischen Grundgebirge wechsellagernd oligozäne Tone, Schluffe und tonig-schluffige Sande auf.

Im Pleistozän kam es infolge der tektonischen Hebung und des Wechsels von Warm- und Kaltzeiten am Siebengebirgsrand zur Bildung von Haupt-, Mittel- und Niederterrassen. Außerdem entstanden durch Ausblasung der vegetationsfreien Schotterfluren Löß und Flugsand, die auf den Haupt- und Mittelterrassen am Nord- und Westrand des Siebengebirges sedimentiert wurden.

Der nördliche Siebengebirgsrand erfuhr in der Zeit von 1832-1952 durch den Steinbruchbetrieb eine beträchtliche Veränderung. Dabei wurden der Hang von Kuckstein und Rabenlay um mehrere Dekameter zurückverlegt und wandartig versteilt und am Hangfuß bis über 20 m mächtige Halden aufgeschüttet.

Aber nicht nur die starke Überformung des Gebietes durch den historischen Bergbau, sondern auch der verstärkte Straßen- und Häuserbau ab 1950 lösten Rutschungen aus.

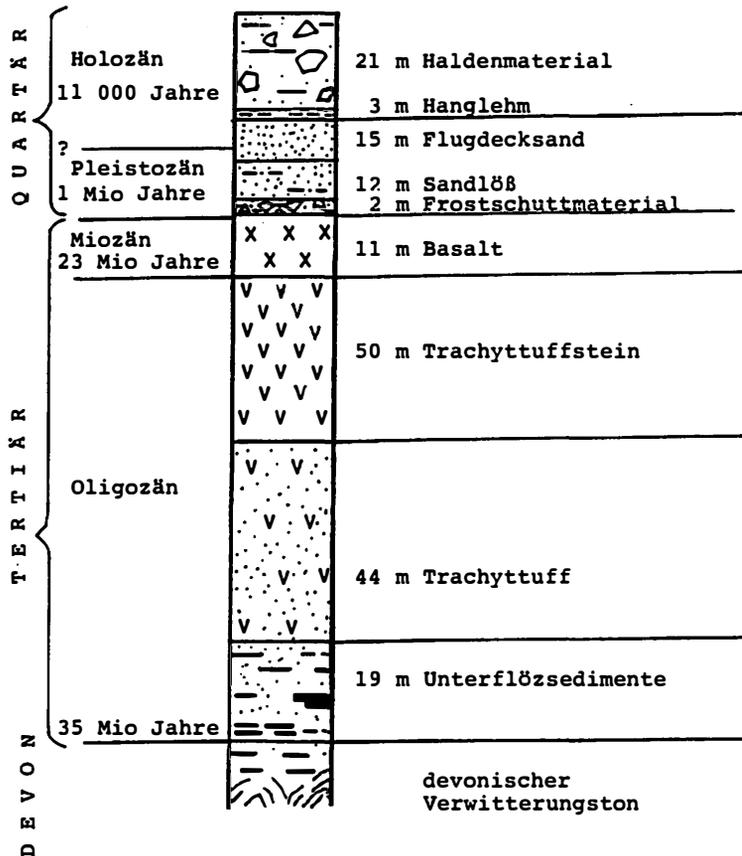


Abb. 44: Schichtgliederung des nördlichen Schiefergebirges und maximale Mächtigkeit (nach MÜLLER 1987, verändert)

Nach der fast vollständigen Bebauung der Niederterrassenfläche wurden in zunehmendem Maße die unteren und mittleren Hangbereiche bebaut. Die Verflachungen am Unter- und Mittelhang unmittelbar östlich von Oberkassel schienen sich besonders gut als Bauland oder Straßentrassen zu eignen. Bei diesen Verflachungen handelt es sich aber entweder um alte Bergbauhalden oder um Rutschgelände unterhalb alter Abrißkanten.

Aufwendige Baugrunduntersuchungen im Rahmen des Neubaus der B42 n ergaben, daß es sich am Nordwestabhang des Siebengebirges zum Rhein um einen komplexen spätpleistozänen und/oder postglazialen Rutschungshang handelt. Bei den jüngeren Rutschungen des Hanges handelt es sich wohl eindeutig um reaktivierte alte Rutschungen.

5.8.1 Rutschungen beim Bau der B42 n

Beim Neubau der B42 n wurden schon mit Beginn der ersten Aushubarbeiten für die Straßentrasse großräumige Rutschungen ausgelöst. Daraufhin wurde im Auftrag des Rheinischen Straßenbauamtes Bonn eine Vielzahl ingenieurgeologischer Untersuchungen durchgeführt. Ergebnisse dieser Untersuchungen wurden u. a. in den Arbeiten von VÖLTZ et al. (1977), HEITFELD et al. (1977), AZZAM (1984), MÜLLER (1987) veröffentlicht.

Die B 42 n verläuft im Untersuchungsgebiet in einem Hangbereich, dessen ursprüngliches Relief durch den früheren Basaltabbau an Kuckstein und Rabenlay sowie durch Aufhaldung von Abraum unterhalb der großen Steinbrüche stark verändert wurde. Dabei wurde auch eine alte Talform zugeschüttet, die im Taltiefsten deutliche Wasseraustritte aufwies.

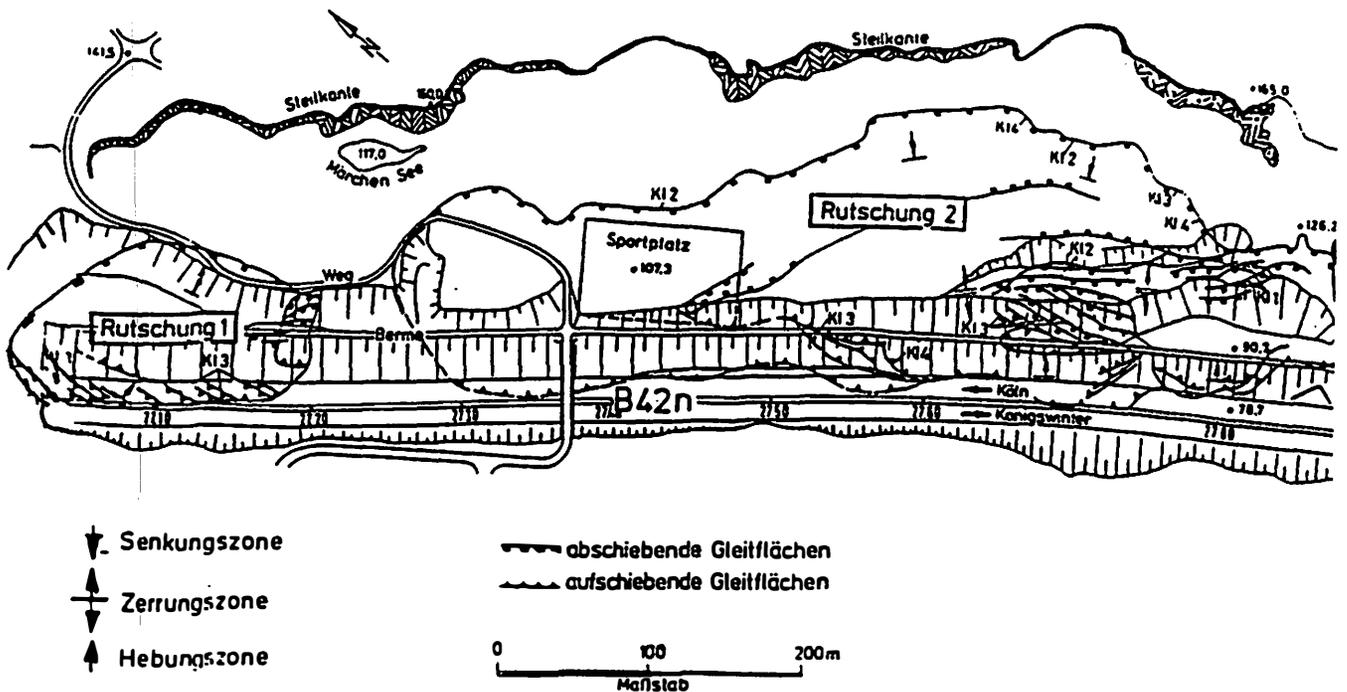


Abb. 45: Rißbild der Rutschungen an der B42 n (aus MÜLLER 1987, S.91)

Der nördliche Bereich der Blockrutschung (Rutschung 1 s. Abb. 45) besitzt eine Länge von ca. 200 m; die Gleitflächen sind in einer Tiefe bis zu 20 m ausgebildet und das Volumen der bewegten Masse beträgt ca. 250 000 m³. Der viel größere südliche Bereich (Rutschung 2 in Abb. 45) ist ca. 600 m lang; die Gleitflächen liegen hier in einer Tiefe von bis zu 25 m, so daß der Rutschkörper ein Volumen von 1.5 Mio m³ besitzt.

Die Hangbewegungen fanden in erster Linie in den verwitterten Trachyttuffen statt. Der obere Abriss in einer Höhe von 120-130 m ü. NN folgt dem Ausstrich der geologisch-stratigraphischen Grenze Tuffit/Tuff im Hang. Kleinere Rutschungen traten bevorzugt an der durch Aushub beim Bau der B42 n unterschrittenen Grenze von Haldenmaterial über verwittertem Trachyttuff auf. Die Rutschfläche (bzw. Gleitfläche) durchschneidet hier nach unten die Trachyttuffe und trat an der Grenze zum tonig verwitterten Tuff in einer Höhe von 80 - 90 m ü. NN aus der Autobahnböschung aus.

Die ungefritteten Tuffe sind wechselfeste, verwitterungsanfällige und leicht zerfallende Gesteine. Am unteren Hang folgen meist hell- dunkelgrüne und z. T. blaugüne Tuffe mit wesentlich geringerer Festigkeit. Im verwitterten Zustand werden die Tuffe gelblicher. In den Rutschmassen herrschen vor allem braun-gelbe bis olivgrüne Farben vor. Im Gegensatz zu den Tuffiten im Hangenden sind die Tuffe noch als Lockergesteine zu bezeichnen. Intensiv ziegel- bis himbeerrote, fest gelagerte Tone an der Oberfläche des verwitterten devonischen Grundgebirges, stellen einen fossilen lateritischen Anreicherungshorizont dar. Diesem Horizont folgt ein aus fast weißen, gebleichten Tonen, Schluffen und Feinsanden gebildeter Eluvial-Horizont mit hohem Kaolinitanteil. Es handelt sich bei ihm möglicherweise um die prä-oligozäne Verwitterungszone des Grundgebirges (MÜLLER 1987).

Neben rezenten Rutschungen, deren Gleitflächen in Richtung des Hanggefälles verlaufen, lassen ältere, tiefergelegene Gleitflächen, deren Entstehung nach HEITFELD, VÖLTZ & DÜLLMANN (1980) in das Mittelpleistozän zu datieren ist, eine deutliche Bewegungsrichtung nach Süden erkennen. Diese wurde verursacht durch die Tiefen- und Seitenerosion des Rheins. Zwischen der Ablagerung der Jüngeren Hauptterrasse und der Unte-

ren Mittelterrasse schnitt sich der Rhein nämlich tief in die tertiären Ablagerungen und devonischen Gesteine ein und bildete übersteilte, auf Dauer nicht stabile Hänge.

Im südlichen Rutschbereich konnte durch Bohrungen und Aufgrabungen eine postglaziale, möglicherweise aber jüngere Rutschung nachgewiesen werden. Oligozäne Tuffe hatten sich bis zu 100 m über jungquartäre Flugdecksand und Sandlöss geschoben. Fehlende holozäne Bodenbildungen an der Oberfläche des Flugdecksand und Sandlösses ermöglichen eine Datierung der Rutschung ins Spätglazial (HEITFELD, VÖLTZ & DÜLLMANN 1980).

Die fehlende Bodenbildung unterhalb der Gleitfläche ist jedoch kein eindeutiges Indiz für das Alter der Rutschung. Bei Rutschungen werden gerade die Bodenhorizonte meist vollständig mit weggeführt. So wäre eine holozäne Bodenbildung auf der Flugsanddecke und somit ein viel niedrigeres Alter der Rutschung durchaus denkbar.

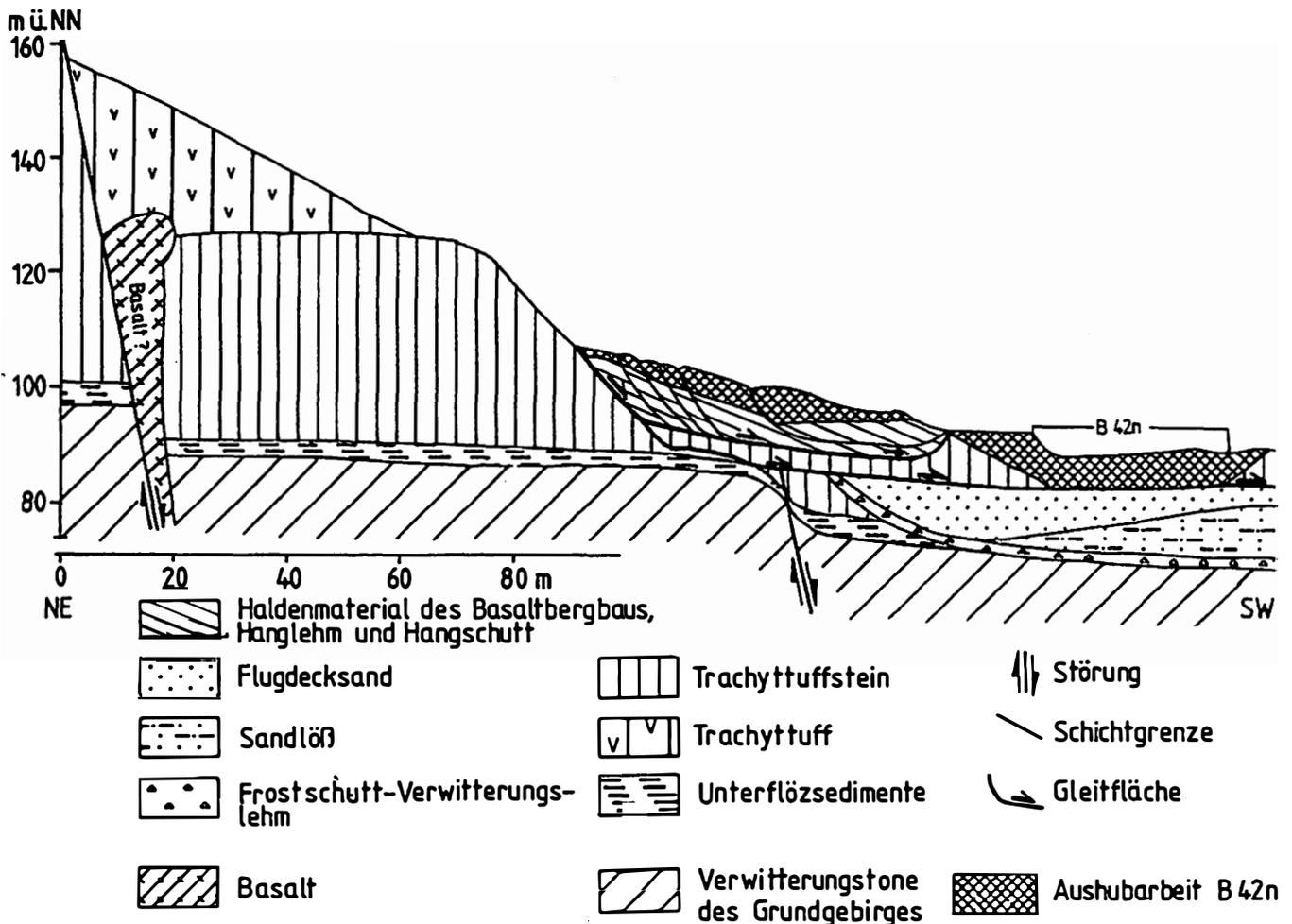


Abb. 46: Rezente und fossile Rutschungen bei Oberkassel (B42 n) am Westhang des nördlichen Siebengebirges (nach HEITFELD, VÖLTZ & DÜLLMANN 1980)

Diese Vermutung wurde durch einen Zufallsfund in unmittelbarer Nähe zur Rutschung bestätigt. Dabei handelt es sich um ein gut erhaltenes Fragment eines früh-fränkischen Tonkruges, das von BÜHRE bei Kartierarbeiten im Frühjahr 1988 auf der Baustelle des neuen Sportplatzes von Oberkassel gefunden wurde (GRUNERT & BÜHRE 1991). Der Fundort lag in 75 m ü. NN, d.h. im Niveau der unteren Mittelterrasse des Rheines, die hier

abweichend vom linksrheinischen Gebiet keine Lößdecke, sondern eine Decke aus Sandlöß und Flugdecksand trägt. An der etwa 100 m langen Aufschlußwand wurde der liegende Sandlöß, der eine durchgehende Mächtigkeit von 2-3 m aufwies, von dem bis zu 2 m mächtigen Flugdecksand diskordant überlagert. Der Krug war in den basalen Teil des Flugdecksandes eingebettet. Vom Rheinischen Landesmuseum wurde er in das 7./8. Jahrhundert datiert, weshalb der Flugdecksand erst nach dieser Zeit angeweht worden sein kann. Als Hauptursache wird die Rodungstätigkeit in der benachbarten Umgebung, d.h. dem Rheintal selbst, angenommen. Der liegende Sandlöß dagegen, der von Bändern aus Hangschutt durchzogen ist und damit eindeutig periglaziale Spuren aufweist, stammt aus dem Spätglazial.

Die Rutschung ereignete sich eindeutig erst nach Ablagerung des Flugdecksandes, dessen Sedimentation in dem Zeitraum vom 7. - 9. Jahrhundert datiert wird. Somit könnte sie im 10. Jahrhundert erfolgt sein, aber auch nicht später, denn im 11. Jahrhundert wurde der Hangvorsprung, der der Stirn der Rutschmassen entspricht, als Standort für den Beobachtungsturm "Steiner Häuschen" gewählt. Nachbesserungen von Rissen am Fundament der Ruine dokumentieren Hangbewegungen noch nach dem 11. Jahrhundert. Die Rutschung ist demnach nicht lange vor dem Bau des Hauses abgegangen und in der Folgezeit erst allmählich zur Ruhe gekommen. Auch die Flurbezeichnung "Am versunkenen Berg" deutet auf historische Rutschungen an dieser Stelle hin.

Ein etwas höheres Alter besitzt eine Rutschung oberhalb der Hardtstraße. Hier wurden in alten Gleitfugen Einschwemmungen von humusfreiem Flugdecksand gefunden. Die Rutschung muß demnach schon vor der Sedimentation des frühmittelalterlichen Flugdecksandes existiert haben. Von DÜLLMANN et. al. (1980), die die Untersuchungen durchgeführt haben, werden ihr Alter mit "pleistozän" angegeben.

5.8.2 Rutschung am Friedhof von Küdinghoven

Das Rutschgebiet liegt am Ennerthang, dem nordwestlichen Ausläufer des Siebengebirges und unmittelbar südöstlich des Friedhofes von Küdinghoven. Im Norden bildet die Obere Hangstraße die Grenze, im Süden reicht das Rutschgebiet bis ca. 50 m an die Gallusstraße heran. Seit 1976 sind in dem 150 m breiten und 200 m langen Rutschgebiet Kriechbewegungen festgestellt worden.

Im Rahmen der Sanierung der Rutschung und von Baumaßnahmen wurde ein ingenieurgeologisches Gutachten erstellt (Geotechnisches Büro Dr.-Ing. DÜLLMANN 1981) mit folgendem Befund. Auf den tertiären Schichten lagern quartäre Hang- und Tallehme, Flugdecksande und Lößlehm. Alle Schichten weisen einen stark vertikalen und horizontalen Fazieswechsel auf. Die tertiären Schichten und die quartären Hang- und Tallehme sind häufig mit tuffitischem, smectithaltigen Material angereichert. So verursachen die quellfähigen Tonminerale der Montmorillonit-Gruppe in Verbindung mit Porenwasserüberdrücken in den sandigen Schichtbereichen die erhöhte Rutschanfälligkeit dieses Hanges.

In der Umgebung des Friedhofes besitzt der Ennerthang eine auffällige Form. Am Mittelhang bildet er eine Hangnase, darüber liegt eine auffällige Verflachung mit einer Neigung bis maximal 5 °, während der Hang sonst Neigungen von 9°-13° aufweist. Ein unruhiges Relief und Säbelwuchs der Bäume kennzeichnen das rezente Rutschgebiet.

Der Abriß der rezenten Rutschung liegt in einer Höhe von 85 m ü. NN. Die Gleitfläche verläuft in einer Tiefe von 8-9 m (Geotechnisches Büro Dr.-Ing. DÜLLMANN 1981). Dabei handelt es sich wahrscheinlich um eine Rutschung am unteren Ende einer älteren, größeren Rutschung. Die Abrißkante der älteren, vermutlich postglazialen Rutschung liegt in einer Höhe von 108 m ü. NN. Unterhalb dieser vermutlichen Abrißkante liegt eine markante Verflachung in einer Höhe von 92 m ü. NN. Bohrungen ergaben, daß es sich hierbei nicht um eine Rheinterrasse, etwa die mMT, sondern um eine mit Hangschutt ausgefüllte, 100 m breite Hohlform handelt, in die ein unregelmäßig geformter Basaltstock eingelagert ist. Die Verflachung wird vermutlich von einer mit Hanglehm überdeckten Rutschscholle gebildet, in die Teile eines mit abgerutschten Basaltstroms eingelagert sind.

5.8.3 Rutschung am Westhang des Drachenfels (Haus Rüdenet)

Im südlichen Untersuchungsgebiet, am Hangfuß des Drachenfels-Südabfalls, kam es 1981/82 zu großflächigen Hangrutschungen. Das Gebiet ist im Osten vom Rhöndorfer Tal und im Nordwesten von der Drachenley begrenzt und war bis 1959 ein zusammenhängendes Weinbaugebiet. Am Weinbergshang (Rüdenet) steht im Nordteil unverwitterter, kompakter Trachyttuff und im Südteil stark verwitterter Tonschiefer an. Der devonischen Tonschiefer wurde durch die aufliegenden Trachyttuffe teilweise kontaktmetamorph beeinflusst. Das gesamte Gebiet ist durch Steinbrucharbeiten schon seit der Römerzeit verändert worden (LEVEN 1954, RÖDER 1974).

Die beobachteten Schäden weisen auf eine Hangrutschung im größeren Verband mit langsamer Rutschgeschwindigkeit hin. Als Ursache kommt unter anderem die Entfernung eines Widerlagers am Hangfuß im Rahmen einer Flurbereinigungsmaßnahme in Betracht. Die Neuanlage eines Weinberges war z. T. mit Sprengarbeiten verbunden. Dadurch und durch langanhaltende, ergiebige Niederschläge (Ende 1981) wurden die Hangbewegungen ausgelöst, die sich von Januar bis Mitte März 1982 beschleunigten (JAEGER 1983). Geodätische Untersuchungen des Rutschungsgebietes zeigen den räumlichen und zeitlichen Ablauf der Rutschung über mehrere Monate hinweg THOMAS (1988).

Die gleichgerichteten Bewegungen der Erdmassen strebten alle dem Hangabschnitt zu, an dem während der Planierungsarbeiten am Hang ca. 2,5 m mächtige Erdmassen abgetragen wurden. Die Rutschmassen bewegten sich merkwürdigerweise nicht genau in Richtung des Hanggefälles, sondern folgten offenbar einer alten, unter anderen geomorphologischen Verhältnissen ausgebildeten Gleitfläche. Bei dem kleineren Erdhügel, der bei den Planierungsarbeiten abgetragen worden war, handelte es sich vermutlich um einen alten Rutschungslobus.

Die 2 ha große Rutschung ging ab Januar 1982 in mehreren Schüben vor sich. Zwischen den einzelnen Rutschphasen trat infolge des Nachlassens der Schubkräfte eine Verlangsamung der Hangbewegung ein. Die höchste gemessene Bewegungsgeschwindigkeit wird mit ca. 7mm/24h angegeben, wobei die Bewegung der Erdmassen stark vom Niederschlag beeinflusst wurde (THOMAS 1988). Die Rutschung setzte sich aus drei Rutschkörpern zusammen, die durch steile Böschungen gegeneinander abgegrenzt waren.

Bei der Rutschung am Rüdenet handelt es sich somit um eine typische Translationsrutschung in der Verwitterungszone des devonischen Grundgebirges und z.T. noch im verwitterten Trachyttuff. Solche Rutschungen wurden wahrscheinlich bevorzugt im Postglazial angelegt, als der hangstabilisierende Permafrost endgültig verschwand. Massive anthropogene Eingriffe im Rahmen der Flurbereinigungsmaßnahmen verminderten die Hangstabilität, so daß stärkere Niederschläge die Bewegungen auslösen konnten.

5.8.4 Rutschung am Südhang der Dollendorfer Hardt

Das untersuchte Rutschgebiet liegt am Südhang der Dollendorfer Hardt bei Bonn-Oberdollendorf im nördlichen Siebengebirge (HARDENBICKER 1993) Die absolute Höhe des Berges beträgt 246.2 m ü. NN, die relative Höhe über dem Rheintal 190 m.

5.8.4.1 Geologischer Aufbau

Die Dollendorfer Hardt besitzt einen stockwerkartigen geologischen Aufbau. Die ältesten geologischen Gesteine am Südhang des Berges gehören den Siegener-Schichten des Unterdevons an. Sie sind z. T. mehrere Meter bis Dekameter tief verwittert (MÜCKENHAUSEN 1978, MEYER 1986, FELIX-HENNINGSEN 1990). Da die ehemaligen Wechselfolgen von Tonschiefern mit allen Übergängen zu quarzitischen Sandsteinen zum Teil als reine Ton- oder Sandlagen vorliegen, bilden sich auch hier verschiedene Porenwasserdrucke aus. 500 m südwestlich des untersuchten Rutschgebietes fanden im Winter 1981/82 mehrere kleinere Rutschungen in den auf verwittertem Devongestein angelegten Weinbergen von Oberdollendorf statt (JÄGER 1991).

Auf dem Devongestein liegen die Sedimente des Oligozäns, die aus Wechsellagerungen von Kiesen, Sanden und Tonen bestehen. Im Bereich der Abrißkante der Rutschung werden die liegenden Tonschichten von einer 14 m mächtigen Trachyttuffschicht überlagert. Vereinzelt Basaltvorkommen, die in den Trachyttuff intrudieren, bilden steilwandige Aufschlüsse oder Basaltschutthalden am Mittelhang nahe der Rutschung. Diese Basaltvorkommen begünstigen vor allem durch ihre hohe Permeabilität die Rutschanfälligkeit des Hanges. Dem Tuff ist eine Basaltdecke aufgelagert, die das langgestreckte Gipfelplateau bildet.

Die Dollendorfer Hardt besteht tektonisch aus einer östlichen Tiefscholle und einer westlichen Hochscholle, die eine Fortführung des Hardthorstes darstellt. Am Südhang der Dollendorfer Hardt fand im Bereich dieser Störung eine Stromrutschung statt. Das Rutschgebiet erstreckt sich von 200 m ü. NN bis fast zur Talsohle bei 105 m ü. NN.

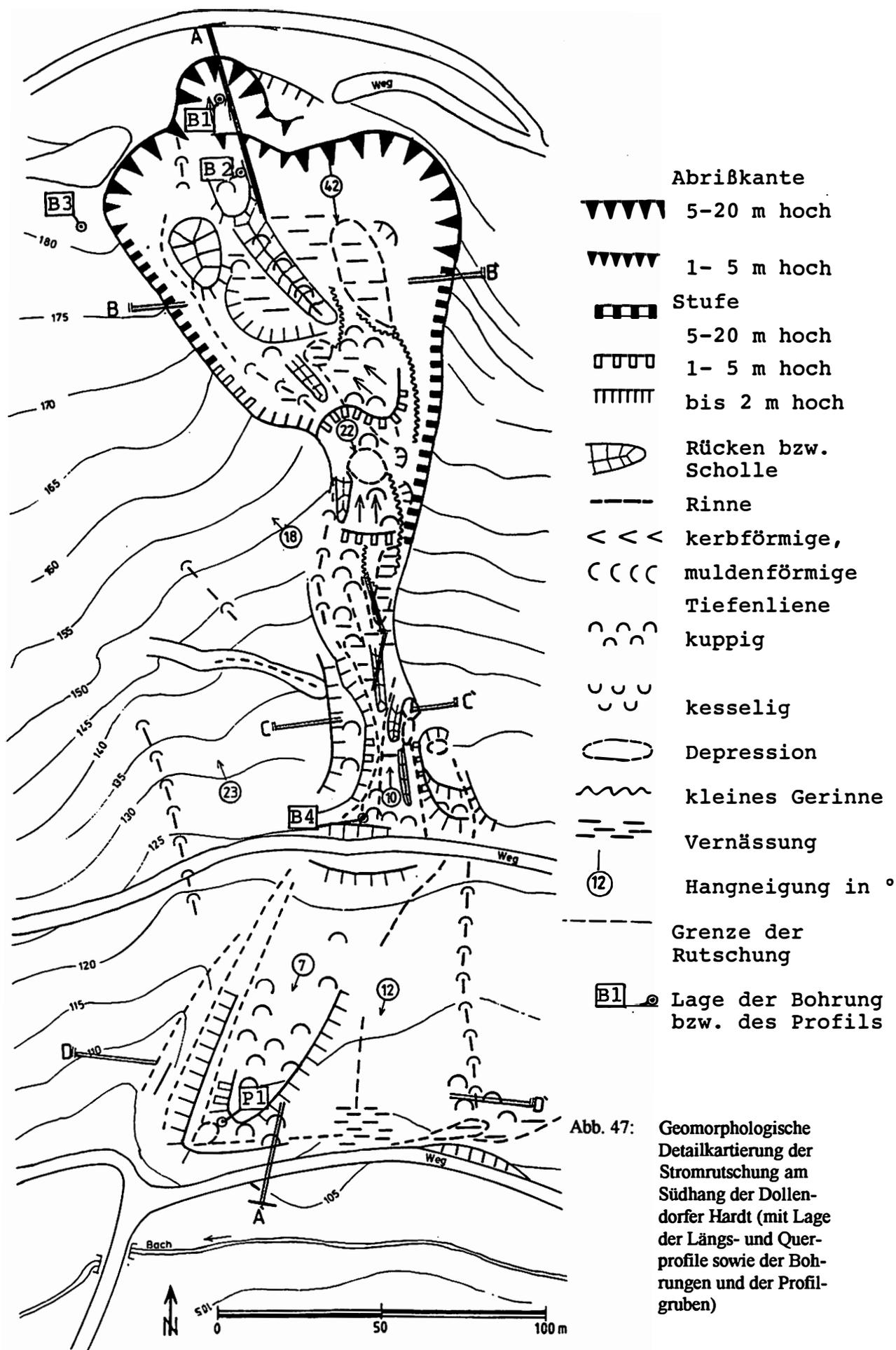
5.8.4.2 Dynamik und Oberflächenform der Rutschung

Luftbildaufnahmen der Jahre 1957, 1962, 1963, 1967, 1972, 1977, und 1986¹⁾ zeigen das wiederholte Abgleiten von Rutschmassen an der Abrißkante, wobei die Ausdehnung der Stromrutschung bis zur Talsohle 1958 und 1972 belegt ist (WEBER 1991). Vor dem ersten Rutschereignis 1958 war die südliche Dollendorfer Hardt flächenhaft mit Löß und Lößlehm in unterschiedlicher Mächtigkeit bedeckt und wies keine Vernässungen auf.

In Anlehnung an die Klassifikation von ZARUBA & MENCL (1969) handelt es sich um eine Stromrutschung mit einem Breiten/Längen-Verhältnis von 1:5. An das ausgedehnte, durch Schollen gegliederte Abrißgebiet schließt sich hangabwärts das stromförmige Bewegungsgebiet an, wobei die Rutschmassen hier einer Talmulde folgten. Am Unterhang bildete sich eine Rutschungszunge aus. In den tieferen Lagen des Rotationsrutsches ging die en-bloc Bewegung in eine plastische Verformung der Rutschmassen über.

In einer Höhe von von 195 m ü. NN liegt die jüngste, 30 m breite und 13 m hohe Abrißkante, die infolge von Ausgleichsbewegungen an der eigentlichen etwas tiefer liegenden Hauptabrißkante entstand. Oberhalb des Hauptabrisse glitt außerdem eine Scholle in einer rückwärts gekippten, antithetischen Bewegung um wenige m gegen den Hang ab. Unterhalb dieser Scholle, durch kleine Stufen abgetrennt, befindet sich die 10-15 m hohe und 100 m breite Hauptabrißkante. Das Abrißgebiet wird 70 m hangabwärts durch eine markante Stufe von dem nur ca. 30 m breiten und 150 m langen Bewegungsgebiet getrennt.

1) Die Luftbilder hat uns freundlicherweise die Stadt Bonn zur Verfügung gestellt.



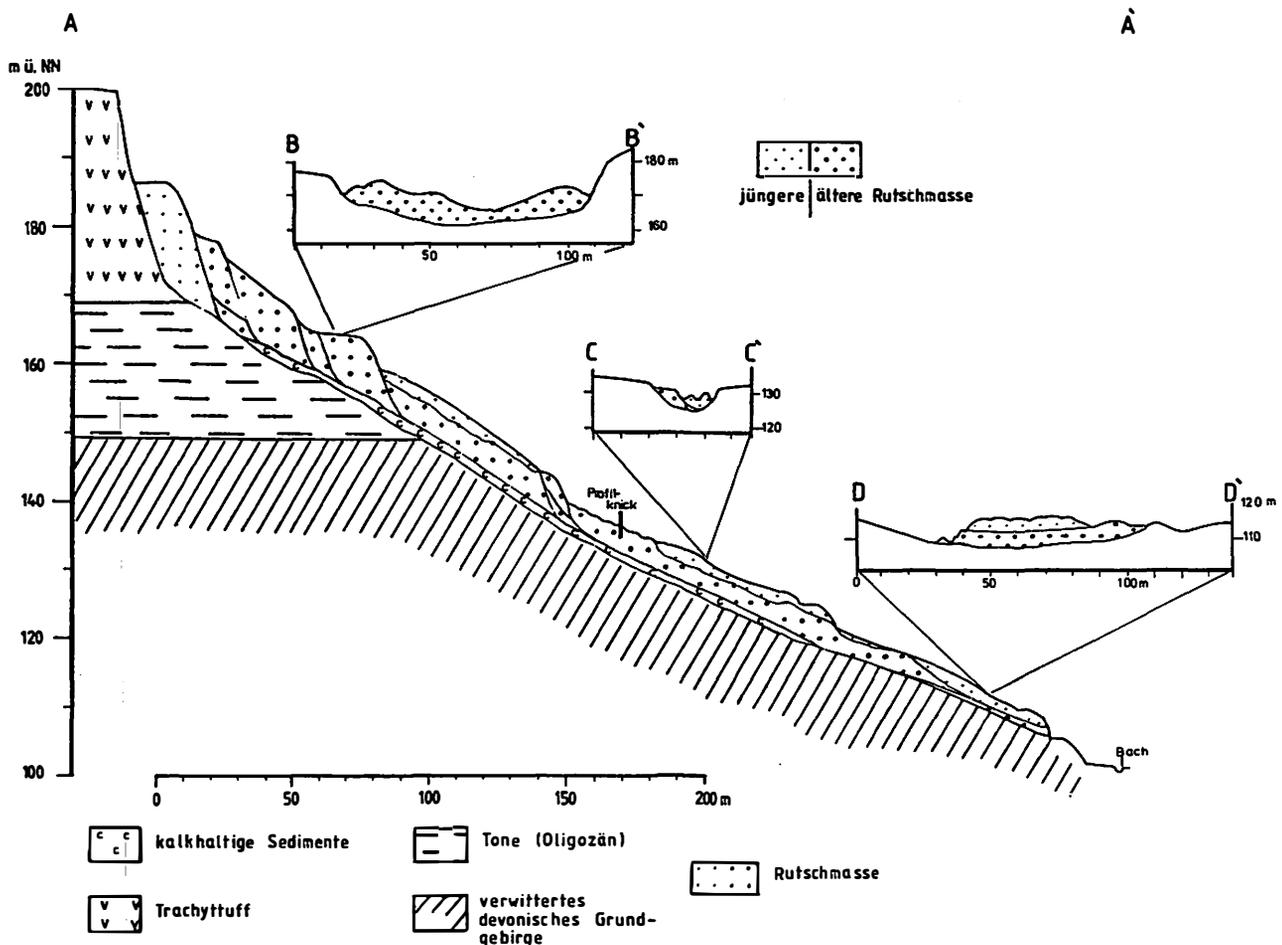


Abb. 48: Längs- und Querprofile der Stromrutschung am Südhang der Dollendorfer Hardt

Hohe, steile und glatte Abrißwände, auch an den Seiten, lassen das Abrißgebiet wie eine in den Hang eingelassene tiefe Hohlform erscheinen. Flächenhafte Vernässungen und Schollen unterschiedlicher Größe kennzeichnen das Gelände.

Das Bewegungsgebiet dagegen ist durchzogen von stark vernäbten, hangabwärts verlaufenden Rinnen, die sich in die Rutschmassen eingeschnitten haben. Die Rotationsrutschung geht infolge starker Vernässung in den unteren Hangbereichen in eine Translationsrutschung und schließlich in eine Fließung über.

Im Akkumulationsgebiet liegen die kuppigen, z. T. stark vernäbten Rutschmassen konvex der Talmulde auf. Besonders der westliche Rand der Stromrutschung hebt sich deutlich mit 2-5 m hohen Stufen vom ungestörten Untergrund ab.

5.8.4.3 Bohrungen und Profile

Aus dem Rutschgebiet liegen keine Bohrungen oder ingenieurgeologischen Gutachten vor. Bohrungen wurden daher im Abrißgebiet, in der Bewegungszone der Rutschung und am ungestörten Hang niedergebracht. Unter der Abrißkante sowie an der Rutschungszunge wurden Profile und Schürfguben angelegt.

Die Grenze zwischen Rutschmasse und ungestörtem Untergrund kann durch tonmineralogische Untersuchungen eindeutig festgelegt werden. Die Rutschmassen, die im wesentlichen aus Trachyttuff aufgebaut sind, ent-

halten überwiegend quellfähige Smectite, während die liegenden tertiären und devonischen Sedimente bzw. Gesteine smectitfrei sind und überwiegend Kaolinite besitzen. Aus dem Quellvermögen der Smectite resultiert die hohe Rutschanfälligkeit der Trachyttuffe.

Bohrung B1

Bohrung B1 wurde im des Abrißgebiet, unmittelbar unterhalb der Hauptabrißkante auf einer leicht gegen den Hang gekippten großen Scholle abgeteuft.

Probennummer	Tiefe in dm	H ₂ O %	Farbe Munsell	Skelett %	pH (KCL)
135 B1/1	0-9	22	5Y/R2	0	6.5
136 B1/2	9-15	19.9	2.5Y6/2	3.22	7.5
137 B1/3	15-20	18.8	2.5Y7/6	0	6.9
138 B1/4	20-30	20.5	2.5Y6/2	0	6.7
139 B1/5	23-30	21.8	2.5Y6/2	0	7
140 B1/6	30-45	20.6	2.5Y6/6	2.12	6.4

Tab. 4: Analysewerte der Bohrung B1

Es gibt keine markante Änderung der Analysewerte, die auf einen Schichtwechsel oder auf das Vorhandensein einer Gleitfläche hinweisen. Der unterschiedliche Skelettanteil der Trachyttuffe ist auf Umlagerungen während der Sedimentation zurückzuführen. Die Trachyttuffe sind hier im obersten Teil der Rutschung en bloc abgerutscht, so daß der Schichtverband erhalten blieb. Der oberste Bereich der Scholle weist einen Kalkgehalt auf, der auf eine sekundäre Aufkalkung durch eine vormalige Lößbedeckung zurückzuführen ist.

Bohrung B2

Bohrung B2 (Abb. 49) wurde unterhalb von B1 im Rutschgebiet auf einem Rücken bis 4 m Tiefe abgeteuft, wobei mindestens eine potentielle Gleitfläche erbohrt wurde. Die Gleitfläche ist durch plötzlich verändertes Substrat und eine markante Veränderung verschiedener Bodenparameter gekennzeichnet. So nimmt der natürliche Wassergehalt bis in eine Tiefe von 1.20 m von 29.2 % auf 23.6 % ab, um dann in einer Tiefe von 4 m auf 27.1 % anzusteigen. Unterhalb dieser potentiellen Gleitfläche beträgt der natürliche Wassergehalt nur noch 13.7 %. Parallel dazu verändern sich der pH-Wert von 6.84 auf 7.63 sowie die Farbwerte von 2,5 Y 5/2 auf 10 YR 4/2.

Auch die Humusanteile der Proben, die den oberen 4 m, also der Rutschmasse entnommen wurden, schwanken stark, erreichen aber immer Werte über 1.3 %. Der oberste Horizont enthält mit 3.55 % relativ wenig Humus für einen Ah-Horizont, aber in Anbetracht des maximalen Alters des autochthonen Bodens von ca. 35 Jahren ist der Wert recht hoch. Dies ist darauf zurückzuführen, daß in die Rutschmasse auch Bodenmaterial eingearbeitet wurde, denn nur so ist ein Humusgehalt von 2.11 % in einer Tiefe von 1.20 - 2.10 zu erklären. Der wechselnde CaCO₃-Gehalt von 1.5 -5% in den oberen 2 m ist auf eine Einarbeitung von Lößmaterial zurückzuführen. Die in einer Tiefe von 4.5 - 5 m angetroffene Schicht wird aufgrund des markanten Grobschluffanteils und des Kalkgehaltes von 1.2 % als ehemals oberflächennah anstehende Lößbedeckung gedeutet.

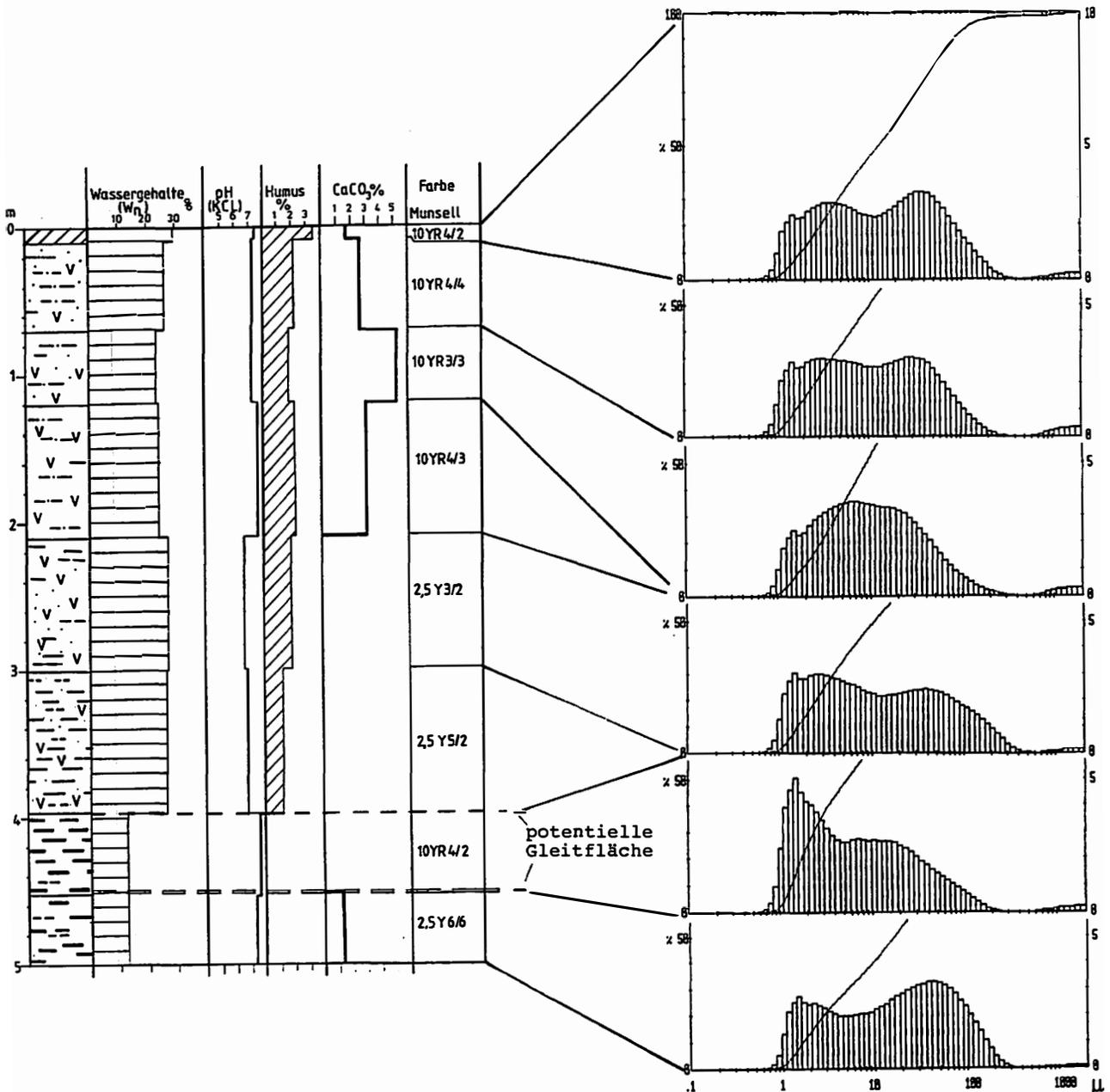


Abb. 49: Analysediagramm der Bohrung B2

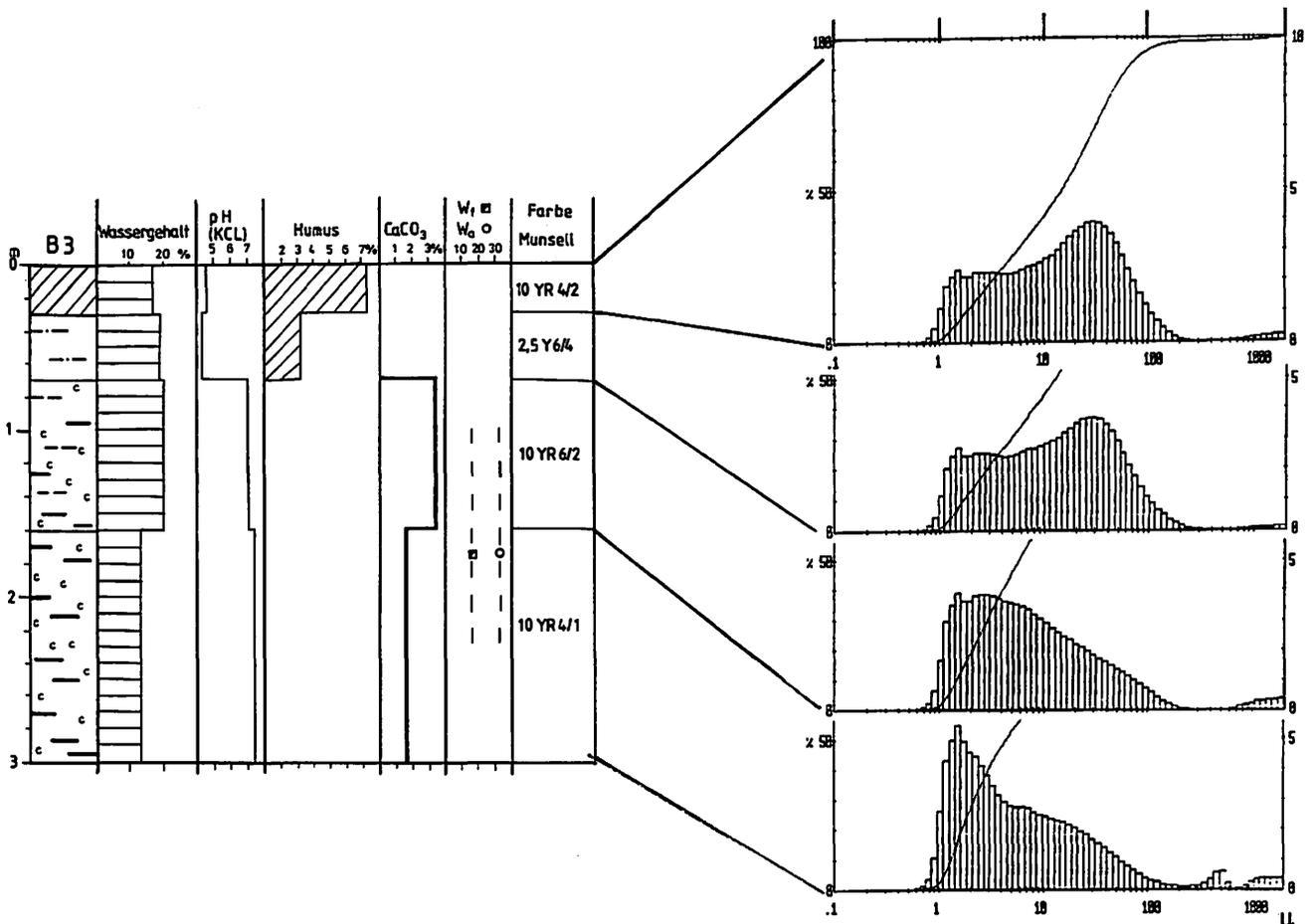
Direkte Rückschlüsse auf den Kalkgehalt der Schichten nur aufgrund des pH-Werte zu ziehen, ist nicht möglich, da gerade die Trachyttuffe der Dollendorfer Hardt hohe pH-Werte aufweisen (BALLMANN 1972).

Die oberen 2 m der Bohrung werden von einer gekappten Parabraunerde auf Löß gebildet; sie weisen einen Kalkgehalt bis zu 5 % auf. Trachyttuffe unterlagern diese Schicht bis in eine Tiefe von 4 m. In 4 m Tiefe verändern sich Farbe, pH-Wert, Wassergehalt und Humusanteil erheblich. Es folgt in 4 - 4,5 m Tiefe eine Ton-schicht. Die Grenze dieser Ton-schicht mit den unterlagernden schluffigen Sedimenten wird als eine potentielle Gleitfläche gedeutet. Die in einer Tiefe von 4,5 - 5 m angetroffene Schicht wird wegen der Lößbeimengungen wird als ehemalige Geländeoberfläche angesehen.

Proben-Nr	Tiefe (dm)	H ₂ O- (%)	Hu (%)	pH /KCL	Farbe Munsell
145 B2/1	0-2	29,2	3.55	7.4	10YR4/20
146 B2/2	2-7	26.7	2.19	7.2	10YR4/40
147 B2/3	7-12	23.6	1.74	7.2	10YR3/3
148 B2/4	12-21	24.4	2.11	7.6	10YR4/2
149 B2/5	21-30	27.1	1.91	6.6	2.5Y3/2
150 B2/6	30-40	27.1	1.3	6.8	2.5Y5/2
151 B2/7	40-45	13.5	0.65	7.6	10.YR4/2
152 B2/8	45-50	13.4	0.33	7.2	2.5Y6/6

Tab. 5: Analysewerte der Bohrung B2

Bohrung B3

Abb. 50: Analysediagramm der Bohrung B3 (W_a = Ausrollgrenze, W_f = Fließgrenze)

Bohrung B3 (Abb. 50) wurde 30 m westlich von Bohrung B2 auf gleicher Höhe unmittelbar neben der Rutschung auf dem ungestörten Hang abgeteuft. Unter einem 30 cm mächtigen Ah-Horizont folgt ein 40 cm mächtiger Bv-Horizont. In beiden Horizonten weist ein markanter Grobschluffanteil auf Lößlehmbeimengungen hin.

In einer Tiefe von 70 cm wird der C-Horizont, der aus tertiären Sedimenten besteht, erreicht. Er wird bis in eine Tiefe von 1.60 m von einem grauen, schluffigen Ton und bis zur Endtiefe von 3 m von einem dunkelgrauen Ton gebildet. Die niedrigen pH-Werte der beiden oberflächennah anstehenden, humushaltigen Schichten von 4.3 und 4.5 weisen auf Auswaschungen hin. Die hohen pH-Werte der tertiären Sedimente von 7.0 und 7.3 bei Kalkgehalten bis 3.3 % in einer Tiefe von 0.7 - 3 m sind auf eine sekundäre Aufkalkung der ursprünglich kalkfreien tertiären Tone zurückzuführen. Dabei stammt der Kalk wahrscheinlich weniger aus der auflagernden, recht geringmächtigen Lößlehmbedeckung, sondern vielmehr aus dem seitlichen Zufluß (Interflow) kalkreicher Wässer aus Bereichen mit mächtigerer Lößbedeckung.

Die ermittelten Werte der Fließ- und Ausrollgrenze der tertiären Tone sind typisch für kaolinitische Tone, zu denen auch die devonischen Tone zählen.

Bohrung B4

Die Bohrung B4 (Abb. 51) wurde am mittleren Weg im Bewegungsbereich der Rutschung niedergebracht. In einer Tiefe von 3.10 m wurde eine mögliche Gleitfläche erbohrt. An der Grenze Löß/tertiärer Ton verlief in dieser vormals trockenen Talmulde eine unterirdische Wasserader (interflow). Unterirdische Erosionsformen waren wahrscheinlich ausgebildet, so daß während des Rutschungsereignisses diese Schwächezone als Gleitfläche diente. So ist auch zu erklären, daß die Rutschmassen hier am Unterhang nicht nur die Geländeoberfläche überflossen, sondern auch die oberen Schichten (Löß) zerstören konnten. Der hohe pH-Wert der tertiären Schichten ist wahrscheinlich durch sekundäre Aufkalkung mit kalkhaltigen Wässern aus dem ehemals überlagernden Löß entstanden.

Profile

Profil P1 wurde am unteren Ende der Rutschung auf dem Rutschungslobus aufgegraben (s. Abb. 5.38). Einem 10 cm mächtigen Ah-Horizont folgt bis in 40 cm Tiefe ein gelb-brauner, bis in eine Tiefe von 90 cm ein grau-brauner z. T. pseudovergleyter sandiger, schluffiger Ton. In 90 cm Tiefe liegt ein mit 35 cm recht mächtig entwickelter, durchwurzelter fAh-Horizont. In 125 cm Tiefe folgt ein hellbrauner, stark kalkhaltiger, sandig, toniger Schluff.

Bei den oberen 90 cm handelt um eine trachyttuffhaltige Rutschmasse. Tonmineralogische Untersuchungen ergaben das typische Mineralspektrum eines Trachyttuffes. Bei der unterlagernden Schicht handelt es sich, nachgewiesen durch tonmineralogische Untersuchungen, ebenfalls um eine trachyttuffhaltige Rutschmasse (s. Abb. 52).

In diesem Profil sind also zwei verschiedene Rutschbewegungen erfaßt worden. Die untere Rutschmasse stellt einen tonigen, sandigen Schluff mit einem auffälligen Grobschluffanteil dar. Aber nicht nur der Grobschluffanteil von über 20 %, sondern ein Kalkgehalt von 16.3 % weisen auf einen hohen Anteil an Primärlöß in dieser Schicht hin.

Bei dem ersten Rutschereignis Anfang 1958 wurde die in der Talmulde oberflächennah anstehende Lößschicht (Würmlöß) in die Rutschmasse eingearbeitet. Die ältere Rutschmasse stellt also ein Gemisch aus Trachyttuff und Löß dar, das vermutlich 1958 entstand, als die Rutschmasse zum ersten Mal die Talsohle erreichte. Auf der Rutschmasse konnte sich ein mächtiger Ah-Horizont entwickeln, zum einen unterstützt durch starke Vernäsung und zum anderen durch das Vorhandensein von organischem Material in der Rutschmasse. Dieser Ah-Horizont wurde bei der Reaktivierung der Rutschung 1972 überflossen. Dabei entstand die jüngere Rutschmasse, die keine Lößbeimengungen mehr aufweist und größtenteils aus Trachyttuff besteht.

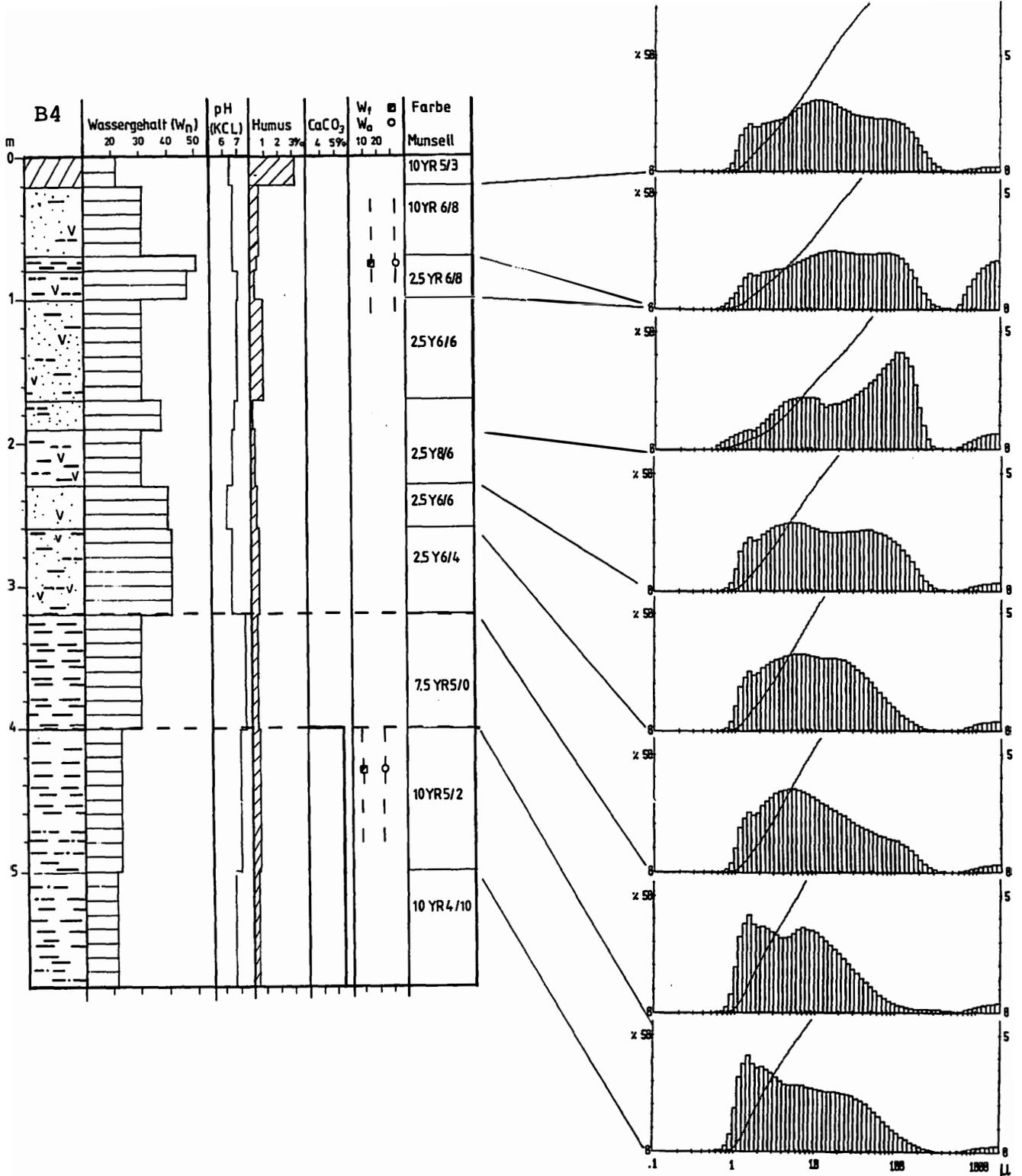
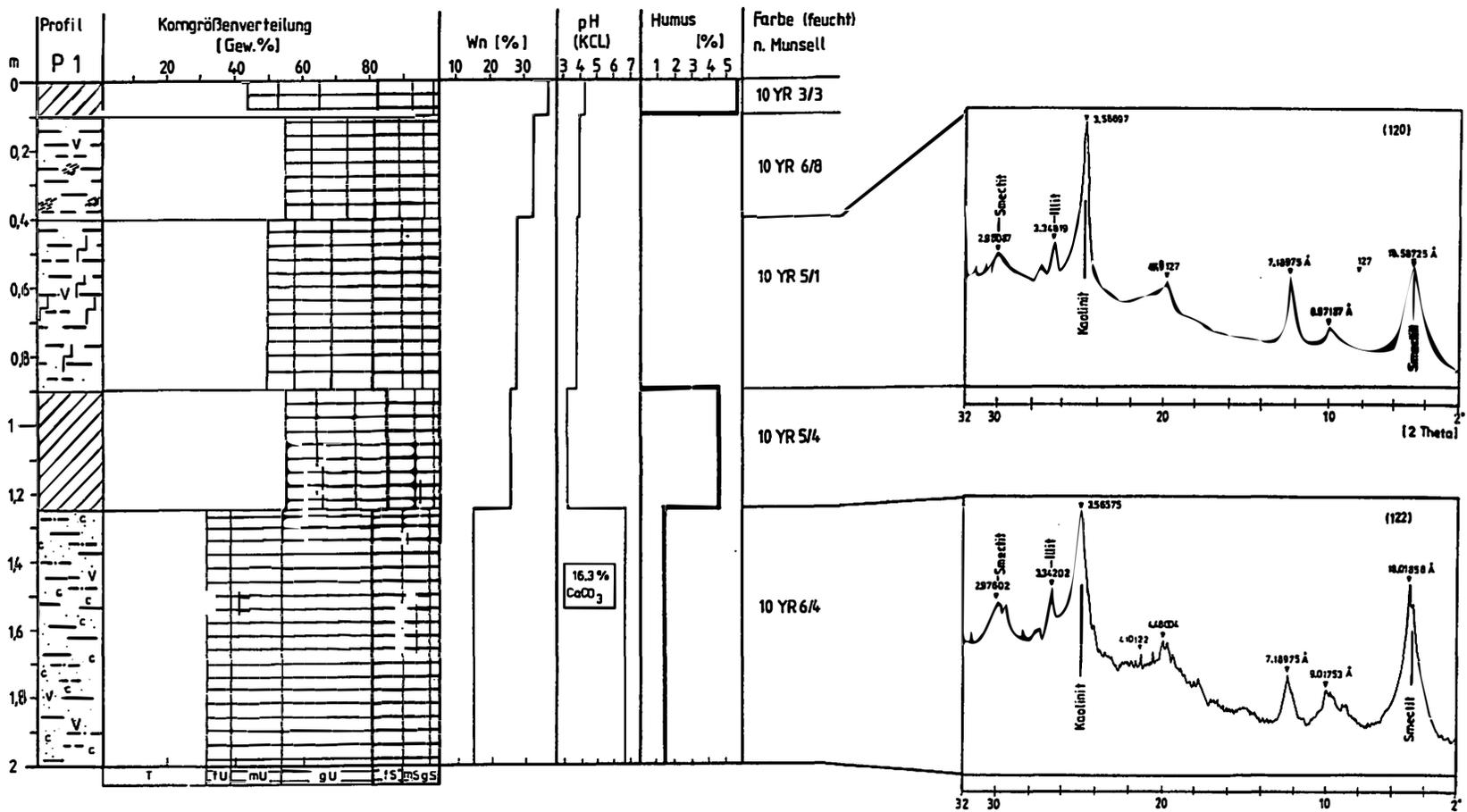


Abb. 51: Analysediagramm der Bohrung B4

Abb. 52: Analysediagramm des Profils P1 mit tonmineralogischen Untersuchungen aus beiden Rutschmassen (Mg + Glyz., Tonsubstanz < 2 mm)



5.8.4.4 Rutschungsursachen

Die Rutschung an der Dollendorfer Hardt löste sich einige Wochen nach der Anlage eines Wanderweges im Bereich der Abrißkante Anfang 1958 nach heftigen Niederschlägen. Neben anthropogenen, geomorphologischen (Hangneigung) und geologischen Ursachen waren demnach vor allem starke Niederschläge rutschungsauslösend. Das bei Durchfeuchtung stark plastische Verhalten der verwitterten, smectitreichen Trachyttuffe ist für das Abgehen und die Entwicklung der Stromrutschung mit Fließungen im Zungenbereich verantwortlich. Die Abrißkante der Rutschung ist im Trachyttuff ausgebildet; die Rutschmasse besteht i. w. aus Trachyttuff und Löß. Am Mittel- und Unterhang wurde die oberflächennahe Lößlehm- bzw. Lößdecke in die Rutschmasse eingearbeitet; die anstehenden kaolinitischen, z. T. sekundär aufgekalkten tertiären und devonischen Sedimente wurden dagegen nur überflossen.

Aus dem Quellvermögen der Smectite resultiert die hohe Rutschanfälligkeit und Fließfähigkeit der Trachyttuffe. Mit Hilfe bodenphysikalischer Kennwerte nach ATTERBERG (1911) (Ausrollgrenze, Fließgrenze nach DIN 18 122 T1 (1976)) wurden Materialverhalten und Fließverhalten; d.h. ein Teil der geogenen Rutschanfälligkeit der verschiedenen Substrate im Bonner Raum erfaßt (s. Abb. 54).

Als Gleitflächen der Rotationsrutschung kommen die Grenze Trachyttuff/tertiärer Ton sowie tonreiche Schichten innerhalb des Trachyttuffes in Frage. Infolge starker Niederschläge sickerte Wasser bis an die Grenze Trachyttuff/tertiärer Ton und wurde dort gestaut. Die smectitreichen Trachyttuffe im Stauwasserbereich gingen daraufhin in eine plastische Zustandsform über und die mächtigen auflagernden, an sich standfesten, sandigen Trachyttuffe rutschten auf den aufgeweichten Trachyttufflagen mit einer leichten Kippung gegen den Hang ab. Die Lößbedeckung der Talmulde vor dem Rutschungsereignis von 1958 belegt, daß seit der Ablagerung des würmzeitlichen Lösses keine größeren Rutschungen abgegangen waren.

Die in der Regel von der Korngrößenverteilung abhängigen Materialeigenschaften von Sedimenten werden bei den Trachyttuffen durch Eigenschaften der quellfähigen Smectite überlagert. Nicht die Korngrößenverteilung (Tongehalt) der Trachyttuffe, sondern die Art der Tonminerale bestimmt maßgeblich das plastische Verhalten. Untersuchungen von BACKHAUS & SCHÖN (1985) zur Abhängigkeit bodenmechanischer Parameter von Tonmineralgehalten am Odenwälder Buntsandstein ergaben, daß die Proben mit einem Gehalt von über 20 % und mehr an aktiven, quellfähigen Tonmineralen als ausgesprochen plastische Tone angesprochen werden müssen.

Normalerweise steigt mit zunehmendem Tongehalt die Plastizität der Tone. Während bei den devonischen und tertiären Tönen der erwartete Zusammenhang zwischen Tongehalt und Fließ- und Ausrollgrenze deutlich wurde, zeigt der Trachyttuff eher ein untypisches Verhalten. Trachyttuffe mit einem relativ hohen Sandanteil - der allerdings kaum Quarz enthält - und einem geringen Tonanteil weisen schon ein plastisches Verhalten auf, das dem von mittel- bis ausgeprägt plastischen Tönen ähnelt. Das Fehlen der inneren Korn-zu-Korn-Reibung, bedingt durch den geringen Quarzanteil der Trachyttuffe, steigert ihre Rutschanfälligkeit zusätzlich.

Vor dem ersten Rutschereignis Anfang 1958 war die Talmulde am Hang der südlichen Dollendorfer Hardt fast flächenhaft mit Löß und Lößlehm in unterschiedlicher Mächtigkeit bedeckt, was durch Textur und den Carbonatgehalt der Rutschmasse belegt wird. In der tiefreichenden Bewegungszone im oberen und mittleren Teil der Rutschung wurde der holozäne Boden auf Lößlehm völlig zerstört und in die Rutschmasse eingearbeitet.

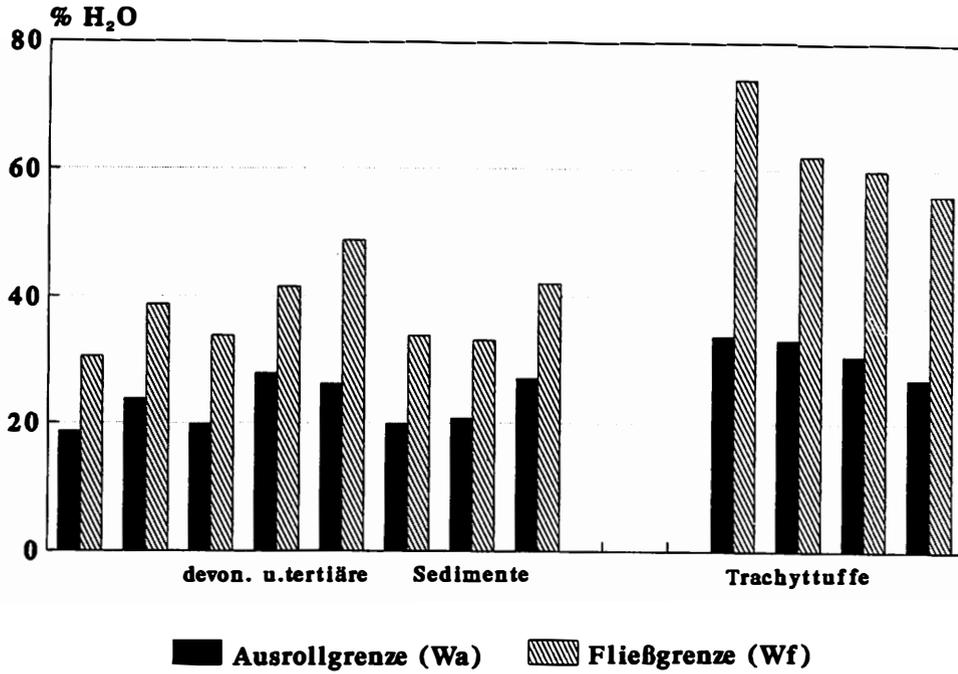


Abb. 53: Ausroll- und Fließgrenze verschiedener toniger Sedimente im Bonner Raum

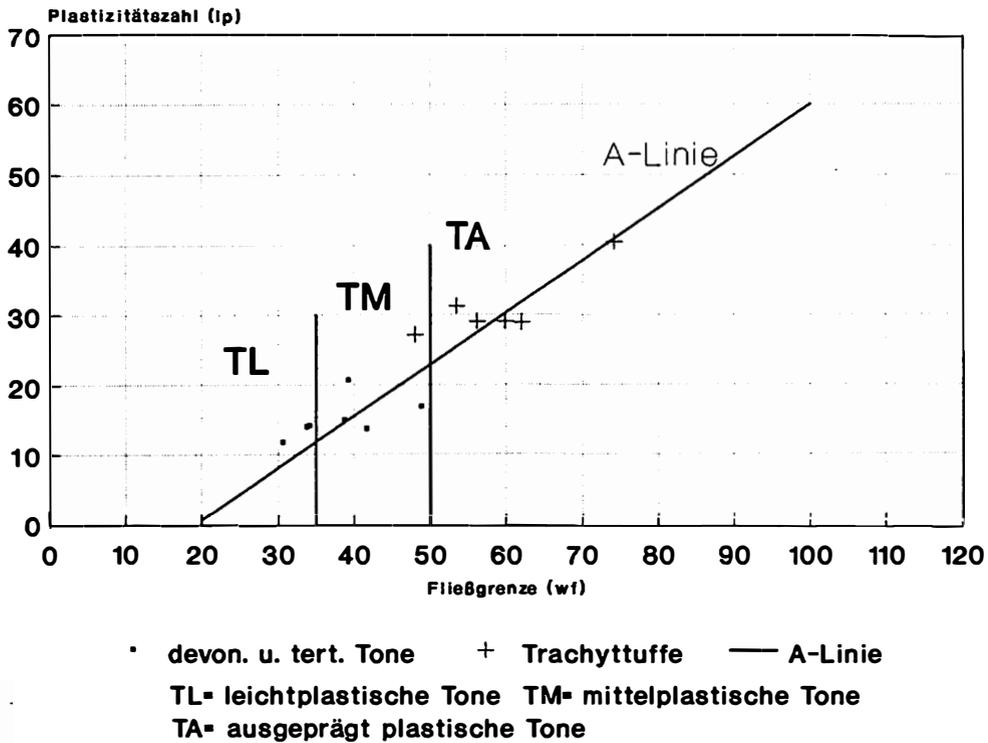


Abb. 54: Plastizitätsdiagramm verschiedener Sedimente im Bonner Raum (TL= schwach plastische Tone, TM= mittelpplastische Tone, TA= ausgeprägt plastische Tone)

6. Deutung und Diskussion der Ergebnisse

Im folgenden werden die verschiedenen Faktoren der Rutschungen im Bonner Raum aufgezeigt und deren Auswirkung auf Rutschereignisse diskutiert. Rutschungen sind immer das Ergebnis des Zusammenwirkens verschiedener Faktoren. Dabei kann zwischen auslösenden (unmittelbaren) Faktoren und ursächlichen (mittelbaren) Faktoren unterschieden werden (MOSER 1980). Als auslösende Faktoren treten neben massiven anthropogenen Störungen der Hangstabilität vor allem außergewöhnliche Niederschlagsperioden und -ereignisse auf. Erdbeben bilden zwar keinen auslösenden Faktor i. e. S. und werden daher den mittelbaren Faktoren zugerechnet; sie wirken jedoch verstärkend. In der Regel sind es immer Niederschläge, die letztlich rutschungsauslösend wirken.

Als ursächliche bzw. mittelbare Faktoren sind die absolute Höhenlage, die Höhenlage über der lokalen Erosionsbasis, die geologischen und bodenmechanischen Kennziffern, die Hangneigung, die Hangmorphologie und die Hydrologie des Hanges zu nennen. Diese Faktoren schaffen die Disposition des Hanges für Rutschungen, lösen sie aber nicht aus.

Die Disposition des Hanges ist ferner das Ergebnis einer meist langen Entwicklung, bei der Vorzeitformen ebenso wie rezente und vor allem anthropogen erzeugte Formen zu berücksichtigen sind. MORTENSEN (1954/55) prägte dafür den Begriff der "quasinatürlichen" Hangentwicklung.

6.1 Mittelbare bzw. ursächliche Faktoren

Die oben genannten Faktoren werden hier nicht der Reihe nach abgehandelt. Vielmehr werden nur die Faktoren beschrieben, die im bekannten Gefüge der mittelbaren Faktoren eine Sonderstellung einnehmen, bzw. für den Bonner Raum eine besondere Bedeutung besitzen.

6.1.1 Tektonik und Erdbeben

Der Bonner Raum ist ein tektonisch stark beanspruchtes Gebiet, wo meßbare tektonische Bewegungen auch in der Gegenwart noch vorkommen (NOEGGERATH 1870, SCHWARZBACH 1951, AHORNER 1962, 1968, 1972, 1983, FUCHS et al. 1983, KLOSTERMANN 1992). Die andauernde Absenkung der Niederrheinischen Bucht erfolgt nicht gleichmäßig. Einzelne Gebirgsschollen bewegen sich an aktiven Verwerfungen, meist kriechend, manchmal auch ruckhaft, verbunden mit Erdbeben unterschiedlicher Stärke (SCHWARZBACH 1951, AHORNER 1962, 1983). Bei ruckartigen Bewegungen während eines Erdbebens ist bei entsprechender Disposition des Hanges eine Verstärkung oder gar Auslösung von Rutschbewegungen möglich. Aber nur in Kombination mit niederschlagsreichen Perioden oder einem anthropogenen Eingriff könnte ein Beben mit der Magnitude von 5.9 wie das Roermond-Beben vom 13. April 1992 möglicherweise Rutschungen auslösen. Dies war offensichtlich im Frühjahr 1926 der Fall, als durch ein stärkeres Erdbeben am 6. Januar 1926 und nachfolgender reichlicher Niederschläge mehrere Hangrutschungen im Bonner Raum ausgelöst wurden (AHORNER 1951, Bonner General Anzeiger 1926).

Bewegungen in Rutschgebieten infolge eines Erdbebens wie SEMMEL (1986) an einem labilen Rutschhang selbst in großer Entfernung vom Erdbebenherd nachwies, sind im Bonner Raum noch nicht beobachtet worden, aber durchaus möglich. So wurden nach einem Beben im Hohenzollern-Graben in Württemberg an Rutschungsschollen am Taunusrand ruckartige Bewegungen von zwei bis drei Zentimetern gemessen.

Kontinuierliche tektonische Bewegungen können keine Rutschungen auslösen. Die meisten Rutschungen hängen nicht direkt mit tektonischen Verstellungen zusammen, sondern sind eher mittelbare Folgeerscheinungen. Für die Rutschungen ist letztendlich das durch die Tektonik entstandene Hanggefälle ausschlaggebend

Verwerfungen und Störungslinien sind aufgrund ihrer größeren Wasserwegsamkeit Zonen stärkerer Verwitterung. Die Rutschungen am Südhang der Dollendorfer Hardt, im südlichen Katzenlochbachtal und am Kahlen-

berg bei Bonn-Friesdorf liegen im Bereich von Störungen. In den Bereichen, in denen Festgesteine anstehen, wie etwa Trachyttuffstein und gering verwittertes devonisches Grundgebirge, dienen Störungslinien teilweise als Gleitfläche für Translationsrutschungen.

6.1.2 Morphometrie der Rutschungshänge

Die Hangneigung der Rutschhänge im Bonner Raum liegt zwischen 15 - 30°. Der Abrißbereich der meisten Rutschungen liegt an Geländekanten, Terrassenkanten sowie im oberen Teil von Hangmulden.

Der obere Grenzneigungswinkel von ca. 30° kann im wesentlichen darauf zurückgeführt werden, daß sich an sehr steilen Hangpartien infolge des schnellen Oberflächenabflusses und der geringen Infiltration nur ein geringer Porenwasserdruck aufbauen kann. Steile Hängen tragen überdies nur eine dünne wasserwegsame Verwitterungsdecke.

Die über 35° steilen Hänge am Ausgang des Mittelrheintals zum Godesberger Taltrichter werden von verwitterten Devongesteinen, Trachyttuffen und Basaltstöcken aufgebaut. Vor allem in den alten Basalt-Steinbrüchen, z. B. bei Bonn-Oberkassel und Bonn-Muffendorf (Lyngsberg), sind fast senkrechte Felswände ausgebildet. Die hier stattfindenden anthropogen bedingten gravitativen Massenbewegungen sind entweder Felsstürze oder Felsgleitungen infolge von Druckentlastung des Gesteins, am Hangfuß und im Haldenbereich Translationsrutschungen.

Massenbewegungen sind in der Regel verknüpft mit Hängen, die ein unruhiges Relief, bzw. ein Hangprofil mit Stufen und Mulden aufweisen. Diese Kleinformen sind zumeist schon durch alte Rutschungen entstanden. Hangmulden mit Wasseraustritten (Quellnischen) stellen meist Abrißformen alter Rutschungen dar. Ungegliederte, gestreckte Hänge und konvexe Hangrücken sind selten von Rutschungen betroffen.

Der untere Grenzneigungswinkel von rezenten Rutschhängen liegt bei 10-15°. Doch auch flachere Hänge sind rutschgefährdet, wenn sie fossile Rutschungen aufweisen. Hier können beispielsweise durch anthropogene Eingriffe neue Rutschungen ausgelöst oder alte reaktiviert werden.

6.1.3 Die anthropogene Überformung als mittelbarer Faktor

Als mittelbare, anthropogen verursachte Faktoren sind der Bergbau, die Bebauung von Hangbereichen und die seit mindestens 5 Jahrtausenden anhaltende Veränderung der natürlichen Vegetation und, besonders in jüngerer Zeit, die Oberflächenversiegelung durch Siedlungen und Straßen auf den Hauptterrassenflächen und auf den Hängen zu nennen.

Die Kanalisation der Siedlungsbereiche, durch die ein erheblicher Teil des Niederschlagswassers weggeführt wird, stabilisiert in der Regel Rutschungshänge. Treten jedoch Schäden in der Kanalisation auf, wobei größere Mengen Wasser in den instabilen Hang gelangen, werden mit hoher Wahrscheinlichkeit Rutschungen oder auch mur-ähnliche Ausfließungen ausgelöst. Die endgültige Ursachenfindung gestaltet sich aber schwierig, da kaum nachzuweisen ist, ob die jeweilige Rutschung durch den Wassereintrag des technisch undicht bzw. schadhaft gewordenen Kanalrohrs oder ob die Risse an den Rohren durch Hangbewegungen entstanden sind. Als Beispiele sind hier die Rutschung am Westhang des Katzenlochbachtals im Mai 1972 und die murartigen Ausfließungen am Venusberg bei Bonn-Poppelsdorf im August 1991 zu nennen.

6.2 Unmittelbare bzw. auslösende Faktoren

Als auslösende Faktoren für ein gehäuftes Auftreten von Rutschungen im Bonner Raum sind eine bestimmte Dauer und Intensität von Niederschlägen sowie anthropogene Störung der Hangstabilität zu nennen.

Das fast gleichzeitige Abgehen mehrerer Rutschungen im Bonner Raum in den Jahren 1926 und 1988 zeigt, daß ein Hauptfaktor vorhanden sein muß, der zu einer plötzlichen Abnahme der Hangstabilität und zum Auslösen einer Rutschung führt.

Bei den auslösenden Faktoren von Hangbewegungen kann man zwischen internen und externen unterscheiden.

Die internen Faktoren führen zu einer Rutschung, ohne daß eine sichtbare Änderung in den Oberflächenbedingungen stattfindet und eine Mitwirkung von Erdbeben ausgeschlossen werden kann. Eine solche Abnahme der Scherfestigkeit ist häufig mit einem Ansteigen des Porenwasserdrucks und der progressiven Abnahme der Kohäsion verbunden.

Die Abnahme der Scherfestigkeit ist bei den tertiären und devonischen Sedimenten zumeist mit dem Ansteigen des Porenwasserdruckes, bei den Trachyttuffen mit dem Anstieg des Quelldruckes der Tonminerale nach außergewöhnlich ergiebigen Niederschlagsereignissen verbunden.

Die externen Faktoren bewirken eine Zunahme der Scherkräfte bei unveränderter Scherfestigkeit, wie etwa durch anthropogene oder natürliche Veränderung der Morphologie z. B. Unterschneidung des Hanges durch Tiefenerosion. Auch Wirkungen von Erdbeben und Erschütterungen durch den Straßenverkehr sowie alle künstlichen Aufkippungen und Abgrabungen können zu den externen Faktoren gezählt werden.

Die Rutschungen im Untersuchungsgebiet wurden entweder durch anthropogene externe Faktoren oder durch Niederschläge ausgelöst.

Die Hangform wirkt permanent auf den instabilen Hang. Das Auslösen von größeren Rutschungen durch holozäne Seitenerosion von Bächen und Quellerosion am Hang (SPÖNEMANN 1960) ist im Bonner Raum noch nicht beobachtet worden. Diesen langsam wirkenden geomorphologischen Auslösefaktoren kommen meist periodische Ereignisse, wie außergewöhnliche Niederschlagsereignisse oder Baumaßnahmen, zuvor.

6.2.1 Anthropogene Eingriffe in die Hangstabilität als auslösende Rutschungsursache

Im Unterschied zu Kap. 6.1.3 werden hier nur solche anthropogenen Eingriffe in die Hangstabilität als rutschungsauslösende Ursachen gewertet, bei denen nach größeren Abgrabungen und Aufschüttungen sowie nachgewiesenen Einleitungen von Wasser in das Erdreich Rutschungen abgegangen sind. Meist treten die Rutschungen nicht direkt nach den anthropogenen Eingriffen auf, sondern erst nach einem stärkeren, jedoch nicht abnormalen Niederschlagsereignis.

Dokumentierte historische Rutschungen vor 1940 wurden i. d. Regel durch Bergbau ausgelöst. In den letzten 50 Jahren sind vermehrt bzw. nahezu ausschließlich Rutschungen infolge des Straßen- und Hausbaus abgegangen. Alle anthropogen ausgelösten Rutschungen befinden sich in Bereichen, in denen eine natürliche Disposition für Rutschungen besteht. Sie liegen räumlich eng vergesellschaftet mit alten Rutschungen natürlichen und auch quasi-natürlichen Ursprungs. So sind die beiden rezenten Großrutschungen am Steilhang des nordwestlichen Siebengebirges zum Rhein hin bei Oberkassel eindeutig anthropogen ausgelöst worden. Die nachgewiesenen historischen und pleistozänen Rutschungen an diesem Hang belegen aber dessen natürliche Disposition für Rutschungen.

6.2.2 Niederschläge

Die meisten Rutschungen werden letztlich von internen Faktoren verursacht. Vor allem der Art, Dauer und Intensität der Niederschläge kommt große Bedeutung zu. Heftige Niederschläge führen den Böden größere Wassermengen zu als in Poren und Klüften abgeführt werden können. Dabei ändert ein steigender Grundwasser-

spiegel die inneren Gleichgewichtszustände, setzt gewisse Bereiche unter Auftrieb und wirkt auf andere schiebend als hydrostatischer Druck.

Die meisten Rutschungen ereignen sich im späten Winter und im Frühjahr nach ergiebigen Niederschlagsperioden und/oder nach strengen Wintern mit Frostverschleiß des Bodens. Dies liegt zum einen an dem einsetzenden Tauwetter, durch das häufig große Wassermengen freigesetzt werden. Zum anderen ermöglicht die noch fehlende Vegetation das Versickern und Abfließen des Niederschlags- bzw. des Schneeschmelzwassers (SCHMASSMANN 1953, REICHEL 1968, RYBAR 1968, STEINGÖTTER 1984).

Rutschungen treten in der Regel nach Niederschlagsereignissen auf, die stark von den langjährigen Mitteln abweichen. Als solche wären zu nennen:

Außerordentlich ergiebige, 2 - 3 Wochen anhaltende Regen- oder Schneefälle (über 100 mm Monat) in den Wintermonaten Februar und März, ebenso während und nach einer längeren Frostperiode in den Monaten Dezember und Januar sowie extreme konvektive Niederschläge im Frühsommer. Während dieser Gewitterniederschläge können innerhalb weniger Stunden Niederschläge von weit über 50 mm fallen. Rutschungsauslösend wirken sie aber i. d. Regel nur, wenn der Untergrund vom Frühjahr her noch genügend durchfeuchtet ist.

Dabei führen Porenwasserdrücke zu einer Reduzierung der wirksamen Spannung und damit auch des Scherwiderstandes. In Verbindung mit quellfähigen Tonmineralen kommt es außerdem zu einer Gefügelockerung und Plastifizierung des Materials. Da Wasser nicht nur als Niederschlagswasser sondern auch als Kluft- und Porenwasser Einfluß auf die Hangstabilität nimmt, sind neben den Klimadaten auch Angaben der Hangwasserstände und verschiedener Bodenkennwerte in diese Betrachtung einzubeziehen.

Der enge Zusammenhang zwischen außergewöhnlichen Witterungs- bzw. Niederschlagsereignissen und Rutschungen wurde 1988 besonders deutlich. Im Frühjahr 1988 gingen nach langanhaltenden Regenfällen der vorhergehenden 4 Wochen Rutschungen ab. Gleichzeitig trat auf dem Rhein ein Jahrhunderthochwasser mit 3 Hochwasserwellen auf.

Für die Rutschungsereignisse des Jahres 1988 ist die Korrelation mit den ausgiebigen Regenfällen vom März 1988 eindeutig (Abb. 32), während beispielsweise 1926 ein Zusammenhang zwischen Rutschungsereignissen und außergewöhnlichen Regenfällen der Vormonate nicht so deutlich wird. Wie in Kap. 5.7.2.2 diskutiert, kommt dem Erdbeben vom 6. Januar 1926 wahrscheinlich eine rutschungsauslösende Wirkung zu.

Kürzere Starkregen, beispielsweise ergiebige Gewitterniederschläge können dann Rutschungen auslösen, wenn durch anthropogene Veränderungen des Hanges oder durch Erdbeben Risse in einem potentiell instabilen Hang entstanden sind. In den Rissen wird nach kurzen, heftigen Niederschlägen eine Wassersäule gebildet. Der hydrostatische Druck, der kurzzeitig auf den instabilen Hang wirkt, löst letztendlich die Rutschung aus. Beispiel hierfür sind die Rutschungen von 1926 am Burgfriedhof in Godesberg (Kap. 5.7.2.2), an der Provinzialstraße in Lengsdorf (Kap. 5.3.1) und am Venusberghang in Dottendorf (Kap. 5.7.1) sowie die Rutschung vom Juni 1961 am Osthang des Melbtales (Kap. 5.5.1).

Die später regelmäßig erfolgenden sekundären Rutschungen, Bewegungen oder Fließungen in den unteren Hangbereichen, die durch das primäre Rutschungsereignis ausgelöst werden, besitzen dagegen eine engere zeitliche Korrelation zu Niederschlagsereignissen. So wirken sich hier Regenfälle schon innerhalb weniger Stunden oder Tage auf die Bewegung der Rutschmasse aus.

6.3 Geomorphologische Entwicklung der Rutschhänge

Die Rutschungen im Bonner Raum sind maßgeblich auf vorzeitliche Landschaftsformung und Klimaverhältnisse zurückzuführen. Vor allem die tiefreichende Verwitterung während des Tertiärs und die Ausbildung von

übersteilten Tälern durch die Tiefen- und Seitenerosion des Rheins im Quartär bedingen die rezente Disposition der Hänge für Massenbewegungen.

Pleistozäne Rutschungen

Im ausgehenden Pleistozän herrschten wahrscheinlich phasenweise besondere, rutschungsfördernde Klimaverhältnisse. Würmzeitliche und ältere Formen können bislang zwar nur vermutet werden, was jedoch nicht ausschließt, daß bei den pauschal in das Holozän eingeordneten Formen nicht auch viel ältere Vorläufer vorhanden sind. Die Rutschungen, beispielsweise der letzten Kaltzeit, sind wahrscheinlich in die Interstadiale einzuordnen. Während der Glazialphasen dagegen konnten sich nach allgemeiner Auffassung keine Rutschungen bilden. Selbst wenn unter dem eiszeitlichen Klima im nicht vereisten Bereich mächtige Soliflukationsdecken in Form einer sommerlichen, stark durchfeuchteten Auftauzone über dem Dauerfrostboden ausgebildet waren, kann man mit einer relativen Stabilisierung des Hanges durch den Permafrost rechnen (ACKERMANN 1959, KRÜMMLING et al. 1975, SEMMEL 1986).

Im Periglazial herrschten oberflächennahe Abspülung und Solifluktion vor; unterhalb des Auftaubodens wurden die Hänge aber durch tiefgreifenden Permafrost stabilisiert. Die Voraussetzungen für tiefe Rotationsrutschungen waren erst nach dem Abtauen des Permafrostes gegeben. Dies wird als die rutschungsgünstigste Phase des ausgehenden Pleistozäns angesehen. Flachere Translationsrutschungen traten in wärmeren Perioden des Periglazials (Interstadiale) wahrscheinlich flächenhaft vor allem an den Südhängen der Täler auf, wo der Permafrostboden zeitweise auftauen konnte. Dabei waren die Übergänge von Soliflukationsdecken zu Rutschungsloben der Translationsrutschungen vermutlich fließend, da die Unterschiede beider Formen im wesentlichen in der Geschwindigkeit des Massentransportes lagen. Sicherlich können besonders mächtige Soliflukationsmassen in steileren Hanglagen als pleistozäne Rutschungsloben angesprochen werden. Als Gleitflächen kommen Diskontinuitätsflächen, wie etwa die Grenze Permafrost/aufgetautes Solum sowie die Grenze unverwittertes/verwittertes Substrat in Frage.

Erst im Spätglazial konnte Wasser allmählich in tiefere Schichten eindringen und verschiedene Grundwasserhorizonte ausbilden. Außerdem setzte eine stärkere fluviale Erosion ein, die örtlich zur Unterschneidung der Hänge, besonders des Rheintales führte. Dabei hatten und haben Rutschungen einen nicht unwesentlichen Anteil an der Entwicklung der Steilhänge der asymmetrischen Täler und des Rheintales im Bonner Raum. Rutschungen haben an der Ausbildung und vor allem der Rückverlegung der Steilhänge entscheidend mitgewirkt.

Eine genaue zeitliche Einordnung der Rutschungen ist jedoch schwierig, da die Persistenz von Rutschungsformen beachtlich sein kann. Die Überformung von sehr alten, pleistozänen Rutschungen durch Soliflukationsdecken darf nach den Untersuchungen von BLEICH (1960) nicht überschätzt werden. Er hat zahlreiche würmzeitliche und Rib-Würm-interglaziale Rutschungsformen am Trauf der Schwäbischen Alb nachgewiesen. Das Alter der deutlich konturierten Rutschungsformen in Südniedersachsen betrachtete SUCHEL (1954) als holozän. Soliflukations- und Kryoturbationsspuren der auflagernden Sedimente belegen jedoch ein pleistozänes Alter (SCHUNKE 1971).

Holozäne Rutschungen

Das Holozän kann in mehrere, klimatisch gesteuerte Perioden (z. B. die Kleine Eiszeit) sowie in jüngere, anthropogen gesteuerte Perioden vermehrter Hangaktivität im 19. und 20. Jahrhundert unterteilt werden.

Spätglaziale Rutschungen sind wahrscheinlich zu Beginn des Holozäns unter Wald weitgehend zur Ruhe gekommen. Erst die frühmittelalterlichen Rodungen ab dem 7. Jahrhundert n. Chr. beendeten die lange geomorphologische Stabilitätsphase des Holozäns und ermöglichten eine Teilaktivität i. S. von ROHDENBURG (1971).

Gerade unter den Klimaverhältnissen der Kleinen Eiszeit, besonders von 1550 bis etwa 1700, sind wahrscheinlich viele Rutschungen an den labilen Hängen im Bonner Raum abgegangen. Besonders die Witterungsverhält-

nisse im Frühjahr, kurz nach der Schneeschmelze evtl. verbunden mit ausgiebigen Niederschlägen, waren rutschungsbegünstigend.

Im Bonner Raum trat im 20. Jahrhundert neben den geogenen und klimatischen Faktoren der menschliche Faktor verstärkt auf. Heute werden die Rutschungen fast immer durch das Zusammenwirken mehrerer Faktoren ausgelöst. Auch die durch massive anthropogene Veränderung der Hangstabilität verursachten Rutschungen befinden sich immer in Hanggebieten mit natürlicher Disposition für Rutschungen. Infolgedessen sind sie meist mit natürlich ausgelösten Rutschungen alter Rutschgebiete vergesellschaftet.

In spätglazialen und historischen Feuchtperioden (Kleine Eiszeit) wurden ältere, zumeist größere Rutschungen ausgebildet. Unter heutigen Klimaverhältnissen werden die Rutschungen an der Abrißkante meist nicht in diesem Ausmaß reaktiviert. Die Abrisse der älteren Rutschungen sind in der Regel breiter und höher als bei den jüngeren Rutschungen.

7. **Schlußfolgerungen und Ausblick**

Im wesentlichen handelt es sich im Bonner Raum um ein in den Periglazialzeiten des Pleistozäns geprägtes Relief. Sichtbarer Ausdruck hierfür sind die asymmetrischen Täler (FRÄNZLE 1969, SIEGBURG 1987), die jedoch tektonisch angelegt sind. Untergeordnet spielen gravitative Massenbewegungen bei der Hangformung aber ebenfalls eine wichtige Rolle. Da sie auch gegenwärtig ablaufen, gehören sie zusammen mit der rein anthropogen ausgelösten Bodenerosion zum aktuellen Prozeßgefüge unserer Landschaft.

Die Untersuchungen haben ergeben, daß Hangrutschungen im Bonner Raum nicht nur durch lokale anthropogene Eingriffe ausgelöst worden sind, sondern aufgrund der besonderen geologischen und geomorphologischen Verhältnisse einen häufigen, natürlichen Faktor der Hangformung darstellen. Es handelt sich stets um Rutschungen an vorhandenen Gleitflächen, die mehrere Meter tief im geologischen Untergrund ausgebildet sind und nicht um das oberflächliche Abgleiten von Hanglehm oder Terrassenkiesen.

Die neuen Befunde machen es erforderlich, Form und Morphogenese der Talhänge, insbesondere die Deutung vereinzelter Hangvorsprünge als Mittelterrassenreste zu überprüfen. Außerdem belegen sie eine hohe Leistungsfähigkeit der holozänen gravitativen Hangabtragung an den Steilhängen im Bonner Raum, die man deshalb keinesfalls nur als periglazial kaltzeitlich geformt interpretieren kann.

Das Problem der Rutschungen im Bonner Raum war bisher nur einigen Fachleuten bekannt. Die Rutschungen, die durch Baumaßnahmen ausgelöst wurden, hatte man eher als bautechnischen Fehler interpretiert. Doch besonders in Hinblick auf die enormen Kosten, die die Sanierung von Rutschungen verursachen, kommt der Ausweisung von rutschgefährdeten Gebieten und deren Klassifizierung in verschiedene Gefährdungsstufen eine wichtige Rolle zu. Bei den Kartierungen der Rutschgebiete mußte auf die Wiedergabe von Grundstücksgrenzen verzichtet werden, um eine Wertminderung bestimmter Grundstücke zu vermeiden.

8. Zusammenfassung

Der Übergangsbereich des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges zur Niederrheinischen Bucht gilt zwar als geomorphologisch gut erforscht, dennoch fehlen Untersuchungen über Bedeutung und Ausmaß der gravitativen Hangbewegungen für die pleistozäne und holozäne Hangformung.

An den steilen Talhängen des Rheins und seiner Nebentäler in der Umgebung von Bonn traten in den letzten Jahren häufig Rutschungen auf. Sie wurden unter anderem durch die starke Bautätigkeit ausgelöst und haben daher überwiegend anthropogene Ursachen. Doch auch aus historischer Zeit sind Rutschungen bekannt, die Siedlungen und Verkehrswege beschädigten oder zerstörten.

Erste Literaturrecherchen, aber besonders erste Auswertungen von Archiven (z. B. Zeitungsarchive, Archiv des Geologischen Landesamtes NRW) sowie ingenieurgeologischer Gutachten brachten viele Hinweise auf Rutschereignisse zutage. Einzelnen sehr gut und aufwendig untersuchten Rutschungen stehen kaum bekannte Rutschgebiete gegenüber. Die bisher dokumentierten Rutschereignisse im Bonner Raum geben aber ein verzerrtes Bild der Rutschungstätigkeit wieder, da ausschließlich Rutschungen beschrieben und untersucht wurden, die durch massive anthropogene Eingriffe meist in bebauten Gebieten stattgefunden hatten und durch die ein finanzieller bzw. materieller Schaden entstand. Über Rutschungen in nicht bebauten Gebieten und unter Wald gibt es kaum Hinweise. Die wenigen beschriebenen historischen Rutschereignisse sind in der Regel durch bergbauliche Tätigkeit ausgelöst worden.

Auch mangelnde Kenntnis der Rutschungsphänomene vor 1950 hat sicherlich zur geringen Anzahl dokumentierter älterer Rutschereignisse beigetragen. In den letzten Jahren führten die vorgeschriebene ingenieurgeologische Begutachtung und Betreuung von Bauprojekten zu vermehrten Dokumentationen und Hinweisen auf Rutschungen. Daraus läßt sich aber nur bedingt ein Nachweis für vermehrte Rutschungstätigkeit herleiten.

Im Rahmen der Kartierung rutschgefährdeter Talhänge wurde untersucht, ob die rezenten Rutschgebiete räumlich begrenzt und in erster Linie durch anthropogene Eingriffe ausgelöst wurden und ob die aktuellen Rutschungen in Nachbarschaft zu alten oder fossilen Rutschgebieten auftreten, um dadurch Hinweise auf ihren Natürlichkeitsgrad zu erhalten.

Im Rahmen geomorphologischer Detailkartierungen im Maßstab 1:5000 wurden nur unbebaute Talhänge im Bonner Raum untersucht. Als Untersuchungsgebiete dienten das Hardtbachtal, das Katzenlochbachtal und das Melbtal südwestlich von Bonn, der Ostabhang des Venusberges und des Kottenforstplateaus zwischen Bonn-Poppelsdorf und Bonn-Bad Godesberg sowie rechtsrheinisch der Bereich der Dollendorfer Hardt und des Ennerts im nördlichen Siebengebirge bei Oberkassel und Küdinghoven. Innerhalb dieser Gebiete wurden Rutschungsareale festgelegt, in denen geomorphologische Spezialkartierungen im Maßstab 1: 500 oder 1: 1 000 stattfanden. Mit Hilfe der Untersuchung von Bodencatenen und Bohrungen (bis 7 m tief) konnten Aussagen über die Genese der Rutschungen, über verschiedene Rutschungsphasen oder Rutschungsperioden sowie über Rutschungsursachen gemacht werden. Durch die Erfassung von Gleitflächen an der Grenze zwischen verschiedenen alten Rutschmassen sowie zwischen Rutschmassen und dem unbewegten Untergrund, konnten die Rutschmassen pedologisch und bodenphysikalisch charakterisiert werden.

Die Rutschungen im Bonner Raum werden durch folgende natürliche Faktoren begünstigt: junge, steile Talhänge, an denen tertiäre Tone und Feinsande sowie verwitterte devonische Schichten austreichen, hangparallel verlaufende tektonische Störungen, verschiedene Grundwasserhorizonte in den tertiären Schichten und Regenperioden mit hohen Niederschlagssummen. Besonders rutschungsanfällig sind Hänge in vertonten, oligozänen Trachyttuffen. Die in der Regel von der Korngrößenverteilung abhängigen Materialeigenschaften von Sedimenten werden bei den Trachyttuffen durch Eigenschaften der quellfähigen Smectite überlagert.

Es handelt sich meist um flache (< 5 m), zum Teil um tiefe (> 5 m) Rotationsrutschungen, um Translationsrutschungen oder um kombinierte Rutschungen. Als Auslösefaktoren kommen jedoch in der Regel anthropogene Eingriffe in Betracht, wie Aufkippungen, Abgrabungen, Oberflächenversiegelung sowie nicht vorhandene

oder falsch angelegte Drainage. Dabei kommt es meist zur Reaktivierung alter Rutschungen oder zur Ausweitung vorhandener Rutschungsgebiete.

Die morphologischen Voraussetzungen für holozäne gravitative Hangbewegungen sind im Mittel- und Jung-Pleistozän durch die Ausformung übersteilter Hänge des Rheins und seiner Nebenflüsse geschaffen worden. Die lithologische Rutschanfälligkeit der Schichten im Bonner Raum wurde zum größten Teil durch die intensive Verwitterung und/oder Ablagerung im Tertiär festgelegt.

Die Untersuchungen haben ergeben, daß Hangrutschungen im Bonner Raum nicht nur durch lokale anthropogene Eingriffe ausgelöst worden sind, sondern aufgrund der besonderen geologischen und geomorphologischen Verhältnisse einen häufigen, natürlichen Faktor der Hangformung darstellen. Es handelt sich stets um Rutschungen an vorhandenen Gleitflächen, die mehrere Meter tief im geologischen Untergrund ausgebildet sind und nicht um das oberflächliche Abgleiten von Hanglehm oder Terrassenkiesen.

6. Literaturverzeichnis

- ACKERMANN, E. (1948): Thixotropie und Fließeigenschaften feinkörniger Böden. -Geol. Rdsch. 36, S. 10-29.
- (1953): Der aktive Bergrutsch südlich der Mackenröder Spitze in geologischer Sicht. -Nachr. Akad. Wiss. Göttingen , 5, S. 67-83.
- (1958): Die Sturzfliebung am Schickeberg südlich Eschwege. -Notizbl. Hess. L.-A. f. Bodenforsch. 87, S.172-187.
- (1959): Der Abtragungsmechanismus an der Wellenkalk-Schichtstufe. I. Bewegungsarten der Massenverlagerungen und morphologische Formen. II. Massenverlagerungen im Wechsel der klimatischen Veränderungen. - Z. Geomorph. N.F., 3, S. 193-226 und 283-304.
- AHORNER, L. (1962): Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 13, S. 24-105.
- (1968): Erdbeben und jüngste Tektonik im Braunkohlenrevier der Niederrheinischen Bucht. -Z. Dtsch. Geol. Ges. 118, S. 150-160.
- (1972): Erdbebenchronik für die Rheinlande 1964-1970.- Decheniana 125 (1/2), S. 259-283.
- (1983): Historical seismicity and present-day microearthquake activity of the Rhenish Massif, Central Europe. - In: Fuchs, K. et al. (Hrsg.): Plateau Uplift, S. 199-221. Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo
- AHORNER, L. & W. ROSENHAUER (1978): Seismic risk evaluation for the Upper Rhine Graben and its vicinity. -Journal of Geophysics, 44. S. 481-497.
- ANDRES, W. (1977): Hangrutschungen im Zellertal (Südrheinessen) und die Ursachen ihrer Zunahme im 20. Jahrhundert. -Mainzer Geograph. Stud. H. 11, S. 267-276.
- ARBEITSGEMEINSCHAFT BAUGEOLOGIE VENUSBERGTUNNEL (Hrsg.) (1978): Baugeologisches Gutachten zum Bau des Venusberg-Tunnels im Zuge des Neubaus der B 56n in Bonn (unveröffentl.) - Bonn.
- ATTERBERG, A. (1911): Die Plastizität der Tone. -Int. Mitt. Bodenkde., 1, S.10-43, Berlin.
- AZZAM, R. (1984): Experimentelle und theoretische Untersuchungen zum Quell-, Kompressions- und Scherfestigkeitsverhalten tuftitischer Sedimente und deren Bedeutung für die Standsicherheitsanalyse tiefer Einschnittsböschungen. -Mitt. Ing. -u. Hydrogeol., 18, 148. S. -Aachen.
- BACKHAUS, E. & F. SCHÖN (1985): Versuche zur Abhängigkeit einfacher bodenmechanischer Parameter bei veränderten Tonmineralgehalten am Odenwälder Buntsandstein. -In: HEITFELD, K.- H. (Hrsg.): Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker-und Festgestein. -Berlin, Heidelberg.
- BALLMANN, P. (1972): Verwitterung und Tonmineralneubildung in tertiären Trachyttuffen des Siebengebirges unter Berücksichtigung der Ablagerungsverhältnisse. -Pedologie, XXII, 3, S. 328-355, Gent.
- BENDEL, L. (1948): Ingenieurgeologie I u. II. -Wien (Springer-Verlag).
- BIBUS, E. (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimentgenese am unteren Mittelrhein. -Frankfurter Geowiss. Arb., Ser D, 1, 296 S.

BIBUS, E. (1985): Massenverlagerungen im Wald und ihre Folgeschäden am Beispiel des Hirschkopfes bei Mössingen. -Allg. Forstzeitschr., 35, S. 901-905.

(1986): Die Rutschung am Hirschkopf bei Mössingen (Schwäbische Alb) Geowissenschaftliche Rahmenbedingungen - Geoökologische Folgen. -Geoökodynamik Bd. 7. S. 331-360.

BIERTHER, W. (1961): Gutachten über ein Rutschgelände in Ippendorf bei Bonn (unveröffentl.). Bonn.

(1962): Gutachten über den Baugrund eines Geländes innerhalb der Gemeinde Ippendorf/Landkreis Bonn (unveröffentl.). Bonn.

(1970): Gutachten über die Standsicherheit eines Hanges in Ippendorf (unveröffentl.). Bonn.

BIRKENHAUER, J. (1971): Vergleichende Betrachtungen der Hauptterrasse in der rheinischen Hochscholle. - Kölner Geogr. Arb. (Sonderbd. Festschrift K. Kayser), S. 90-140.

(1973): Die Entwicklung des Talsystems und des Stockwerkbaus im zentralen Rheinischen Schiefergebirge zwischen Mitteltertiär und dem Altpleistozän. -Arb. z. rhein. Landeskd., 34, 217 S., Bonn.

BLEICH, K. E. (1960): Das Alter des Altraufs. -Jahresheft d. Ver. f. vaterländ. Naturkd. in Württemberg 115, S. 39-92.

BOENIGK, W. & CH. HOSELMANN (1991): Zur Genese der Hönninger Sande (unterer Mittelrhein). - Eiszeitalter und Gegenwart, 41, S. 1-15.

Bonner General Anzeiger (1926): 10.03.1926, 1.6. und 4.6.1926, Bonn

Bonner Stadtarchiv (1903-1908): Pr 31/1320, Pr 24/22 (Preußische Zeit)

BORK, H.- R. (1983): Die holozäne Relief-und Bodenentwicklung in Lößgebieten. -Catena Suppl. Bd. 3, S. 1-93.

BORK; H.- R. & H. BORK, (1987): Extreme jungholozäne hygrische Klimaschwankungen in Mitteleuropa und ihre Folgen. -Eiszeitalter und Gegenwart, 37, S. 109-118.

BÜHRE, H. (1988): Geomorphologische Kartierung des Beueler Stadtgebietes, des Ennerts und des Pleiser Ländchens. -Dipl.-Arb. am Geogr. Inst. Bonn (unveröffentl.). Bonn.

BUNZA, G. (1976): Systematik und Analyse alpiner Massenbewegungen. -Schriftenreihe der Bayer. Landesstelle für Gewässerkunde., H. 11, 128 S. München.

BURGHARDT, O. (1979): Siebengebirge - Landschaft im Wandel, mit einer Bodenkarte des Naturparks Siebengebirge 1:25 000. -GLA von NRW Krefeld.

CASAGRANDE, A. (1932): Research on the Atterberg limits of soil. -Publ. Roads 13, S.121.

DECHEN, H. v. (1861): Geognostischer Führer in das Siebengebirge am Rhein. Berlin.

(1865): Physiographische Skizze des Kreises Bonn, 55 S., Bonn.

Deutscher Wetterdienst (Hrsg.) (1961): Monatlicher Witterungsbericht. -Amtsblatt des Deutschen Wetterdienstes.

(1987): Monatlicher Witterungsbericht. -Amtsblatt des Deutschen Wetterdienstes 13.

(1988): Monatlicher Witterungsbericht. -Amtsblatt des Deutschen Wetterdienstes 14.

Deutsches Institut für Normung (1976): DIN 18 122, T 1, Bestimmung der Fließ- und Ausrollgrenze.

- EINSELE, G. & GIERER, H. (1976): Entfärbung bei Desintegration und Gleitflächenbildung im Knollenmergel (oberste Trias) SW-Deutschlands. -Geol. Jb., C 16, S. 3-21.
- EINSELE, G., HEITFELD, K.-H., LEMPP, Ch. & K. SCHETELIG (1985): Auflockerung und Verwitterung in der Ingenieurgeologie: Übersicht, Feldansprache, Klassifikation (Verwitterungsprofile)-Einleitender Beitrag. -In: HEITFELD, K.-H. (Hrsg.): Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgestein. Berlin, Heidelberg.
- FEIN, W. & F. HÄFNER (1984): Massenbewegungen im Rotliegenden der Nordpfalz, dargestellt am Beispiel des Meßtischblattes Lauterecken. Mainzer geowiss. Mitt. 13, S. 19-36.
- FELIX-HENNINGSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge - Aufbau, Genese und quartäre Überprägung. -Relief, Boden, Paläoklima, H. 6. 192 S. Berlin, Stuttgart.
- FLIEGEL G. (1904): Über einen Begrusch bei Godesberg am Rhein. -Verhdl. d. Naturhist. Vereins d. preuß. Rheinlande u. Westfalens 61, S. 9-25.
- (1922): Der Untergrund der Niederrheinischen Bucht. -Abh. preuß. geol. Landes.-Anst. 92, 155 S., Berlin.
- FLOHN, H. (1947): Klimaschwankungen im Mittelalter und ihre historisch-geographische Bedeutung. -Ber. z. dt. Landeskde. 7, S. 347-357. Bad-Godesberg.
- (1967): Klimaschwankungen in historischer Zeit. -In: RUDLOFF, H. v. (Hrsg.): Schwankungen und Pendelungen des Klimas in Europa seit dem Beginn der regelmäßigen Instrumentenbeobachtungen (1670) S. 81-90. Braunschweig.
- FRANKENBERG, P. (1988): Zur Vegetation des Bonner Raumes. -Arb. z. Rhein. Landeskde. 58, S. 195-223.
- FRÄNZLE, O. (1969): Geomorphologie der Umgebung von Bonn, Erläuterungen zum Blatt NW der geomorphologischen Detailkarte 1:25 000. -Arb. z. Rhein. Landeskde., 29, 58 S.
- FRECHEN, J. (1976): Siebengebirge am Rhein - Laacher Vulkangebiet - Maargebiet der Westeifel. Vulkanologisch-petrographische Exkursionen. -Sammlg. geol. Führer, 56, 209 S. Berlin, Stuttgart.
- FRENZEL, B. (1977): Postglaziale Klimaschwankungen im südwestlichen Mitteleuropa. -In: FRENZEL, B. (Hrsg.): Dendrochronologie und Postglaziale Klimaschwankungen in Europa. -Erdwiss. Forsch., 13, S. 297-322. Wiesbaden.
- FUCHS, K., VON GEHLEN, K., MÄLZER, H., MURAWSKI, H. & A. SEMMEL (Hrsg.) (1983): Plateau Uplift - The Rhenish Shield - A Case History, 411 S., Berlin, Heidelberg, New York.
- Geologisches Landesamt NRW (Hrsg.) (1992): Tätigkeitsbericht 1990-1991, 92 S., Krefeld.
- Geotechnisches Büro Dr.-Ing. H. DÜLLMANN (Hrsg.) (1981): Gutachten über die geotechnischen Verhältnisse in einem rutschgefährdeten Geländeabschnitt im Bereich der Erschließungsmaßnahme Küdinghoven in Bonn Beuel (unveröffentl.). Aachen.
- (1984): Abschlußbericht über die Hangsicherung II im Zuge des Neubaus der B 42n bei Bonn-Oberkassel von km 27 + 019 bis 27 + 435. -56 S. (unveröffentl.). Aachen.
- (1985): Abschlußbericht über die Hangsicherung III im Zuge des Neubaus der B 42n bei Bonn-Oberkassel von km 27 + 435 bis 27 + 845. -67 S. (unveröffentl.). Aachen.
- (1989): Gutachten für die Hangsicherungsmaßnahmen an der L 261 zwischen Bonn-Lengsdorf und Röttgen (Fischteiche) (unveröffentl.). Aachen.

- Geotechnisches Büro Dr.-Ing. H. DÜLLMANN (Hrsg.) (1990): Bericht über die Auswertung von Bohrergebnissen und Bohrloch-Neigungsmessungen an der L 261 zwischen Bonn-Lengsdorf und Ückesdorf (Bereich ehemalige Kippe) (unveröffentl.). Aachen.
- GLÖKLER, K. (1967): Zwei Bergrutsche an der oberen Mosel. -Z. Geomorph. N.F., 11, S. 93-102.
- GRUNDER, M. (1984): Ein Beitrag zur Beurteilung von Naturgefahren im Hinblick auf die Erstellung von mittelmaßstäbigen Gefahrenhinweiskarten (mit Beispielen aus dem Berner Oberland und der Landschaft Davos. -Geographica Bernensia G 23, 217 S.
- GRUNERT, J. (1988): Geomorphologische Entwicklung des Bonner Raumes . -Arb. z. Rhein. Landeskd. 58, S. 165-180.
- GRUNERT, J. & H. BÜHRE (1991): Bericht über einen fränkischen Krugfund in Bonn-Oberkassel und seine Aussage für die Morphodynamik im Rheintal in historischer Zeit. - Arb. z. Rhein. Landeskd., 60, S. 31-42
- GRUNERT, J. & U. HARDENBICKER (1991): Hangrutschungen im Bonner Raum - ihre Genese und Kartierung für Planungszwecke. - Z. Geomorph. N. F. Suppl.- Bd. 89, S. 35-48.
- GURLITT, D. (1949): Das Mittelrheintal. Formen und Gestalt. -Fortsch. dt. Landeskd., 46, 159 S.
- HARDENBICKER, U. (1991): Verbreitung und Chronologie der Hangrutschungen im Bonner Raum. -Arb. z. Rhein. Landeskd., 60, S.9-18.
- (1993): Neue Ergebnisse der Hangrutschungsforschung im Bonner Raum (Südrand der Niederrheinischen Bucht).-Berliner Geographische Abhandlungen, 78, Teil 1, S. 155-174.
- HEIM, A.(1932): Bergsturz und Menschenleben. -Vierteljahresschr. d. Naturforsch. Ges. Zürich, 219 S., Zürich.
- HEIM, D. (1990): Tonminerale , -153 S. Stuttgart (Enke).
- HEITFELD, K.-H., DÜLLMANN, H., KOHLHAAS, W. & H. VÖLTZ (1977): Ingenieurgeologische Untersuchungen zur Sanierung eines besiedelten Rutschgebietes. Ber. 1. Natur. Tag. Ing. geol., S. 23-48; Paderborn.
- HEITFELD, K.-H., DÜLLMANN, H. & H. VÖLTZ (1980): Gutachten über die ingeniergeologischen und hydrologischen Verhältnisse im Bereich der Haldenzone (B 42 n) zwischen Bau-km 26 + 950 einschließlich Empfehlungen für die Böschungssanierung. (unveröffentl.). Aachen.
- HEITFELD, K.-H. (Hrsg.) (1985): Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker-und Festgestein. Berlin Heidelberg.
- HESEMANN, J. (1975): Geologie Nordrhein-Westfalens . -Bochumer geograph. Arb., Sonderrheihe., 2. Paderborn.
- HEUSLER C. (1876): Gebirgs- und Erdbewegungen an der Steinskante in Oberwinter. -Corr. Nat. Ver. 33: S. 126-130.
- (1897): Beschreibung des Bergreviers Brühl-Unkel und des Niederrheinischen Braunkohlebeckens. Bonn.
- HEYL, K.E. (1971): Ein Hangrutsch bei Nittel (Obermosel). -Notizbl. hess. L.-Amt f. Bodenforschung. 99, S. 347-360.
- HÖHERE FORSTBEHÖRDE RHEINLAND (Hrsg.) (1982): Waldflächenentwicklung im Rheinland 1820-1980; Teilbereich Rhein-Sieg-Kreis/Stadt Bonn, 86 S.

- HÖLDER, H. (1953): Erosionsformen am Trauf der Schwäbischen Alb. -N. Jb. Geol. Paläontol. Abh. 97.
- HÖROLDT, D. (1989): Bonn in der Kaiserzeit 1871-1914. -In : HÖROLDT, D. (Hrsg.): Geschichte der Stadt Bonn, Bd. 4, S. 267-435, Bonn.
- Ingenieurgeologisches Büro KAISER-KÜHN (Hrsg.) (1988 a): Hydrogeologisches Gutachten Ippendorfer Westhang (unveröffentl.). Bonn
- (1988 b): Alter Friedhof in Ippendorf, Hangrutsch im April 1988, Baugrundgutachten (unveröffentl.) Bonn.
- (1990): Neubau eines Mischwasserkanals in Bonn-Ippendorf, Tiefgebiet Röttgener Straße (unveröffentl.). Bonn.
- JÄGER, B. (1991): Hangrutschungen im Flurbereinigungsgebiet Siebengebirge. -Ber. 8. Nat. Tag. Ing.-Geol., S. 128-135, Berlin.
- JUNGBLUTH, F. A. (1918): Die Terrassen des Rheins von Andernach bis Bonn. -Verh. Naturhist. Ver. Rheinld. u. Westf., 73, S. 1-103.
- KAISER, E (1903): Die Ausbildung des Rheintales zwischen Neuwieder Becken und Bonn -Kölner Bucht- . - Verh. XIV Dt. Geogr. Tg. Köln, S. 206-216.
- KAISER, K. H. (1961): Gliederung und Formenschatz des Pliozäns und Quartärs am Mittel- und Niederrhein sowie der angrenzenden Niederlande unter besonderer Berücksichtigung der Rheinterrassen. - Festschr. 33. Dt. Geogr.-Tg. Köln, S. 236-278
- KAYSER, E. (1897): Geologische Darstellung des Nordabfalls des Siebengebirges. -Ver. Naturhist. Ver. Rheinld. u. Westf., 54, S. 78-204.
- KEIL (1959): Ingenieurgeologie und Geotechnik.- S. 392-550, Halle.
- KLENGEL, K. J. & PASEK, J. (1974): Zur Terminologie von Hangbewegungen . -Z. angew. Geol., Bd. 20. H 3, S. 128-132.
- KLOSTERMANN, (1992): Das Quartär am Niederrhein. -Krefeld
- KNOBLICH, K.(1973): Massenbewegungen. Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 9/10, S.286-299.
- KRAUTER, E. (1973): Bewegungen an Felshängen im Rheinischen Schiefergebirge (BRD, Rheinland-Pfalz). - Veröffentl. Univ. Innsbruck, 86, S. 217-236.
- KRAUTER, E. & K. STEINGÖTTER (1980): Kriech- und Gleitvorgänge natürlicher und künstlicher Böschungen im Tertär des Mainzer Beckens. -Sechste Donau-Europäische Konferenz f. Bodenmechanik und Grundbau, Sekt. 3, S. 153-164, Varna.
- (1983): Die Hangstabilitätskarte des linksrheinischen Mainzer Beckens. -Geol. Jb. S. 3-31.
- KRAUTER, E., HÄFNER, F., DILLMANN, W. & W. FENCHEL (1979): Der Felssturz bei Linz/Rhein am 2. Dezember 1978. -Ber. 2. Nat. Tag. Ingenieurgeol. S. 175-182, Fellbach.
- KRETZSCHMAR, R. (1983) : Kulturtechnisch-bodenkundliches Praktium, -166 S. Kiel.
- KRÜMMLING, H., TORNACK, E., WIEFEL, J. & K. WUCHER (1975): Massenverlagerungen an der Röt-Muschelkalk-Schichtstufe Nordwest-Thüringens. -Z. angew. Geol., Bd. 21., S.552-558.
- KUHN, O. (1927): Das rheinische Erdbeben vom 6. Januar 1926. -Veröff. Erdbebenwarte Aachen, 2. Aufl. bearb. v. P. WILSKI, 45. S. Aachen.

- LAATSCH, W. & W. GROTTENTHALER (1973): Typen der Massenverlagerung in den Alpen und ihre Klassifizierung. -Forstw. Centralbl., 91, S. 309-339, Hamburg/Berlin.
- LASPEYRES, H. (1900): Das Siebengebirge am Rhein. -Verh. d. Naturhist. Vereins, 57, 471 S., Bonn..
- LESER, H. (1977): Feld- und Labormethoden der Geomorphologie. -446 S., Berlin, New York.
- LESER, H. (1983): Wandel und Bestand methodischer Grundperspektiven der Geomorphologie zwischen den Ansätzen Ferdinand von Richthofens und heute. -Die Erde, 114, S. 103-116.
- LESSMANN-SCHOCH, U., KAHRER, R. & G. BRÜMMER (1991): Pollenanalytische und ^{14}C - Untersuchungen zur Datierung der Kolluvienbildung in einer lößbedeckten Mittelgebirgslandschaft (nördlicher Siebengebirgsrand). -Eiszeitalter u. Gegenwart 41, S.16-25.
- LEVEN, H. (1954): Beiträge zur Geschichte des Siebengebirges. -Bonner Geschichtsblätter 8, S. 135-165.
- LOHMEYER, W. & KRAUSE, A. (1975): Zur Kenntnis der Vegetation des Katzenlochbach-Tales bei Bonn. - Schr.reihe f. Vegetationskde., H.8, S. 7-20, Bonn
- LOUIS, H. (1979): Allgemeine Geomorphologie. -4. Aufl. unter Mitarb. von K. FISCHER, Berlin, New York.
- LUSZANT, M. & WIEGEL, E (1968): Das Felsrutschgebiet am Giller bei Hilchenbach im nördlichen Siegerland. -Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 15; S. 425-440.
- MEYER, W. (1986): Geologie der Eifel. 614 S., Stuttgart.
- (1988): Die Entstehung der Trachyttuffdecke und einer Caldera im Siebengebirge. -Fortschr. Miner. 66, Beih. 2, S. 27-30.
- MORDZIOL, C. (1911): Die geologischen Grundlagen der jungtertiären und diluvialen Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. -Geol. Rdsch. 2, S. 313-327.
- (1951): Der geologische Werdegang des Mittelrheintales. Geologie des Mittelrheintales und der Eifel. 76 s., Wittlich.
- MORTENSEN, H. (1954/55): Die quasinatürliche Oberflächenformung als Forschungsproblem. -Wiss. Zeitschr. Univ. Greifswald, Jg. 4, Math.-Nat. Reihe, S. 625-628.
- (1960): Neues über den Bergrutsch südlich der Mackenröder Spitze und über die holozäne Hangformung an Schichtstufen im mitteleuropäischen Klimabereich. -Z. Geomorph., Suppl.-Bd. 1, S. 114-123.
- MORTENSEN, H. & J. HÖVERMANN (1956): Der Bergrutsch an der Mackenröder Spitze bei Göttingen. Ein Beitrag zur Frage der klimatisch bedingten Hangentwicklung. - Premier rapport de lacommission pour l'etude des versants, S. 149-155.
- MOSER, M. (1980): Zur Analyse von Hangbewegungen in schwachbindigen bis rolligen Lockergesteinen im alpinen Raum anlässlich von Starkregenniederschlägen. -Int. Sympos. Interpraevent 1980, Bd. 1, Kap. 2 S. 121-148, Bad Ischl.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1953): Fossile Böden der nördlichen Eifel. -Geol. Rdsch., 41, S. 253-268.
- (1958): Rezente und fossile Böden (Paläoböden) der Eifel. -Kölner Geogr. Arb. 36, S. 7-35.
- MÜLLER, L. (1987): Spezielle geologische und geotechnische Untersuchungen bei der Sanierung von Rutschungen im nördlichen Siebengebirge. -Mitt. Ing.-u. Hydrogeol. 27, 234 S.
- MÜLLER-MINY, H. (1958): Die naturräumliche Gliederung am Mittelrhein. -Berichte z. dt. Landeskde., 21, S. 247-266.

- NEMOCK, A., PASEK, J. & J. RYBAR (1972): Classification of landslides and other mass movements. -Rock Mechanics 4, S. 71-78., Wien.
- NÖGGERATH, J. (1847): Der Bergschlupf vom 20. Dezember 1846 an den Unkeler Basaltsteinbrüchen bei Oberwinter. Bonn.
- (1870): Die Erdbeben im Rheingebiet in den Jahren 1868, 1869, 1870. -Verh. Naturhist. Ver. 27., 132 S., Bonn.
- PFISTER, C. & S. HÄCHLER (1991): Überschwemmungskatastrophen im Schweizer Alpenraum seit dem Spätmittelalter - Raum-zeitliche Rekonstruktion von Schadensmustern auf der Basis historischer Quellen. -Würzburger Geogr. Schr. 80, S.127-148.
- PFISTER, C. (1975): Agrarkonjunktur und Witterungsverlauf im westlichen Schweizer Mittelland 1755-1797. -Geographica Bernensia G 2., 229 S., Bern.
- PFLUG, H. D. (1959): Anlage und Entwicklung der Niederrheinischen Bucht in der Oberkreide und im Alttertiär auf Grund sporenpaläontologischer Altersdatierungen. -Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 2, S. 409-418.
- PHILIPPSON, A. (1899): Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. -Sonderbd. d. Niederrh. Ges. f. Nat.- u. Heilkde zu Bonn, S. 48-50.
- POSER, H. (1947): Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würmeiszeit im nicht vereisten Mittel- und Westeuropa. - Naturwissenschaften 34, S. 10-18.
- PRINZ, H. (1982): Abriß der Ingenieurgeologie, 419 S.. Stuttgart
- QUITZOW; H.W. (1962): Mittelrhein und Niederrhein. -Beitr. Rheinkde., 14, S. 35-47, Koblenz
- (1974): Das Rheinland und seine Entstehung. Bestandsaufnahme und Versuch einer Synthese. - Centenaire de la Soc. Geol. de Belgique, S. 53-104. Liege.
- (1977): Die erdgeschichtliche Entwicklung des Rheintals. Natur und Museum, 107, S. 6-12, Frankfurt a. M.
- (1978): Der Abfall der Eifel zur Niederrheinischen Bucht im Gebiet der unteren Ahr. -Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 28, S. 9-50.
- RAUFF, H. (1923): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Blatt Godesberg. 66 S., Berlin.
- (1924): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Blatt Bonn. 38 S., Berlin.
- REICHEL, G. (1968): Die Rutschungen am Eichberg bei Achdorf (Wutach) Erscheinungsformen, Mechanik, Ursachen. -Erdkunde, Bd. XXI, S. 169- 180.
- ROHDENBURG, H. (1971): Einführung in die Klimagenetische Geomorphologie. -350 S., Giessen.
- RÖDER, J. (1974): Römische Steinbruchtätigkeit am Drachenfels. -Bonner Jahrbücher, 174, S. 509-544.
- RÖSING & WENZEL (1989): Der Bergrutsch am Nordhang der Hörne bei Bad-Sooden - Allendorf (Nordhessen) am 21.07.1985. -Geol. Jb. Hessen, 117, S. 237-250.
- ROTH, H. J. (1978): Das Siebengebirge. -Rheinische Landschaften 13. Bonn.
- RUDLOFF, H. v. (1967): Klimaschwankungen in Europa seit 1670, das Klimaoptimum 1942-1953 und die nachfolgende Klimaverschlechterung. -Mitteilungen des badischen Landesvereins f. Naturkde. und Naturschutz, N. F., 9, S. 459-476.
- RYBAR, J. (1968): Ein Beispiel von Bewegungsmessungen an Rutschungen. -Z. angew. Geol., 14, S.138-141.

- SCHÄDEL, K. & I. STOBBER (1988): Rezente Großrutschungen an der Schwäbischen Alb. -Jh. geol. LA. Baden-Württemberg, 30, S. 413-439.
- SCHMASSMANN, H. (1953): Die Rutschung am Südwestabhang des Wartenbergs. -Tätigkeitsber. d. naturf. Ges. Baselland 19.
- SCHULZE, E. & H. MUHS (1967): Bodenuntersuchungen für Ingenieurbauten. -722 S. Berlin (Springer)
- SCHÜNEMANN, H. W. (1958): Zur Stratigraphie und Tektonik des Tertiärs und des Altpleistozäns am Südrand der Niederrheinischen Bucht. -Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 2, S. 557-472.
- SCHUNKE, E. (1968): Die Schichtstufenhänge im Leine-Weser-Bergland in Abhängigkeit vom geologischen Bau und Klima. -Göttinger Geogr. Abh., 43., 219 S.
- (1971): Die Massenverlagerungen an den Schichtstufen und Schichtkämmen des Leine-Weser-Berglandes. -Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, 2. Math.-Phys. Kl., 3., S. 47-77
- SCHWALB, K. J. (1989): Betrachtungen zum Urkataster von Friesdorf (1811/1812). -Godesberger Heimatblätter 27, S. 154-169.
- SCHWARZBACH, M. (1951): Die Erdbeben des Rheinlandes. -Kölner Geol. H. 1, 28. S.
- (1968): Das Klima des rheinischen Tertiärs. -Z. dt. geol. Ges., 118, S. 33-68.
- SCHWICKERATH, H. (1953): Die Basaltindustrie zwischen Rhein, Sieg und Wied. 59 S., Bonn
- SEMMELE, A. (1985): Das Periglazial. -231 S., Darmstadt
- (1986): Angewandte konventionelle Geomorphologie (Beispiele aus Mitteleuropa und Afrika). -Frankfurter geowiss. Arb. Ser. D, 6, S.
- (1987): Bodenbewegungen im Rhein-Main-Gebiet: Ursachen und Auswirkungen. -Wissenschaftsmagazin der Univ. Frankfurt, 2/3, S. 1-24.
- SIEBERG, A. (1928): Erdbebenchronik 1922-26. -SD. Kürschners Jahrbuch 1928.
- SIEGBURG, W. (1987): Asymmetrische Täler in der Umgebung von Bonn. -Decheniana 140, S. 204-217.
- (1988): Multivariate statistische Untersuchungen zur Hanggenese am Beispiel des Siebengebirges. Z. Geomorph. N. F., 32, S. 481-497.
- SKEMPTON, A. W. & J. HUTCHINSON (1969): Stability of natural slopes and embankment foundations. -Proc. 7. th ICSMFE, 4, 291 S., Mexico.
- SPIES, E.-D. (1986): Vergleichende Untersuchungen an präpleistozänen Verwitterungsdecken im Osthunsrück und an Gesteinszersatz durch ascendente (Thermal-) Wässer in der Nordostifel (Rheinisches Schiefergebirge). 182 S., Diss. Bonn.
- SUCHEL, A. (1954): Studium der Morphologie des Hilsgebietes. -Göttinger Geogr. Abh., 17, 147 S.
- STEINGÖTTER, K. (1984): Hanginstabilitäten im linksrheinischen Mainzer Becken. -Ingenieurgeologische Untersuchungen und kartenmässige Darstellung. -Diss. Univ. Mainz.
- STINY, J. (1931): Die geologischen Grundlagen der Verbauung der Geschiebeherde in Gewässern. Wien (Springer)
- STREIT, R. (1991): Eiszeitliche und postglaziale Rutschmassen bei Püttlach, Nördliche Frankenalb. -Sonderveröff. Geol. Inst. Köln, 82 (Festschr. K. Brunnacker), S. 294-299.

- STRUNK, H. (1986): Episodische Materialverlagerungen und die Fragwürdigkeit von Bilanzierungen. Darmstädter Geograph. Studien, 7, S. 45-57
- THOMAS, J. (1988): Geodätische Untersuchungen zu großflächigen Hangrutschungen in einer Weinbergflurbereinigung. -Z. f. Kulturtechnik u. Flurbereinigung 29, S. 41-52.
- TRAUZETTEL, G. (1962): Die Rutschungen der Baden- Württembergischen Knollenmergel. -Arb. u. Mitt. Geol. Paläontol. Inst. TH Stuttgart, N.F., 32, 182 S.
- UDLUFT, H. (1939): Geologische Karte von Preußen, Erläuterungen zu Blatt Siegburg, 76 S., Berlin.
- VARNES, D. (1958): Landslide Types and Processes. -In: ECKEL, E.B. (Hrsg.): Landslides and Engineering Practice. -Highway Research Board, Special Report 29, S. 1-5, NAS-NCR Publication 544., Washington, D.C.
- VEDER, C. (1979): Rutschungen und ihre Sanierung. -231 S. Wien.
- VÖLTZ, H., DÜLLMANN, H. & HEITFELD, K. - H. (1977): Böschungssicherung in rutschgefährdeten Tuffen und Tuffiten des Oligozäns am Autobahnknoten Bonn-Ramersdorf. - Ber. 1. Nat. Tag. Ing. Geol., S. 73-122, Bonn.
- WAGNER, W. (1941): Bodenversetzungen und Bergrutsche im Mainzer Becken. -Geol. u. Bauwesen, 13, S. 17-23.
- WEBER, M. (1991): Welchen Beitrag kann die Luftbildinterpretation zur Erfassung und Datierung von Hangrutschungen leisten ? -Erste Ergebnisse aus dem Bonner Raum. -Arb. z. Rhein. Landeskd., 60, S. 19-30.
- WIEDEMANN, A. (1930): Geschichte Godesbergs und seiner Umgebung. 589 S. Godesberg.
- WILCKENS, O. (1927): Geologie der Umgegend von Bonn, 273 S., Berlin (Bornträger).
- WINTERHOFF, W. & P. HÖLLERMANN (1968): Morphologie, Flora und Vegetation des Bergsturzes am Schickeberg (Nordhessen). -Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, 2. Math.-Phys. Kl. 7, S. 109-170.
- WIRTH, W. (1978): Zum Problem der Genese und der Einstufung pleistozäner Flußterrassen im Bereich des Rheinischen Schiefergebirges. -Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 28, S. 65-83.
- WITTE, W. (1991): Der Aussagewert von historischen hydrologischen Daten im Vergleich zu meteorologischen und (para-) phänologischen Daten für die Rekonstruktion der Witterung im Mittelrheingebiet seit dem 14. Jahrhundert. -Würzburger Geogr. Schr., 80, S. 149-181.
- ZARUBA, Q. & MENCL, V. (1969): Landslides and their control, 214 S., Amsterdam, New York.
- ZEPP, P. (1927): Der Rückgang der rheinischen Weinkultur nordwärts von Andernach. -Verh. d. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinld. und Westf., 84, S. 112-180.
- ZIEGLER, G. (1980): Northwestern Europe: Subsidence patterns of Post-Variscan basins. -Mem. BRGM, 108, S. 249-280., Villeneuve d' Ascq.